

UNIVERSITE D'AIX-MARSEILLE
ED 355 – ESPACES, CULTURES, SOCIETES
UFR DE GEOGRAPHIE
UMR 7330 CNRS CEREGE

Thèse présentée pour obtenir le grade universitaire de docteur

Discipline : GEOGRAPHIE

Spécialité : GEOMORPHOLOGIE LITTORALE

Benjamin KULLING

Déformation du rivage et dérive littorale
des plages du Golfe du Lion

Soutenue le 13/11/2017 devant le jury :

Arnaud HEQUETTE - Université du Littoral Côte d'Opale - Rapporteur
Vincent REY - Université de Toulon - Rapporteur
Frédéric BOUCHETTE - Université de Montpellier - Examineur
Christophe MORHANGE - Aix-Marseille Université - Examineur
Nadia SENECHAL - Université de Bordeaux - Examinatrice
François SABATIER - Aix-Marseille Université - Co-directeur
Edward ANTHONY - Aix-Marseille Université - Directeur

Résumé

La gestion des sédiments des plages sableuses du golfe du Lion repose nécessairement sur une connaissance fine du potentiel de Transport Sédimentaire Longitudinal (TSL), en particulier dans un contexte de diminution des apports fluviaux, d'occurrence de tempêtes orientée à la hausse et de remontée du niveau moyen de la mer. La modélisation, complétée par des mesures *in-situ*, permet une quantification du potentiel de TSL à différentes échelles temporelles, de l'année à plusieurs décennies. Photographies aériennes et satellitaires, différentiels bathymétriques, analyses granulométriques sont couramment mis à profit dans l'estimation de l'intensité et de la direction du TSL. Elles permettent, avec l'aide de la modélisation, d'identifier les cellules de dérive littorale sur lesquelles s'appuient les gestionnaires afin d'administrer au mieux le stock sédimentaire des plages.

Ici, une approche modélisante du potentiel TSL le long des plages du golfe du Lion est proposée sur la base du modèle d'ingénierie côtière Unibest-LT (**Uniform Beach Sediment – Longshore Transport**). Sont exploités en entrée de modèle des données de houle de 1979 à 2010 (base de données ANEMOC-2 produite par le Cerema à partir d'une approche modélisante également) conjointement à des données topo-bathymétriques haute résolution LiDAR (base de données Litto3D produite conjointement par le SHOM et l'IGN). Le potentiel de TSL annuel est calculé pour 157 profils topo-bathymétriques couvrant l'ensemble des ~250 km de littoral étudié dans ce travail de thèse.

En premier lieu, le potentiel de TSL annuel résultant est d'abord estimé sur la base d'une année de houle type, établie à partir de 31 ans de houle horaire entre 1979 et 2010, puis pour chaque année entre 1979 et 2010. La différence observée avec le potentiel de TSL annuel résultat « type » permet de discrétiser les années en trois situations : anomalie positive, anomalie négative ou proche de la normale. Par ailleurs, un lien est clairement établi entre la variabilité interannuelle identifiée dans les simulations et les tempêtes. En outre, cette analyse interannuelle menée à l'échelle des plages du golfe du Lion amène à affiner les limites des cellules de dérive littorale potentielle, pour lesquelles trois scénarios d'organisation sont établis : habituel, occasionnel, exceptionnel.

Enfin, le lien entre potentiel de TSL annuel résultant et variations du rivage est testé, conformément au large corpus bibliographique qui existe à ce sujet en ingénierie côtière. Cependant, les résultats s'avèrent décevants : une remise en cause de la théorie sous-jacente est proposée ici.

Mots-clés : transport sédimentaire longitudinal ; trait de côte ; plages sableuses ; Golfe du Lion ; Unibest-LT.

Abstract

A precise knowledge of potential Longshore Sediment Transport (LST) rates is essential to manage Gulf of Lions sandy shorelines, especially in the face of diminishing fluvial sediment supply, increasing storminess, and sea-level rise. Coastal modelling, complemented by field measurements, can enable the quantification of potential LST rates over various timescales, ranging from annual to multi-decadal. Aerial photographs and satellite images, differential bathymetry, and grain size analyses are commonly used to assess longshore transport intensity and direction. However, coastal planners rely strongly on coastal drift cells that can be identified using these data sources and other metrics.

Wave data from 1979 to 2010 derived from a large-scale modelling database (ANEMOC-2) were used together with high resolution topo-bathymetric LiDAR data as inputs within the coastal engineering model Unibest-LT (**Uniform Beach Sediment - Longshore Transport**). The spatial and temporal coverage of these data offers a unique opportunity to carry out a comprehensive study of potential longshore transport intensity and direction.

Over the 250 km-long stretch of coast covering the study area, the longshore drift directions computed with the 30-year mean wave climate closely match those of previous findings based on experimental geomorphological methods.

Potential LST rates are then computed for each year individually over the 1979-2010 period. Deviations from the 30-year mean LST rates are used to identify 3 cases: positive anomalies, negative anomalies and close to normal. Storm contributions to longshore transport are brought into light: inter-annual variability in LST rates is strongly correlated to >4 m waves occurrences.

The relationship between LST rates gradients alongshore and shoreline changes is also investigated : despite the significant amount of papers on that subject, results showned in this thesis appears to be disappointing.

In the light of these findings, coastal drift cell boundaries are defined taking into account the 30-year mean potential LST rates and the inter-annual variability. This thesis thus highlights the good potential of longshore transport modelling in yielding coherent results that are essential from a shoreline management perspective for future coastal sustainability.

Keywords: longshore sediment transport ; shoreline change ; sandy coast ; Gulf of Lions ; Unibest-LT.

Remerciements

Sans hésitation, ma première pensée va à François Sabatier : sans la confiance que tu m'as accordé au cours de ces 5 dernières années, d'abord en sortie de Master avec l'Observatoire des Sédiments du Rhône, et ensuite pour cette thèse avec la DREAL Languedoc-Roussillon, je n'aurais pas le bonheur d'écrire ces lignes. Merci pour ta bienveillance, qui m'a permis de concilier la thèse avec les contraintes « spatiales » de ma vie familiale. Merci également pour le sang-froid dont tu as su faire preuve face aux difficultés qui ont marqué les débuts de cette thèse. Ces quelques lignes ne peuvent cependant t'exprimer toute ma gratitude.

Bien évidemment je n'oublie pas Edward Anthony, professeur et maître de stage en licence et master, puis directeur de thèse : je te suis profondément reconnaissant pour ton implication tout au long de mon parcours universitaire. C'est à toi que je dois ma participation au congrès Littoral2016, *via* le Belmont Forum : merci pour cette expérience enrichissante. Est-il besoin d'écrire ici ô combien tes commentaires sur ce manuscrit furent appréciés ?

J'aimerais également remercier la DREAL Languedoc-Roussillon, en particulier Mme Bénédicte Guérinel pour l'opportunité unique que représente ce doctorat sur le plan professionnel mais aussi personnel. M. Philippe Dufresne est également vivement remercié pour sa collaboration, toujours prompt à transmettre les données nécessaires à l'avancement de cette thèse, en particulier les levés LiDAR.

Merci également au Cerema pour la mise à disposition gracieuse de la base de données ANEMOC-2. Je remercie chaleureusement Céline Trmal et Anne-Laure Tibéri-Wadier pour avoir systématiquement répondu de manière favorable et dans les meilleurs délais à mes sollicitations.

Julien Plaine doit être remercié ici comme il se doit pour son travail, tellement ingrat mais tellement précieux ! Après avoir écumé jusqu'à la dernière les erreurs d'écriture dans les scripts Python, tu as su procéder à une mise en œuvre rigoureuse d'Unibest-LT sur le delta du Rhône, ce qui donne à cette thèse une tout autre dimension. J'ai à cœur de souligner ici à quel point j'ai apprécié collaborer avec toi.

J'exprime ici mes plus sincères remerciements à Philippe Dussouillez, Jules Fleury et Jean-Claude Raynal : mes petits soucis de licences ont toujours bénéficié d'une grande attention.

Je ne dois pas oublier d'adresser mes remerciements aux collègues du CEFREM de l'Université de Perpignan, en particulier pour les données granulométriques exploitées dans ce travail.

La coopération entre chercheurs est pourtant enrichissante et stimulante intellectuellement : un grand merci à Frédéric Bouchette pour le fantastique workshop

GLADYS en 2014 ! Certaines réflexions dans les conclusions de ce travail de thèse se sont construites au cours de cette semaine d'échanges.

Toujours au paragraphe des échanges scientifiques, je ne peux oublier Samuel Meulé : merci pour ta sincérité et tes remarques constructives !

Je remercie bien évidemment Laurie Boudet pour ses conseils avisés sur Delft3D qui ont permis à Julien Plaine de propager la houle dans les golfes, et donc de mettre en œuvre Unibest-LT sur tout le delta du Rhône. Je devais soutenir avant toi, et finalement j'ai eu le plaisir de t'applaudir avant de finaliser ce manuscrit.

Merci à Manon Besset : ton dévouement pour les autres est sans pareil ! A une exception près, tu as toujours été de la partie sur les déplacements que j'ai pu faire au cours de cette thèse, et j'en suis très heureux.

Une pensée enfin pour ceux dont j'ai eu le plaisir de croiser la route : Michel, Eléonore, Matthieu et Sébastien.

Pour terminer, je m'adresse à ma famille : je suis intimement convaincu que je n'écrirais pas ces lignes aujourd'hui sans le havre de bienveillance que vous m'avez toujours offert.

A mon sens, il n'y a pas de mots pour exprimer à ma compagne Sarah à quel point je suis reconnaissant pour sa patience : c'est grâce à ton soutien inconditionnel que j'ai l'immense bonheur de mettre un point final à une expérience unique que peu ont la chance de vivre.

Table des matières

1	Introduction	1
1.1	Rappels historiques et conceptuels.....	1
1.1.1	Mise en évidence de la dérive littorale	1
1.1.2	Notions de cellule et budget sédimentaire	2
1.1.3	Déterminer et quantifier le TSL	4
1.1.4	Le gradient du TSL et les variations du rivage	7
1.2	Objectifs de la thèse	9
2	Les plages du golfe du Lion.....	11
2.1	Localisation du site d'étude	11
2.2	Construction Holocène des cordons sableux.....	11
2.3	Etat de l'art sur le TSL et les cellules du golfe du Lion	14
2.4	Données utilisées pour caractériser les sites d'études	16
2.4.1	Données morphologiques.....	16
2.4.2	Données hydrodynamiques.....	17
2.5	Languedoc-Roussillon.....	18
2.5.1	Roussillon.....	19
2.5.2	Narbonnais	24
2.5.3	Lido de Sète	29
2.5.4	Golfe d'Aigues-Mortes.....	34
2.6	Delta du Rhône	38
2.6.1	Flèche de l'Espiguette et Petite Camargue	41
2.6.2	Golfe de Beauduc.....	45
2.6.3	Flèche de Beauduc.....	50
2.6.4	Plage de Piémanson	55
2.6.5	Plage Napoléon et flèche de la Gracieuse	59
2.7	Synthèse partielle	62
3	Modélisation du potentiel de TSL _R annuel le long des plages du golfe du Lion	63
3.1	Rappels conceptuels.....	63

3.2	Fonctionnement général d'Unibest-LT	64
3.2.1	Transformation de la houle du large vers le rivage.....	65
3.2.2	Courant longitudinal.....	67
3.2.3	Interaction vague-courant.....	68
3.2.4	Transport sédimentaire	69
3.2.5	Résumé de la chaîne de modélisation.....	71
3.3	Limites de mise en œuvre d'Unibest-LT	71
3.4	Sensibilité aux paramètres en entrée	72
3.5	Préparation des données en entrée du modèle	75
3.5.1	Données de houle.....	76
3.5.2	Données topo-bathymétriques.....	81
3.5.3	Données sédimentologiques.....	84
3.6	Découpage spatial des simulations.....	86
3.7	Calibration.....	87
3.7.1	Principe de calibration retenu	87
3.7.2	Données expérimentales de référence	88
3.7.3	Comparaisons mesures vs. calculs, et calibration	90
3.8	Validation.....	92
3.9	Analyse des simulations.....	93
3.10	Synthèse partielle.....	93
4	Organisation et intensité du potentiel de TSL _R	95
4.1	Languedoc-Roussillon.....	95
4.1.1	Roussillon.....	95
4.1.2	Narbonnais	97
4.1.3	Lido de Sète	99
4.1.4	Lido de Frontignan et des Aresquiers.....	100
4.1.5	Golfe d'Aigues-Mortes	102
4.2	Delta du Rhône	104
4.2.1	Flèche de l'Espiguette et Petit Camargue	104
4.2.2	Golfe de Beauduc.....	106
4.2.3	Flèche de Beauduc	106
4.2.4	Plage de Piémanson	108
4.2.5	Plage Napoléon et flèche de la Gracieuse	108

4.3	Discussion.....	110
4.3.1	Cellules de dérive littorale potentielle annuelle	110
4.3.2	Ruptures longitudinales du potentiel de TSL _R	110
4.3.3	Résultats contraires aux connaissances empiriques	115
4.3.4	Cas ponctuels d'inversion	116
4.3.5	Intensités estimées.....	117
4.3.6	Relation entre TSL dominant et secondaire.....	118
5	Variabilité interannuelle du potentiel de TSL _R (1979-2010).....	122
5.1	Méthodologie.....	122
5.1.1	Découpage spatial des simulations.....	122
5.1.2	Climats de houle annuels	124
5.1.3	Identification des anomalies positives et négatives.....	124
5.1.4	Typologie des anomalies positives et négatives	125
5.2	Languedoc-Roussillon.....	126
5.2.1	Tendances générales	126
5.2.2	Roussillon.....	126
5.2.3	Narbonnais Sud	130
5.2.4	Narbonnais Nord.....	132
5.2.5	Lido de Sète	135
5.2.6	Lido de Frontignan	138
5.2.7	Lido des Aresquiers	140
5.2.8	Golfe d'Aigues-Mortes.....	142
5.3	Delta du Rhône	146
5.3.1	Tendances générales	146
5.3.2	Flèche de l'Espiguette et Petite Camargue	146
5.3.3	Golfe de Beauduc.....	149
5.3.4	Flèche de Beauduc	151
5.3.5	Plage de Piémanson	154
5.3.6	Plage Napoléon et flèche de la Gracieuse	157
5.4	Analyse régionale	162
5.4.1	Plages du golfe du lion en situation d'anomalie positive	162
5.4.2	Plages du golfe du Lion en situation d'anomalie négative	163
5.4.3	Plages du golfe du Lion en situation mixte	165

5.4.4	Plages du golfe du Lion en situation proche de la normale.....	165
5.4.5	Synthèse partielle	166
5.5	Potentiels de TSL _R et houle (durée et intensité)	167
5.5.1	Objectifs et méthodologie	167
5.5.2	Roussillon.....	168
5.5.3	Narbonnais Sud	170
5.5.4	Narbonnais Nord.....	172
5.5.5	Lido de Sète	174
5.5.6	Lido de Frontignan	176
5.5.7	Lido des Aresquiers	178
5.5.8	Flèche de l'Espiguette et Petite Camargue	180
5.5.9	Flèche de Beauduc	182
5.5.10	Plage de Piémanson.....	184
5.5.11	Plage Napoléon et flèche de la Gracieuse	186
5.6	Synthèse partielle.....	188
6	Gradients du potentiel de TSL _R historique et actuel.....	190
6.1	Méthodologie.....	191
6.1.1	Modélisation du potentiel de TSL _R -1895.....	191
6.1.2	Identification des gradients du potentiel de TSL _R	192
6.2	Languedoc-Roussillon.....	195
6.2.1	Roussillon.....	195
6.2.2	Narbonnais Sud	202
6.2.3	Narbonnais Nord.....	204
6.2.4	Lido de Sète	207
6.2.5	Lido de Frontignan	209
6.2.6	Lido des Aresquiers	211
6.2.7	Golfe d'Aigues-Mortes	211
6.3	Delta du Rhône	215
6.3.1	Flèche de l'Espiguette et Petite Camargue	215
6.3.2	Golfe de Beauduc.....	218
6.3.3	Flèche de Beauduc	220
6.3.4	Plage de Piémanson	222
6.3.5	Plage Napoléon et flèche de la Gracieuse	224

6.4	Synthèse partielle	226
7	Conclusion générale	228
7.1	Organisation des cellules de dérive littorale.....	228
7.1.1	Roussillon (Cellule 1)	228
7.1.2	Narbonnais Sud (Cellule 2)	229
7.1.3	Narbonnais Nord (Cellule 3)	230
7.1.4	Convergence entre les cellules 2 et 3	230
7.1.5	Lido de Sète (Cellule 4)	232
7.1.6	Lido de Frontignan (Cellule 5)	232
7.1.7	Lido des Aresquiers (Cellule 6)	233
7.1.8	Divergence entre les cellules 5 et 6.....	233
7.1.9	Golfe d'Aigues-Mortes (Cellule 7)	233
7.1.10	Flèche de l'Espiguette et Petite Camargue (Cellule 8)	235
7.1.11	Golfe de Beauduc (Cellule 9)	236
7.1.12	Flèche de Beauduc (Cellule 10)	238
7.1.13	Plage de Piémanson (Cellule 11)	238
7.1.14	Plage Napoléon et Flèche de la Gracieuse (Cellule 12)	239
7.2	Synthèse	239
7.3	Éléments de critique.....	241
7.4	Perspectives.....	244
	Bibliographie	245
	Liste des figures.....	264
	Liste des tableaux	270

1 Introduction

1.1 Rappels historiques et conceptuels

1.1.1 Mise en évidence de la dérive littorale

Le Transport Sédimentaire Longitudinal (TSL) est un processus connu et étudié depuis le 19^{ème} siècle : dans un recueil de cours de géologie, Elie de Beaumont (1845) décrit la décroissance du diamètre des galets en baie d'Audierne (Finistère), du nord vers le sud, montrant d'après lui un transport le long de la plage. Au cours du 20^{ème} siècle, de nombreux auteurs vont tenter de traduire mathématiquement les processus sous-jacents du TSL, jusqu'à proposer des équations permettant théoriquement de le prédire. Par exemple, Bagnold & Taylor (1946) décrivent la mise en mouvement des sédiments sous l'action d'une houle linéaire. Au début des années 1960, Longuet-Higgins & Stewart (1964) introduisent le concept de « contrainte de radiation », aboutissant *in fine* au calcul de l'intensité du courant longitudinal induit par la houle oblique au rivage ainsi que les variations longitudinales du plan d'eau. Dans le même temps, Inman & Bagnold (1963) proposent de calculer le taux de transport du poids de sédiments immergés selon la logique suivante : les sédiments sont mis en suspension par la houle et le courant longitudinal - dont l'intensité est calculée grâce aux travaux de Longuet-Higgins & Stewart (1964) - produit un déplacement net de ces sédiments. L'obliquité de la houle incidente au rivage induit donc un mouvement des masses d'eau parallèle au rivage, nommé courant de dérive littoral ou plus simplement, dérive littorale. Ce courant est essentiellement localisé dans la zone de déferlement des vagues (Figure 1-1).

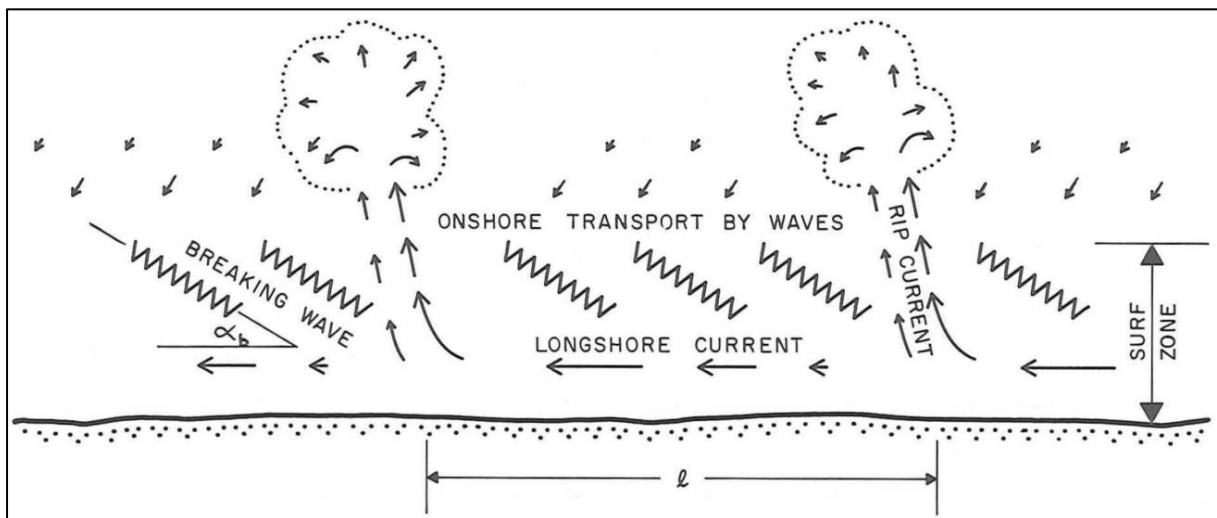


Figure 1-1 - Schéma de la circulation sédimentaire de l'avant-côte d'après Inman & Frautschy (1966).

Le Transport Sédimentaire Longitudinal (TSL), ou encore transit littoral, désigne le transport des sédiments, lorsque ces derniers sont disponibles, par la dérive littorale (le courant). Ce transport n'est pas constant : son intensité et sa direction dépendent intrinsèquement des conditions hydrodynamiques, et notamment des caractéristiques des vagues.

1.1.2 Notions de cellule et budget sédimentaire

Selon Inman & Frautschy (1966) le TSL est borné au sein d'une « cellule littorale », celle-ci étant définie comme un segment de littoral qui jamais ne reçoit ou fournit des sédiments aux cellules adjacentes par le TSL. En d'autres termes, les cellules sont délimitées par un TSL nul. De plus, une cellule littorale autorise l'élaboration d'un bilan sédimentaire, en vertu de l'application du principe de conservation de la masse aux sédiments de la zone littorale. Pour chaque cellule, il doit être possible d'identifier une (ou plusieurs) zone(s) source(s) de sédiments en amont-dérive (ex. : un fleuve, une falaise en érosion) complétée par une (ou plusieurs) zone(s) puits en aval-dérive (ex. : un canyon sous-marin) interceptant l'essentiel du TSL, ce dernier étant assimilé par Inman & Frautschy (1966) à « une rivière de sable », image qui sera critiquée bien plus tard par Tanner (1987). Le TSL permet donc au sein d'une cellule littorale le transfert des sédiments de la source vers le puits (Figure 1-2), sans échanges avec les cellules adjacentes. Cette logique de vase clos permet à Inman & Frautschy (1966) d'adopter une vision quantifiée du littoral qui deviendra par la suite un outil apprécié des gestionnaires. Ainsi, un budget sédimentaire négatif sera associé à des pertes sédimentaires en-dehors des limites considérées pour son calcul : dépôts d'overwash, pertes vers le large, actions anthropiques, accumulations dunaires, etc. Dans le même temps Bowen & Inman (1966) établissent eux aussi un bilan sédimentaire basé sur des cellules qui sont délimitées par le lieu géographique de calcul du TSL. Au contraire de ce que proposent Inman & Frautschy (1966), celui-ci fait le lien entre les cellules et s'inscrit dans le budget sédimentaire, aussi bien en tant qu'entrée que sortie.

Il y a donc dès les origines en 1966 une certaine confusion autour de la notion de cellule, absorbée dans celle du budget sédimentaire. Ainsi, parmi les travaux ultérieurs, certains s'intéressent à la réalisation de bilans sédimentaires basés sur une portion de littoral contrainte, nommée cellule ou compartiment (Stapor, 1971; Davies, 1974; Clayton, 1980; Stone *et al.*, 1992; Van Rijn, 1997), quand d'autres s'occupent uniquement de déterminer des cellules littorales (Stapor & May, 1983; Griggs, 1987; Carter *et al.*, 1990; Chrzastowski *et al.*, 1994). Cependant, il n'existe pas de cadre globalement reconnu pour en déterminer les limites, jusqu'aux travaux de Bray *et al.* (1995). Ces derniers, après une compilation exhaustive de données à différentes échelles spatio-temporelles sur le littoral du sud de l'Angleterre, définissent des limites pour les cellules (Figure 1-3). Elles sont dorénavant absolues ou poreuses, fixes ou mobiles et cette diversité autorise dès lors à segmenter les cellules en sous-cellules pour refléter finement les dynamiques longitudinales.

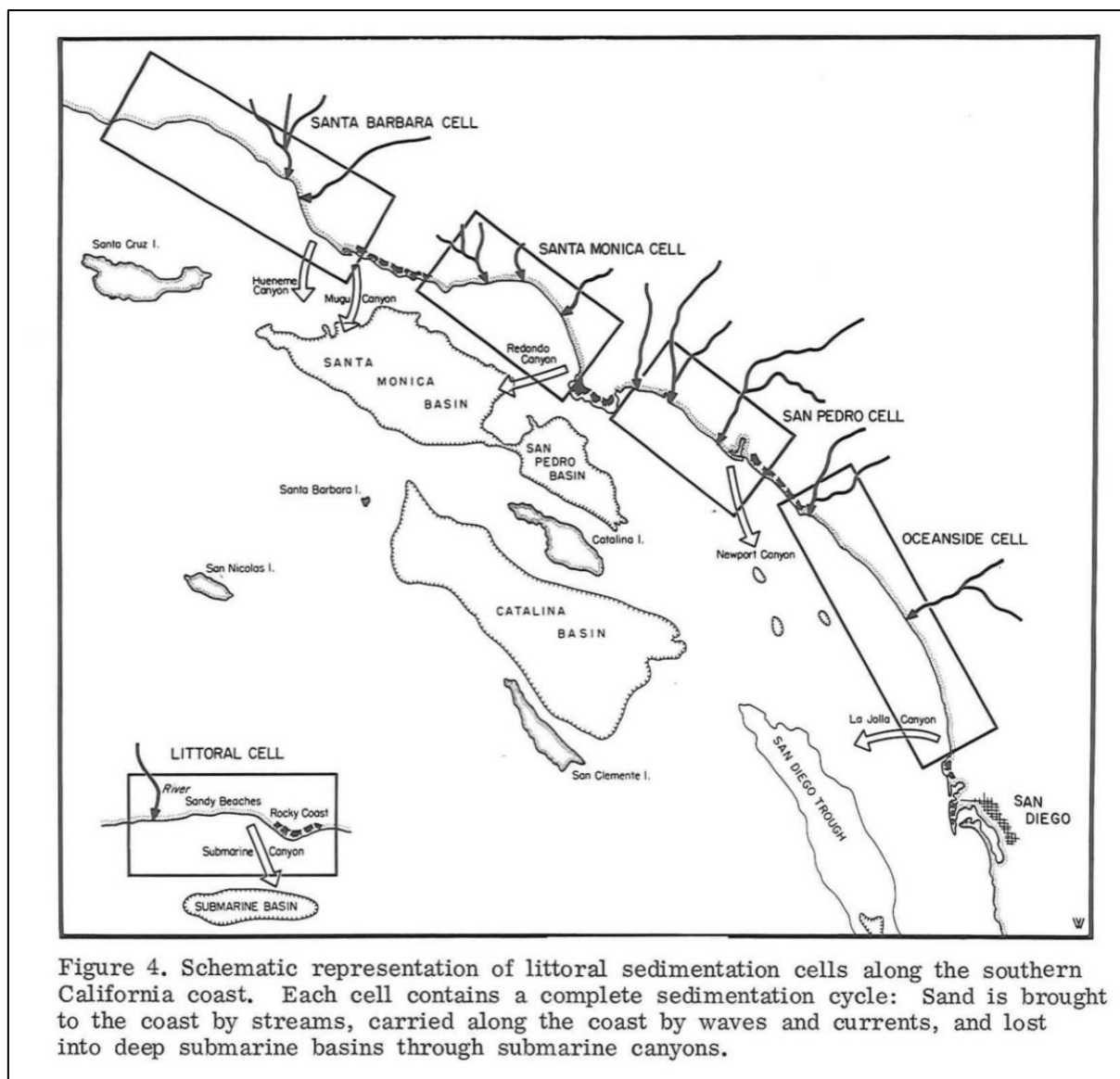


Figure 1-2 - Schéma des cellules littorales le long de la côte californienne selon les travaux d'Inman & Frautschy (1966).

En s'appuyant sur ces développements méthodologiques Komar (1976), Carter (1988) ou encore Stive & de Vriend (1995) rappellent le lien entre le TSL et les variations du trait de côte, les zones en érosion ou en accrétion étant considérées respectivement comme des sources et des puits de sédiments. TSL et cellule littorale sont donc deux notions indissociables et comme le résume bien Carter (1988), comprendre le courant longitudinal c'est établir le lien entre la houle, le sédiment et le trait de côte. Enfin, l'approche de Bray *et al.* (1995) a permis de mettre en évidence les dégâts causés par une gestion du littoral à l'échelle communale, sans considération des dynamiques sédimentaires qui régissent le TSL à des échelles spatiales plus larges, comme l'ont démontré aussi Cohen *et al.* (2002), ou encore Cooper & Pontee (2006) pour des littoraux à fort marnage. La détermination des cellules littorales est donc un exercice crucial pour les gestionnaires, qui passe notamment par une estimation fiable du TSL.

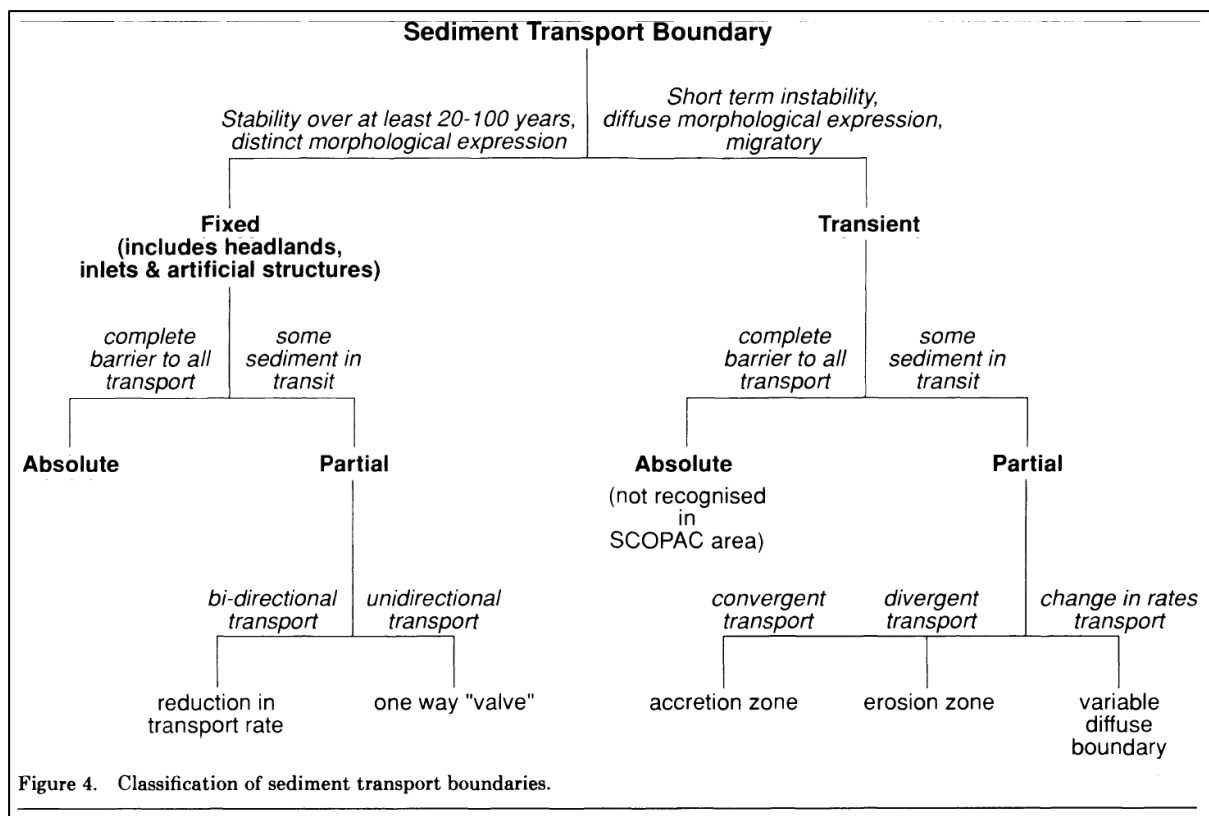


Figure 1-3 - Classification des limites du transport sédimentaire longitudinal (Bray *et al.*, 1995).

1.1.3 Déterminer et quantifier le TSL

Les premiers travaux de modélisation numérique des budgets sédimentaires sont produits au cours des années 1980 - 1990. Si les hollandais s'intéressent particulièrement aux échanges sédimentaires perpendiculaires au rivage (Stive *et al.*, 1990; Capobianco *et al.*, 1993; de Vriend, Capobianco, *et al.*, 1993; de Vriend, Zyserman, *et al.*, 1993; Schoonees & Theron, 1993; Stive & de Vriend, 1995), pour d'autres en revanche ces dynamiques transversales sont négligeables et le transport sédimentaire longitudinal est le principal facteur d'évolution des côtes. Deux approches coexistent pour l'estimation du TSL, l'une basée sur les méthodes de géomorphologie expérimentale, l'autre sur la modélisation numérique.

L'approche géomorphologique exploite un large panel d'outils, de la mesure *in-situ* (C.E.R.C., 1984; Wallace, 1993; U.S.A.C.E., 2002; Tonk & Masselink, 2005) à la télédétection (Stapor, 1971; Dolan *et al.*, 1978; Crowell *et al.*, 1991; Boak & Turner, 2005). Ainsi, on trouve dans la littérature des expériences basées sur l'immersion de traceurs dans l'avant-côte (méthodologie aujourd'hui prohibée) mais cette pratique renseigne essentiellement sur le charriage et ne concerne qu'un nombre limité d'événements tempétueux d'une saison hivernale car les marqueurs sont progressivement dissous et dispersés après quelques mois. De telles expériences sont évoquées dans (L.C.H.F., 1984) pour les plages du Languedoc-Roussillon, et dans Inman *et al.* (1968), Komar & Inman (1970), Ciavola *et al.* (1997), Ciavola *et al.* (1998) pour d'autres sites dans le monde. Les

mesures de courants dans la zone du déferlement renseignent sur les processus hydrosédimentaires, celles réalisées sur les plages du golfe du Lion étant abordées dans L.C.H.F. (1984), Sabatier (2001), Certain (2002), Certain *et al.* (2005), Samat (2007), Ferrer *et al.* (2008), Robin *et al.* (2014), Waeles *et al.* (2015), Le Dissez *et al.* (2015), Petitjean (2016), Sabatier *et al.* (2017). Cependant, l'ensemble de ces méthodes n'ont jamais mené à une estimation du TSL à l'échelle annuelle. La granulométrie peut aussi s'interpréter en termes de transport dominant, avec plusieurs tentatives en ce sens sur les plages du golfe du Lion (Martin, 1977; L.C.H.F., 1984; Masselink, 1992; Suanez & Provansal, 1993; Barusseau *et al.*, 1994, 1996; Durand, 1999; Sabatier, 2001). Gao & Collins (1992, 1994) ont théorisé l'interprétation des données granulométriques en lien avec la dérive littorale mais leur méthodologie est souvent critiquée lorsqu'elle est appliquée et demande des confirmations par d'autres méthodes (Le Roux, 1992; Masselink, 1992; Guillén & Jiménez, 1995). La comparaison diachronique de bathymétries est classiquement étudiée à la lumière de la dérive littorale (par ex. Stapor, 1971; Stone *et al.*, 1992; Suanez, 1997; Suanez *et al.*, 1998; Sabatier, 2001). Toutefois, les différentiels bathymétriques donnent quasi-systématiquement une estimation du TSL résultant uniquement, et à l'échelle temporelle des relevés, souvent (pluri)décennale. De plus, il subsiste toujours une incertitude quant à l'interprétation de la dynamique sédimentaire, puisqu'il est généralement difficile de différencier les transferts longitudinaux et transversaux. La plupart de ces remarques s'applique également à l'analyse diachronique des profils topo-bathymétriques, comme l'ont montré les travaux de Wijnberg & Terwindt (1995) en Hollande, et ceux de Suanez (1997), Durand (1999) et Sabatier (2001) pour le golfe du Lion. L'imagerie aérienne ou satellitaire est souvent utilisée pour établir la position du rivage, et les accumulations sédimentaires contre les ouvrages perpendiculaires au rivage sont souvent interprétées comme un proxy renseignant sur la direction résultante du TSL (Dolan *et al.*, 1978; Hayden *et al.*, 1978; Durand, 1998, 2001; Gaillot & Chaverot, 2001). Cependant, cette méthode n'autorise pas de véritable quantification, sauf lorsque les variations du rivage sont converties en volumes en appliquant les principes mis en œuvres dans les modèles numériques, comme l'ont fait par exemple Jiménez & Sánchez-Arcilla (1993), Suanez (1997), Suanez *et al.* (1998), Durand (1999), Giosan *et al.* (1999), Dan *et al.* (2009). Inévitablement, cette pratique hérite des difficultés méthodologiques inhérentes à la modélisation numérique et qui sont exposées ci-après.

La modélisation du TSL connaît de nombreux développements dans les années 1970 - 1980 (par ex. Inman & Bagnold, 1963; Komar & Inman, 1970; Bijker, 1971; Bailard, 1984). A partir des années 1990, elle devient un élément central des modèles d'ingénierie côtière qui permettent, à travers un découpage du littoral en compartiments, de calculer des bilans sédimentaires à grande échelle spatio-temporelle comme le rappelle Suanez (2010). Ainsi, les modèles tels que GENESIS (Hanson, 1989; Hanson & Kraus, 1989) se basent notamment sur les travaux pionniers de Pelnard-Considère (1956) qui a proposé un modèle d'évolution du trait de côte à proximité d'un ouvrage perpendiculaire au rivage interceptant tout ou partie du TSL. En outre, Pelnard-Considère (1956) fait l'hypothèse d'une conservation de l'allure du profil de plage lorsque le trait de côte avance ou recule.

En d'autres termes, l'évolution de la plage dans le temps se résume à la seule ligne de rivage (ou par extension à toute isobathe puisque le profil conserve sa forme) : d'où le nom de « théorie linéaire » (one-line theory en anglais). Cette méthode est ensuite reprise et adaptée aux variations du trait de côte en général, au-delà du blocage par des ouvrages perpendiculaires au rivage : c'est ce que propose GENESIS du CERC, mais aussi LITPACK de DHI et UNIBEST-CL+ de Deltares. Dans ces modèles, la résolution des équations numériques et le calcul du bilan sédimentaire nécessite d'établir des limites spatiales et numériques. C'est pourquoi, les travaux de Pelnard-Considère (1956) sont couplés à deux concepts complémentaires, qui font l'objet d'une synthèse par Capobianco *et al.* (2002) : celui de profil d'équilibre d'une part, et de profondeur de fermeture d'autre part, mais les deux étant, sous certains aspects, intimement liés. La notion de profil d'équilibre est capitale pour les modèles « one-line » reposant sur les principes établis par Pelnard-Considère (1956) car elle postule qu'à long terme le profil de plage conserve son allure, les forces agissant sur le profil s'équilibrant. Les développements (par ex. Dalrymple & Thompson, 1976; Dean, 1991) et l'utilisation (Knezek, 1997; Kaiser & Frihy, 2009) de ce concept d'ingénierie côtière a suscité des critiques (Dubois, 1993; Pilkey *et al.*, 1993; Capobianco *et al.*, 2002) mais continue cependant de faire l'objet de recherches (par ex. (Wang & Kraus, 2005; Ludka *et al.*, 2015). Quant à la profondeur de fermeture, ce concept permet d'établir une limite au large à partir de laquelle les mouvements sédimentaires sont négligeables (en d'autres termes, il s'agit de la limite au large du profil d'équilibre) et c'est surtout à travers les travaux d'Hallermeier (1977, 1978, 1981) que cette théorie s'est affirmée. On note cependant que dans de nombreux travaux où ce concept est utilisé, il fait souvent l'objet de critiques (Capobianco *et al.*, 1997; Hinton & Nicholls, 1998; Marsh *et al.*, 1998; Nicholls *et al.*, 1998; Sabatier *et al.*, 2004; Robertson *et al.*, 2008; Lavoie *et al.*, 2014).

Dans ces modèles d'ingénierie côtière, le calcul du potentiel de TSL s'inspire du fait que le TSL est rarement, voire jamais, unidirectionnel. Depuis le *Shore Protection Manual* (C.E.R.C., 1984), aujourd'hui supplanté par le *Coastal Engineering Manual* (U.S.A.C.E., 2002), il est courant d'évoquer principalement le TSL résultant (TSL_R), qui est la différence entre le TSL dirigé vers la gauche (TSL_G, valeurs négatives par convention) et la droite (TSL_D, valeurs positives par convention) de la normale au rivage, lorsque l'observateur fait face au rivage (Rosati, 2005). Lorsqu'il y a déséquilibre entre TSL_D et TSL_G, cela amène à considérer une direction « dominante », tandis que l'autre sera qualifiée de « secondaire » : les termes « TSL dominant » et « TSL secondaire » sont alors substitués aux « TSL_D » et « TSL_G ». Cette terminologie n'est pas couramment utilisée en ingénierie côtière bien qu'elle permette de mieux saisir la configuration du TSL. La Figure 1-4 offre un rappel du vocabulaire qui sera utilisé tout au long de ce document.

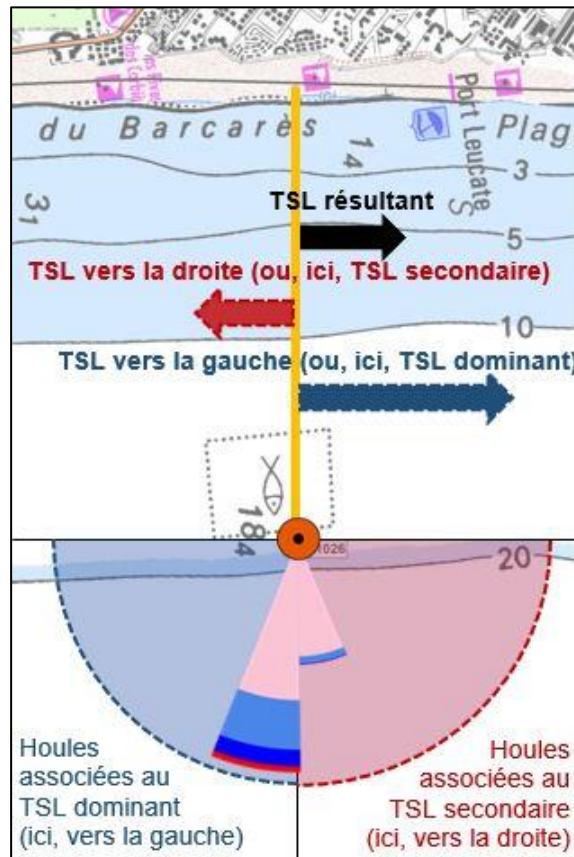


Figure 1-4 - Schéma récapitulant la terminologie adoptée dans ce travail pour désigner le TSL : les directions sont données pour observateur face à la mer.

En outre, le TSL est le plus souvent estimé à l'échelle annuelle mais sur la base de séries de houles (très) variables selon les sites. De plus la présence d'houlographes n'est pas toujours garantie, ce qui oblige parfois à dériver la houle à partir du vent (par ex. Szmytkiewicz *et al.*, 2000; Brahim *et al.*, 2002) ou de capteurs de pression (Carmel *et al.*, 1985), ou encore à modéliser sa propagation jusqu'au rivage, option la plus courante (Stapor & May, 1983; Stone *et al.*, 1992; Lawrence & Davidson-Arnott, 1997; van Duin *et al.*, 2004; Soomere *et al.*, 2008; Dan *et al.*, 2009; Elias *et al.*, 2009; Silva *et al.*, 2012). Ainsi Stone *et al.* (1992) exploitent d'une part des climats de houle constitués à partir d'observations réalisées depuis des navires et d'autre part des climats issus de simulations numériques, et constatent des écarts dans l'estimation du TSL. Rossouw (1989) a démontré pour des travaux en Afrique du Sud la nécessité d'obtenir des mesures de houle en continue sur cinq ans au minimum afin d'obtenir un climat de houle représentatif. En conséquence, il convient d'être vigilant sur les climats de houle utilisés en entrée des modèles.

1.1.4 Le gradient du TSL et les variations du rivage

In fine, les développements théoriques de l'approche modélisatrice sur le lien entre variations du rivage et TSL amènent à considérer la notion de « gradients », qui désigne les variations longitudinales du TSL_R dans le sens résultant de la dérive littorale et qui

s'interprète classiquement comme une zone de recul ou d'avancée du rivage. Lorsque ce gradient augmente, on peut s'attendre à un recul du trait de côte et inversement (Komar, 1976; Carter, 1988; U.S.A.C.E., 2002). Traditionnellement, le terme « gradient positif » ou « gradient négatif » est utilisé lorsque la valeur du TSL_R s'amplifie ou diminue dans le sens résultant du TSL (Figure 1-5). Le concept de gradient du TSL procure des résultats intéressants pourvu que l'agent responsable des variations du rivage soit (uniquement) la dérive littorale. Ce concept est appliqué depuis des décennies dans de nombreux travaux portant sur les variations du rivage en lien avec le transport sédimentaire longitudinal, et pour une grande variété d'environnements :

- Stone *et al.* (1992) le long d'îles barrières d'Alabama et de Floride (USA) ;
- Jiménez & Sánchez-Arcilla (1993) sur le delta de l'Ebre (Espagne) ;
- Dan *et al.* (2009) sur le delta du Danube (Roumanie) ;
- Martinho *et al.* (2009) sur la côte de l'état du Rio Grande do Sul (Brésil) ;
- Georgiou & Schindler (2009) sur les îles barrières de Louisiane (USA) ;
- Elias *et al.* (2009) et Ruggiero *et al.* (2010) en Californie (USA) ;
- Idier *et al.* (2013) le long du littoral de la région Aquitaine (France) ;

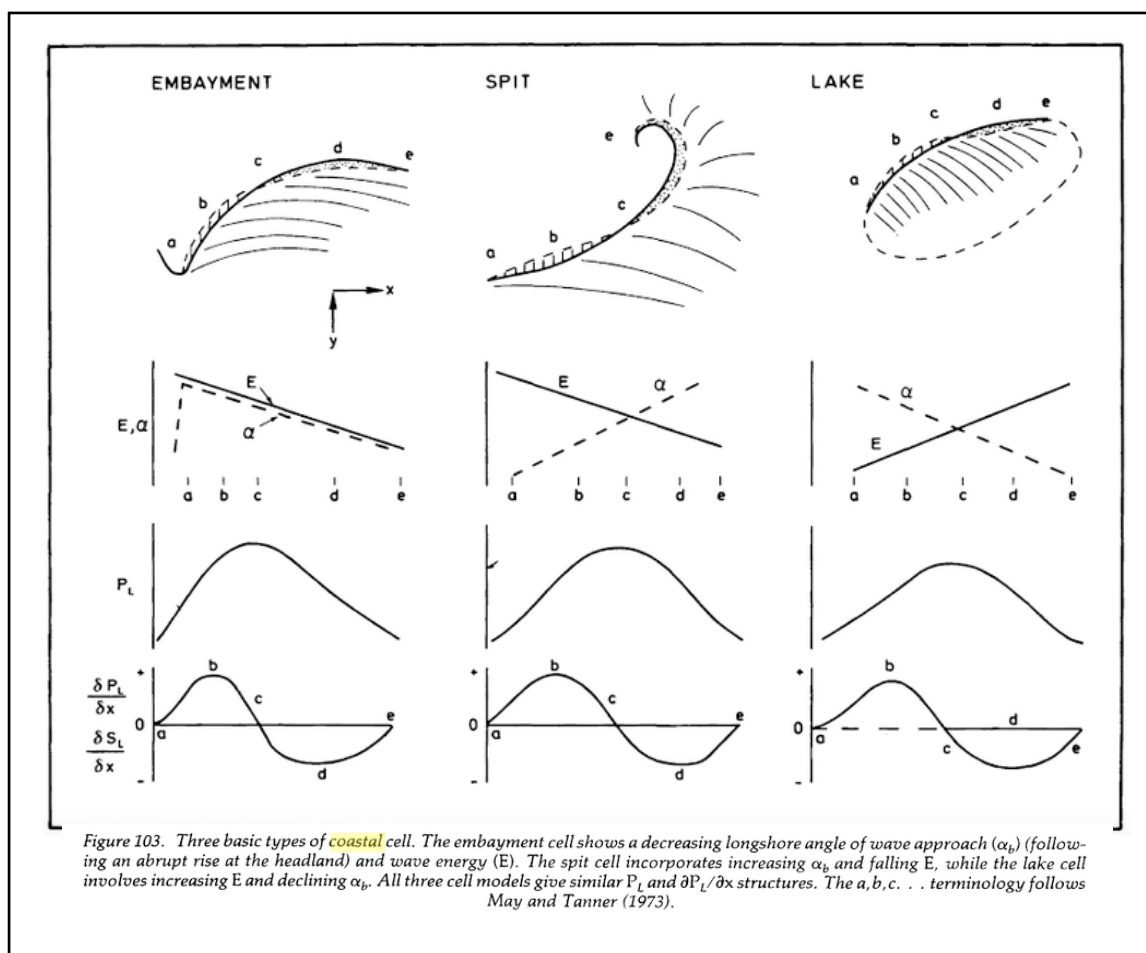


Figure 1-5 - Schéma conceptuel établissant le lien entre les variations du rivage et l'énergie de la houle d'après Carter (1988).

1.2 Objectifs de la thèse

Dans le cadre du Contrat de projet Etat-Région (CPER) 2007-2013, la DREAL Languedoc-Roussillon élabore un Plan de Gestion des Sédiments du Languedoc-Roussillon (PGSLR) (Raynal *et al.*, 2010, 2011a, 2011b), en accord avec les objectifs de Gestion Intégrée de la Zone Côtière, la France étant signataire du Protocole de Madrid (Prieur, 2011). En Camargue, les objectifs étaient identiques et s'inscrivent dans une commande de la DDTM13 « Une approche scientifique pour une connaissance des aléas littoraux en Camargue ». L'unité spatiale de réflexion pour la gestion du littoral en Languedoc-Roussillon et Camargue étant la cellule littorale, il convenait donc de revisiter ce concept à l'échelle du golfe du Lion car, à terme, il s'agit (1) de déterminer s'il existe des échanges sédimentaires entre les cellules et (2) d'estimer, autant que faire se peut, quels sont les volumes de sédiments en transit le long des plages de la région. Ces connaissances (Kulling & Sabatier, 2015, 2016, 2017; Kulling *et al.*, 2016; Sabatier *et al.*, 2017) permettront par exemple d'estimer la durée de vie des rechargements de plage qui sont envisagés comme solution « souple » face à l'érosion, l'État et la Région ayant acté depuis 2002 l'arrêt de l'artificialisation du littoral¹. Ainsi, plusieurs études se sont succédées sur les plages du golfe du Lion au cours des dernières décennies afin d'établir des cellules de dérive littorale. La synthèse de ces travaux, proposée en section 2, amène cependant à constater qu'ils sont tous principalement basés sur des méthodes de géomorphologie expérimentale ne prenant pas en compte directement la houle. Or les travaux de Longuet-Higgins (1970a, 1970b) démontrent pourtant qu'elle est le moteur principal du courant de dérive littoral, et donc du TSL. En conséquence, il était devenu nécessaire de disposer d'une approche modélisatrice, complémentaire des précédents travaux, où le TSL est estimé directement en lien avec la houle. Ces objectifs pouvaient raisonnablement être envisagés en raison de l'existence antérieure à ce travail de thèse (1) d'une base de données de houle inédite (entre 1979-2010) et *a priori* fiable et (2) de l'amélioration des modèles numériques indispensables pour calculer le potentiel de TSL sur un vaste territoire (~250 km de côtes) pendant 31 ans (grâce aux nouvelles données de houles). Ce travail de thèse vise donc à :

- 1) Etablir l'organisation et l'intensité du TSL pour une année type afin de comparer les résultats aux travaux antérieurs et éventuellement, nuancer les connaissances actuelles ;
- 2) Analyser la variabilité interannuelle (entre 1979 et 2010) du potentiel de TSL, car, si on admet l'hypothèse d'une variation des régimes de houle selon les années, le potentiel de TSL annuel peut être différent ;
- 3) Caractériser le lien entre les variations du rivage et le gradient du potentiel du TSL.

¹ <http://littoral.languedocroussillon.fr/-Plan-de-gestion-des-sediments-du-LANGUEDOC-ROUSSILLON-.html>

Cette thèse s'articule en 6 chapitres :

- Le chapitre 2 introduit le site d'étude à travers une synthèse des connaissances actuelles des plages du golfe du Lion (courantologie, houlographie, morphologie, transport sédimentaire longitudinal), en mettant l'accent sur l'avant-côte où se produit le TSL qui sera ensuite simulé. Les précédents travaux de géomorphologie expérimentale ayant formulé des estimations du TSL sur les plages du Languedoc-Roussillon et du delta du Rhône sont passés en revue, et leurs faiblesses soulignées.

- Les principes de base du modèle Unibest-LT (**Uniform Beach Sediment Transport – Longshore Transport**) sont exposés dans le chapitre 3, ainsi que sa mise en œuvre sur les plages du golfe du Lion, en détaillant les données exploitées en entrée de modèle (bases de données ANEMOC-2 pour la houle et Litto3D pour la bathymétrie).

- Le chapitre 4 décrit l'orientation et l'intensité du potentiel de TSL_R annuel estimé à partir d'un climat de houle annuel « type ». En effet, pour chaque profil, les 31 années de houle horaire ANEMOC-2 utilisées en entrée d'Unibest-LT sont ramenées à une année « type ». Ce potentiel de TSL_R annuel « type » sera décrit au regard :

- Des déséquilibres (ou non) entre les transits potentiels annuels de direction contraire (potentiels de TSL_D et TSL_G annuels) ;
- Des connaissances empiriques de l'organisation des cellules littorales du golfe du Lion (chapitre 2).

Cependant, à ce stade les cellules littorales ne seront pas établies dans ce chapitre 4 qui identifiera des ensembles de profils contigus pour lesquels le potentiel de TSL_R annuel « type » est dirigé dans le même sens.

- Le chapitre 5 aborde la variabilité interannuelle du potentiel de TSL_R annuel, estimé non plus pour une année « type » mais annuellement de 1979 à 2010 (d'octobre à septembre). Il s'agira ainsi d'identifier les années « anormales » au regard de l'année « type » définie dans le chapitre 4. Les variations interannuelles seront de plus étudiées à la lumière des données de houles et des événements extrêmes.

- Le chapitre 6 investit enfin la corrélation entre le gradient du potentiel de TSL_R annuel et les variations du rivage. Ce lien est testé d'une part pour une plage temporelle dite « naturelle », de 1895 à 1962, puis ensuite pour une période dite « aménagée », de 1977 à 2011. Cette dernière reprend le potentiel de TSL_R annuel « type » basé sur la configuration topo-bathymétrique récente (levés LiDAR) décrit dans le chapitre 4. Tandis que la première s'appuie sur le potentiel de TSL_R annuel estimé sur la base d'une configuration topo-bathymétrique historique de 1895 (sondes), où les plages du golfe du Lion sont encore libres de la plupart des aménagements anthropiques.

- Au regard des résultats décrits dans les chapitres 4, 5 et 6, la conclusion propose une description des cellules de dérives littorales potentielles annuelles du golfe du Lion. Leurs frontières sont caractérisées dans la limite des hypothèses de modélisation inhérentes à Unibest-LT. En outre, l'analyse de la variabilité interannuelle du potentiel de TSL_R permet de suggérer jusqu'à trois scénarios d'organisation des cellules : « habituel », « occasionnel » et « rare ». Les limites de la méthodologie appliquée dans ce travail de thèse sont soulignées en conclusion avant d'ouvrir sur plusieurs perspectives.

2 Les plages du golfe du Lion

2.1 Localisation du site d'étude

Stricto sensu, le golfe du Lion, situé dans la partie nord du bassin occidental de la Méditerranée, est borné par le cap Creus d'une part (Catalogne, Espagne) et le cap Sicié d'autre part (Var, France). Toutefois, la zone étudiée ici concerne une étendue plus restreinte, entre Argelès, au pied des Albères (Pyrénées Orientales) et le golfe de Fos, à l'est de l'embouchure du Grand Rhône (Bouches-du-Rhône). Ces ~300 km de côte meuble, sableuse, constituent une large ouverture des côtes françaises sur la Méditerranée et connaissent une grande sensibilité à l'influence de la houle.



Figure 2-1 - Cartographie schématique resituant le golfe du Lion par rapport aux côtes françaises de Méditerranée.

2.2 Construction Holocène des cordons sableux

La construction rétrogradante des cordons littoraux du golfe du Lion durant l'Holocène résulte de deux phénomènes concomitants, le ralentissement de la montée de la mer d'une part et la dispersion des apports fluviaux le long des côtes d'autre part (Monaco, 1971; Aloïsi *et al.*, 1975, 1978; Blanc, 1977; L'Homer *et al.*, 1981; L.C.H.F., 1984; Aloïsi,

1986). Même à cette échelle de temps, la dérive littorale, avec sans doute une organisation en cellules littorales, joue un rôle moteur sur l'évolution de la ligne de rivage. Par exemple, ce mécanisme aurait participé à la mise en place des cordons de Maguelone (Raynal *et al.*, 2009), de Sète (Ferrer *et al.*, 2010 ; Figure 2-2), du Roussillon (Certain *et al.*, 2004) ; en Camargue, la côte est façonnée par la houle qui édifie des flèches sableuses (par ex. Vella *et al.*, 2005 ; Figure 2-3).

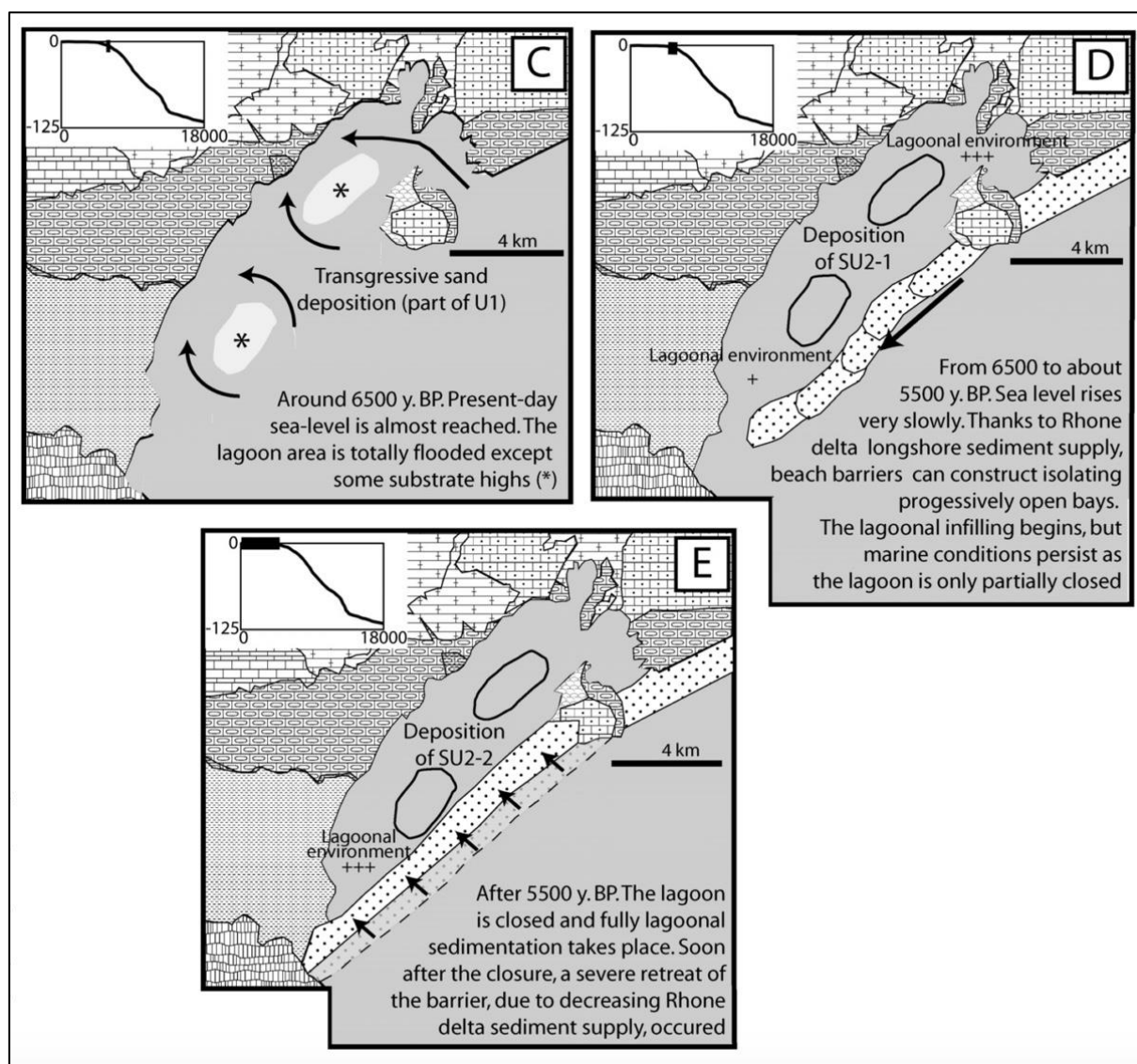


Figure 2-2 - Reconstruction paléogéographique de la formation du cordon de Sète pendant la transgression Holocène proposée par Ferrer *et al.* (2010).

Un distinguo doit être fait entre les cordons littoraux du Languedoc-Roussillon et ceux du delta du Rhône : ces deux grands ensembles seront donc présentés dans deux sections distinctes, en s'appuyant sur les synthèses réalisées précédemment, notamment celles de Samat (2007) et Brunel (2010). Cependant, afin d'en faciliter la description, ils seront abordés à travers des unités plus petites, basées sur les ruptures dans la continuité du linéaire côtier du golfe du Lion.

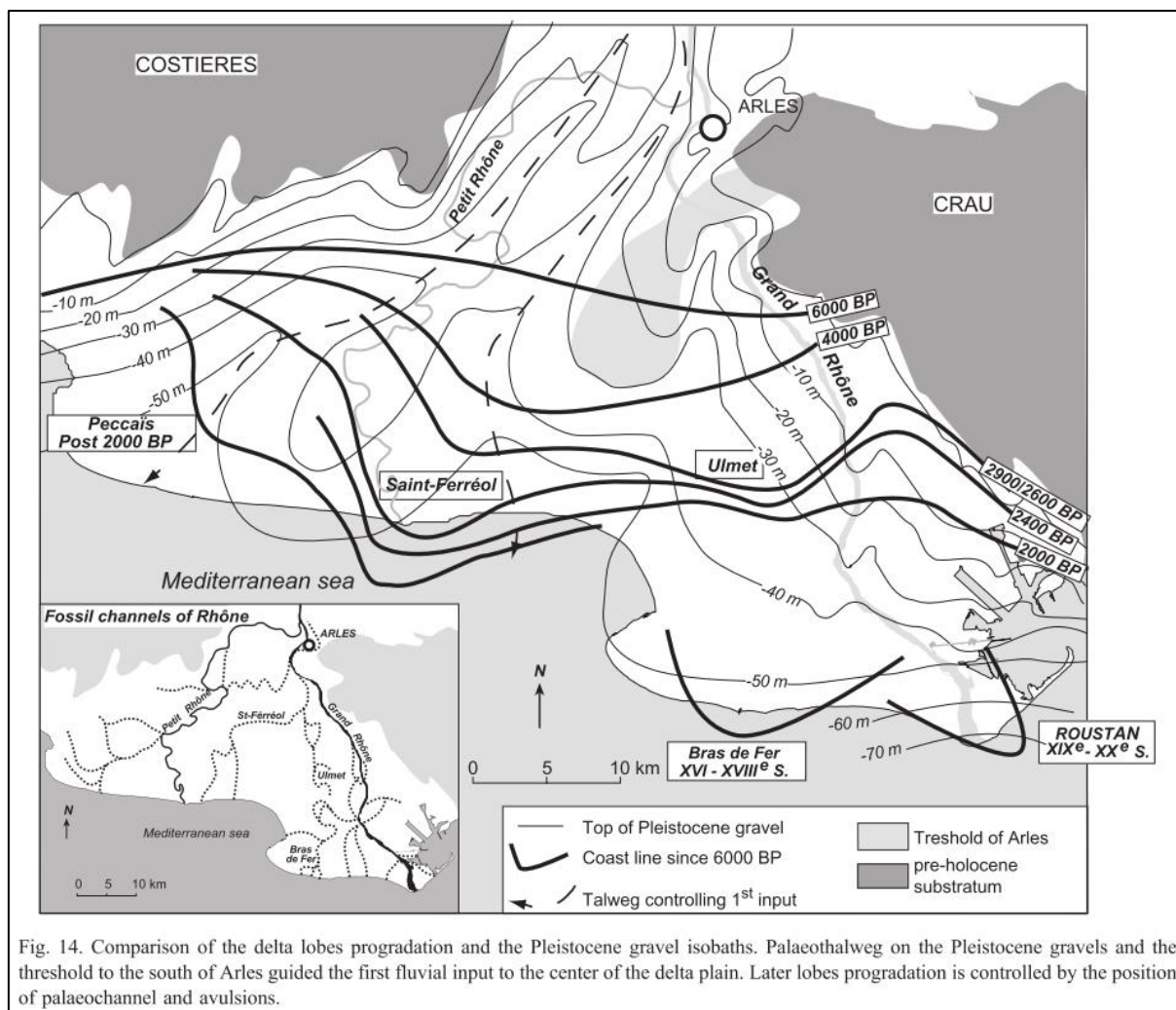


Fig. 14. Comparison of the delta lobes progradation and the Pleistocene gravel isobaths. Palaeothalweg on the Pleistocene gravels and the threshold to the south of Arles guided the first fluvial input to the center of the delta plain. Later lobes progradation is controlled by the position of palaeochannel and avulsions.

Figure 2-3 - Etapes principales de la construction Holocène du delta du Rhône proposées par Vella *et al.* (2005).

Ainsi, pour le Languedoc-Roussillon, quatre secteurs géographiques sont isolés (du sud vers le nord) :

- Roussillon (Le Racou - Cap Leucate) ;
- Narbonnais (La Franqui - Cap d'Agde) ;
- Lido de Sète (Cap d'Agde - Sète) ;
- Golfe d'Aigues-Mortes (Frontignan – Flèche de l'Espiguette).

Tandis que le delta du Rhône est divisé en cinq secteurs (d'ouest en est) :

- Flèche de l'Espiguette et Petite Camargue (Digue de l'Espiguette - Petit Rhône) ;
- Golfe de Beauduc (Saintes-Maries-de-la-Mer - Beauduc) ;
- Flèche de Beauduc (Pointe de Beauduc - Grau de la Dent) ;
- Piémanson (Grau de la Dent - Embouchure du Rhône) ;
- Flèche de la Gracieuse (Embouchure du Rhône - Flèche de la Gracieuse).

2.3 Etat de l'art sur le TSL et les cellules du golfe du Lion

La détermination des cellules littorales du golfe du Lion a fait l'objet de nombreuses études par le passé, synthétisées ci-après.

Référence longtemps incontournable, le *Catalogue sédimentologique des côtes françaises* (L.C.H.F., 1984) compile des travaux du Laboratoire d'Hydraulique National (LNH) et de la Société grenobloise d'étude et d'application hydraulique (SOGREAH) où la dérive littorale est déduite principalement par photo-interprétation. Cette approche permet de mener une analyse diachronique de la position du trait de côte, d'étudier les accumulations sédimentaires contre les ouvrages perpendiculaires au rivage et d'observer les orientations des embouchures afin d'estimer la direction à moyen terme du transit littoral. Analyse granulométrique, étude de la radioactivité naturelle des sédiments, immersion de traceurs radioactifs dans l'avant-côte (méthode aujourd'hui prohibée), analyse diachronique de profils topo-bathymétriques, étude des volumes de sédiments dragués dans les passes portuaires et modèles mathématiques complètent le panel de méthodes mises en œuvre pour estimer les intensités et directions des dérives littorales dans le golfe du Lion. D'apparence très complet, le *Catalogue sédimentologique des côtes françaises* est constitué d'un agrégat d'études isolées.

Il faut attendre 1997 pour qu'une étude réalisée par Masson, Crauchet et Sabatier quantifie l'évolution du trait de côte sur 50 ans, entre 1942 et 1992 (C.E.T.E. Méditerranée & I.P.S.E.A.U., 1997). Des volumes de sédiments érodés ou accumulés ainsi que des directions de transport sédimentaire longitudinal (TSL) sont déduits de l'évolution des surfaces émergées des plages, sans toutefois préciser dans quelles proportions ils alimentent la dérive littorale.

Toujours en 1997, Suanez propose dans sa thèse une quantification des dérives littorales à partir de budgets sédimentaires définis par l'extrapolation des variations du rivage en s'appuyant sur la profondeur de fermeture. Cette démarche innovante autorise une vision chronologique (entre 1944-1995/96) des budgets sédimentaires et des dérives littorales. En s'appuyant essentiellement sur la cinématique des variations du rivage, les directions des dérives et l'organisation des cellules littorales confirment les travaux de Blanc (1977).

Durand (1999) offre dans sa thèse une vision d'ensemble du fonctionnement de la frange littorale entre le Racou (66) et Sète (34). Cette dernière est segmentée en compartiments hydro-sédimentaires, eux-mêmes subdivisés en cellules hydro-sédimentaires sur la base des variations de la position du trait de côte entre 1935 et 1997, déterminées par photo-interprétation. Durand (1999) s'inspire notamment des travaux de Bray *et al.* (1995) évoqués précédemment, sans toutefois respecter la terminologie employée par ces auteurs. A partir d'un travail bibliographique, l'auteur dresse une synthèse des directions et intensités du TSL estimées dans des travaux antérieurs. Durand

(1999) propose sa propre estimation de l'intensité de ce transport, par l'analyse diachronique croisée de profils topo-bathymétriques et des traits de côte, sur la base de la méthodologie employée par Suanez (1997). Malheureusement, l'auteur estime que les volumes calculés sont assortis d'une marge d'erreur minimale $\pm 40\%$, et souligne le caractère peu précis de sa quantification. Enfin, ce travail de thèse ne couvre pas la totalité de la région Languedoc-Roussillon, puisque les plages à l'est de Sète sont ignorées.

Dans son travail de thèse, Sabatier (2001) parvient à déterminer les cellules littorales ainsi que les intensités du TSL sur l'ensemble du delta du Rhône, à l'exception de la flèche de la Gracieuse, traitée précédemment par Suanez (1997). La définition des cellules dans cette thèse respecte les principes établis par Bray *et al.* (1995) et les transits longitudinaux sont déterminés à l'échelle séculaire par différentiels bathymétriques, et à l'échelle pluri-décennale par extrapolation des variations du rivage comme le proposait Suanez (1997). Quelques estimations du transit littoral sur la base de l'équation de transport du L.C.H.F. (1984) sont proposées mais cette démarche reste secondaire.

Les données de sismique réflexion très haute résolution de la thèse de Certain (2002) confirment certaines directions du TSL établies dans les précédents travaux. L'auteur observe ainsi un accroissement des volumes du disponible sédimentaire du sud vers le nord dans le Roussillon, et d'est en ouest sur le lido de Sète. Des « réflecteurs internes à pendage vers le nord » sont également identifiés sur certains profils sismiques longitudinaux du Roussillon. Enfin, « la forme asymétrique longitudinale des barres en feston » est mise en évidence par les bathymétries levées dans le Roussillon, avec « une pente plus abrupte au nord », traduisant encore un TSL dirigé vers le nord dans ce secteur. Néanmoins, les mesures in-situ de ce travail de thèse sont très localisées et essentiellement limitées au Roussillon ainsi qu'au lido de Sète.

En 2003, Sabatier & Suanez publient une synthèse de leurs travaux de thèse et établissent ainsi l'organisation générale des cellules littorales et de leurs dérives associées du delta du Rhône. La quantification (volumes) reste absente dans cet article mais l'organisation des cellules de dérive littorale est clairement établie et fait autorité depuis. Cet article est complété par Sabatier *et al.* (2006) qui proposent une quantification séculaire des budgets sédimentaires, et par Sabatier *et al.* (2009) dans une mise en perspective de ce concept en termes de gestion.

La thèse de Samat (2007) porte notamment sur les érosions en aval-dérive des ouvrages perpendiculaires au rivage : si l'auteur ne fait que réutiliser les valeurs de TSL proposées avant lui, il confirme les directions dominantes connues. En outre, l'emprise spatiale de ce travail ne couvre que quelques sites dans le delta du Rhône et la partie nord du golfe du Lion.

Brunel (2010) présente dans sa thèse de nouvelles limites pour les cellules hydro-sédimentaires par rapport à Durand (1999), toujours sur la base des variations de la position du trait de côte mais cette fois sur un intervalle temporaire plus vaste, entre 1895 et 1989. Si les variations volumétriques de l'avant-côte sont quantifiées, Brunel (2010) n'avance pas d'interprétation en lien avec le TSL.

Enfin, la publication de Brunel *et al.* (2014) synthétise une partie des données de thèse de Brunel (2010) et Certain (2002) afin de quantifier à partir de relevés bathymétriques séculaires et d'images sismiques les cellules sédimentaires du Languedoc-Roussillon. Toutefois, cet article souffre lui aussi d'une absence de quantification des dérives littorales.

Des rapports non publiés ont probablement échappé à cette recherche bibliographique, mais les synthèses exhaustives dressées notamment par Durand (1999) puis dix ans plus tard par Brunel (2010) intègrent ces documents. Dans pratiquement tous les cas, la quantification des dérives littorales demeure absente à l'échelle du golfe du Lion. Paradoxalement, alors que les cellules de dérives littorales sont largement décrites et investiguées depuis deux décennies, une approche modélisante du processus qui les lie entre elles (la dérive littorale) n'a toujours pas été réalisée.

2.4 Données utilisées pour caractériser les sites d'études

Les données exploitées en propre dans le cadre de cette étude ainsi que le corpus bibliographique constitué au cours de cette thèse seront mis à profit pour dresser un portrait le plus exhaustif possible des plages du golfe du Lion, notamment de leur partie immergée. La côte du Languedoc-Roussillon est classiquement décrite selon un découpage basé sur les promontoires rocheux qui s'y succèdent (L.C.H.F., 1984; Durand, 1999); tandis que pour le delta du Rhône, d'une manière générale les golfes seront ici distingués des flèches sableuses, à l'image de la segmentation adoptée dans le L.C.H.F. (1984). Pour chacune de ces unités, le cadre géomorphologique (morphologie générale de la côte et description locale des barres d'avant-côte) et hydrodynamique (houlographie et courantologie) sera décrit le plus précisément possible, avant d'aborder le transport sédimentaire longitudinal et les variations du rivage (à moyen et long terme).

2.4.1 Données morphologiques

La morphologie des plages est souvent abordée à travers le modèle conceptuel de classification des états de plage de Wright & Short (1984). Ainsi, Suanez (1997) et Sabatier (2001) l'ont appliqué aux plages du delta du Rhône en s'appuyant sur des profils de plage, et Aleman *et al.* (2015) à celles du Languedoc-Roussillon à l'aide d'un levé LiDAR. Cependant, ce modèle a fait l'objet d'un certain nombre de critiques synthétisées par Aleman *et al.* (2015) : Wright & Short (1984) et Short & Aagaard (1993) soulignent eux-mêmes qu'il est idéalisé et peut difficilement être utilisé afin de prédire l'état futur des plages. Sans pour autant proposer une typologie exhaustive des barres comme l'ont fait Aleman *et al.* (2011) en Languedoc-Roussillon, une description de la morphologie des barres accompagnée d'une cartographie géomorphologique de l'avant-côte sur la base des levés LiDAR est préférée à la classification des états de plage d'après le modèle

conceptuel de Wright & Short (1984). Cette thèse bénéficie en effet de données topo-bathymétriques LiDAR pour l'ensemble des plages du golfe du Lion, couvrant l'avant-côte jusqu'à l'isobathe 20 m environ, et plus récentes que celles utilisées précédemment pour la partie Languedoc-Roussillon (Aleman *et al.*, 2011, 2015). En outre, si l'explication des morphologies observées n'est pas l'objet de ce travail consacré au transit sédimentaire longitudinal, elles pourront cependant être mises à profit pour fournir un éclairage sur les performances de la modélisation numérique de ce transport longitudinal. En outre, toujours sur la base des levés LiDAR, l'isobathe 10 m sera systématiquement décrit afin de donner une indication supplémentaire concernant la pente de l'avant-côte et sa morphologie : à cette profondeur, la houle subit des modifications mais ne déferle pas. Enfin, il faut bien noter que l'analyse des morphologies d'avant-côte sur la base d'un seul levé LiDAR réalisé par temps calme ne fournit qu'une vision à un instant t et en partie héritée de conditions hydrodynamiques plus agitées. C'est en effet ce que montrent les travaux de (Suanez, 1997; Sabatier & Provansal, 2000; Sabatier, 2001) sur les plages du delta, où une grande variabilité est constatée dans la morphologie des barres d'avant-côte à partir de profils topo-bathymétriques. Plus récemment, Gervais *et al.* (2012), Balouin *et al.* (2015) et Gervais *et al.* (2015) ont montré sur le lido de Sète que seule une observation continue à l'aide d'un système ARGUS permet d'apprécier les changements morphologiques importants qui se produisent avant, pendant et après les tempêtes et qui ne peuvent être appréhendés à partir de données bathymétriques ponctuelles.

2.4.2 Données hydrodynamiques

Les conditions hydrodynamiques sont caractérisées selon une approche novatrice. En effet, des roses de houle sont générées à partir de climats de vague modélisés entre 1979 et 2010, issus de la base de données ANEMOC-2 Tiberi-Wadier *et al.* (2014) décrite dans le chapitre 3. Seules les sorties (ou nœuds) correspondant à l'isobathe 20 m (± 4 m) sont retenues car pour cette profondeur, les houles observées dans le golfe du Lion ne sont pas encore significativement influencées par le fond : la hauteur significative (H_s) maximale tous nœuds ANEMOC-2 confondus est de 10,6 m. Cependant, seules les houles supérieures à 1 m sont ici considérées car un faisceau d'indices identifié dans la bibliographie suggère qu'il s'agit d'une hauteur seuil pour l'activation des processus hydro-sédimentaires affectant les plages du golfe du Lion :

- D'après Ferrer *et al.* (2008), la barre interne de la plage de Leucate est active pour des H_s proches de 1 m ;
- Robin *et al.* (2014) observent au nord du lido de Sète une intensification des courants longitudinaux dans la fosse et sur la face externe de la barre interne à partir de H_s supérieures à 0,9 m ;
- Petitjean (2016) et Sabatier *et al.* (2017) montrent qu'un courant de dérive littorale s'installe dès que les H_s dépassent 1 m.

Dans la suite du document, la normale au rivage est précisée sur les roses de houle et les directions des houles, lorsqu'elles sont évoquées dans le texte, désignent leur

provenance. En d'autres termes, des houles de sud désignent des vagues provenant du sud, en direction du nord.

2.5 Languedoc-Roussillon

La grande linéarité des 200 km de côtes du Languedoc-Roussillon est ponctuellement interrompue par trois promontoires rocheux : le cap Leucate, le cap d'Agde et le mont Saint-Clair (Sète). Ils constituent les points d'amarrage de cordons littoraux formés lors de la transgression marine à l'Holocène et affectés d'une nette dynamique rétrogradante lors de leur constitution (Aloïsi *et al.*, 1978; Certain *et al.*, 2004; Ferrer *et al.*, 2010; Raynal *et al.*, 2010; Sabatier *et al.*, 2010). Au cours du dernier millénaire, sous l'effet de la dérive littorale ces cordons ont progressivement fermé des baies ouvertes, les transformant en lagunes dont les ouvertures actuelles sur la Méditerranée, les graus, sont aujourd'hui maintenues artificiellement pour la plupart. Ces graus ont généralement un fonctionnement partiel et temporaire (Brunel, 2010). Deux programmes financés par la DREAL Languedoc-Roussillon permettent de mieux connaître aujourd'hui l'évolution séculaire de l'avant-côte (REVOLSED) ainsi que le volume du prisme sableux littoral (LITTOSIS). Avec REVOLSED, Brunel *et al.*, (2014) synthétisent les travaux récents sur l'évolution du rivage et de l'avant-côte, entre 1895 et 1984 d'une part, puis entre 1984 et 2009 d'autre part. La relation entre les deux est étudiée à l'aide d'un outil statistique simple, le coefficient de corrélation de Bravais-Pearson. Il y est démontré que l'évolution du rivage et de l'avant-côte est relativement synchrone et linéaire en Petite Camargue, mais qu'en revanche en Languedoc-Roussillon cette relation est plus chaotique. Quant à LITTOSIS, Raynal *et al.* (2015) quantifient le disponible sédimentaire du prisme littoral *via* une série de profils sismiques ayant permis de définir l'Upper Sediment Unit (USU) qui « correspond aux sables mobilisables naturellement par les houles et la dérive littorale à l'échelle d'un événement de tempête jusqu'à l'échelle séculaire. La base (...) de l'USU est caractérisée par une géométrie relativement homogène. Cette surface est globalement plane et sub-horizontale ou légèrement inclinée vers le large et présente de nombreuses petites dépressions de l'ordre du mètre. Le faciès sismique (aspect de l'unité en sismique réflexion) de l'USU présente généralement des réflecteurs bien visibles (...) et décrivent, au niveau des barres d'avant-côte, des structures de construction de corps sableux en progradation (réflecteurs à pendage vers la côte et vers le large). En général, l'épaisseur maximale de l'USU est atteinte au niveau des barres (5-6 m maximum). Toutefois, de manière ponctuelle et proche du trait de côte, des épaisseurs supérieures sont atteintes (9 m maximum). Vers le large, l'USU s'amincit jusqu'à disparaître où l'unité sédimentaire sous-jacente affleure ou atteint une très faible épaisseur. La limite d'extension vers le large de l'USU est variable à l'échelle du Languedoc-Roussillon. Elle est bien observable vers 400 m dans le Golfe d'Aigues-Mortes et l'Espiguette alors que dans le reste du littoral, elle est autour de 900 m ou au-delà, au large de la zone de données (amincissement mais pas de terminaison). »

Les études REVOLSED et LITTOSIS seront donc largement mises à profit pour la description des plages du Languedoc-Roussillon, et il est important de les évoquer ici car elles pourront fournir un éclairage sur la modélisation numérique du transport sédimentaire longitudinal entrepris dans cette thèse.

2.5.1 Roussillon

2.5.1.1 Cadre géomorphologique

Le littoral du Roussillon, du Racou au cap Leucate (Figure 2-4 C), s'étend sur une quarantaine de kilomètres, selon une orientation nord-sud. La morphologie générale de la côte est affectée par trois légères inflexions vers l'intérieur de la plaine littorale et bornées comme suit :

- Racou - Embouchure du Tech ;
- Embouchure du Tech - Embouchure de la Têt ;
- Embouchure de la Têt - Cap Leucate.

Aujourd'hui, le Roussillon comprend deux lagunes isolées de la Méditerranée, celles du Canet et de Salses-Leucate : cette dernière était encore largement ouverte sur la mer au XVII^{ème} siècle (L.C.H.F., 1984).

Le levé LiDAR acquis par la DREAL LR en 2011 (Figure 2-4 A et B) indique que les plages de cette partie du Languedoc-Roussillon comportent deux à trois barres d'avant côte, généralement festonnées. Le plus souvent, la barre externe est bien formée, ce que reflètent les profils bathymétriques extraits du LiDAR (Figure 2-4 D). Les festons sont alors larges et de grande amplitude. En revanche, le système de barres internes est plus chaotique : en conséquence, la (les) barre(s) interne(s) ne sont pas toujours identifiables, même dans les profils (Figure 2-4 D). Les festons sont alors plus petits et plus étroits. Dans l'ensemble, leurs caractéristiques (amplitude, symétrie, largeur) varient significativement longitudinalement : on note ainsi que les festons de la barre externe au centre du Roussillon (Figure 2-4 B) sont plus amples que ceux situés au nord entre Port-Leucate et le cap Leucate (Figure 2-4 A).

L'isobathe 10 m conserve un éloignement relativement constant au rivage, inférieur au kilomètre, d'Argelès au cap Leucate : sur les profils bathymétriques du LiDAR de 2011 (Figure 2-4 D), elle est atteinte à ~600 m au large du 0 m IGN69.

La granulométrie de l'avant-côte est plutôt grossière : le D₅₀ de la barre interne étant en moyenne de 0,4 mm, avec un minimum à 0,25 mm et un maximum à 0,85 mm (Aleman, 2013; Raynal *et al.*, 2015). Les différences de taille des bassins versants et de nature des roches traversées par les trois fleuves Tech, Têt et Agly sont sans aucun doute à l'origine de ce grand écart granulométrique (Aleman, 2013).

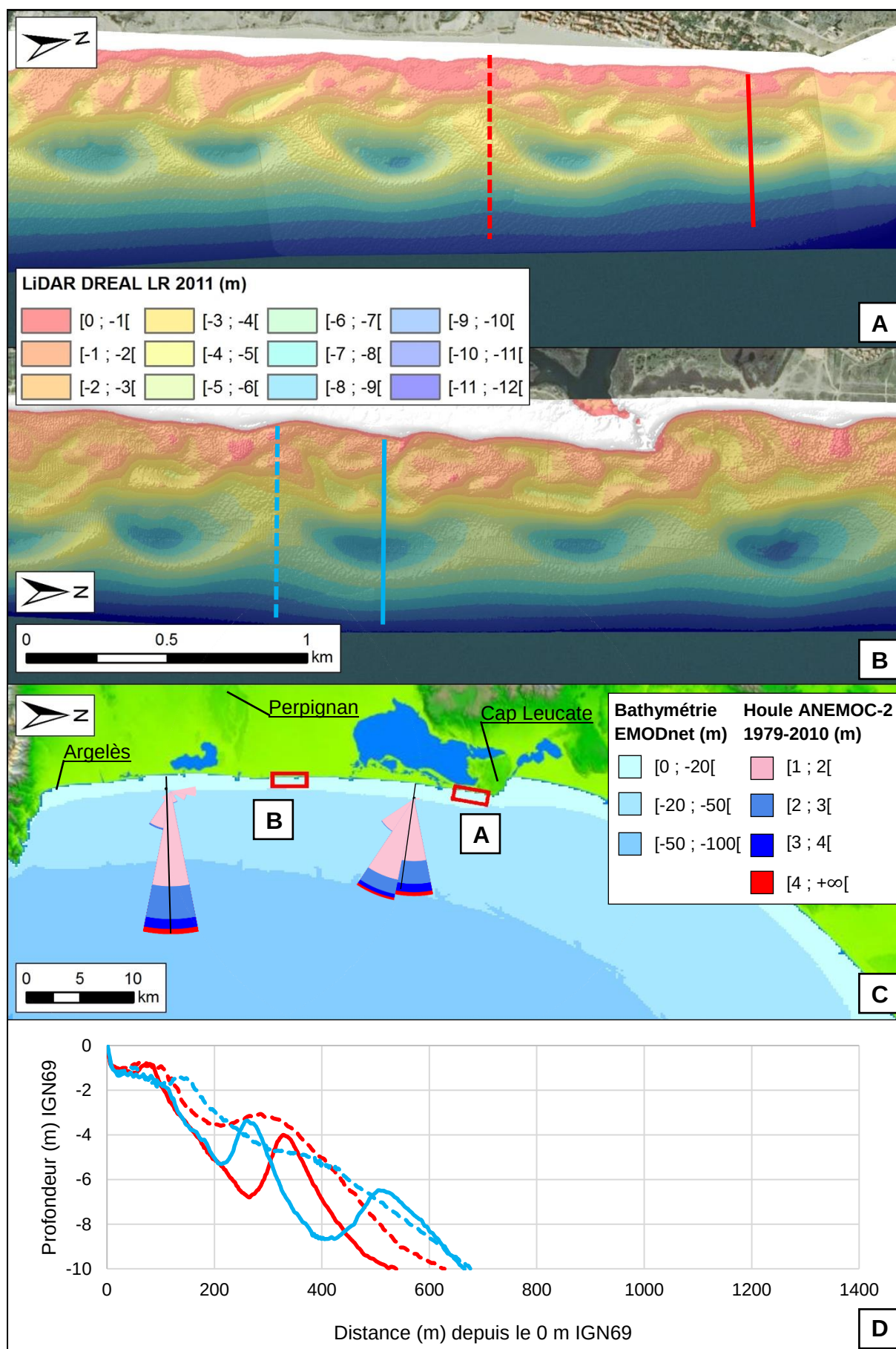


Figure 2-4 - Morphologie des barres d'avant-côte (A et B), profils bathymétriques (D) et roses de houles (C) pour le secteur du Roussillon, d'Argelès au cap Leucate.

Le volume de l'USU varie de 250 à 3000 m³ par mètre linéaire de trait de côte, avec un maxima entre Saint-Cyprien et le Canet compris entre 2000 et 3000 m³/ml, ce qui fait du Roussillon le secteur le mieux doté en sable après la Petite Camargue (Raynal *et al.*, 2015). D'après ces auteurs, l'USU repose sur une surface dont « la compaction et la cimentation (...) ne fait aucun doute » sans qu'il soit possible d'identifier clairement la nature de ce substratum. Il semble toutefois qu'au niveau des embouchures, des lits de galets forment la base de l'USU.

2.5.1.2 Cadre hydrodynamique

Trois houlographes-courantomètres et quatre courantomètres de la plate-forme technologique GLADYS ont été déployés du 22 janvier au 12 février 2007 dans l'avant-côte à hauteur de Leucate Plage. Cette période comprend trois coups de mer d'énergie modérée puisque le Hs max. est de 1,5 m le 25 janvier. Les profils de courants générés par Ferrer *et al.* (2008) à partir de ces mesures in-situ montrent pour une houle de nord-est des courants parallèles au rivage dirigés vers le sud, quelle que soit la position des instruments dans l'avant-côte. L'intensité des courants est maximale sur la barre interne (environ 0,4 m/s) tandis qu'ils sont nettement plus faibles sur la barre externe (de l'ordre de 0,1 m/s). Une chaîne de modélisation, composée du modèle de circulation quasi-3D SHORECIRC couplé au modèle de houle REFDF, est appliqué à cette plage de Leucate, et calibré à partir des mesures de terrain. Les résultats de modélisation permettent à Ferrer *et al.* (2008) d'identifier un déferlement sur la barre externe à partir de Hs supérieures à 4 m. Cette valeur est confirmée d'après les auteurs par des différentiels bathymétriques qui ne montrent pas de changements morphologiques sur la barre externe, alors que les bathymétries comparées ont subi des Hs de 3,5 m au maximum. Selon la même logique, la barre interne est active pour des Hs proches de 1 m. Enfin, encore à partir des résultats de modélisation, Ferrer *et al.* (2008) déterminent également pour les festons externes qu'avec des houles supérieures à 4 m et d'incidence élevée, les masses d'eau sont évacuées par les cornes ; avec des houles de faible incidence et plus modérées, l'eau est évacuée par les fosses.

La circulation complexe des masses d'eau dans cette avant-côte à barres festonnées du Roussillon est aussi mise en évidence par modélisation dans les travaux de Michaud *et al.* (2012) de part et d'autre de l'embouchure de la Têt, au niveau de la commune de Sainte-Marie. La chaîne de modélisation, composée du modèle de houle régional WaveWatchIII, du modèle de houle SWAN et du modèle de circulation 3D SYMPHONIE, est calibrée sur la base de mesures *in-situ* réalisées entre novembre 2003 et avril 2004. Néanmoins, la stratégie d'instrumentation diffère largement de celle adoptée par Ferrer *et al.* (2008) puisqu'ici l'houllographe-courantomètre le plus proche du rivage est situé à 11 m de fond, au-delà de la barre externe. La période instrumentée comporte deux tempêtes majeures, le 4 décembre 2003 et le 21 février 2004. Lors de cette dernière, sur laquelle Michaud *et al.* (2012) se focalisent, des Hs supérieures à 7 m sont mesurées sur un houlographe-courantomètre installé à 31 m de fond. Au-delà de la barre externe, avant et après la

tempête, les courants sont faibles (inférieurs à 0,1 m/s) et dirigés vers le sud. Le 21 février, ils sont dirigés vers le nord et leur intensité est quasiment décuplée (plus de 0,9 m/s sur l'ensemble de la colonne d'eau). Au large, par 31 m de fond, les courants restent orientés vers le sud, avec une intensité maximale pendant la tempête : 0,5 m/s en surface et 0,4 m/s près du fond. Les résultats tirés de la modélisation numérique montrent qu'avant la tempête pour une houle d'est perpendiculaire au rivage, le déplacement des masses d'eau du rivage jusqu'à 15 m de fond est complexe, globalement méandrique mais parfois organisé en cellules de recirculation. Lors de la tempête, la houle provient du secteur est-sud-est et génère un mouvement quasiment généralisé des masses d'eau vers le nord. Celui-ci peut toutefois être perturbé par des cellules de recirculations persistantes (Figure 2-5).

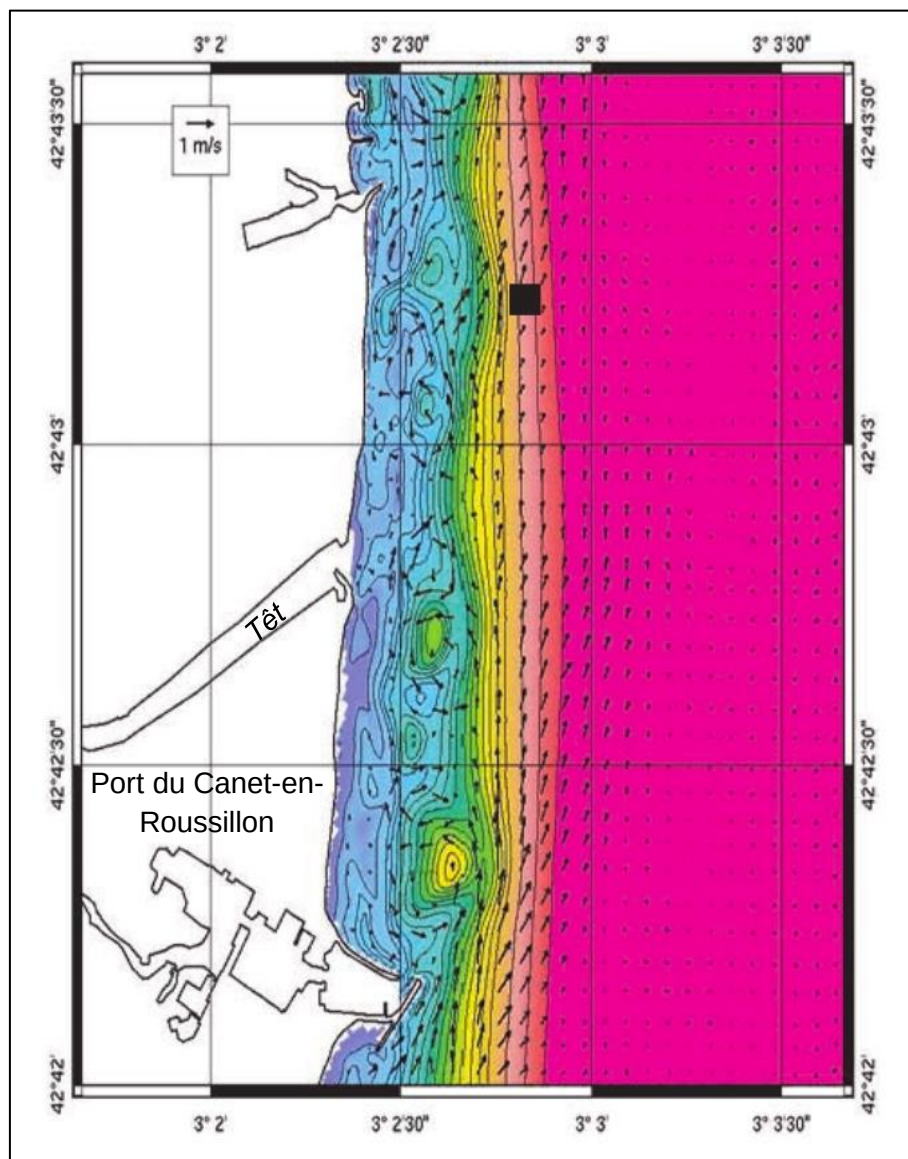


Figure 2-5 - Modélisation de la direction et de l'intensité des courants de fond au pic de la tempête du 21 février 2004 (4h30 du matin), à l'embouchure de la Têt (Michaud *et al.*, 2012).

Si ces deux campagnes de mesures présentent l'avantage de définir des vitesses de courant, notamment de la dérive littorale, aucune ne permet de quantifier la dérive potentielle annuelle. Elles permettent néanmoins de fixer des ordres de grandeurs des vitesses de courant et de confirmer ou infirmer les directions des dérives

Les roses de houle présentées dans la Figure 2-4 C sont générées à partir de climats de houle ANEMOC-2 entre 1979 et 2010, par environ 20 m de fond. Dans le sud du Roussillon, la majorité des houles supérieures à 1 m (57 %) proviennent du secteur est : en conséquence, elles sont relativement perpendiculaires au rivage et la dispersion autour de la normale au rivage est faible. Seules 15 % proviennent de l'est-sud-est et on note en outre que 16 % de ces houles supérieures à 1 m proviennent du nord et du nord-nord-est. Près du cap Leucate, elles proviennent autant de l'est (39 %) que de l'est-sud-est (41 %). Ainsi, on constate donc une rotation de la direction dominante des houles du sud vers le nord. De plus, la répartition des houles de part et d'autre de la normale au rivage est ici un peu plus importante qu'au sud du Roussillon. En revanche, les houles de nord sont négligeables (2 %).

2.5.1.3 Dérive littorale

Même si des estimations locales du TSL résultant sont données par le L.C.H.F. (1984), il est indiqué pour l'ensemble du Roussillon « que le transit moyen résultant, orienté vers le nord, est de l'ordre de 20 000 m³/an ». De plus, cet ouvrage ne définit pas de cellules, ni donc de limites, tout juste quelques directions sont indiquées de façon ponctuelle (Figure 2-6). Durand (1999) cite dans son travail de synthèse des intensités tirées d'études menées par SOGREAH : elles sont comparées à ses propres calculs, basés sur les variations du trait de côte à 36-40 ans et assortis d'une marge d'erreur de ± 39 %. L'embouchure du Tech est perçue comme une « frontière fixe perméable », où les dérives littorales divergent vers le sud en direction du Racou et le nord, au-delà du cap Leucate, jusqu'au grau de la Vieille Nouvelle. En conséquence, Durand (1999) définit deux « compartiments hydro-sédimentaires », le premier entre le Racou et l'embouchure du Tech et le deuxième de l'embouchure du Tech au grau de la Vieille Nouvelle. L'extrémité de la plage du Racou, à partir de laquelle démarre la côte rocheuse des Albères, est caractérisée de « frontière fixe absolue ». Dans une synthèse réalisée par Certain (2002), seule la « limite imperméable » du Racou est mentionnée : le Tech n'est pas qualifié de limite et le TSL est dirigé vers le nord, depuis Argelès et au-delà du cap Leucate. Paradoxalement, ce dernier est défini comme limite semi-imperméable : selon Certain (2002), la continuité de la barre longitudinale entre le port de Leucate (au sud du cap) et La Franqui (au nord du cap) atteste d'une continuité du TSL dans l'avant-côte du cap Leucate, hypothèse émise dès 1999 par Durand. Les travaux de Certain (2002) confirment globalement les directions résultantes des dérives littorales connues. La sismique réflexion permet d'identifier des réflecteurs à pendage vers le nord dans le delta sous-marin de l'embouchure de la Tech et de déterminer un accroissement du disponible sédimentaire du sud vers le nord du Roussillon.

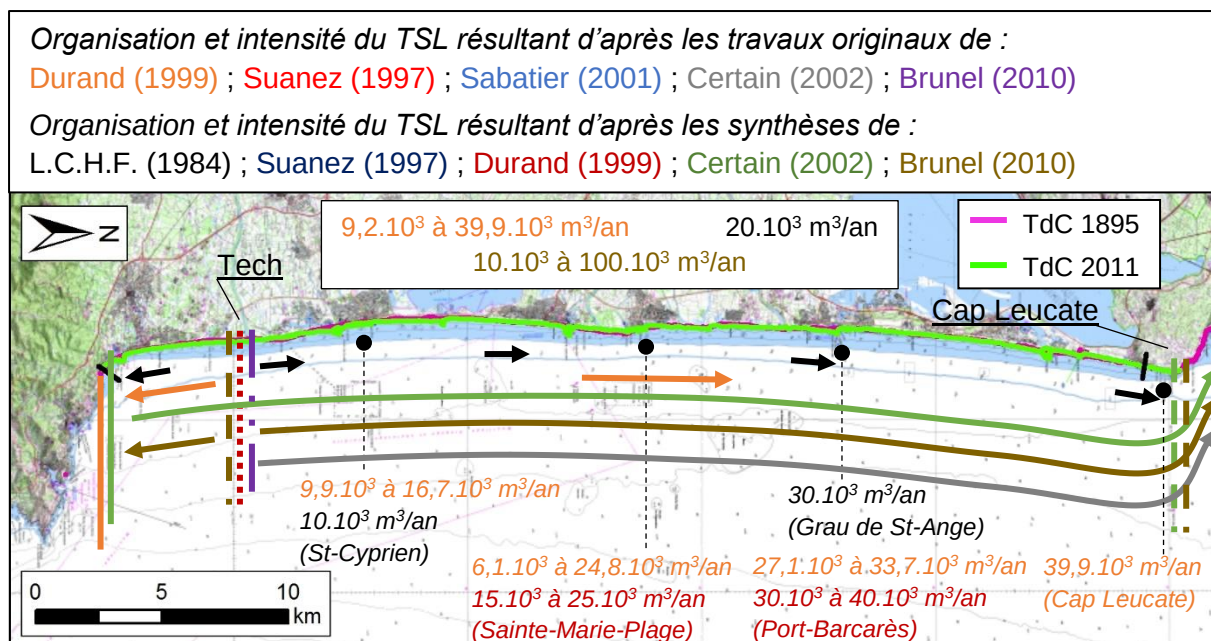


Figure 2-6 - Organisation et intensité du TSL d'après les travaux antérieurs, pour le secteur du Roussillon, d'Argelès au cap Leucate.

Les analyses fines de la morphologie des barres festonnées indiquent une asymétrie des festons caractéristique de déplacements sédimentaires vers le nord (face nord des festons plus abrupte), confirmée par des différentiels bathymétriques. Pour Brunel (2010), la limite imperméable du Racou disparaît, celle semi-imperméable du cap Leucate aussi, mais uniquement dans le texte puisqu'elle figure toujours dans son schéma de synthèse sur lequel l'embouchure du Tech correspond à une limite perméable. Plusieurs rapports non publiés (SOGREAH, EID Méditerranée & SMNLR) sont cités, mettant en évidence des intensités de TSL résultant comprises entre 10.10^3 et 100.10^3 m³/an. La modélisation numérique de la dérive littorale entreprise dans ce travail de thèse apportera un éclairage nouveau sur l'organisation et l'intensité du transport sédimentaire longitudinal, ce qui permettra sans doute de confirmer ou d'infirmer les limites établies par certains auteurs dans le Roussillon, notamment au niveau de l'embouchure de la Tech et du cap Leucate.

2.5.2 Narbonnais

2.5.2.1 Cadre géomorphologique

Le Narbonnais forme une large courbe d'une soixantaine de kilomètres, inscrite entre le cap Leucate et le cap d'Agde (Figure 2-8 C). Au sud du massif de la Clape, le cordon littoral enferme les lagunes de la Palme, Sigean, Grazel et Mateille. Au IV^{ème} siècle, la Palme était une véritable baie ouverte sur la mer, tandis que les autres lagunes constituaient le golfe de Narbonne, celui-ci comprenant un chapelet d'île, la plus importante étant Sainte-Lucie, l'actuel massif de la Clape. Les divagations de l'Aude, le comblement des lagunes et la répartition des sédiments par les houles le long du rivage explique la morphologie

générale actuelle du Narbonnais (L.C.H.F., 1984). Les embouchures de l'Aude, l'Orb et l'Hérault sont localisées toutes les trois dans la moitié nord du Narbonnais, entre Narbonne-Plage et le cap d'Agde. Ce secteur est donc lui aussi correctement fourni en sédiments fluviaux.

L'éloignement de l'isobathe 10 m au rivage est, ici aussi, relativement constant et demeure inférieur à 1500 m ; néanmoins, à partir de Portiragnes-Plage elle s'écarte jusqu'à 2200 m du rivage.

La morphologie sous-marine des plages est caractérisée par la présence de deux à trois barres longitudinales (Figure 2-8 A et B). Dans la partie nord du Narbonnais, entre Valras-Plage et Portiragnes-Plage (Figure 2-8 A), on constate que les barres longitudinales présentent une morphologie chaotique, en particulier pour la barre externe. En effet, celle-ci est discontinue, avec des incisions de l'ordre du mètre, comme le montre bien le profil longitudinal de la Figure 2-7. La cartographie de l'avant-côte (Figure 2-8 A) indique que ces incisions correspondent à des sillons dont l'orientation est globalement oblique au rivage. Sur cette même Figure 2-8 A, on remarque également que les barres internes sont ponctuellement connectées au rivage, là encore de façon oblique au rivage. Sur les profils de la Figure 2-8 D, le sommet des deux barres internes est compris entre -1 et -3 m IGN69, tandis que celui de la barre externe varie de -3 à -5 m IGN69, le fond de la fosse externe étant situé à -6 m IGN69. On constate de plus que la barre externe est nettement plus volumineuse que les barres internes, même lorsqu'elle est dégradée. Pour la partie sud du Narbonnais, la cartographie de l'avant-côte (Figure 2-8 B) couvre la zone comprise entre Port-la-Nouvelle et le grau de la Vieille Nouvelle. Les barres longitudinales sont plus rectilignes par rapport à celles décrites précédemment pour le nord. La barre externe tend à disparaître vers le sud et localement le système de barres internes est affecté d'un léger festonnement. Sur le profil de la Figure 2-8 D, la face interne des deux barres internes s'avère quasiment sub-verticale. La barre externe se révèle moins développée que dans le nord du Narbonnais, mais elle est en revanche nettement plus symétrique.

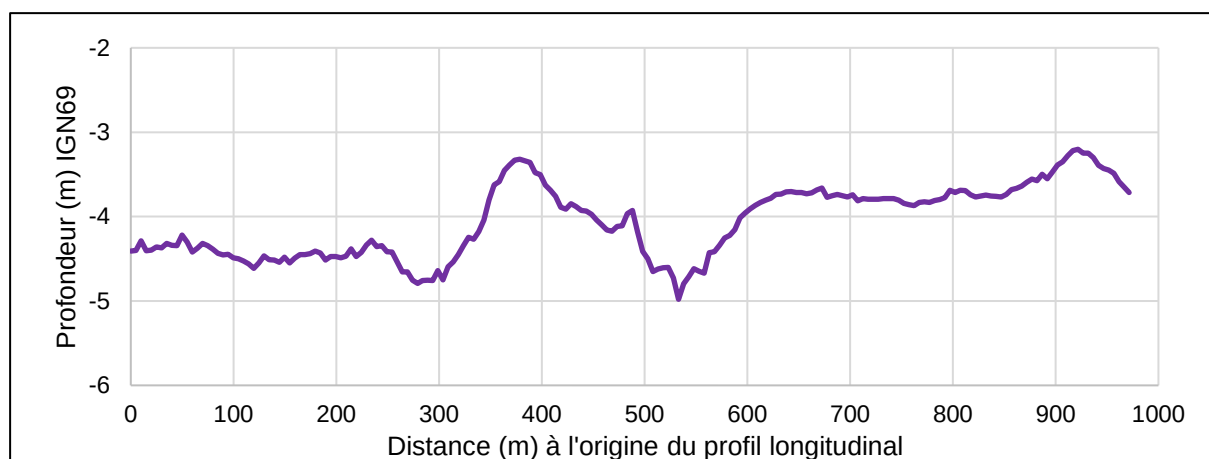


Figure 2-7 - Profil longitudinal extrait du LiDAR 2011 sur la barre externe, au sud de Portiragnes-Plage ; le profil est localisé sur la Figure 2-8 A.

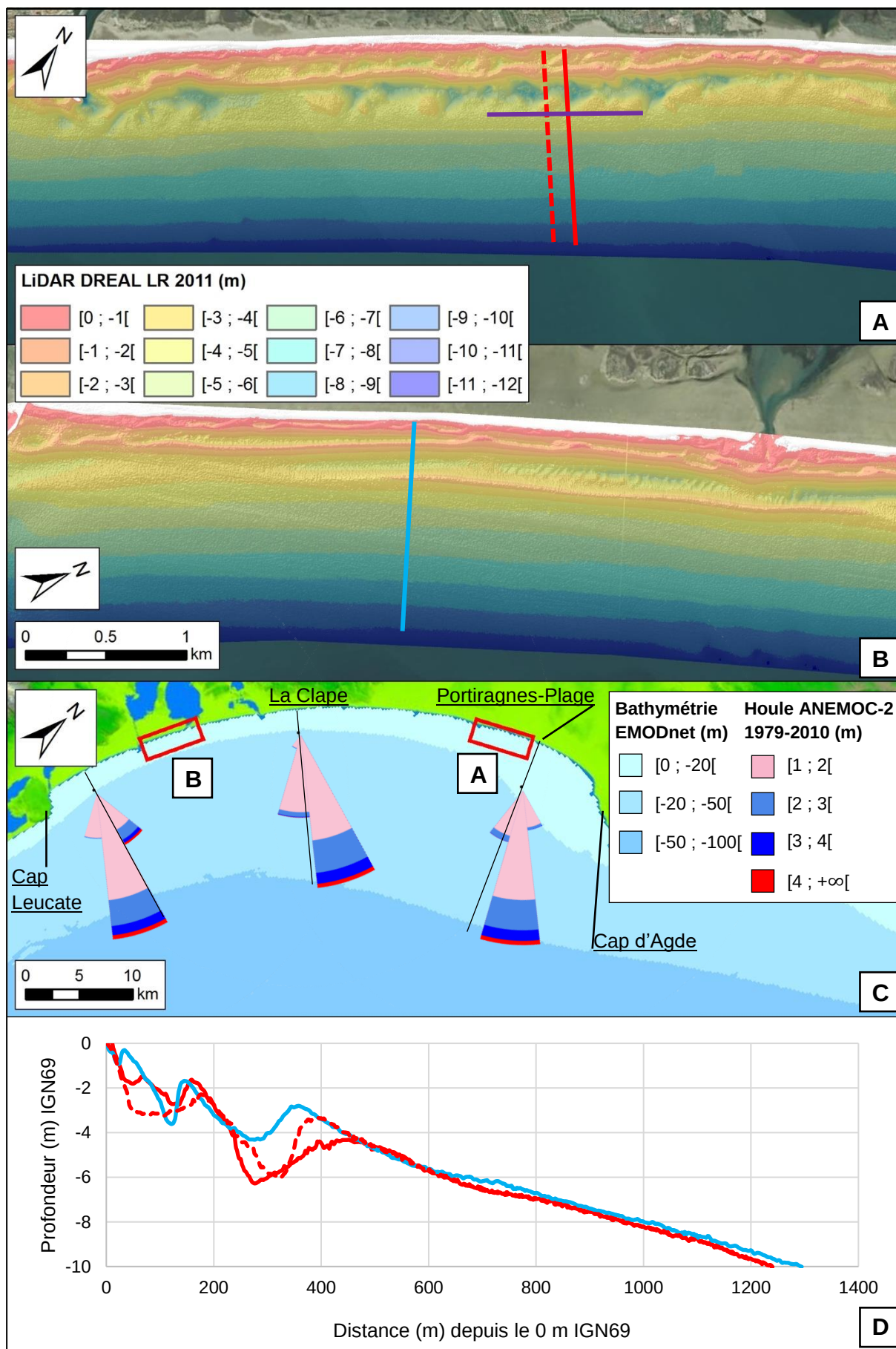


Figure 2-8 - Morphologie des barres d'avant-côte (A et B), profils bathymétriques (D) et roses de houles (C) pour le secteur du Narbonnais, de La Franqui à Portiragnes-Plage.

La granulométrie de l'avant-côte est nettement plus fine que dans le Roussillon, avec un D_{50} sur la barre interne à 0,2 mm en moyenne (Aleman, 2013; Raynal *et al.*, 2015).

D'après Raynal *et al.* (2015), l'USU repose sur une surface dont « la compaction et la cimentation (...) ne fait aucun doute » sans qu'il soit possible d'identifier clairement la nature de ce substratum. La variation longitudinale du volume de l'USU est moins prononcée que dans le Roussillon et oscille entre 750 et 2500 m³/ml, avec un maximum très localisé, au nord du cap Leucate, à 3000 - 4500 m³/ml. Étonnamment, le secteur le plus pauvre se situe dans la zone de convergence des dérives littorales en provenance du Roussillon et de l'Hérault, entre Port-la-Nouvelle et Gruissan. La modélisation du TSL entreprise dans cette thèse doit apporter un éclairage sur cette contradiction.

2.5.2.2 Cadre hydrodynamique

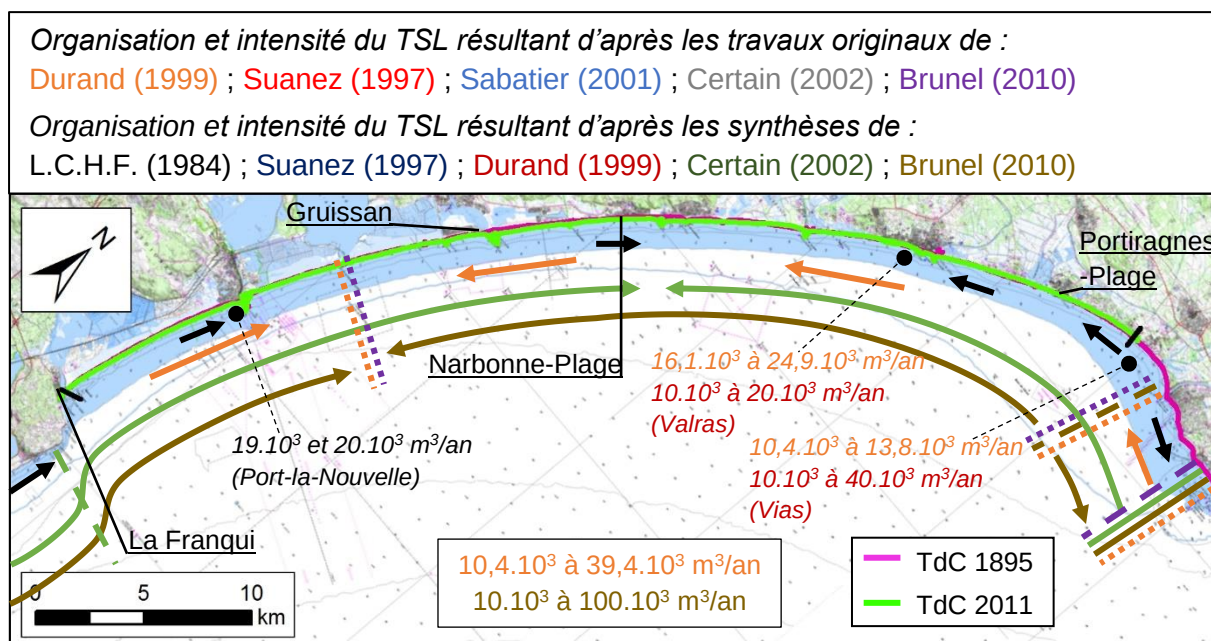
Les roses de houle présentées sur la Figure 2-8 (C) sont générées à partir de climats de houle ANEMOC-2 entre 1979 et 2010, par environ 20 m de fond. Elles indiquent une rotation antihoraire de la direction de provenance des vagues supérieures à 1 m entre La Franqui et Portiragnes-Plage, vis-à-vis de la normale au rivage. Au sud de Port-la-Nouvelle, les houles supérieures à 1 m sont majoritairement originaires du secteur est-sud-est (58 %) : en conséquence, elles arrivent par la droite de la normale au rivage, lorsque l'observateur fait face à la mer. A hauteur du massif de la Clape, là aussi la grande majorité des houles supérieures à 1 m provient de l'est-sud-est (61 %), mais en raison de la courbure du rivage, la plupart des houles arrivent cette fois par la gauche de la normale au rivage. Enfin, au niveau de Portiragnes-Plage, plus de 60 % des houles supérieures à 1 m proviennent du secteur sud-est : mais par l'accentuation de la courbure du trait de côte vers le sud, elles se situent toujours à gauche de la normale au rivage.

Dans le cadre du projet d'extension des digues du port de Port-la-Nouvelle, courants et vagues ont fait l'objet de mesures *in-situ* réalisées sur 6 mois (fin février à début septembre 2013) par -5 et -15 m de fond (Le Dissez *et al.*, 2015; Waeles *et al.*, 2015). Lors d'une tempête en février 2013, ces données révèlent des courants systématiquement orientés vers le sud au large (-15 m), tandis qu'ils alternent vers le nord et le sud dans les petits fonds (-5 m). Cette bascule des courants du large vers la côte est également observée pour le Roussillon.

2.5.2.3 Dérive littorale

Pour l'ensemble du Narbonnais, le L.C.H.F. (1984) n'apporte qu'une seule intensité de TSL résultant, calculée à hauteur de Port-la-Nouvelle (19 à 20.10³ m³/an). Malgré tout, des directions du TSL sont proposées (Figure 2-9), et on remarque l'orientation sud-nord de celui-ci entre le cap Leucate et Narbonne-Plage ; et inversement, il est dirigé vers le sud entre l'embouchure de l'Hérault et Valras-Plage. Les estimations de Durand (1999) indiquent un TSL résultant compris entre 10,4.10³ et 39,4.10³ m³/an : le maximum est atteint à l'embouchure de l'Aude, assorti d'une décroissance en direction du grau de la

Vieille Nouvelle, qui est qualifié de « frontière fluctuante poreuse » entre les « compartiments hydro-sédimentaires » du Roussillon (Embouchure du Tech - Grau de la Vieille Nouvelle) et du Narbonnais (Grau de la Vieille Nouvelle - Embouchure de l'Hérault). Ces intensités sont déterminées à partir des variations du trait de côte à 36-40 ans et assortis d'une marge d'erreur de $\pm 39\%$. Le cap d'Agde et l'embouchure de l'Hérault sont définis comme « frontière fixe perméable », avec un TSL résultant orienté vers l'ouest entre les deux.



Les travaux de Certain (2002) ne couvrent qu'un site dans le Narbonnais, à proximité de l'embouchure de l'Aude : la sismique réflexion révèle un disponible sédimentaire colossal, similaire au volume déterminé au cap Leucate. Dans sa synthèse, Certain (2002) localise la convergence des dérives nord et sud à hauteur de Narbonne-Plage, la dérive nord démarrant au cap d'Agde. Contrairement à Durand (1999), ce dernier est perçu comme « limite imperméable » tandis que l'embouchure de l'Hérault n'est tout simplement pas considérée comme une limite de cellule par Certain (2002).

Brunel (2010) établit la convergence des dérives nord et sud devant le grau de la Vieille Nouvelle, tout comme Durand (1999). L'embouchure de l'Hérault est désignée comme « limite perméable » dans son schéma de synthèse et de « fluctuante, perméable » dans son texte. Quant au cap d'Agde, ce dernier apparaît comme une limite, mais une discordance est observée entre schéma de synthèse et texte, avec une limite perméable dans le premier cas et « fixe mais perméable » dans le second cas. Tout comme pour le Roussillon, les études non publiées (SOGREAH, EID Méditerranée & SMNLR) évoquées par Brunel (2010) font état d'un TSL résultant variant de 10.10^3 à 100.10^3 m³/an.

2.5.3 Lido de Sète

2.5.3.1 Cadre géomorphologique

Le lido de Sète est un cordon littoral quasi rectiligne d'une vingtaine de kilomètres d'orientation NE-SO, dressé entre le cap d'Agde et le mont Saint-Clair (Sète) (Figure 2-10 C). Il sépare l'étang de Thau de la mer : ce dernier était vraisemblablement ouvert sur la Méditerranée au XVII^{ème} siècle (L.C.H.F., 1984). Aujourd'hui, la côte n'est pas ici directement alimentée en sédiments par le débit solide d'un fleuve, mais Ferrer *et al.* (2010) proposent une reconstruction paléogéographique de la lagune de Thau et du lido l'isolant de la mer, où les apports sédimentaires du Rhône jouent un rôle essentiel en étant supérieurs à ceux du bassin versant situé à l'arrière de la lagune (Figure 2-2).

L'isobathe 10 m demeure à près de 1200 m du rivage d'une extrémité à l'autre du lido : sur les profils bathymétriques de la Figure 2-10 D, elle est atteinte à 1000-1200 m du 0 m IGN69.

Le système de barres d'avant-côte ressemble à celui du Narbonnais, à l'exception près qu'un nombre maximal de deux barres peut être observé sur le LiDAR de 2011 (Figure 2-10 A et B). Ainsi, dans la partie est de l'avant-côte du lido de Sète, au-delà du parking des trois digues, une seule barre est présente. D'aspect légèrement festonné, elle comporte localement des amas sédimentaires pointant vers le rivage, sans toutefois l'atteindre (Figure 2-10 A). Le profil bathymétrique extrait du LiDAR et présenté sur la Figure 2-10 D révèle une morphologie dissymétrique, la face interne étant nettement plus verticale que la face externe. La base de cette barre apparaît quasiment horizontale. Le sommet est situé à un peu plus de -2 m IGN69, le fond de la fosse étant quant à lui au-delà de -4 m IGN69. Plus au sud, la cartographie des morphologies sous-marines des plages entre Port Ambonne et Marseillan (Figure 2-10 B) indique la présence de deux barres. La barre interne arbore une morphologie en trois dimensions nettement plus prononcée qu'au nord du lido, avec des pseudo-festons d'amplitude plus réduite, ce qui se traduit par des pointes sableuses dirigées vers le rivage qui sont plus nombreuses. Ces dernières se connectent parfois au trait de côte. Le profil bathymétrique de la Figure 2-10 D dévoile une barre externe nettement plus volumineuse que la barre interne. Son sommet est localisé à -4 m IGN69, quand celui de la barre interne est à peine au-delà de -2 m IGN69. La fosse interne est peu incisée, avec un fond à -3 m IGN69. En revanche, celui de la fosse externe est à plus de -6 m IGN69. On observe par ailleurs dans celle-ci des rides sableuses, comme l'indique le profil longitudinal extrait au sud de Port Ambonne (Figure 2-11). Les travaux de Gervais *et al.* (2013) sur la partie nord du lido ont montré, à l'aide d'observations issues d'un système ARGUS, que la barre interne tend à adopter une morphologie festonnée et oblique lors des tempêtes, en lien avec la présence de courants de retours (rip currents). Cette déformation des barres longitudinales par des chenaux d'arrachement (rip channels) est nommée « échelonnage » par Certain (2002).

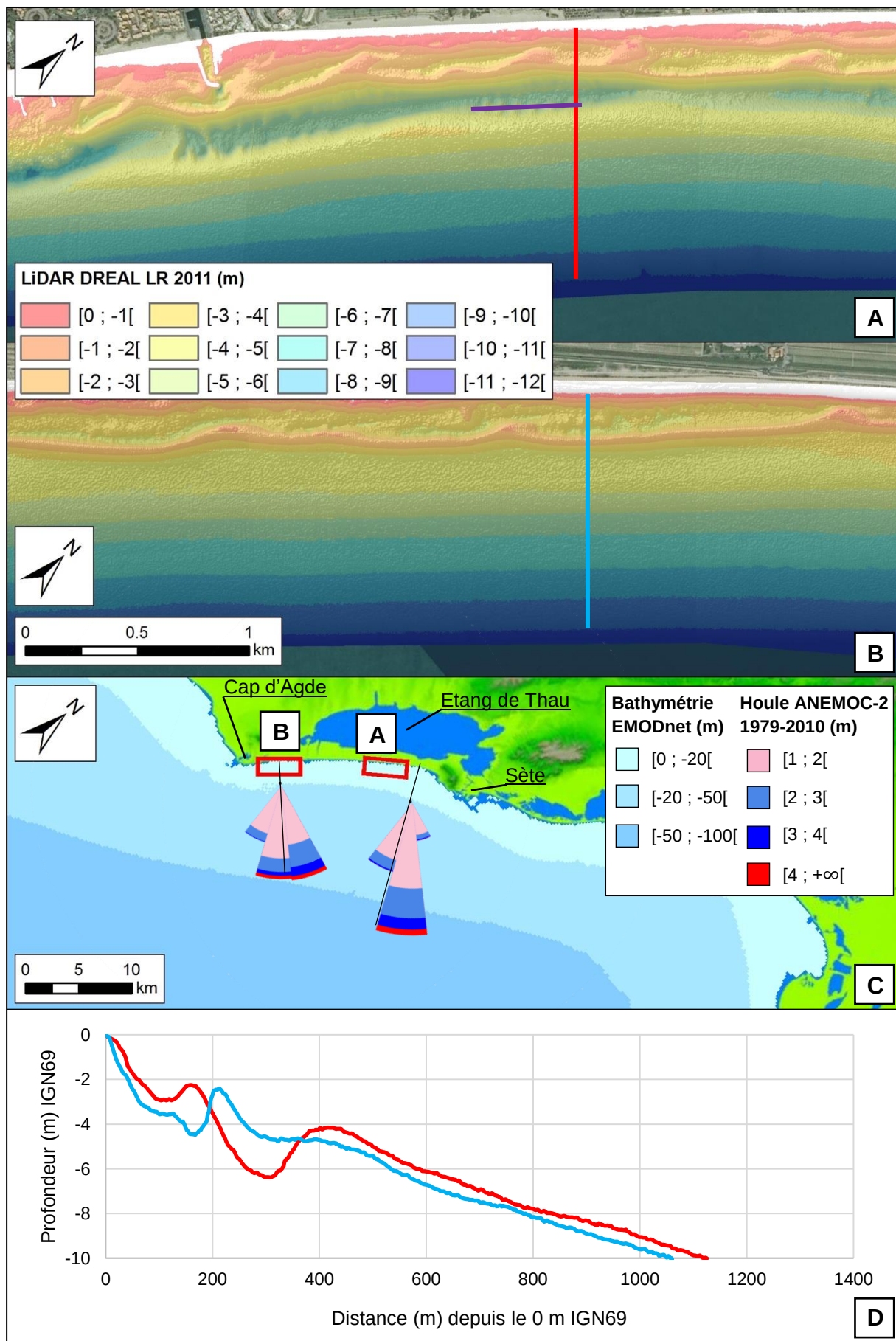


Figure 2-10 - Morphologie des barres d'avant-côte (A et B), profils bathymétriques (D) et roses de houles (C) pour le secteur du lido de Sète.

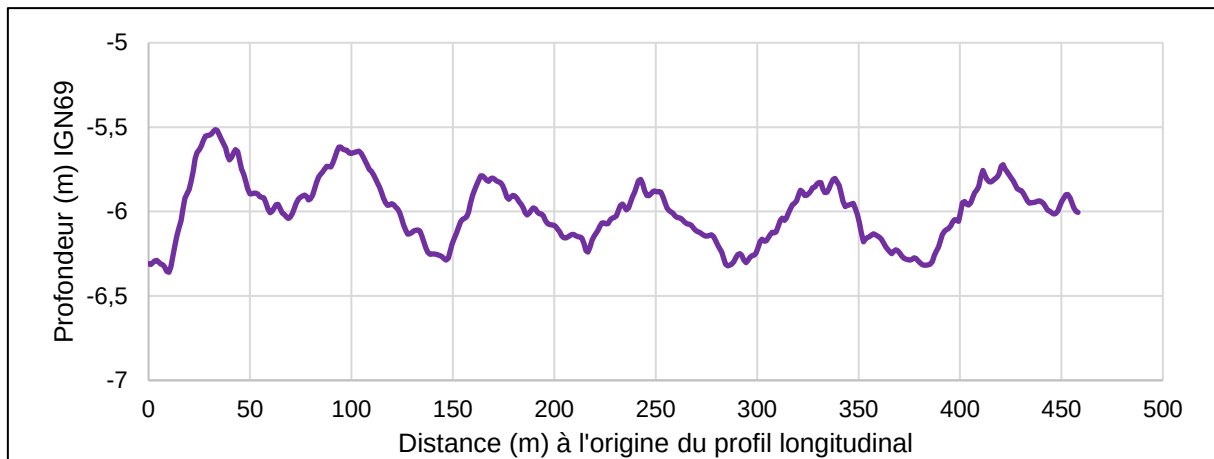


Figure 2-11 - Profil longitudinal extrait du LiDAR 2011 dans la fosse externe à l'ouest de Port Ambonne ; le profil est localisé sur la Figure 2-10 A.

La granulométrie de l'avant-côte présente un D_{50} sur la barre interne à 0,2 mm en moyenne (Aleman, 2013; Raynal *et al.*, 2015).

D'après Raynal *et al.* (2015) « Dans le secteur du Cap d'Agde, l'USU est directement déposé sur un bedrock de nature volcanique (roches constituant le cap) ». *A priori*, le lido de Sète fait partie des secteurs les moins dotés en sédiments mais la couverture du projet LITTOSIS est restreinte : seulement deux profils sismiques sont levés entre Marseillan et Sète (2/3 du lido). Selon ces données partielles, pour la partie est du lido le volume de l'USU ne dépasse pas les 500 m³/ml tandis qu'à l'ouest il approche les 2500 m³/ml. Cependant, Raynal *et al.* (2015) ne proposent pas d'interprétation en lien avec le TSL.

2.5.3.2 Cadre hydrodynamique

Gervais *et al.* (2012), à l'aide d'un système ARGUS, ont montré que la barre interne progresse vers le rivage pour des Hs inférieures ou égales à 2,7 m, tandis que l'inverse se produit pour des Hs supérieures à ce seuil. Toujours à l'aide du système ARGUS, Balouin *et al.* (2012) mettent en évidence des changements morphologiques à haute fréquence lors d'un évènement de tempête mais où les conditions hydrodynamiques sont relativement modérées, avec « des hauteurs significatives des vagues atteignant au maximum 3,6 m (très inférieur à la houle de tempête annuelle estimée à 4,6 m) ».

De décembre 2008 à février 2009, des houlographes-courantomètres ont été immergés selon un profil perpendiculaire au rivage, dans la partie est du lido. Robin *et al.* (2010) ont caractérisé les profils de courants sur la face externe de la barre d'avant-côte lors de la tempête de janvier 2009. En période de beau temps, les courants sont faibles sur l'ensemble de la colonne d'eau et les directions sont très hétérogènes. Par vent de terre, logiquement le premier mètre depuis la surface est largement affecté, avec des courants qui peuvent être de direction opposée à la houle. Lors du pic de la tempête, les courants sont intenses sur la totalité de la tranche d'eau, et les directions sont homogènes, avec une composante longitudinale marquée (vitesse de 0,55 m/s au milieu de la tranche d'eau). Ils identifient également un « courant de retour » qui se met en place à partir du pic de la

tempête et reste présent jusqu'à ce que la hauteur des vagues diminue et atteigne 1,5 m. En définitive, hormis pendant la tempête, les intensités et directions des courants sont différents entre le fond et le reste de la colonne d'eau. En outre, lors du montant de la tempête, les courants ne s'intensifient qu'à partir de Hs proches de 1,8 m ; et « lors du tombant, pendant un long laps de temps de 21h, les vitesses de courants restent élevées jusqu'à des Hs proches de 1,5 m ». Par la suite, Robin *et al.* (2014) obtiennent une vision plus complète de l'hydrodynamisme dans l'avant-côte en prenant en compte dans leur analyse les mesures *in-situ* réalisées par les autres stations du profil instrumenté, c'est-à-dire dans la fosse interne et par -6,5 m IGN69. D'une façon générale, la composante perpendiculaire au rivage est très faible : les courants longitudinaux dominent largement. Ces derniers sont toujours légèrement plus intenses dans la fosse interne que sur la face externe de la barre interne. Sur celle-ci, un courant de retour, bien que faible, peut être observé sur l'ensemble de la colonne d'eau, alors que dans la fosse interne, il reste limité au fond. Les intensités des courants sont accrues simultanément dans la fosse et sur la face externe de la barre interne d'une part lorsque le surf se met en place à partir de Hs supérieures à 0,9 m, puis s'autre part à partir de Hs supérieures à 1,8 m, lorsque la zone de surf s'élargit jusqu'à la barre externe. Enfin, face à la complexité de la distribution des courants dans la colonne d'eau, Robin *et al.* (2014) soulignent que celle-ci ne peut-être fidèlement représentée par une valeur moyenne sur la profondeur. Toutefois, si les mesures réalisées sur ce profil instrumenté permettent d'établir la prépondérance des dynamiques longitudinales sur celles perpendiculaires au rivage, les observations *in-situ* de Gervais *et al.* (2013) avec le système ARGUS pendant un évènement de haute énergie à l'autonome 2011 montrent que la dérive littorale renforce les courants d'arrachement et mène à la rupture des barres. En conséquence, un profil instrumenté ne peut seul refléter la complexité de la circulation hydraulique dans l'avant-côte.

Précédemment, Certain *et al.* (2005) ont finement analysé la transformation de la houle dans l'avant-côte du lido de Sète, là encore selon un profil instrumenté déployé dans sa partie nord. Les mesures *in-situ* réalisées lors du mois de novembre 2000 ont permis de constater que la transformation du spectre d'énergie du large vers le rivage est largement conditionnée par la présence des barres, avec ou sans déferlement. Lors d'une tempête, le maximum d'énergie infragravitaire est constaté dans la fosse externe tandis qu'en période calme il est localisé au rivage.

L'analyse des houles proposée par Kergadallan (2010) d'après les mesures du houlographe de Sète entre mai 2003 et octobre 2009, permet d'estimer les périodes de retour suivantes :

- Houle annuelle : 4,3 m ($\pm 0,4$ m) ;
- Houle décennale : 6,4 m ($\pm 0,6$ m) ;
- Houle trentennale : 7,3 m ($\pm 0,8$ m).

Les roses de houle présentées sur la Figure 2-10 (C) sont générées à partir de climats de houle ANEMOC-2 entre 1979 et 2010, par environ 20 m de fond. Au sud-ouest du lido, on remarque que les houles supérieures à 1 m proviennent à part égale des secteurs est-sud-est (38 %) et sud-est (37 %). En conséquence, cette partie du lido connaît une nette

répartition quasi symétrique des houles de part et d'autre de la normale au rivage. En revanche, au nord-est du lido, les houles supérieures à 1 m proviennent essentiellement d'un seul secteur, le sud-est (53 %), c'est-à-dire de la gauche par rapport à la normale au rivage lorsque l'observateur fait face à la mer.

2.5.3.3 Dérive littorale

Les mesures expérimentales sont riches sur le lido de Sète et ont permis de caractériser le comportement de la houle à la côte ainsi que les intensités et directions des courants. Cependant, elles n'ont jamais permis d'établir la direction et l'intensité du transport sédimentaire longitudinal résultant annuel. Les différentiels bathymétriques que réalise Gervais (2012) dans sa thèse entre différents événements de haute énergie sur la période 2008 et 2010 permettent d'identifier un déplacement des barres. Toutefois, à l'échelle du lido, ces mouvements sédimentaires se font à volume « quasi-constant » et relèvent surtout d'une dynamique transversale sur laquelle est imprimée une composante longitudinale. Si le L.C.H.F. (1984) fait état d'expériences basées sur l'immersion de traceurs radioactifs dans l'avant-côte, elles n'ont pas permis de dégager des intensités de TSL résultant annuel : seule la direction est indiquée (Figure 2-12), avec une lacune entre le cap d'Agde et le port de Marseillan. Pour ce secteur, Durand (1999) détermine que le TSL résultant s'oriente vers l'est, en se basant sur les accumulations contre les ouvrages perpendiculaires au rivage, identifiées sur des photographies aériennes. Sur l'ensemble du lido, selon ses calculs (basés sur les variations du trait de côte à 36-40 ans et assortis d'une marge d'erreur de ± 39 %) le TSL résultant ne dépasse pas les $10.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$. Si le mont Saint-Clair (Sète) constitue une frontière fixe absolue pour Durand (1999), Certain

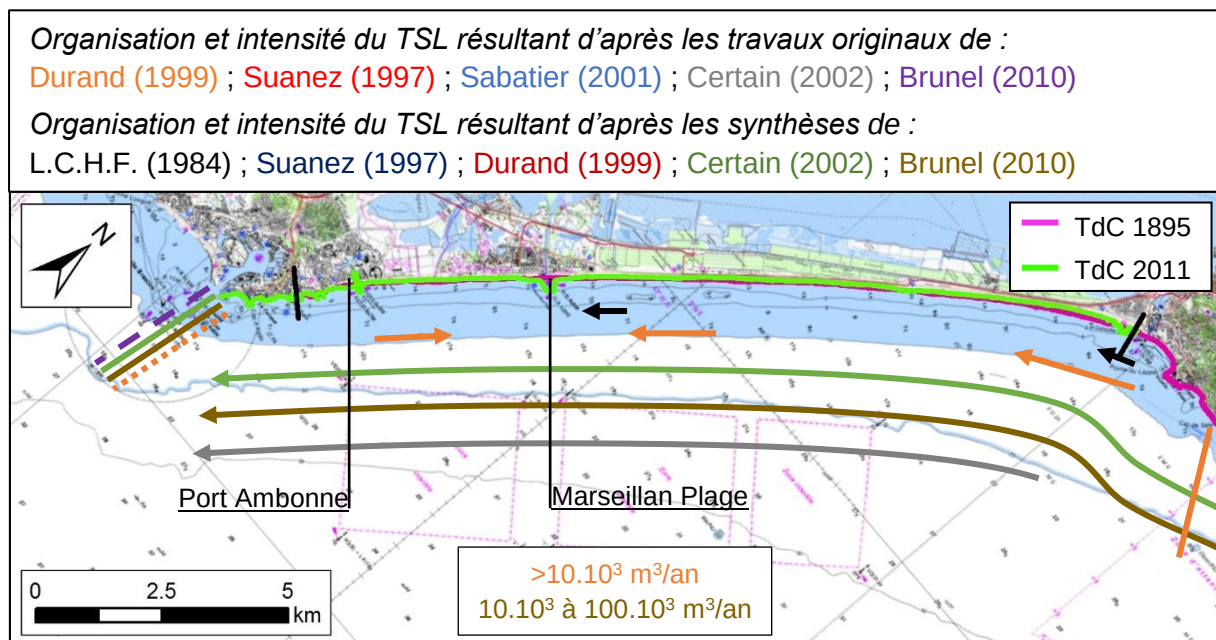


Figure 2-12 - Organisation et intensité du TSL d'après les travaux antérieurs, pour le secteur du lido de Sète.

(2002) dans sa synthèse n'en tient pas compte et indique une dérive littorale est-ouest démarrant à l'est de Sète. Ses travaux de sismique réflexion confirment selon lui une direction est-ouest du TSL résultant le long du lido, en identifiant un accroissement du disponible sédimentaire entre Sète et Agde. Le maxima est atteint entre Port Ambonne et Marseillan, là où d'après Durand (1999) le TSL résultant est dirigé vers l'est. Brunel (2010) reprend dans son schéma de synthèse l'organisation du TSL résultant proposée par Certain (2002) sans limite de cellule au mont Saint-Clair, mais dans son texte il qualifie le port de Sète de frontière « fixe et imperméable ».

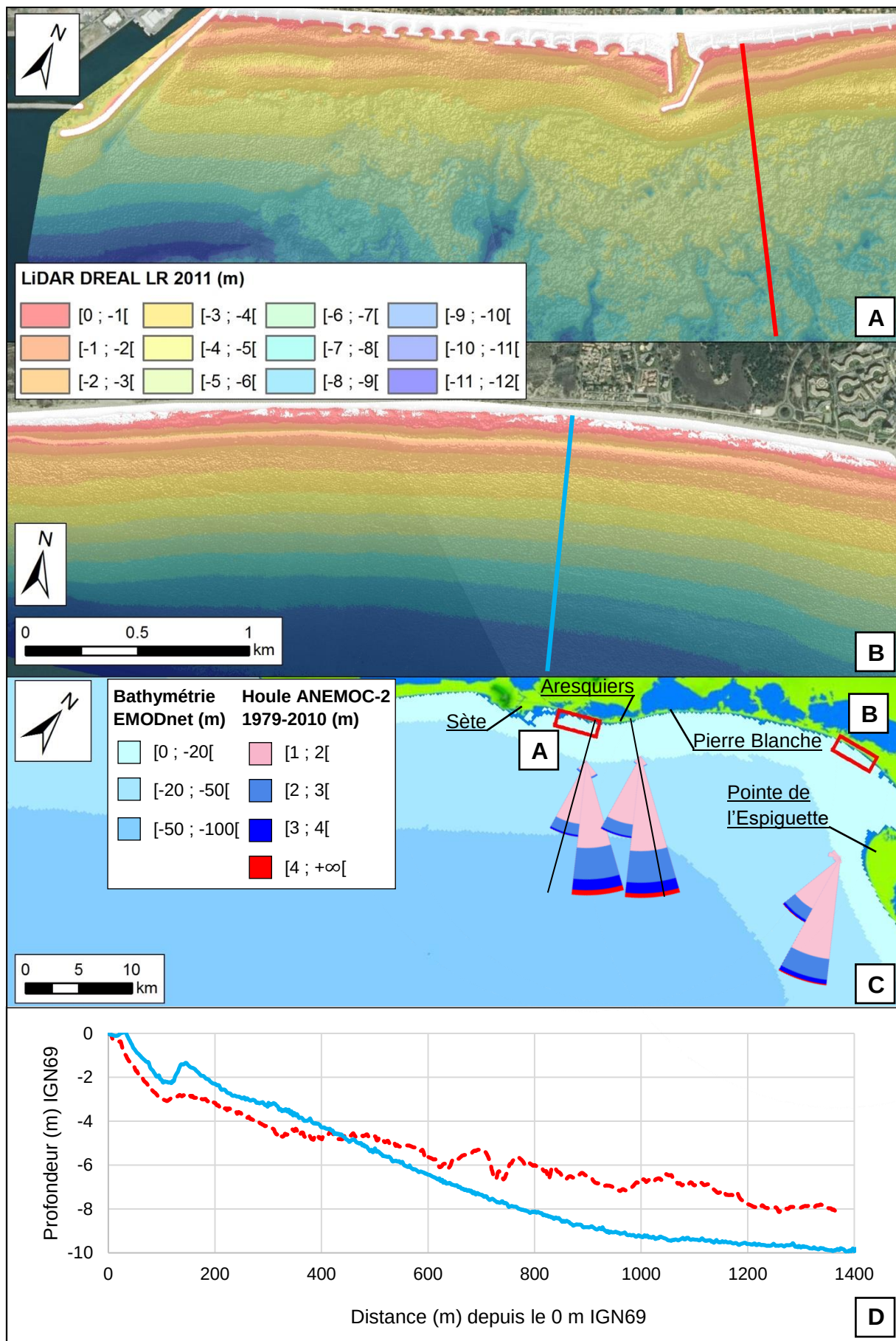
2.5.4 Golfe d'Aigues-Mortes

2.5.4.1 Cadre géomorphologique

Entre le mont Saint-Clair et la pointe de l'Espiguette, le rivage prend un aspect sigmoïdal de Sète à Maguelone, puis ferme le golfe d'Aigues-Mortes par une courbe rejoignant Port-Camargue (Figure 2-13 C). Ce cordon littoral d'une quarantaine de kilomètres barre une succession d'étangs accolés les uns aux autres : Mouettes, Ingril, Pierre Blanche, Prévost, Grec, Mauguio, Ponant et Vidourle. Selon toute vraisemblance, au XVII^{ème} siècle ces étangs ne formaient qu'une seule entité avec celui de Thau (L.C.H.F., 1984). Aujourd'hui, lorsqu'une communication avec la mer existe, c'est au travers d'un port de plaisance ou d'un grau aménagé. Le Lez et le Vidourle débouchent respectivement à Palavas-les-Flots et au Grau-du-Roi. Le Lez traverse le port de Palavas-les-Flots avant de rejoindre la mer, tandis que le Vidourle se jette dans l'étang du Ponant. Il est généralement admis que ces deux cours d'eau en grande partie endigués et canalisés contribuent, depuis, de façon symbolique à l'alimentation sédimentaire du cordon littoral. Mais ils auraient joué un rôle important lorsqu'ils se jetaient directement à la mer. Cependant, les travaux de Raynal *et al.* (2009) soulignent l'importance des apports rhodaniens dans la formation des lidos entre Sète et le Grau-du-Roi depuis 7500 ans B.P. L'arrêt de ces apports est *in fine* relativement récent, ce qui est expliqué en section 2.2.

Au large des Aresquiers, un platier rocheux (grès de plage) d'origine Pliocène affleure entre les isobathes 5 m et 10 m (Figure 2-13 A, B et D). Il est également visible au-delà, jusqu'à la Grande-Motte, mais sa présence au-dessus de l'isobathe 10 m est plus erratique et date cette fois du Pliocène (Raynal *et al.*, 2009). L'éloignement de cette dernière par rapport au trait de côte est donc très variable en raison des affleurements sous-marins. Ce platier fournit aux plages du golfe d'Aigues-Mortes (sauf à l'est de Palavas) des galets de grès de plage qui se désagrègent en graviers (L.C.H.F., 1984) et se mélangent aux sables, formant ainsi un sédiment mixte.

Entre Frontignan et les Aresquiers, la plage sous-marine peut comporter jusqu'à deux barres longitudinales. Lorsqu'elle est présente, la barre externe prend la forme d'un bourrelet de faible hauteur : elle se distingue mieux sur la cartographie des morphologies d'avant-côte (Figure 2-13 A) que sur les profils bathymétriques (Figure 2-13 D). La barre



interne, nettement mieux formée, apparaît dissymétrique avec une face interne franchement verticale au regard de la face externe (Figure 2-13 D). Cette barre interne est le plus souvent accolée aux ouvrages perpendiculaires au rivage, voire pénètre entre ceux-ci au point d'être légèrement festonnée, comme c'est le cas à l'ouest de Frontignan (Figure 2-13 A). Dans les profils bathymétriques de la Figure 2-13 D, son sommet est situé autour de -2 m IGN69, tandis que le fond de la fosse interne est à environ -3 m IGN69. Entre les Aresquiers et l'étang de Pierre Blanche, il n'y a guère que la barre interne qui subsiste. La morphologie de la plage sous-marine présente des similitudes avec le lido de Sète et le Narbonnais sans être tout à fait identique. En effet, on observe sur la Figure 2-13 B que cette barre tend à être connectée au trait de côte par des amas sédimentaires obliques au rivage. Par rapport à la zone Frontignan - Aresquiers, cette barre est à la fois plus éloignée du 0 m IGN69 et plus profonde, son sommet étant localisé au-delà de -2 m IGN69. Aucune barre n'a pu être décelée dans le LiDAR de 2011 à l'ouest de Palavas-les-Flots devant une plage protégée par des brise-lames longitudinaux ; de même à l'est de Carnon, mais cette fois pour une plage aménagée avec des épis transversaux. Entre Palavas-les-Flots et la Grande-Motte, une seule barre est présente, peu formée. Au-delà de la Grande-Motte, les plages n'arborent plus de barre.

Sur la barre interne, la granulométrie (D_{50}) est à 0,2 mm en moyenne (Aleman, 2013; Raynal *et al.*, 2015) mais l'estran comporte des graviers et des galets.

Le volume de l'USU est le plus faible de tout le Languedoc-Roussillon, de 250 à 1000 m³/ml seulement (Raynal *et al.*, 2015).

2.5.4.2 Cadre hydrodynamique

Leredde *et al.*, (2014) ont entrepris une modélisation numérique de l'hydrodynamisme dans le golfe d'Aigues-Mortes pour la tempête du 25 décembre 2008 : dans leurs résultats, des Hs supérieures à 4,5 m sont observées au large du golfe. Il est intéressant de constater que la réfraction se produit significativement lorsque la bathymétrie passe de 20 m à 10 m. Si au large par 30 m de fond un courant côtier dirigé vers le sud-est est constaté dans ces travaux, « près de la côte, des dérives littorales orientées vers l'est ou l'ouest sont également générées, leurs directions dépendant de l'angle d'incidence des vagues par rapport à la côte ». La chaîne de modélisation mise en place par Leredde *et al.* (2014) permet d'identifier des cellules de recirculation (Figure 2-14), tout comme pour l'avant-côte à barres 3D du Roussillon (Figure 2-5), susceptibles de complexifier les schémas de transport sédimentaire.

Toujours à travers la modélisation, Leredde *et al.* (2016) suggèrent que les herbiers de Posidonie présents entre 8 et 15 m de fond peuvent contribuer à atténuer les hauteurs de houle de 5 à 10 % lorsque la longueur d'onde des vagues dépasse 30 m, c'est à dire durant les tempêtes mais aussi pendant les houles de beau temps.

Les roses de houle présentées sur la Figure 2-13 C sont générées à partir de climats de houle ANEMOC-2 entre 1979 et 2010, par environ 20 m de fond. On remarque ici que la

direction de provenance des houles supérieures à 1 m est logiquement identique entre Frontignan et l'étang de Pierre Blanche, étant donné la faible distance entre ces deux nœuds ANEMOC-2 (5 km). Ainsi, dans les deux cas, 54 % des houles supérieures à 1 m proviennent du sud-est. Mais la différence d'orientation du rivage entre Frontignan et Pierre Blanche explique que dans le premier cas les houles arrivent par la gauche de la normale au rivage, et par la droite dans le second cas. A l'autre extrémité du golfe d'Aigues-Mortes, au droit de la flèche de l'Espiguette, les houles supérieures à 1 m proviennent majoritairement du secteur sud-sud-est (51 %) et sud (29 %). Il y a donc une rotation de la direction de provenance des houles, de sud-est à sud, entre Frontignan et l'Espiguette.

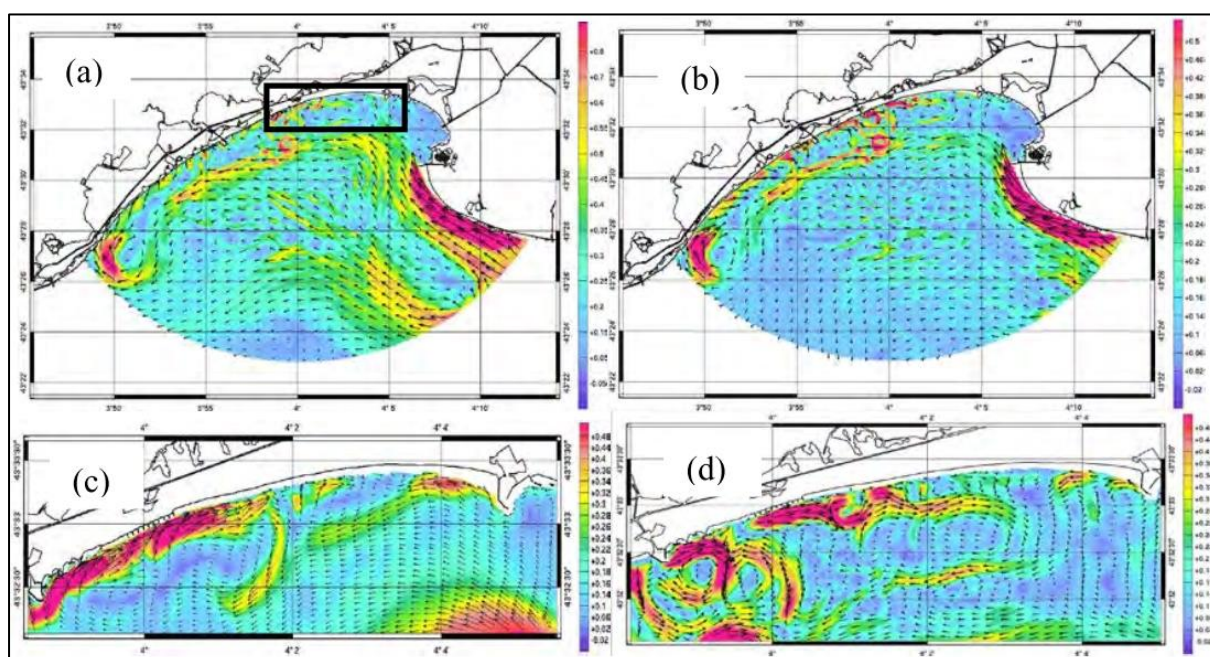


Figure 2-14 - Modélisation des courants de surface (a, c) et près du fond (b, d) au pic de la tempête du 26 décembre 2008 (19h00) dans le golfe d'Aigues-Mortes (Leredde *et al.*, 2014).

2.5.4.3 Dérive littorale

De Frontignan à l'Espiguette, aucune intensité de TSL résultant n'est avancée par le L.C.H.F. (1984) car celle-ci est « mal connue ». Seules quelques directions sont suggérées (Figure 2-15) pour des portions du littoral comportant des ouvrages perpendiculaires au rivage et contre lesquels des accumulations sableuses ont pu être observées. Certain (2002) localise à hauteur de Frontignan une « limite imperméable », à partir de laquelle divergent les dérives littorales, l'une vers le cap d'Agde, sans être interrompue, *a priori*, par le mont Saint-Clair, l'autre vers le fond du golfe d'Aigues-Mortes. Brunel (2010) reprend cette conception du TSL résultant, mais on note en plus dans le texte la mention d'une frontière « fixe et imperméable » pour caractériser le port de Sète. (SOGREAH, 2003) estime que l'intensité du TSL résultant entre Palavas-les-Flots et l'Espiguette oscille de 15.10^3 à 25.10^3 m³/an, sans que la méthodologie de calcul soit explicitement détaillée.

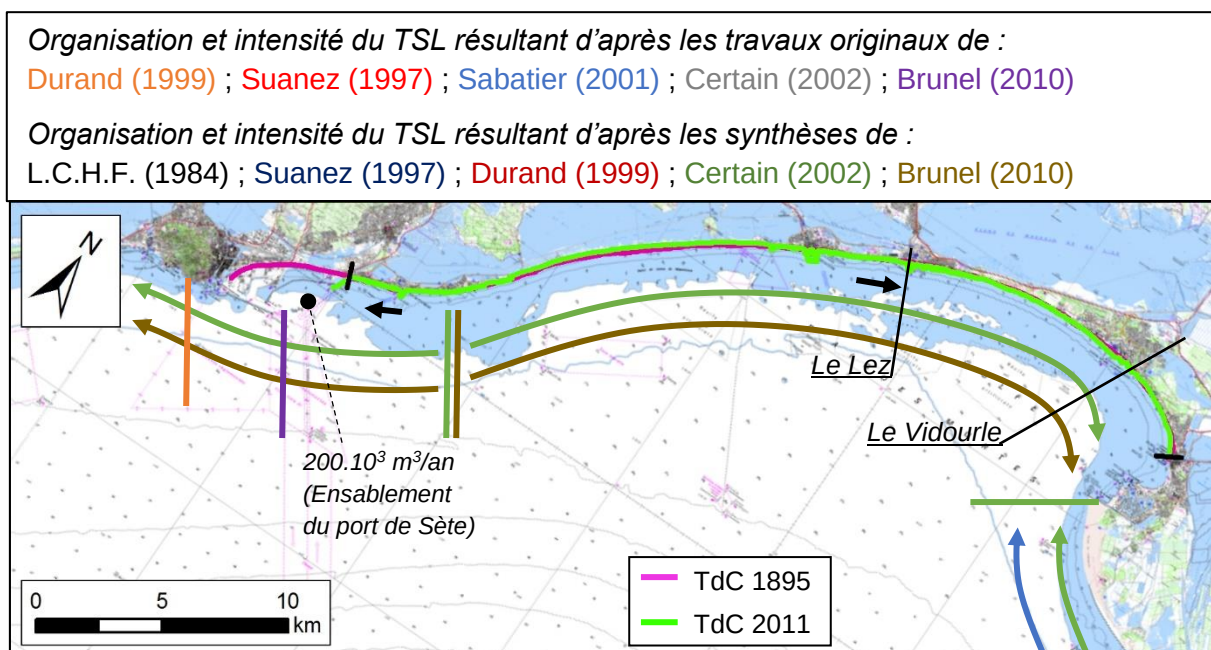


Figure 2-15 - Organisation et intensité du TSL d'après les travaux antérieurs, pour le secteur du golfe d'Aigues-Mortes.

Le suivi des rechargements de plage réalisés entre Carnon et la Grande-Motte (Plaine, 2013) met en évidence le déplacement transversal des barres, voire une translation nette des sables vers le bas du profil qui se solde par une perte des sédiments au large, ce que confirme un bilan sédimentaire annuel systématiquement déficitaire entre 2008 et 2012.

2.6 Delta du Rhône

En guise d'introduction, il est proposé une synthèse rapide de la construction Holocène du delta du Rhône et de son littoral en essayant de citer les principales références.

La formation du delta est contrôlée depuis plus de 6000 ans par les apports sédimentaires, les courants littoraux et l'eustasie (Boyer *et al.*, 2003; Vella *et al.*, 2005; Maillet *et al.*, 2006; Rey *et al.*, 2009; Fanget *et al.*, 2013). La chronologie détaillée de la progression de la plaine deltaïque est établie grâce à des datations au carbone 14 menées sur des éléments biologiques dans les paléo-chenaux et paléo-dunes encore présents aujourd'hui.

Les 90 km de cordon littoral actuels entre la pointe de l'Espiguette et la flèche de la Gracieuse résultent des multiples défluviations des bras du Rhône qui ont entraîné avec eux les lobes deltaïques, eux-mêmes largement remaniés par les houles (Sabatier *et al.*, 2006). Les 1740 km² de la plaine contemporaine sont drainés par deux chenaux, le Grand Rhône (ouest) et le Petit Rhône (est), tous deux presque totalement endigués depuis le XIX^{ème} siècle. L'embouchure du Petit Rhône, également nommée grau d'Orgon, est reliée à celle du Grand Rhône, ou grau de Roustan, par une digue de 40 km bâtie dès 1859 (dite « digue à la mer ») et permettant de réguler les apports d'eaux marines dans la plaine deltaïque.

Le delta du Rhône est généralement classé comme dominé par la houle selon la typologie établie par Galloway & Hobday (1996). D'après Maillet *et al.* (2006), l'évolution générale de la frange littorale du delta XIX^{ème} et XX^{ème} siècle indique que « le delta s'inscrit ainsi dans une dynamique de type 'lateral-movement' », selon la classification de McBride *et al.* (1995) : en d'autres termes, les houles obliques de sud-est induisent une déformation du delta vers l'ouest. Par l'analyse de traits de côtes sur 200 ans (1823-2000), Maillet *et al.* (2006) constatent que cette dynamique de déformation asymétrique du delta vers l'ouest est présente au cours du XIX^{ème} siècle mais aussi du XX^{ème} siècle. Selon eux, cela démontre en conséquence la faible importance des apports rhodaniens dans l'évolution du littoral à l'échelle séculaire, apports qui sont donc très peu redistribués, ce que confirment Sabatier *et al.* (2009). Selon les modèles conceptuels d'évolution des deltas proposés par Ashton & Giosan (2011) et Nienhuis *et al.* (2013), synthétisés par Anthony (2015), l'évolution asymétrique du delta du Rhône serait largement induite par la prédominance des houles fortement obliques au rivage, en concomitance d'apports sédimentaires fluviaux négligeables (delta dominé par la houle) : le rôle de la dérive littorale est donc central. Ce fonctionnement général est confirmé par une synthèse sur l'évolution des flèches sableuses du delta du Rhône par Sabatier & Anthony (2015).

La flèche de l'Espiguette se forme avec les progressions successives des lobes de Peccaïs, de Saint-Roman et de La Ville, ainsi que par l'érosion des plages plus à l'est de Petite Camargue. Cette zone est elle-même issue du recul de l'embouchure du Rhône de Saint-Ferréol (depuis 2000 ans B.P. ; Figure 2-16), qui s'écoulait approximativement à hauteur des Saintes-Maries-de-la-Mer, à environ 2000 m au large de la position actuelle du trait de côte (Vella *et al.*, 2005). Le Petit Rhône a adopté son cours actuel au XVI^{ème} siècle, suite à l'abandon du tracé du Rhône Vif après une crue majeure. Le golfe de Beauduc correspond lui aussi à une forme héritée liée à l'érosion et à la redistribution sédimentaire du lobe deltaïque de Saint-Ferréol et au comblement du lobe d'Ulmet. La flèche de Beauduc se construit récemment, suite à la défluviation en 1711 du Rhône du Bras de Fer lors d'une crue exceptionnelle. Le chenal de Saint-Ferréol est fermé artificiellement en 1440 depuis le Grand Rhône, tandis que le chenal du Bras de Fer, après plusieurs défluviations vers l'est, forme l'actuel Grand Rhône. Ce dernier comprenait trois embouchures entre 1711 et 1852 : Piémanson à l'ouest, Roustan au centre et Pégoulie à l'est. En 1855, les exutoires de Piémanson et Roustan sont artificiellement fermés, puis en 1892 celui de Pégoulie est fermé également, tandis Roustan est rouvert (Sabatier & Suanez, 2003; Fanget *et al.*, 2013). Le lobe deltaïque de Pégoulie est alors érodé par les houles dont la dérive littorale transporte les sédiments vers l'est pour construire la flèche de la Gracieuse.

Enfin, les données bathymétriques depuis la fin du XX^{ème} siècle montrent encore la présence de plusieurs lobes pro-deltaïques hérités des branches de Saint-Ferréol, Bras de Fer, Piémanson et Pégoulie, en plus du pro-delta actuel de Roustan. Ce stock sédimentaire colossal contribue partiellement à l'alimentation des flèches sableuses de l'Espiguette, de Beauduc et de Gracieuse (Sabatier *et al.*, 2006; Maillet *et al.*, 2006). On retiendra qu'à l'échelle pluri-centennale, la redistribution sédimentaire longitudinale

contrôle majoritairement la morphologie du rivage, comme le montrent bien la Figure 2-17 (Sabatier & Anthony, 2015).

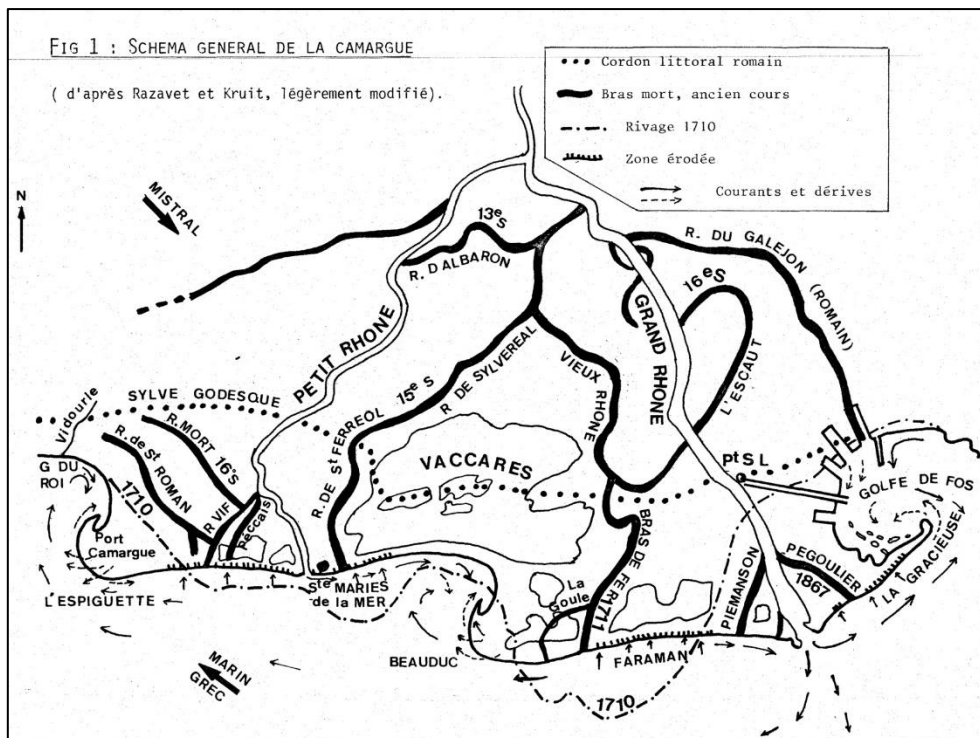


Figure 2-16 - Principales étapes de la formation du delta du Rhône depuis 2000 ans d'après Blanc (1977), sur la base des travaux de Kruit (1955) & Duboul-Ravazet (1956).

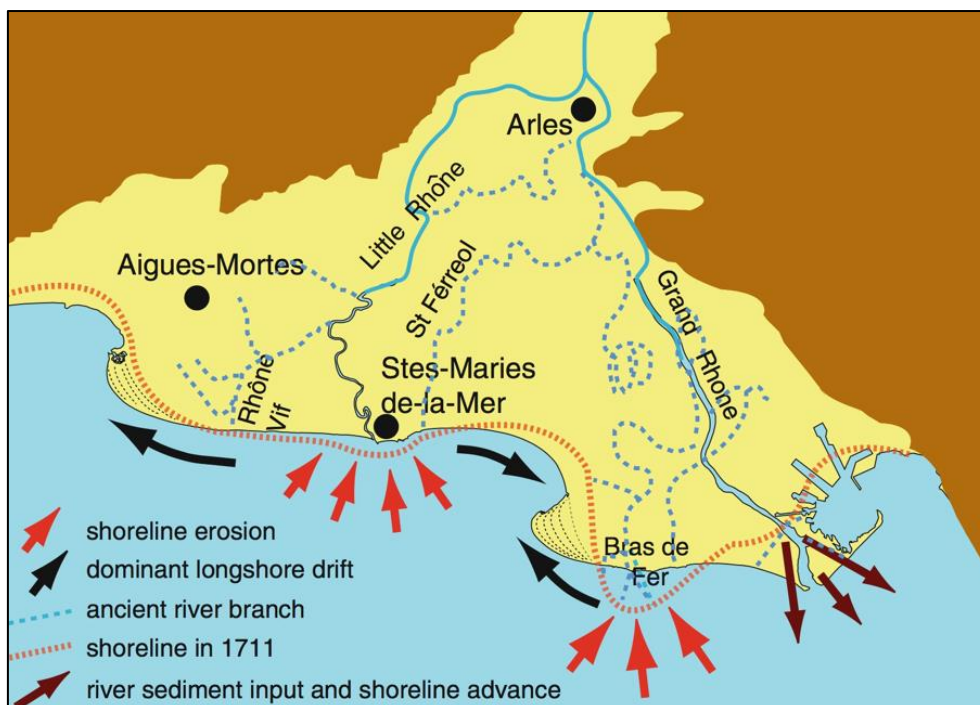


Figure 2-17 - Evolution du delta du Rhône depuis le XVIII^{ème} siècle en lien avec la dérive littorale (Sabatier & Anthony, 2015).

2.6.1 Flèche de l'Espiguette et Petite Camargue

2.6.1.1 Cadre géomorphologique

Le secteur de la flèche de l'Espiguette et de Petite Camargue comprend les 25 km de cordon littoral entre la digue de l'Espiguette et le Petit Rhône, sur la marge occidentale du delta. Depuis le XVIII^{ème} siècle, le rivage entre les Baronnets et le Petit Rhône est en érosion : le remaniement des lobes fossiles du Rhône Vif et du Petit Rhône par les houles alimente la flèche de l'Espiguette (Sabatier & Anthony (2015) ; Figure 2-17). A l'extrémité nord de cette dernière sera construit à la fin des années 1960 une marina, Port-Camargue. Afin d'éviter l'ensablement du chenal d'accès, une digue d'arrêt des sables est édifiée en 1977, prolongée à plusieurs reprises pour atteindre une longueur cumulée de 1000 m. Depuis une dizaine d'années, le rivage actuel a atteint le musoir de la digue et une flèche sous-marine en direction du nord apparaît.

Le D₅₀ sur la barre interne est proche de 0,2 mm en moyenne, comme sur la majorité des plages du Languedoc-Roussillon, à l'exception du Roussillon.

Du Petit Rhône au phare de l'Espiguette, l'isobathe 10 m est à peu près à une distance constante du rivage, oscillant entre ~1400 m et ~1800 m, mais son tracé est altéré par une morphologie sous-marine perturbée (Figure 2-18 B) à la perpendiculaire du Grand Radeau et du Rhône Vif. En effet, les fonds inférieurs à 8-10 m montrent des bancs de sable de faible hauteur (> 1 m), d'une longueur d'onde de plusieurs centaines de mètres. Entre les Baronnets et la digue de l'Espiguette, l'écart entre le trait de côte et l'isobathe 10 m se resserre progressivement, passant de 1700 m à 700 m : en conséquence, la pente de l'avant-côte au-delà de la barre externe devient plus importante à l'extrémité de la flèche.

Dans ce même secteur (entre les Baronnets et la digue de l'Espiguette), la plage comporte une à deux barres d'avant-côte rectilignes. Le profil bathymétrique de la Figure 2-18 D indique que la barre externe est large, peu élevée et relativement symétrique. Mais surtout, comme le montre le profil longitudinal de la Figure 2-19, elle présente des incisions de l'ordre du mètre, perpendiculaires au rivage, en lien avec les rides visibles dans la fosse externe (Figure 2-18 A). Le sommet de cette barre externe est localisé à -3 m IGN69, et le fond de la fosse externe à -4 m IGN69. Quant à la barre interne, elle est plus étroite et élevée par rapport à la barre externe, et nettement dissymétrique, avec une face interne plus pentue que sa face externe. Son sommet est situé à -1 m IGN69 environ, tandis que le fond de la fosse interne atteint presque -3 m IGN69 (Figure 2-18 D). Ces deux barres se prolongent vers l'ouest jusqu'à la flèche sous-marine formée au-delà du musoir de la digue de l'Espiguette. Seule la barre externe se prolonge vers l'est, après les Baronnets, en direction du Petit Rhône : elle prend alors la position de la barre interne et devient nettement dissymétrique. Elle s'accolle ensuite au rivage à l'ouest du Grand Radeau. Cette barre est complétée par une barre externe large mais peu élevée, relativement symétrique. Celle-ci prend la position de la barre interne à l'ouest du Grand Radeau : il n'y a alors plus de barre externe jusqu'au Petit Rhône (Figure 2-18 B).

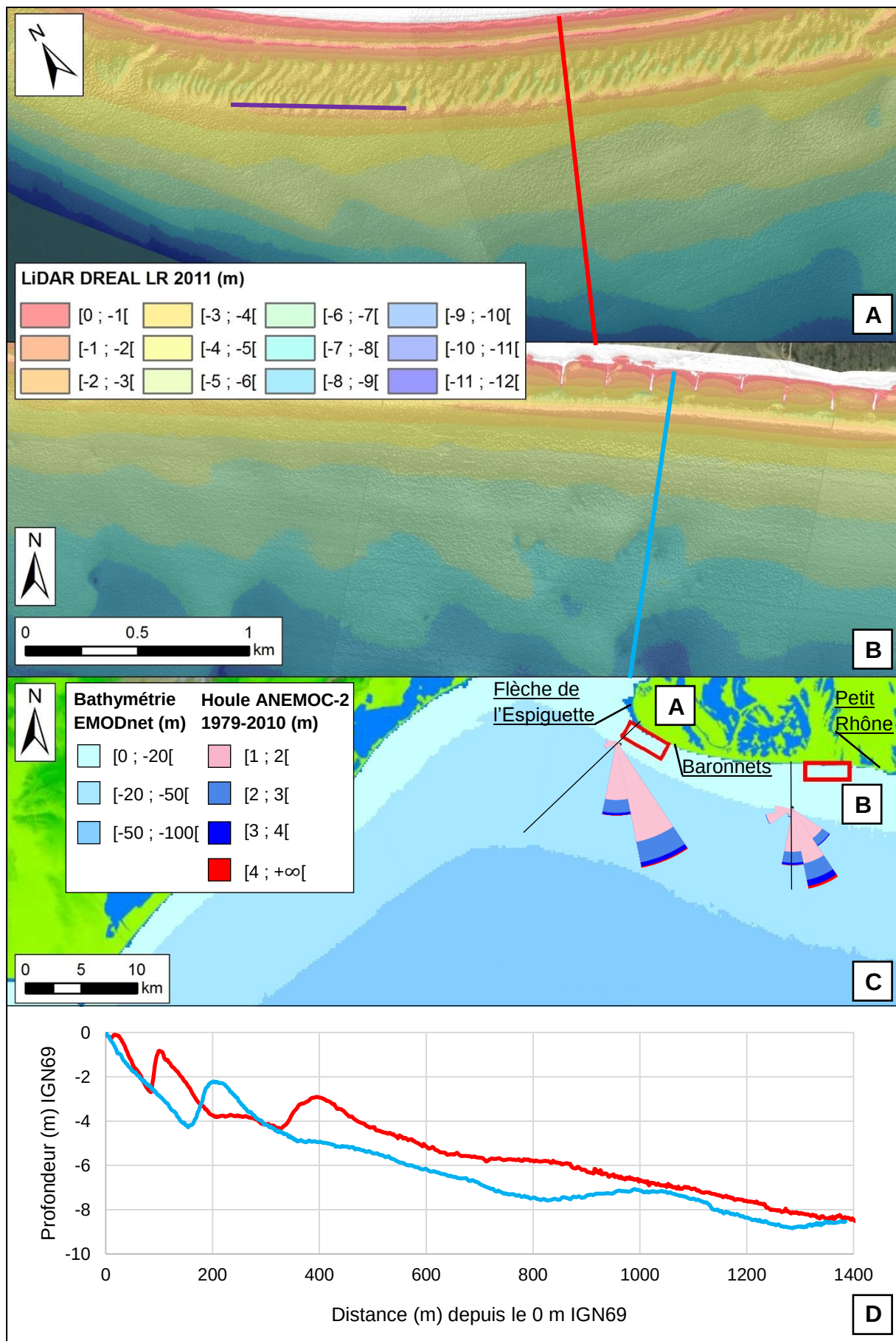


Figure 2-18 - Morphologie des barres d'avant-côte (A et B), profils bathymétriques (D) et roses de houles (C), de la digue de l'Espiguette au Petit Rhône.

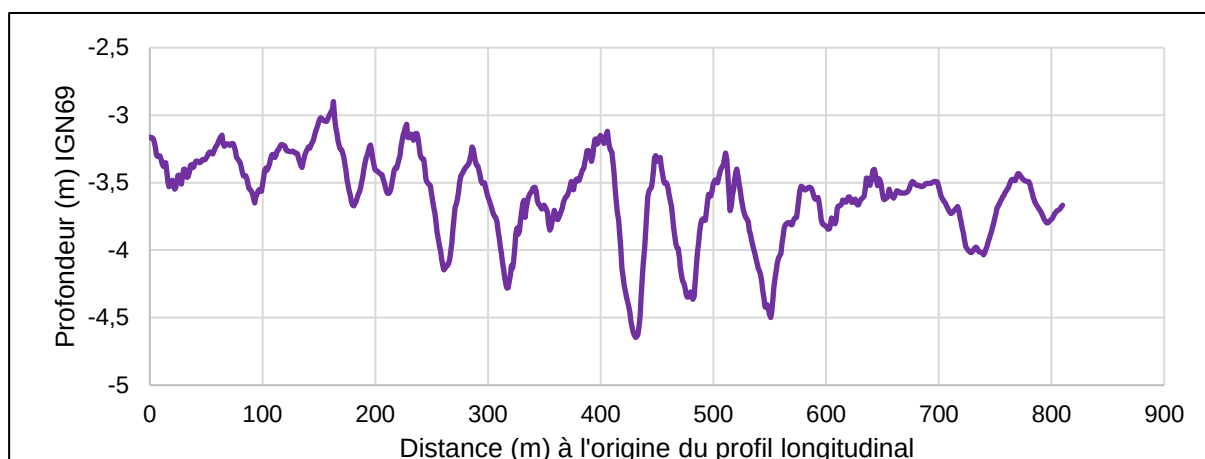


Figure 2-19 - Profil longitudinal extrait du LiDAR 2011 dans la fosse externe au droit du phare de l'Espiguette ; le profil est localisé sur la Figure 2-18 A.

Dans ce dernier tronçon, le profil de la Figure 2-18 D indique que le sommet de cette unique barre est à plus de -2 m IGN69 et la fosse interne s'enfonce à -4 m IGN69. Il est important de remarquer que ces barres longitudinales sont exceptionnellement rectilignes, au contraire des barres du Languedoc-Roussillon. De plus, on constate sur les cartographies de l'avant-côte (Figure 2-18 A et B) que les isobathes au-delà des barres et jusqu'à -12 m IGN69 ne sont pas parallèles au rivage à cause de la morphologie chaotique observable dans ces profondeurs : cela correspond certainement aux bancs de sables mobiles évoqués précédemment.

En toute logique, les travaux de Raynal *et al.* (2015) montrent que l'USU recouvre ici d'anciennes unités deltaïques et dévoilent un prisme littoral très volumineux, oscillant entre 2000 et 4500 m³/ml.

2.6.1.2 Cadre hydrodynamique

Les roses de houle présentées sur la Figure 2-18 C sont générées à partir de climats de houle ANEMOC-2 entre 1979 et 2010, par environ 20 m de fond. Sur la flèche de l'Espiguette, les houles supérieures à 1 m proviennent majoritairement du secteur sud-sud-est (51 %) et sud (29 %). En Petite Camargue, on observe une plus grande répartition des houles entre les secteurs sud-sud-est (32 %), sud (22 %) et sud-est (17,86 %). On note également l'apparition de houles d'ouest (18 %) qui ne sont pas significatives plus à l'ouest au niveau de la flèche : la répartition des houles sur plusieurs secteurs de provenance est plus importante ici qu'à l'Espiguette où elles sont concentrées sur deux secteurs majoritaires. Sur l'ensemble de la Petite Camargue, les houles supérieures à 1 m proviennent généralement de la droite par rapport à la normale au rivage (observateur face à la mer).

Il n'existe pas de campagnes courantologiques dans cette zone, hormis des essais infructueux au niveau de l'Espiguette en 2007 par le groupe GLADYS¹. A l'avenir, un

¹ gladys-littoral.org

projet soutenu par la DREAL LR (ESPIGOBS, pour ESPIguette OBServation) et opéré par le groupe GLADYS devrait combler ces lacunes.

2.6.1.3 Dérive littorale

D'après la compilation de travaux du L.C.H.F. (1984), l'intensité du TSL résultant à l'ouest du massif des Baronnets est de $340.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$, sans que soit détaillé comment cette valeur est obtenue. Encore une fois, les méthodes de géomorphologie expérimentale (accumulations sableuses contre les ouvrages perpendiculaires au rivage, variations du trait de côte) suggèrent ponctuellement la direction du TSL résultant (Figure 2-20). Le schéma de synthèse dans le travail de thèse de Certain (2002) indique un TSL résultant dirigé vers l'ouest, avec en bout de course la digue de l'Espiguette, considérée comme une « limite perméable ». Sabatier (2001) propose dans sa thèse une quantification du TSL résultant à long terme, en réalisant un différentiel avec les bathymétries de 1895 et 1974. Ainsi, l'avant-côte à l'ouest des Baronnets, c'est-à-dire la flèche de l'Espiguette, est affectée par une forte accumulation sédimentaire, tandis qu'à l'inverse, jusqu'à l'est des Saintes-Maries-de-la-Mer, l'érosion de l'avant-côte est généralisée, de 0 à -20 m de fond. Logiquement, Sabatier (2001) établit une relation entre ces deux zones, mais dans la mesure où il ne calcule par le TSL résultant de façon régulière le long du rivage, ses travaux ne renseignent pas de façon certaine sur la direction du TSL pour l'ensemble de la Petite Camargue.

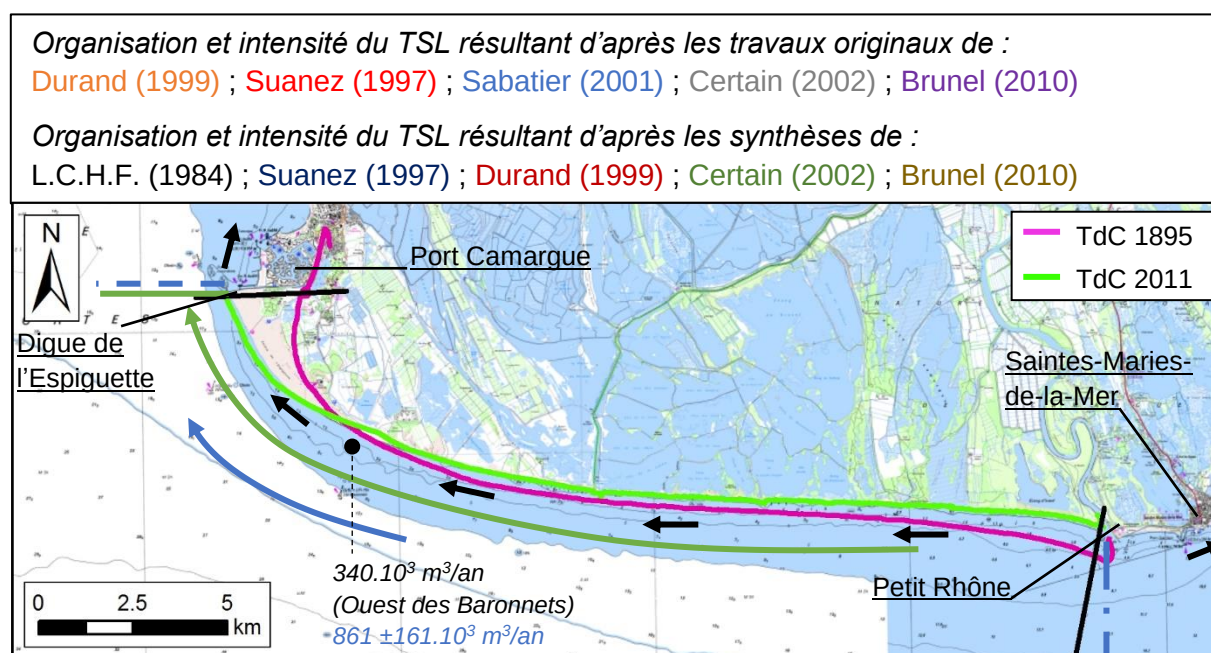


Figure 2-20 - Organisation et intensité du TSL d'après les travaux antérieurs, pour le secteur de la flèche de l'Espiguette et de la Petite Camargue.

En outre, l'auteur obtient un coefficient de corrélation négatif lorsqu'il compare les surfaces de plage perdues à l'est des Baronnets et gagnées sur la flèche. Ainsi, une forte progression du rivage au niveau de la flèche est associée à un faible recul en amont-dérive des Baronnets. Et inversement, une faible progression de la flèche est concomitante d'un fort recul entre les Baronnets et le Petit Rhône. Sabatier propose également une

estimation du TSL résultant en se basant sur les variations du rivage selon l'exemple de Suanez (1997) pour les plages de la partie orientale du delta du Rhône. Entre 1895 et 2000, le TSL résultant à hauteur des Baronnets fluctue 298.10^3 à 708.10^3 m³/an, selon la plage pluriannuelle considérée. Enfin, Sabatier suggère l'existence d'une limite de cellule à hauteur de l'embouchure du Petit Rhône, sans toutefois en définir la nature.

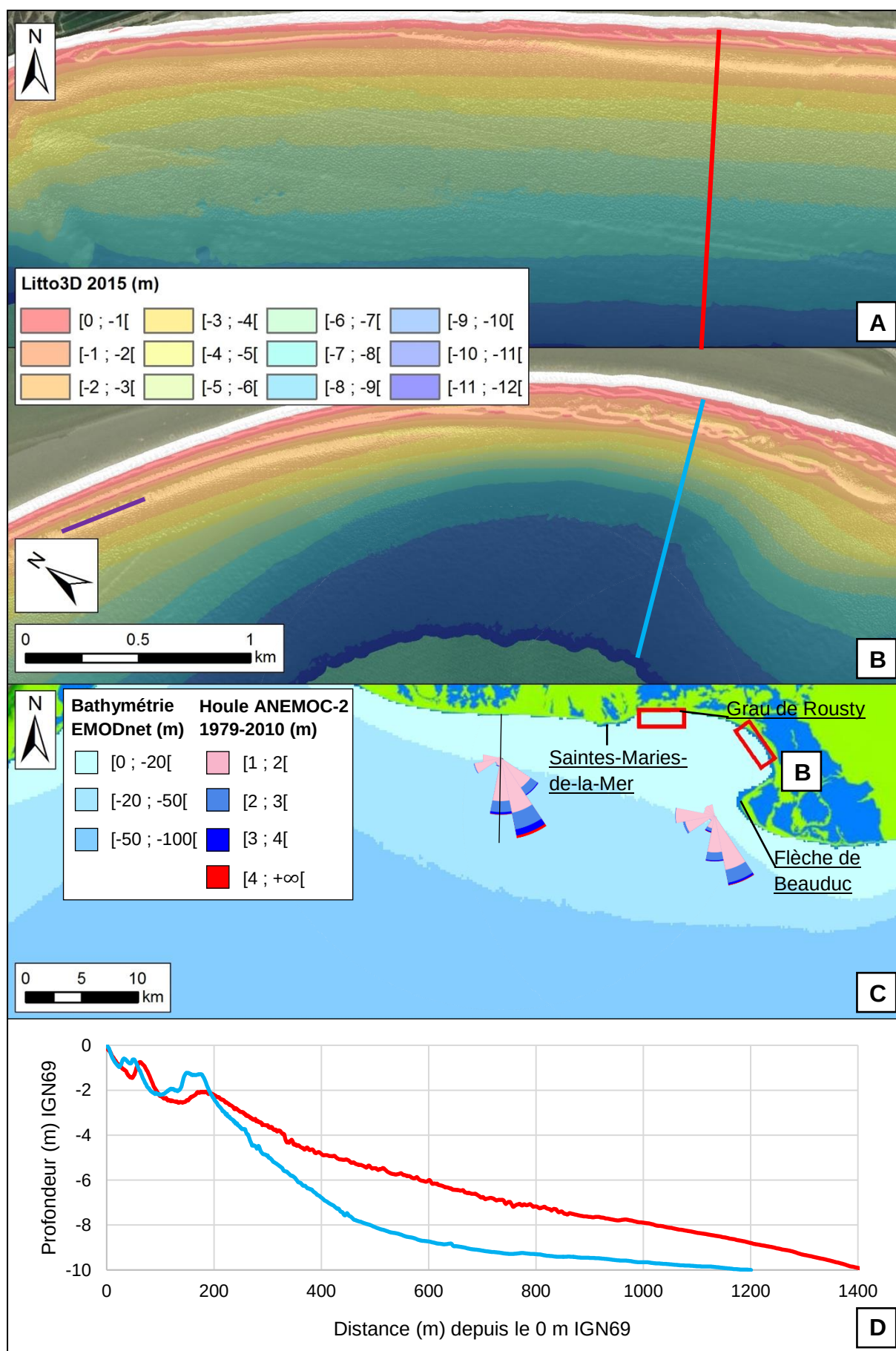
2.6.2 Golfe de Beauduc

2.6.2.1 Cadre géomorphologique

Le cordon littoral du golfe de Beauduc décrit une courbe d'une quinzaine de kilomètres, inscrite entre les Saintes-Maries-de-la-Mer et la flèche de Beauduc.

L'éloignement de l'isobathe 10 m du rivage n'est pas toujours constant et oscille entre ~1000 m et ~1500 m, le minimum étant atteint dans le fond du golfe, à hauteur du grau de la Comtesse (Figure 2-21 B). Là encore, le D₅₀ sur la barre interne est en moyenne à 0,2 mm (Clairefond, 1977).

L'avant-côte comprend ici deux à trois barres longitudinales. A proximité du grau de Rousty dans la partie ouest de ce golfe, le profil bathymétrique (rouge) de la Figure 2-21 D montre que la barre interne présente un gabarit réduit, aussi bien en hauteur qu'en largeur, avec une nette asymétrie. Son sommet est situé entre 0 et -1 m IGN69, tandis que le fond de la fosse interne s'enfonce à peine au-delà de -1 m IGN69. En outre, la cartographie des petits fonds (Figure 2-21 A) indique qu'elle se connecte ponctuellement au rivage par des excroissances obliques. La barre externe n'est pas beaucoup plus développée que la barre interne, avec un sommet à -2 m IGN69 et un fond de fosse externe entre -2 et -3 m IGN69. Le profil présenté ici correspond à un site d'étude privilégié de l'équipe littorale du CEREGE depuis 2000 (Sabatier, 2001; Morellato *et al.*, 2004; Sabatier *et al.*, 2004; Sabatier *et al.*, 2007; Meftah *et al.*, 2008; Sabatier *et al.*, 2009; Ouahsine *et al.*, 2013; Sabatier *et al.*, 2017). La représentation cartographique de la Figure 2-21 A permet également de constater que la barre externe présente dans le profil bathymétrique de la Figure 2-21 D correspond plus à l'ouest à la barre interne. De la même façon, dans la partie est du golfe de Beauduc, la barre externe dans le profil bathymétrique (Figure 2-21 D) apparaît clairement comme la prolongation de la barre intermédiaire plus à l'ouest (Figure 2-21 B). Les barres d'avant-côtes situées au nord de la flèche de Beauduc, en fond de golfe, présentent une morphologie complexe en comparaison des barres linéaires localisées dans la partie nord et centrale du golfe. Au nord de la flèche de Beauduc, la barre externe y est légèrement festonnée ; la fosse externe semble entravée par des reliquats de barre festonnée ; la barre interne est proche du rivage au point qu'il devient difficile de distinguer la fosse interne sur le profil bathymétrique de la Figure 2-21 D. Vers le grau de la Comtesse, comme le montre le profil longitudinal de la Figure 2-22, la fosse externe comporte des rides aux dimensions hétérogènes.



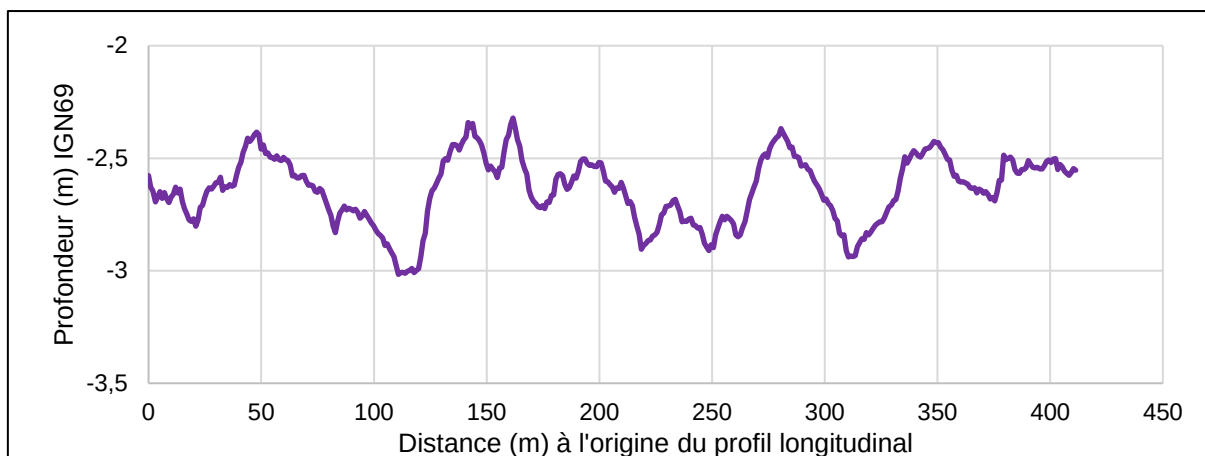


Figure 2-22 - Profil longitudinal extrait du Litto3D 2015 dans la fosse externe à l'ouest du grau de la Comtesse ; le profil est localisé sur la Figure 2-21 B.

2.6.2.2 Cadre hydrodynamique

Si le golfe d'Aigues-Mortes a fait l'objet de nombreux travaux de modélisation à plus ou moins grande échelle (par ex. Vanroye & Bouchette, 2009; Leredde *et al.*, 2014), le golfe de Beauduc est moins étudié. En effet, il existe seulement deux campagnes de mesures courantologiques dans le golfe de Beauduc, sur le site d'observation du CEREGE, le pertuis de Rousty. La campagne ROUSTY0102, par l'immersion d'un houlographe-courantomètre S4ADW entre le 26 février et le 17 mars 2001, a permis d'identifier (Sabatier, 2001; Sabatier *et al.*, 2009) un courant moyen dirigé vers le large, mais uniquement en condition de tempête, et dont les vitesses fluctuent entre 0,6 et 0,8 m/s. Lors de la campagne ROUSTY1412, plusieurs instruments sont déployés le long du profil pour estimer la propagation de la houle et les courants. Sous et al. (2016) ont valorisé ces données en concentrant leur analyse sur l'hydrologie dans la zone du jet de rive. Petitjean (2016 ; Figure 2-23) et Sabatier *et al.* (2017) montrent qu'un courant dirigé vers l'est s'installe dès que la houle dépasse 1 m de hauteur et en provenance du sud-sud-ouest. Par contre, une dérive vers l'ouest (vers les Saintes-Maries-de-la-Mer) est aussi possible lorsque les vagues proviennent du sud-sud-est.

Les roses de houle présentées sur la Figure 2-21 C sont générées à partir de climats de houle ANEMOC-2 entre 1979 et 2010, par environ 20 m de fond. On constate que l'isobathe 20 m relie quasiment en ligne droite les flèches de l'Espiguette et de Beauduc. Dans ces conditions les roses de houle ne renseignent guère sur les directions de propagation de la houle à l'intérieur du golfe. On note néanmoins qu'en bordure de celui-ci, les vagues supérieures à 1 m proviennent majoritairement du secteur sud-sud-est (28 %) et sud (18 % environ). Les houles d'ouest représentent plus de 30 % des houles supérieures à 1 m.

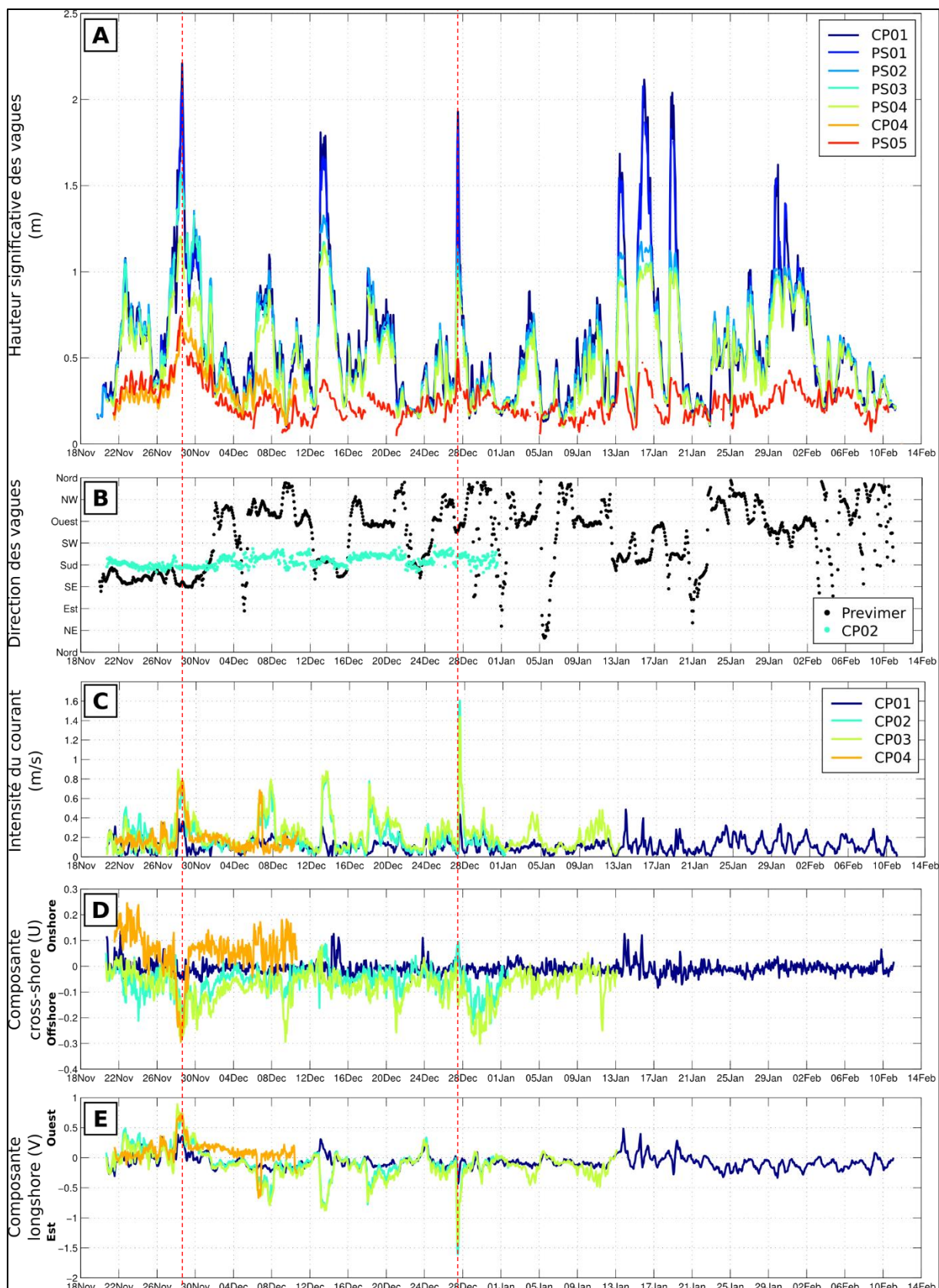


Figure 2-23 - Intensité (m.s^{-1}) des composantes longitudinales (E) et transversales (D) du courant lors de la campagne ROUSTY1412 (Petitjean, 2016).

2.6.2.3 Dérive littorale

Pour le L.C.H.F. (1984), dans le golfe de Beauduc l'intensité du TSL résultant atteint un maximum à 7 km l'est des Saintes-Maries-de-la-Mer, « pour s'annuler ensuite au fond du golfe ». Les méthodes de géomorphologie expérimentale (accumulation contre les ouvrages, orientation des graus, déplacement sédimentaire...) permettent d'identifier de façon ponctuelle la direction du TSL résultant, sans que l'on sache précisément comment celle-ci est déterminée, à quelle échéance celui-ci est défini et quantifié (Figure 2-24). Les différentiels bathymétriques de Sabatier (2001) exécutés avec des levés de sonde de 1895 et 1977 montrent une large zone où l'avant-côte de 0 à -20 m de fond est en érosion, du massif des Baronnets en Petite Camargue, au grau de Rousty dans le golfe de Beauduc. A l'inverse, une grande zone d'accumulation sédimentaire est révélée, du nord de la flèche de Beauduc jusqu'à l'est de celle-ci. Les calculs de cubature entrepris par Sabatier reposent sur un zonage fixé arbitrairement : l'embouchure du Petit Rhône est définie comme limite de cellule, sans que sa nature (poreuse/absolue, fixe/mobile) soit précisée. Bien qu'il soit en réalité difficile de déterminer précisément le déplacement vers l'est ou l'ouest des sédiments de cette avant-côte en érosion, Sabatier (2001) montre que les surfaces de plage gagnées à la flèche de Beauduc ainsi que dans le fond du golfe et perdues du Petit Rhône à la Gacholle (à l'est de Rousty) offrent une bonne corrélation (0,92).

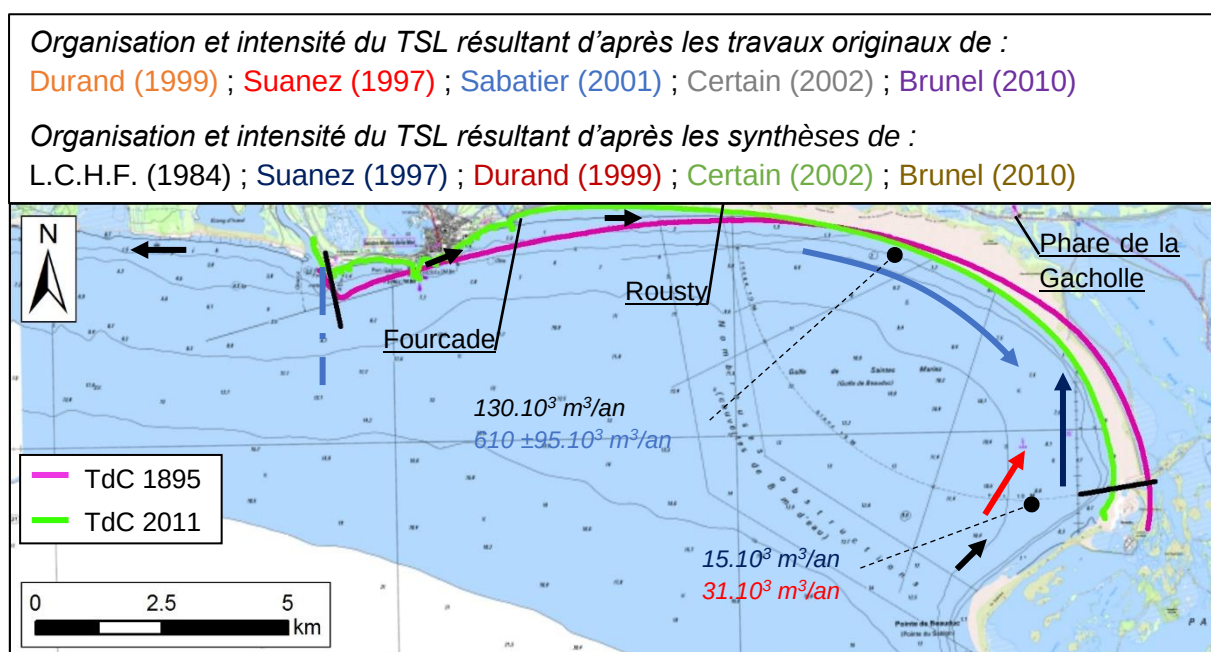


Figure 2-24 - Organisation et intensité du TSL d'après les travaux antérieurs, pour le secteur du golfe de Beauduc.

Sabatier (2001) en déduit logiquement l'existence d'un lien entre ces deux zones source et puits de sédiments, et avance un TSL résultant à $610 \pm 95.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$. Mais il s'agit d'une valeur maximale qui correspond au taux de sédimentation annuel moyen basé sur des observations séculaires pour l'ensemble de la flèche de Beauduc. Il est donc fort probable que cette valeur soit bien plus faible car la flèche n'est pas alimentée uniquement par l'avant-côte en érosion entre le Petit Rhône et la Gacholle mais aussi par l'avant-côte

en érosion entre le phare de Beauduc et le grau de la Dent. Considérer une intensité de TSL résultant dans le golfe de Beauduc à $610 \pm 95.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ reviendrait à négliger totalement les apports en provenance du secteur du grau de la Dent. Ce TSL résultant varie de 75.10^3 à $359.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ pour différents intervalles pluriannuels, calculé grâce aux variations du rivage, comme l'a fait précédemment Suanez (1997) pour les plages situées plus à l'est sur le delta du Rhône. Plus récemment, Anthony & Sabatier (2012) font état d'un TSL résultant vers l'est à proximité des Saintes-Maries-de-la-Mer : le rechargement en galets de la plage de sableuse de la Fourcade (réalisé en 2006) s'est déplacé vers l'est de 400 m à l'occasion d'une forte tempête en 2007.

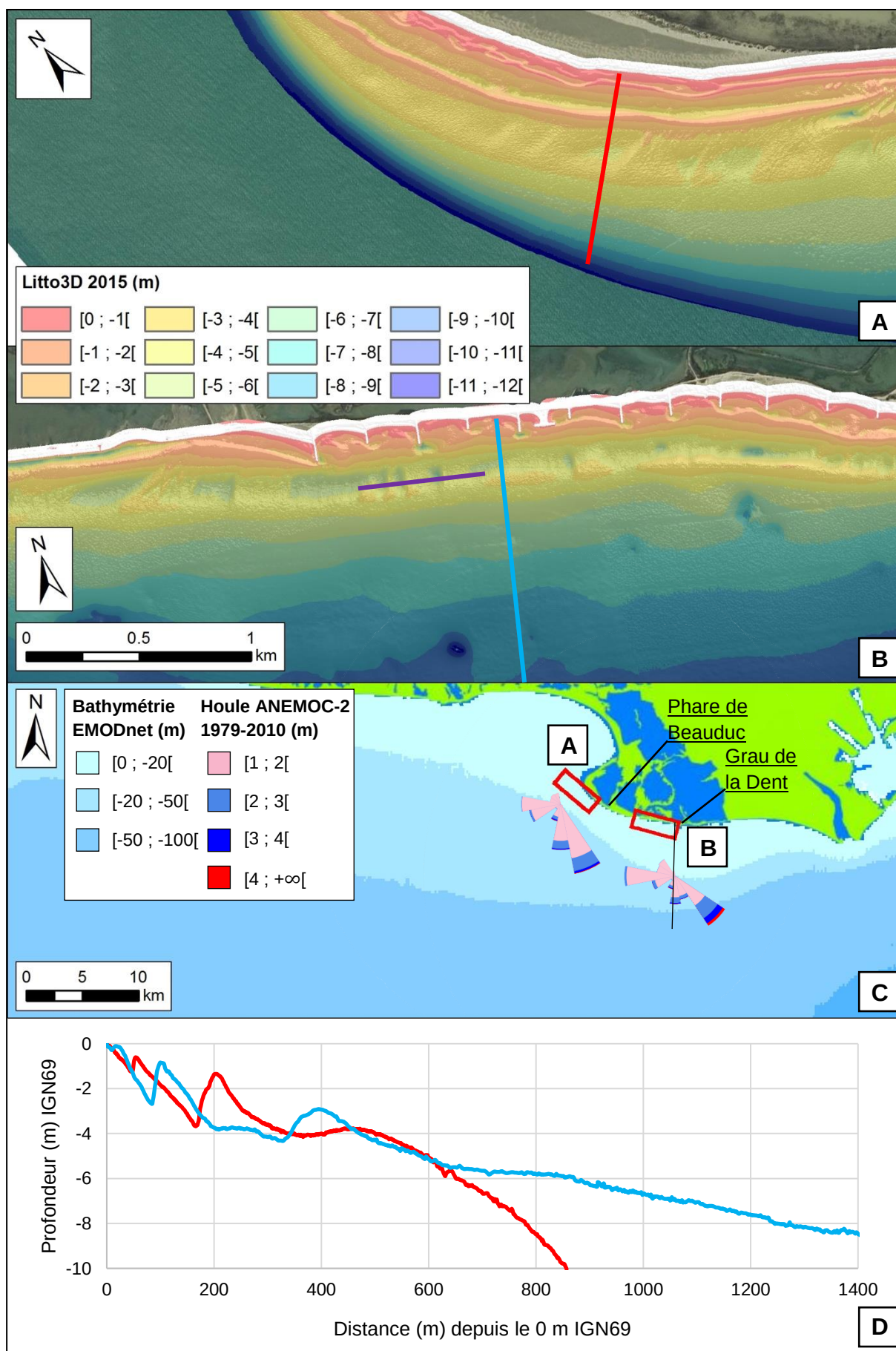
2.6.3 Flèche de Beauduc

2.6.3.1 Cadre géomorphologique

Depuis le phare de Beauduc, la flèche sableuse s'étire vers le nord-ouest, sur 5 km environ. La plage subaérienne s'élargit considérablement, jusqu'à atteindre près de 600 m de large. En revanche, celle-ci est presque totalement absente vers l'est jusqu'au grau de la Dent : à certains endroits, la digue d'arrière-plage est directement exposée à la houle, quand elle n'est pas tout simplement isolée en mer, comme c'est le cas aux environs du phare de Beauduc. A l'ouest du grau de la Dent, quelques épis perpendiculaires au rivage maintiennent de rares surfaces de plage subaérienne le long de l'étang Sainte-Anne.

Entre le grau de la Dent et le phare de Beauduc, l'éloignement de l'isobathe 10 m par rapport au rivage varie de $\sim 1400 \text{ m}$ à $\sim 1600 \text{ m}$, mais tout comme en Petite Camargue, son tracé est perturbé par une morphologie sous-marine chaotique (Figure 2-25 B). Ensuite, en direction de l'extrémité nord de la flèche de Beauduc, l'isobathe 10 m tend à se rapprocher du rivage, jusqu'à moins de $\sim 600 \text{ m}$ du trait de côte (Figure 2-25 A). De façon générale, la disposition des isobathes reflète ici la présence du lobe fossile du grau de la Dent (ancien exutoire du Rhône du Bras de Fer), le plus important sur l'ensemble du delta, comme le montre la Figure 2-25 C. Le D_{50} sur la barre interne est légèrement plus élevé que pour les secteurs précédents, à $0,26 \text{ mm}$.

Il est possible d'identifier ici un maximum de trois barres d'avant-côte. A l'extrémité nord de la flèche, la morphologie de la barre interne est dégradée et tend à être festonnée (Figure 2-25 A). Cette barre interne est de dimension modeste puisque son sommet est approximativement à -1 m IGN69 tandis que le fond de la fosse interne est à peine au-delà de cette profondeur (Figure 2-25 D). La barre intermédiaire est en revanche bien plus développée et, en conséquence, plus linéaire. Son sommet est situé à environ $-1,5 \text{ m}$ IGN69, avec le fond de la fosse intermédiaire à presque -4 m IGN69. Quant à la barre externe, elle est quasiment inexistante, comme le montre le profil bathymétrique de la Figure 2-25 D. On note qu'au-delà de cette barre externe, l'avant-côte s'enfonce rapidement, le -10 m IGN69 étant atteint à 800 m du trait de côte, avec un profil convexe : cette profondeur n'est pas atteinte à plus de 1400 m du rivage, plus à l'est, près du grau de la Dent, (Figure 2-25 D). Le profil bathymétrique extrait du Litto3D de 2015 près de ce grau ne comprend plus que deux barres. La cartographie de l'avant-côte présentée dans



la Figure 2-25 B indique une incursion de la barre interne entre les épis. Son sommet est très proche du 0 m IGN69, tandis que le fond de la fosse interne est à peine en-dessous de -1 m IGN69. On note que sa morphologie dans le profil est similaire à la barre intermédiaire décrite sur la flèche de Beauduc. La barre externe apparaît dégradée dans le sens longitudinal : comme le montre la Figure 2-25 B, elle semble incisée en plusieurs endroits, sans toutefois qu'une rythmicité quelconque soit identifiable. Le profil longitudinal extrait sur la face interne de cette barre (Figure 2-26) révèle des entailles de pouvant atteindre près de 2 m.

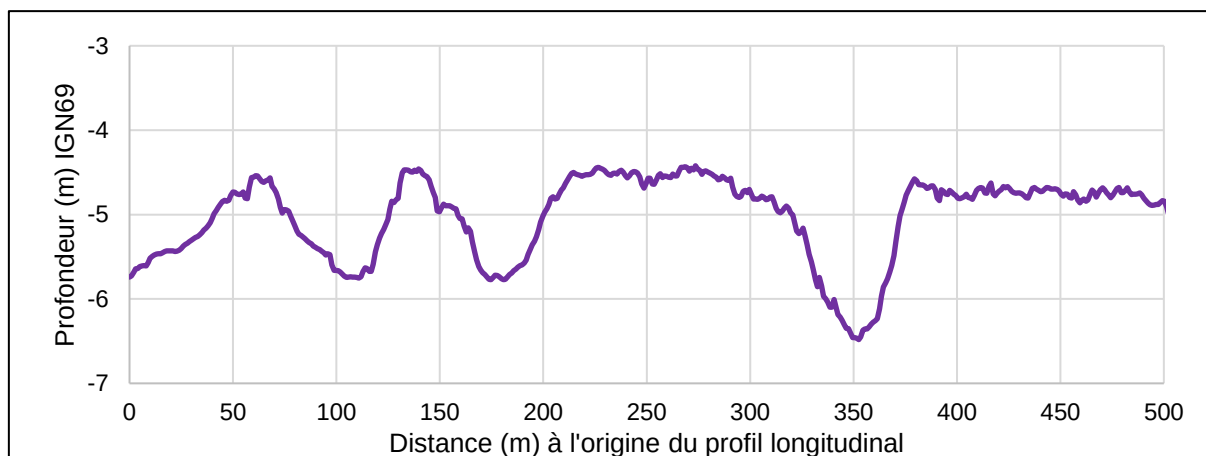


Figure 2-26 - Profil longitudinal extrait du Litto3D 2015 sur la face interne de la barre externe, à l'ouest du grau de la Dent ; le profil est localisé sur la Figure 2-25 B.

2.6.3.2 Cadre hydrodynamique

Les roses de houle présentées sur la Figure 2-25 C sont générées à partir de climats de houle ANEMOC-2 entre 1979 et 2010, par environ 20 m de fond. Au niveau de la flèche de Beauduc, les vagues supérieures à 1 m proviennent majoritairement du secteur sud-sud-est (28,24 %) et sud (18 % environ). Il est intéressant de constater que les houles d'ouest représentent ici 32,67 % des houles supérieures à 1 m (de nord-ouest à ouest-sud-ouest). Plus à l'est, à l'aplomb du grau de la Dent, 23,64 % des houles supérieures à 1 m proviennent du sud-est, auxquelles s'ajoutent 20,12 % de houles de sud et sud-sud-est. Les houles d'ouest (nord-ouest à ouest-sud-ouest) représentent 37,20 % du total, dont 20,17 % d'ouest uniquement. S'il y a un quasi équilibre entre les houles d'ouest et de sud, seules ces dernières comportent des vagues supérieures à 3 m. On constate de plus pour les houles de sud une rotation de la direction dominante de provenance, de sud-sud-est à sud-est.

Samat (2007) a étudié l'hydrodynamisme à court terme (21 - 30 novembre 2005) de la plage de Véran, à l'ouest du grau de la Dent, qui comporte une digue de fond de plage. Deux profils distants de 2 km environ ont été instrumentés, l'un au droit de la digue, l'autre à l'ouest de celle-ci. Tous deux comportent un courantomètre/houlographe dans la fosse externe ; le profil aménagé en comprend un de plus dans la fosse interne. Les conditions de houle sont modérément agitées lors de cette campagne de mesures *in-situ*, avec un Hs max. à 1,6 m. Les résultats de Samat (2007) suggèrent des vitesses et directions

de courants variables dans la colonne d'eau, comme l'ont également montré Robin *et al.* (2010) pour la plage de Sète. Ainsi, dans la barre externe sur le profil aménagé, le fond de la colonne d'eau peut être affecté par des courants vers le large tandis qu'en surface ils sont orientés vers la côte. Le profil naturel présente quasi-systématiquement des vitesses de courant plus fortes que sur le profil aménagé ; en outre les dynamiques longitudinales sont plus importantes pour 1^{er}, alors que les dynamiques transversales (vers le large) prédominent pour le 2nd mais « les vitesses maximales atteintes par la composante U sont inférieures au seuil théorique d'entraînement des sédiments (0.6m/s) ». De façon générale, vagues et courants sont orientés vers l'est lors de ces mesures. L'absence de corrélation entre la hauteur du plan d'eau et la dynamique des courants amène Samat (2007) à conclure que « la différence de setup au dessus des deux ADCP n'est pas à l'origine sur notre site d'étude des variations de direction de courant ». Samat suggère que la réflexion est plus importante sur le profil aménagé de Véran que sur un profil naturel à Sète, et souligne que « ce paramètre n'est actuellement pas pris en compte dans les formules empiriques de calcul du transport sédimentaire ».

2.6.3.3 Dérive littorale

Pour la flèche de Beauduc, d'après le L.C.H.F. (1984) l'intensité du TSL résultant atteint « un maximum qui doit être de l'ordre de $400.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$, qui se situe un peu à l'ouest du phare de Beauduc et doit s'annuler au voisinage des Cabanes du Sablon ». A défaut de précisions, la direction du TSL résultant est sans doute estimée par les accumulations contre les ouvrages et les variations du rivage (Figure 2-27). Préalablement à ses résultats de thèse, Suanez (1997) expose des intensités de TSL résultant estimée par la SOGREAH en 1994. Toutefois, il n'y a malheureusement aucune précision concernant ces travaux (bathymétrie, houles, plage temporelle). Cette étude suggère un TSL résultant divergeant au niveau du grau de la Dent et une intensité de $70.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ au niveau de la flèche de Beauduc.

Les estimations de Suanez (1997) basées sur l'analyse conjointe des variations du trait de côte et des profils topo-bathymétriques suggèrent un TSL résultant annuel sur la flèche de Beauduc bien en-deçà des valeurs avancées par le L.C.H.F. (1984), mais plus que doublées par rapport à celles de la SOGREAH. De plus, il réalise ce calcul pour différentes périodes de temps entre 1944 et 1995, et obtient ainsi des valeurs oscillant entre 52.10^3 et $296.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ au niveau de la flèche de Beauduc (Figure 2-27). Quant aux limites du TSL, Suanez (1997) définit une divergence à l'ouest du grau de la Dent, sans clairement déterminer la nature de cette limite (poreuse/absolue, fixe/mobile). L'organisation des déplacements sédimentaires proposée par Suanez (1997) suggère que selon lui l'accumulation sédimentaire à la flèche de Beauduc provient surtout du large, avec le remaniement du lobe deltaïque fossile du Bras de Fer.

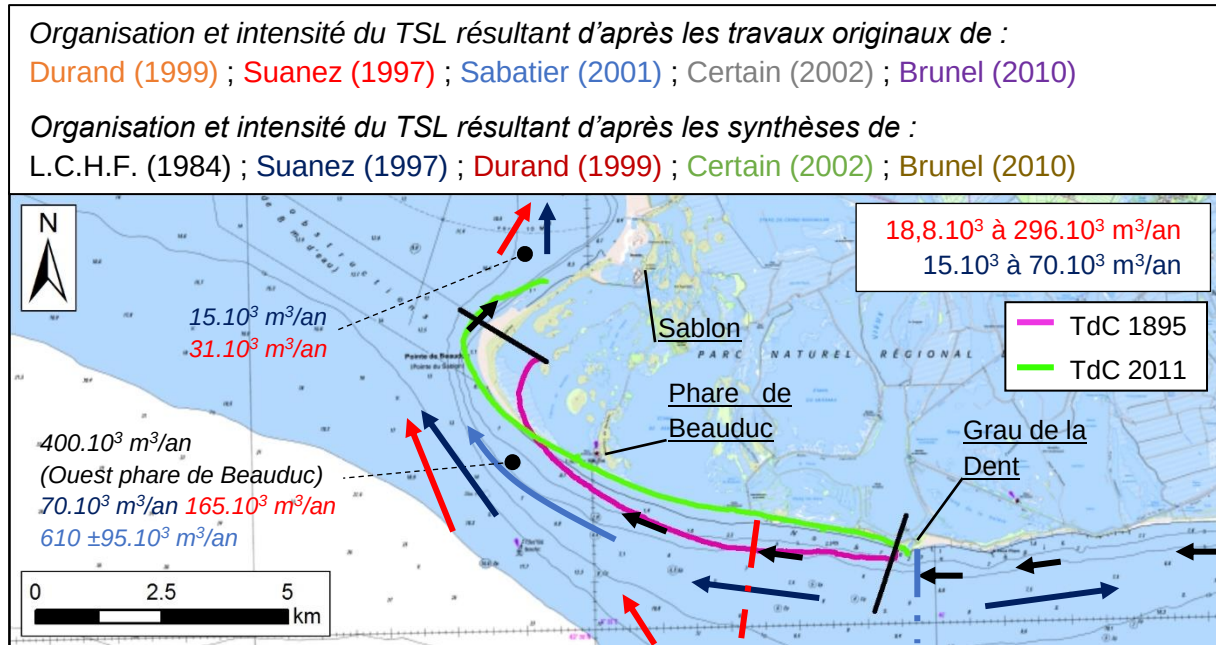


Figure 2-27 - Organisation et intensité du TSL d'après les travaux antérieurs, pour le secteur de la flèche de Beauduc.

Sabatier (2001), dans son travail de thèse, estime que la sédimentation à la flèche de Beauduc est de $610 \pm 95.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$. Cette valeur est obtenue par différentiel bathymétrique, avec les sondes SHOM de 1895 et 1977. Toutefois, il n'est pas possible de déterminer précisément la contribution respective des deux dérives alimentant la flèche, depuis les secteurs en érosion Petit Rhône - Gacholle d'une part et grau de la Dent - phare de Beauduc d'autre part. L'intensité du TSL résultant est donc probablement inférieure à cette valeur maximale théorique. Sabatier applique également une méthode de calcul du TSL résultant en se basant sur les variations du rivage, à l'image de ce que fait Suanez (1997) pour les plages de Piémanson et de la Gracieuse. Il obtient ainsi des intensités comprises entre 39.10^3 et $532.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$, en fonction de la plage temporelle considérée (Figure 2-27). Les différentiels bathymétriques permettent à Sabatier d'identifier une zone d'érosion qui s'étend du phare de Beauduc jusqu'à la plage de Piémanson, et ce, de 0 à -20 m de fond au moins. Le grau de la Dent fait office de limite de cellule, sans que son caractère (poreuse/absolue, fixe/mobile) soit détaillé. Les taux de recul des plages entre le phare de Beauduc et le grau de la Dent sont confrontés aux taux d'avancée des plages de la flèche de Beauduc : le coefficient de corrélation de 0,90 atteste d'un lien plausible entre ces deux secteurs. En conséquence, Sabatier (2001) établit l'existence d'une cellule littorale s'étendant du Petit Rhône au grau de la Dent.

2.6.4 Plage de Piémanson

2.6.4.1 Cadre géomorphologique

La plage de Piémanson s'étire sur ~15 km, de grau de la Dent jusqu'à l'embouchure du Rhône (ou grau de Roustan). De nombreux ouvrages perpendiculaires au rivage sont présents à l'est du grau de la Dent, sur presque 5 km, soit 1/3 du linéaire côtier considéré.

L'éloignement de l'isobathe 10 m au trait de côte fluctue de ~1600 m à ~900 m, l'écart le plus important étant constaté à hauteur du grau de la Dent, et le plus faible au centre de la plage de Piémanson. La morphologie de l'avant-côte jusqu'à 20 m de fond est globalement contrôlée par le lobe fossile du grau de la Dent à l'ouest (ancienne embouchure du Rhône du Bras de Fer), et le lobe actuel du grau de Roustan à l'est (actuel Grand Rhône). Le D_{50} sur la barre interne est à 0,26 mm.

Le Litto3D 2015 révèle la présence de deux à trois barres d'avant-côte. Les barres interne et externe sont nettement moins développées et plus proches du rivage à proximité de l'embouchure du Rhône qu'à l'extrémité ouest de la plage de Piémanson. Ainsi, le sommet de la barre externe à 150 m du rivage dans un cas, et à 270 m dans l'autre (Figure 2-29 D). En conséquence, les fosses interne et externes sont également moins profondes : comme le montre la Figure 2-29 D, le fond de la fosse externe est à -2,5 m IGN69 environ dans le profil bathymétrique le plus à l'est, tandis que pour l'autre, il est à plus de -5 m IGN69. A cette fosse est associée une barre externe dont la hauteur atteint près de 3 m. La Figure 2-29 A révèle qu'à l'extrémité ouest de la plage de Piémanson, la barre externe disparaît rapidement (700 m) vers l'ouest pour laisser place à un bourrelet peu développé : on constate alors dans le profil bathymétrique la présence de trois barres. Toujours pour cette partie de l'avant-côte, la barre interne apparaît pseudo-festonnée et atteint le rivage de façon ponctuelle. On observe en outre que sa hauteur, dans le sens longitudinal, n'est pas constante. Un profil longitudinal extrait dans la fosse externe montre la présence de rides et d'incisions submétriques (Figure 2-28). Près de l'embouchure du Rhône, la barre interne est quasiment accolée au trait de côte, et se montre plus linéaire, avec une hauteur plus régulière le long du rivage (Figure 2-29 B).

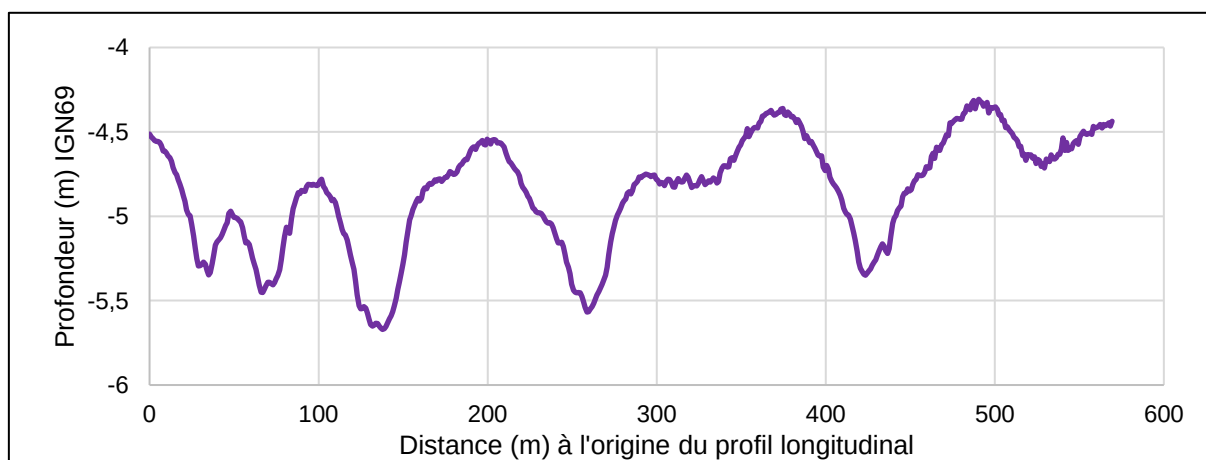


Figure 2-28 - Profil longitudinal extrait du Litto3D 2015 dans la fosse externe de la partie ouest de la plage de Piémanson ; le profil est localisé sur la Figure 2-29 A.

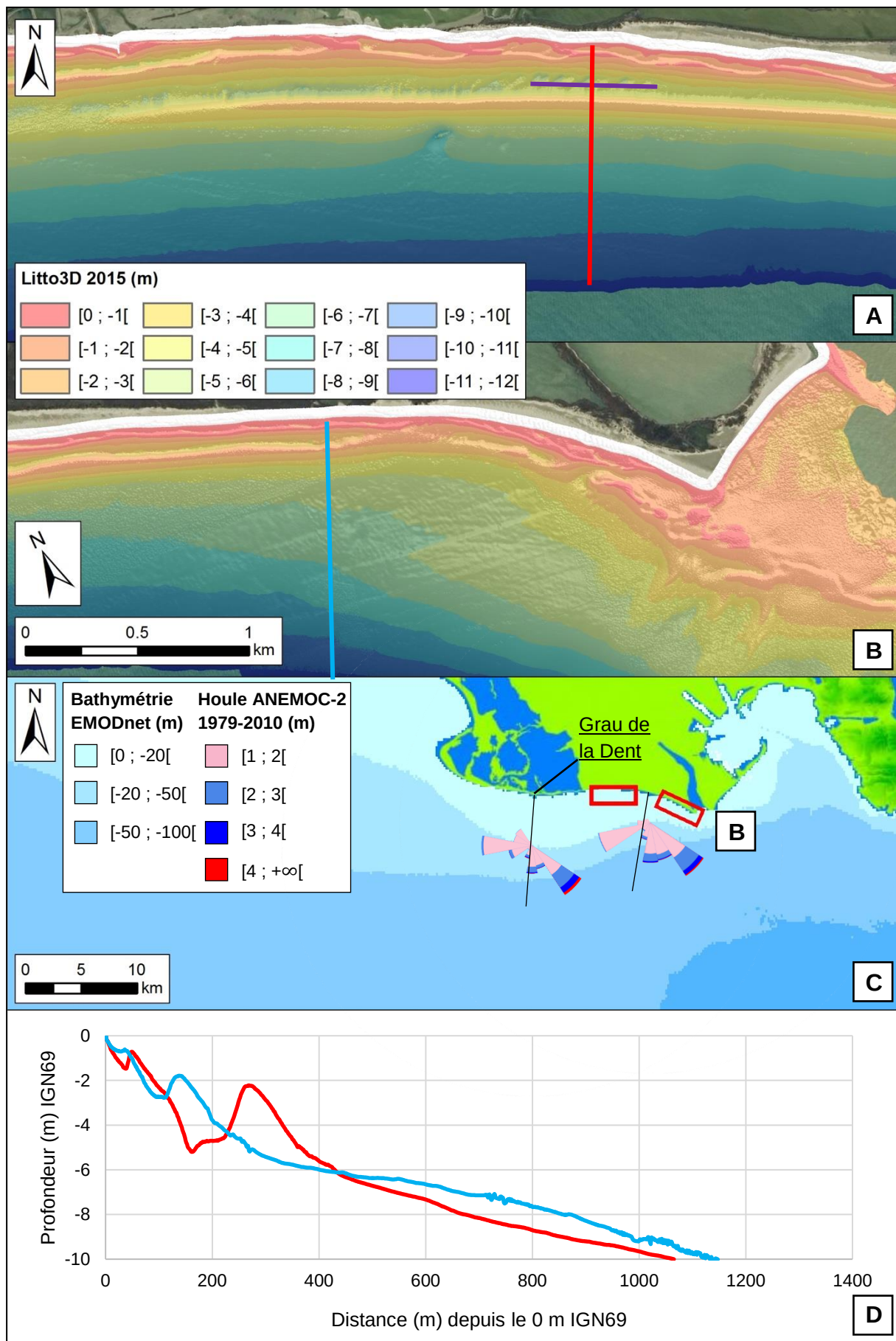


Figure 2-29 - Morphologie des barres d'avant-côte (A et B), profils bathymétriques (D) et roses de houles (C) pour le secteur de la plage de Piémanson.

2.6.4.2 Cadre hydrodynamique

A hauteur du grau de la Dent, 24 % des houles supérieures à 1 m proviennent du sud-est, auxquelles s'ajoutent 20 % de houles de sud et sud-sud-est. Les houles d'ouest (nord-ouest à ouest-sud-ouest) représentent 37 % du total, dont 20 % d'ouest uniquement. Il y a donc ici une répartition quasiment équivalente entre les houles d'ouest et de sud (Figure 2-29 C). Plus à l'est, au droit de la portion centrale de la plage de Piémanson, près de 56 % des houles proviennent de sud à sud-est et 26 % environ d'ouest-sud-ouest à ouest. La fraction des houles d'ouest est très réduite et ne comporte que des vagues dont la Hs est comprise entre 1 et 2 m. Enfin, selon Maillet *et al.* (2006), la présence du lobe fossile du Bras de Fer induit une réfraction des houles qui sont concentrées sur le grau de la Dent et ses alentours immédiats.

2.6.4.3 Dérive littorale

Le L.C.H.F. (1984) se borne à indiquer un TSL résultant orienté est-ouest de la plage de Piémanson à la flèche de Beauduc, sans détailler comment cette direction est identifiée : on ne peut que supposer ici une estimation classique à partir de méthodes de géomorphologie expérimentale (accumulation contre les ouvrages perpendiculaires au rivage, déformation du trait de côte). L'organisation du TSL résultant n'est pas suggérée aux abords immédiats de l'embouchure du Rhône et aucune intensité n'est avancée sur l'ensemble du secteur. Les travaux de la SOGREAH (1994) cités par Suanez (1997) indiquent une organisation du TSL résultant similaire à celle suggérée par le L.C.H.F. (1984) à l'exception près qu'une divergence du TSL résultant est introduite à hauteur du grau de la Dent. En conséquence, il y a une convergence des dérives à l'extrémité ouest de la plage de Piémanson, entre le TSL résultant en provenance du grau de Roustan d'une part (depuis l'est) et celui du grau de la Dent d'autre part (depuis l'ouest). Dans sa thèse, Suanez (1997) propose une organisation du TSL résultant à contre-courant des travaux précédents, avec une divergence à l'ouest du grau de la Dent, qui définit selon l'auteur une limite de cellule, sans toutefois que ses caractéristiques soient spécifiées (poreuse/absolue, fixe/mobile). Selon Suanez (1997), par l'analyse croisée des variations du rivage et de profils topo-bathymétrique sur 50 ans (1944-1995), le lobe deltaïque de Roustan est alimenté en sédiments à hauteur de $115.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$. L'estimation du TSL résultant est exécutée pour plusieurs plages temporelles, et il est intéressant de constater 1) que cette alimentation du lobe deltaïque varie de 7.10^3 à $270.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ selon la période considérée et 2) que pour la période 1990-1992, il y a une inversion du TSL résultant, dirigé du grau de Roustan vers la plage de Piémanson. Sabatier (2001) identifie une large zone d'érosion, comprise entre le phare de Beauduc et la plage de Piémanson, grâce à un différentiel bathymétrique englobant la période 1895 - 1977 (sondes du SHOM) et couvrant l'avant-côte jusqu'à l'isobathe 20 m. A l'inverse, le secteur du lobe deltaïque du Rhône et ses environs immédiats constitue une zone de sédimentation importante. Il est tentant pour l'auteur d'établir un lien entre la plage de Piémanson et le lobe deltaïque pour établir ici une cellule littorale : à cet effet, il confronte par régression linéaire les taux (1) d'érosion du rivage, entre le grau de la Dent et le centre de la plage de

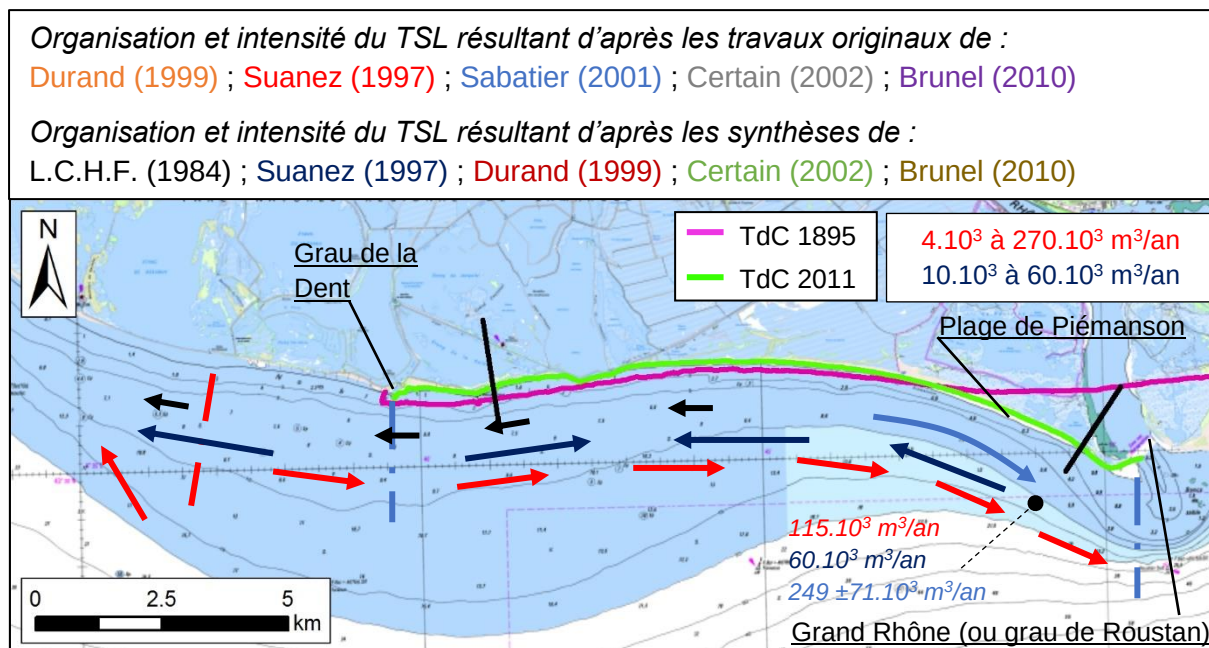


Figure 2-30 - Organisation et intensité du TSL d'après les travaux antérieurs, pour le secteur de la plage de Piémanson.

Piémanson aux taux (2) d'accrétion, de l'embouchure du Rhône jusqu'au centre de la plage de Piémanson. Le coefficient de corrélation obtenu, 0,74, indique selon l'auteur l'existence d'un lien entre la zone source et la zone puits, mais cette corrélation est plus faible que pour d'autres cellules littorales du delta du Rhône. Sur le grand ensemble en érosion, et en référence aux travaux antérieurs de Suanez (1997) (eux-mêmes basés sur Blanc (1977)), Sabatier (2001) place donc une limite de cellule au niveau du grau de la Dent (Figure 2-30), sans que sa nature (poreuse/absolue, fixe/mobile) soit précisée. Mais les corrélations qu'il obtient sous-entendent des échanges sédimentaires de part et d'autre de cette limite. L'embouchure du Rhône est également caractérisée comme limite de cellule (Blanc, 1977; Suanez, 1997; Sabatier, 2001) car les auteurs considèrent que la décharge liquide du Rhône (jet fluvial) a pour effet de stopper tout transit longitudinal orienté vers l'est. Selon Sabatier (2001), l'alimentation séculaire en sédiments en rive droite de l'embouchure est de l'ordre de $249 \pm 71.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$. En ayant recours à une méthodologie alternative où le TSL résultant est calculé à partir des variations du rivage, il obtient pour différentes plages temporelles des valeurs oscillant entre 12.10^3 et $232.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$, alors que Suanez (1997) propose $115.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$.

Cette direction du TSL vers l'est est suggérée à l'échelle séculaire par les travaux de Maillet *et al.* (2006) pour qui la symétrie du lobe deltaïque de Roustan traduit la prépondérance du débit liquide sur la dérive littorale. De façon plus générale, l'analyse diachronique de la position du trait de côte en 1823 et 2000 par Maillet *et al.* (2006) suggère une contribution négligeable des apports rhodaniens au budget sédimentaire des rivages adjacents à l'embouchure du Grand Rhône, proposant ainsi un TSL d'est en ouest nul ou presque sur 200 ans d'observations. A l'inverse, Boudet *et al.* (2016) montrent à partir du modèle numérique Delft3D (Lesser *et al.*, 2004) que l'embouchure fournit aussi des sédiments vers la plage de Piémanson, spécialement durant les crues associées à des

tempêtes de sud-est. Cependant, l'apport majeur des travaux de Boudet *et al.* (2016) concerne la formation du poulter de l'embouchure du Rhône. En effet, Suanez (1997) et Sabatier (2001) ont interprété son élongation vers l'est en lien avec une dérive littorale provenant de la plage de Piémanson, or la modélisation numérique suggère une formation locale par des cellules de recirculation limitées au lobe deltaïque.

2.6.5 Plage Napoléon et flèche de la Gracieuse

2.6.5.1 Cadre géomorphologique

La flèche de la Gracieuse s'étire vers le golfe de Fos, dans le prolongement de la plage Napoléon, formant un ensemble quasi rectiligne d'une petite dizaine de kilomètres à l'est de l'embouchure du Rhône. L'organisation de l'avant-côte est ici contrôlée par le lobe d'embouchure fossile de Pégoulter et celui actuel de Roustan.

La présence du lobe fossile de Pégoulter s'observe facilement dans la bathymétrie par l'isobathe 10 m qui s'éloigne du rivage à ~2300 m à la perpendiculaire de l'ancienne embouchure, alors qu'il se rapproche à ~170 m du rivage à l'extrémité de la flèche de la Gracieuse. Le D_{50} sur la barre interne est d'environ 0,26 mm en moyenne (Maillet, 2005).

La cartographie de l'avant-côte générée à partir du Litto3D de 2015 (Figure 2-31 A et B) révèle la présence de deux barres d'avant-côte sur l'ensemble du secteur. Si la barre externe est bien formée à proximité de l'embouchure, avec un profil asymétrique vers la côte et une organisation plutôt longshore (mais avec des ondulations), elle tend à être moins haute, plus large et adopte un profil plus symétrique à l'est de la plage Napoléon. Dans une analyse de profils topo-bathymétriques, Suanez *et al.* (1998) ne décèlent ici qu'une seule barre : selon eux, la diminution du nombre de barre est liée à la réduction du stock sédimentaire disponible, en raison de l'érosion induite par une concentration de l'énergie de la houle sur cette portion du littoral, elle-même résultant de la convergence des orthogonales liées à la présence du lobe fossile de Pégoulter. Ces différences sont sans doute liées à la variabilité saisonnière de la position et du nombre de barres. Dans l'ensemble, la barre interne ne conserve pas un éloignement constant au rivage, et tend à s'y accoler comme le montre le profil bathymétrique extrait à proximité de l'embouchure pour la plage Napoléon (Figure 2-31 D), où la barre interne est difficilement identifiable. Le profil longitudinal de la Figure 2-32 indique que sa hauteur n'est pas constante, avec de nombreuses incisions pouvant atteindre le mètre. Que ce soit vers l'embouchure à hauteur de la plage Napoléon, ou vers la flèche de la Gracieuse, la fosse externe présente des formes obliques au rivage, et sa profondeur n'est pas constante (Figure 2-31 A et B). Toutefois, l'orientation de ces formes, du nord-ouest vers le sud-est, ne correspond pas à celle des barres obliques identifiées par Suanez *et al.* (1998) au niveau de la flèche, avant que celle-ci n'amorce son fléchissement vers le nord.

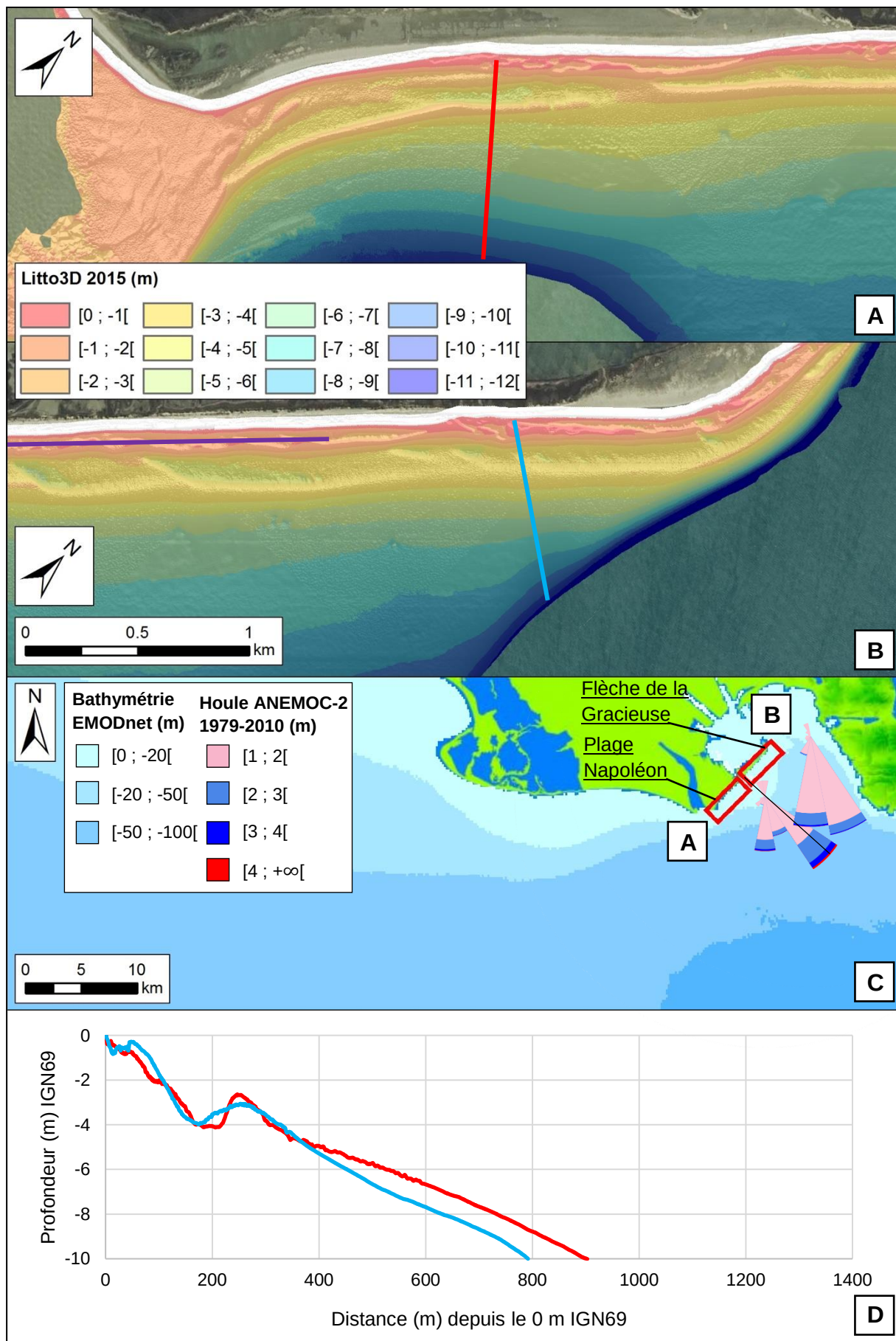


Figure 2-31 - Morphologie des barres d'avant-côte (A et B), profils bathymétriques (D) et roses de houles (C) pour le secteur de la plage Napoléon et de la flèche de la Gracieuse.

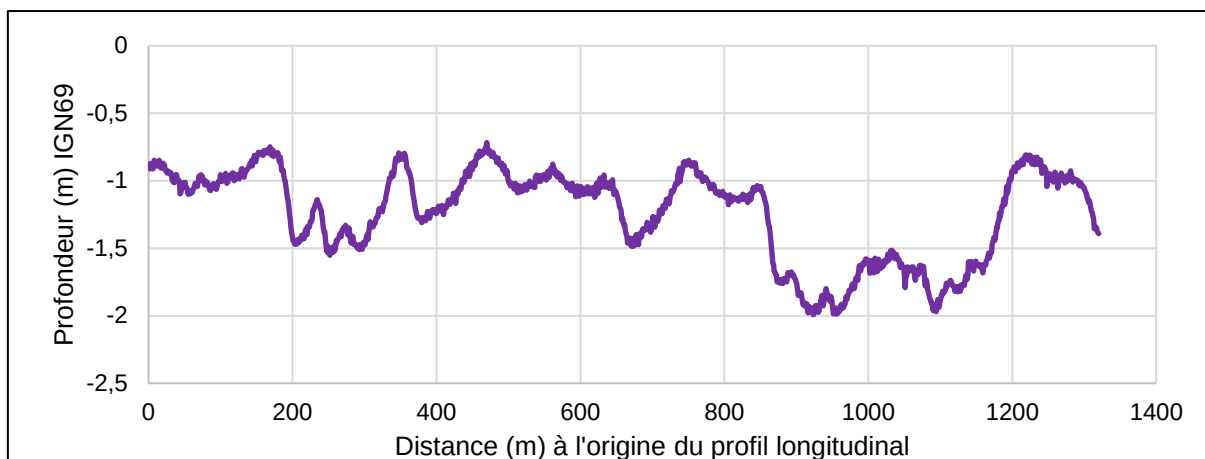


Figure 2-32 - Profil longitudinal extrait sur la barre interne entre la plage Napoléon et la flèche de la Gracieuse ; le profil est localisé sur la Figure 2-31 B.

2.6.5.2 Cadre hydrodynamique

A la perpendiculaire du lobe fossile de Pégoulie, les houles en provenance du sud-est sont majoritaires (35 %), tandis que celles de sud et sud-sud-est constituent 32 % du total des houles supérieures à 1 m (Figure 2-31 D). On note par ailleurs une contribution anecdotique des houles de nord (7 %). En conséquence, la grande majorité des vagues supérieures à 1 m provient de la droite par rapport à la normale au rivage. Selon Suanez *et al.* (1998), le lobe fossile de Pégoulie induit une réfraction des houles qui en conséquence convergent entre la plage Napoléon et la flèche de la Gracieuse. Pour la section d'avant-côte en amont-dérive du poulie de la flèche, Suanez *et al.* (1998) identifient des barres obliques qui selon-eux témoignent d'un « régime de houle de faible énergie dans une zone où les sédiments sont abondants ». On note ensuite une légère rotation de la direction de provenance des houles supérieures à 1 m à l'entrée du golfe de Fos, où les secteurs sud et sud-sud-est exclusivement concentrent 76 % des houles.

2.6.5.3 Dérive littorale

La dérive littorale dominante se dirige depuis l'embouchure du Rhône en direction du poulie de la Gracieuse (Blanc, 1977; Suanez, 1997). Dans le détail, Suanez & Bruzzi (1999) proposent une dérive secondaire, depuis la plage Napoléon vers l'embouchure, en relation probable avec la réfraction induite sur le lobe fossile de Pégoulie. Selon les indications du L.C.H.F. (1984), « le volume déposé à l'extrémité de la flèche est de l'ordre de 150 000 à 200 000 m³/an », sans que soit donnée la méthode de calcul de cette intensité. Quant aux directions qui sont données (Figure 2-33), là encore il n'est pas précisé comment celles-ci sont déterminées. Suanez (1997) dans son travail de thèse, réalise une analyse conjointe des variations du trait de côte et de profils topobathymétriques, entre 1944 et 1995. Sur l'ensemble de cette période, le TSL résultant est dirigé d'ouest en est, de l'embouchure du Rhône jusqu'à la flèche de la Gracieuse, avec une intensité estimée à 160.10³ m³/an en amont-dérive du poulie de la flèche. Cette estimation varie selon la plage temporelle considérée : en conséquence, l'intensité du TSL

Organisation et intensité du TSL résultant d'après les travaux originaux de :
Durand (1999) ; Suanez (1997) ; Sabatier (2001) ; Certain (2002) ; Brunel (2010)

Organisation et intensité du TSL résultant d'après les synthèses de :
L.C.H.F. (1984) ; Suanez (1997) ; Durand (1999) ; Certain (2002) ; Brunel (2010)

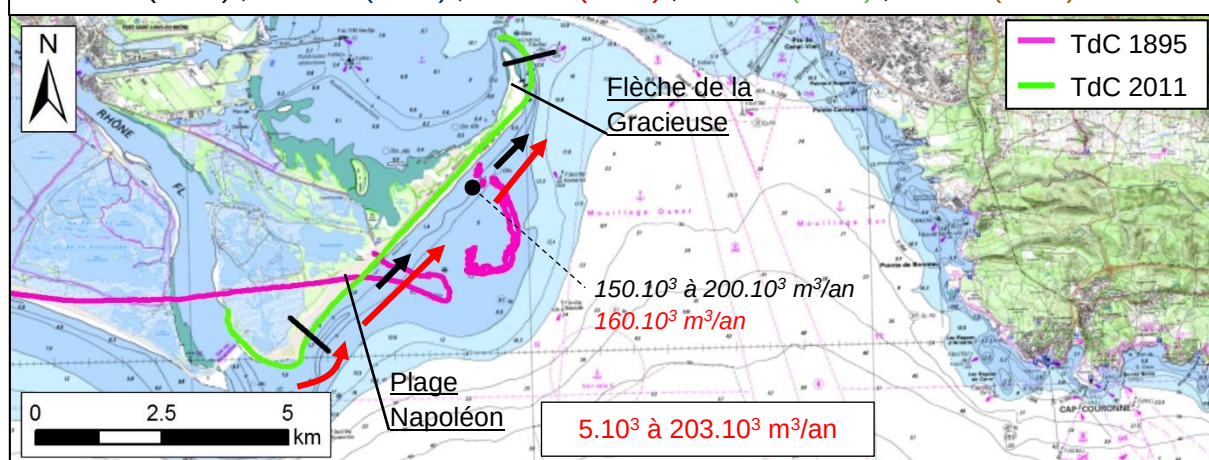


Figure 2-33 - Organisation et intensité du TSL d'après les travaux antérieurs, pour le secteur de la plage Napoléon et de la flèche de la Gracieuse.

résultant fluctue de 16.10^3 à 160.10^3 m³/an. Un aspect important du travail de Suanez (1997) est de suggérer des inversions du TSL résultant lors de ce découpage temporel : ainsi, pour 1979 - 1989 la dérive littorale est totalement inversée, avec un transit de la flèche de la Gracieuse jusqu'au grau de Roustan. Tandis que de 1944 à 1960, si la plage Napoléon est alimentée depuis le lobe deltaïque du Grand Rhône, en revanche selon Suanez (1997) il y aurait une divergence du TSL résultant à l'ouest du poulvier de la flèche.

Les travaux de modélisation hydro-sédimentaire de l'embouchure du Rhône entrepris par Boudet *et al.* (2016) avec Delft3D (Lesser *et al.*, 2004) confirment et complètent ceux de Suanez & Bruzzi (1999) en ce qui concerne la diffusion des sédiments depuis l'embouchure vers la flèche, et le transport secondaire de la plage Napoléon vers l'embouchure.

2.7 Synthèse partielle

Ce chapitre 2 a permis d'introduire le site d'étude à travers une synthèse des connaissances actuelles des plages du golfe du Lion (courantologie, houlographie, morphologie, transport sédimentaire longitudinal), en mettant l'accent sur l'avant-côte où se produit le transport sédimentaire longitudinal, dont la simulation est l'objet central de ce travail de thèse. Force est de constater qu'un nombre considérable d'études se sont succédées sur les plages du golfe du Lion au cours des dernières décennies afin d'établir des cellules de dérive littorale. La synthèse de ces travaux amène cependant à constater qu'ils sont tous principalement basés sur des méthodes de géomorphologie expérimentale ne prenant pas en compte directement la houle. Or les travaux de Longuet-Higgins (1970a, 1970b) démontrent pourtant qu'elle est le moteur principal du courant de dérive littoral, et donc du TSL. C'est pourquoi, la mise en œuvre du modèle Unibest-LT

(**Uniform Beach Sediment Transport – Longshore Transport**) sur les plages du golfe du Lion doit apporter un regard alternatif : les simulations seront bien évidemment comparées aux travaux antérieurs ce qui permettra éventuellement de nuancer les connaissances actuelles. Le chapitre suivant expose donc les principes de base d'Unibest-LT (mise en œuvre, tests de sensibilité, calibration), en détaillant les données exploitées en entrée de modèle (bases de données ANEMOC-2 pour la houle et Litto3D pour la bathymétrie).

3 Modélisation du potentiel de TSL_R annuel le long des plages du golfe du Lion

3.1 Rappels conceptuels

Depuis le *Shore Protection Manual* (C.E.R.C., 1984), aujourd'hui supplanté par le *Coastal Engineering Manual* (U.S.A.C.E., 2002), il est courant d'évoquer principalement le TSL résultant (TSL_R), qui est la différence entre le TSL dirigé vers la gauche (TSL_G , valeurs négatives par convention) et la droite (TSL_D , valeurs positives par convention) de la normale au rivage, lorsque l'observateur fait face au rivage. Quant au potentiel de TSL total (TSL_T), il s'agit logiquement de la somme des potentiels de TSL_G et TSL_D (Rosati, 2005).

De plus, il est classiquement admis en ingénierie côtière que les volumes de sédiments en transit le long du rivage estimés par modélisation de façon ponctuelle le long du rivage selon un pas (pluri-) kilométrique doivent être considérés comme des volumes potentiels, puisque les hypothèses suivantes sont admises (U.S.A.C.E., 2002) :

- La quantité de sédiments dans l'avant-côte est suffisante pour la dérive littorale ;
- Il n'y a pas d'élément obstruant partiellement ou totalement la dérive littorale : épis, digue, jetée, brise-lame, canyon sous-marin, etc.

Par conséquent, l'U.S.A.C.E. (2002) suggère que le TSL réel puisse être en réalité inférieur d'un facteur deux à cinq. Et en effet, il existe une littérature abondante sur le choix et/ou la détermination d'une formule de transport longitudinal qui confirme cet écart entre les mesures *in-situ* et la modélisation : par ex. Schoonees & Theron (1993), Ciavola *et al.* (1997, 1998), Van Wellen *et al.* (2000), Bayram *et al.* (2001), Wang *et al.* (2002), Tonk & Masselink (2005), Esteves *et al.* (2009), Baykal *et al.* (2012), Barrio-Parra *et al.* (2013), Cartier *et al.* (2013), Güner *et al.* (2013), Mil-Homens *et al.* (2013b), Van Rijn (2014), Samaras & Koutitas (2014), et bien d'autres. Tous soulignent cette discordance et les équations calibrées montrent des déviations d'un facteur 0,25 à 10 lors de la validation.

Par conséquent, en introduction de ce chapitre méthodologique, il est rappelé que la quantification du TSL produite dans le cadre de ce travail de thèse est avant tout qualitative car approximative, les volumes étant au mieux considérés comme des ordres de grandeur, comme le suggèrent Pilkey & Cooper (2002). En outre, il n'existe quasiment pas de mesure *in-situ* directe du TSL : il serait donc vain de vouloir reproduire des valeurs qui, *stricto sensu*, n'existent pas. Cependant les méthodes de géomorphologie expérimentale évoquée dans le chapitre 2 ont permis des estimations indirectes du TSL qui sont donc là aussi avant tout qualitatives car approximatives, les volumes étant au mieux considérés comme des ordres de grandeur.

3.2 Fonctionnement général d'Unibest-LT

Le modèle hollandais d'ingénierie côtière Unibest-LT (**Un**iform **B**each **S**ediment **T**ransport – Longshore Transport ; Deltares, 2011) est mis en œuvre dans le cadre de cette thèse. Unibest-LT est rarement évoqué en-dehors de la suite logicielle à laquelle il appartient, Unibest-CL+. Cette dernière intègre un second module, Unibest-CL, où les variations du rivage sont calculées selon le cadre méthodologique établi par Pelnard-Considère (1956), sur la base du potentiel de TSL_R annuel estimé en amont dans Unibest-LT. Par conséquent, Unibest-CL+ est assimilé à un modèle « *one-line* » à l'image de GENESIS (Hanson, 1989; Hanson & Kraus, 1989). Cependant, la démarche adoptée ici doit être distinguée de l'approche classique basée sur un modèle « *one-line* » puisque seul Unibest-LT est utilisé pour l'estimation du potentiel de TSL_R annuel. En outre, exclure l'usage d'Unibest-CL permet de s'extraire des controverses entourant les modèles « *one-line* » et qui ont agité la communauté scientifique pendant près d'une décennie (par ex. Young *et al.*, 1995, 1997; Pilkey *et al.*, 1999; Thieler *et al.*, 2000, 2002).

Ce modèle d'ingénierie côtière propose une chaîne de modélisation principalement basée sur les processus, permettant de simuler la transformation de la houle du large vers le rivage, puis le courant longitudinal induit par la houle et enfin le potentiel de TSL_R annuel. Sur ce dernier point, Unibest-LT offre la possibilité au modélisateur de choisir entre différentes approches méthodologiques. Les principales équations exploitées dans cette succession de simulations sont présentées par la suite afin d'obtenir une vision précise des paramètres impliqués mais aussi d'identifier, lorsque c'est possible, les hypothèses qui sont admises (en d'autres termes, comment les processus physiques sont simplifiés). Cependant, la dimension recherche de cette thèse ne porte pas sur un exercice de programmation pour modéliser le transport littoral, mais sur son application aux plages du golfe du Lion, c'est pourquoi l'utilisation d'un modèle d'ingénierie est privilégiée ici. Toutefois, si la validité de la chaîne de modélisation est certifiée par Deltares du point de vue numérique, c'est-à-dire du code source du logiciel, en aucun cas elle ne justifie les hypothèses admises dans les équations utilisées. La documentation livrée avec Unibest-LT en expose certaines, les autres devant être identifiées dans la bibliographie : une synthèse est donc proposée afin que le lecteur puisse s'appropriier la logique de modélisation mise en œuvre dans cette thèse.

3.2.1 Transformation de la houle du large vers le rivage

Unibest-LT simule la transformation de la houle du large vers le rivage *via* la mise en œuvre du modèle de propagation de houle ENDEC (pour ENergy DECay ; cf. Van der Meer, 1990) qui a comme particularité de prendre en compte le déferlement induit par la diminution de la profondeur à l'approche du rivage. Ce modèle s'appuie sur les travaux de Battjes & Janssen (1978) qui furent les premiers à modéliser ce processus par une méthodologie originale où le bilan d'énergie de la houle est calculé pour une houle aléatoire (par opposition à une houle monochromatique) sur un fond irrégulier. Ce modèle prend en compte la dissipation de l'énergie liée au (1) déferlement ainsi qu'à (2) la friction sur le fond, en lien avec (a) la diminution de la profondeur à l'approche du rivage et (b) les courants. En outre, la méthodologie de Battjes & Janssen (1978) sous-jacente dans ENDEC a été validée par Battjes & Stive (1984) pour une vingtaine de jeux de données, comportant à la fois des données *in-situ* ainsi que des mesures en modèle réduit, et reflétant une grande diversité de morphologie de plages (dont les plages à barres longitudinales) et de conditions hydrodynamiques. Battjes & Stive (1984) avancent ainsi un coefficient de corrélation général de 0,98 pour l'ensemble des scénarios (mesures *in-situ* et canal à houle), associé à une erreur RMS relative de 0,06.

Ainsi, la transformation de la houle du large vers le rivage dans Unibest-LT repose sur des équations différentielles qui s'appuient principalement sur le principe de conservation de l'énergie d'une part et de la quantité de mouvement d'autre part.

N.B. : Les coefficients nommés en MAJUSCULE sont ajustables manuellement par le modélisateur dans les fichiers de configuration du modèle.

1) Le bilan de l'énergie (*wave energy balance*) traduit les modifications que subit la houle à l'approche du rivage (du point de vue de l'énergie) :

$$\frac{d}{dx} \left(c_g \cos \alpha \frac{E}{\omega_r} \right) + \frac{D_b}{\omega_r} + \frac{D_f}{\omega_r} = 0$$

Avec (d'après U.S.A.C.E. (2002), van Dijk (2005) et Deltares (2011)) :

- α l'angle entre la direction de propagation de la houle et la normale au rivage (°) ;
- ω_r la vitesse angulaire relative (rad/s) :

$$\omega_r = \omega - k \sin(\alpha)V$$

où :

- $\omega = \frac{2\pi}{T} = 2\pi f$ la vitesse angulaire (rad/s), liée à la période T (s) et la fréquence f (Hz) d'après la théorie linéaire ;
- $k \sin \alpha = \text{constante}$ la loi de Snell (réfraction) ;
- V l'intensité du courant longitudinal (défini ci-après) (m/s).

- c_g la vitesse de groupe (m/s) calculée selon théorie linéaire :

$$c_g = \frac{d\omega_r}{dk} = \frac{n\omega_r}{k}$$

où :

- $n = \left(\frac{1}{2} + \frac{kd}{\sin(2kd)}\right)$ le rapport entre la vitesse de groupe c_g et la célérité c ;
- k le nombre d'onde définit selon la relation de dispersion $\omega_r^2 = gk \tanh(kd)$;
- $d = h_0 + \eta - z$ la profondeur depuis la surface du plan d'eau (m), h_0 étant l'élévation (« l'altitude ») de la surface libre sans agitation (m), η l'élévation (« l'altitude ») moyen en présence de la houle (*wave set-up*) et z l'élévation (« l'altitude ») du fond (m).

- E l'énergie spécifique de la houle par unité de surface (J/m²) (somme de l'énergie cinétique et potentielle moyennée dans le temps) calculée selon la théorie linéaire :

$$E = \frac{1}{8} \rho g H_{rms}^2$$

où :

- ρ est la densité de l'eau de mer (kg/m³) ;
- g est l'accélération de la gravité (m/s²) ;
- H_{rms} est la hauteur de houle quadratique moyenne (m).

- D_b la dissipation de l'énergie de la houle (W/m²) induite par le déferlement (cf. Battjes & Janssen (1978) et Battjes & Stive (1984)) :

$$D_b = \frac{1}{4} \rho g \cdot \alpha_c \cdot Q_b \left(\frac{\omega_r}{2\pi}\right) \cdot H_m^2$$

où :

- α_c le coefficient ALFA de déferlement ;
- $Q_b = \left(\frac{H_{rms}}{H_m}\right)^2$ la fraction locale des houles déferlantes ;
- $H_m = \frac{0.88}{k} \tanh\left(\frac{\gamma kd}{0.88}\right)$ la hauteur de houle déferlante (m) ;

avec :

γ le coefficient de déferlement (GAMMA) ;

d la profondeur depuis la surface du plan d'eau (m).

- D_f la dissipation de l'énergie de la houle (W/m²) induite par la friction sur le fond (cf. Battjes & Janssen (1978) et Battjes & Stive (1984)) :

$$D_f = \frac{1}{8} \rho \cdot f_w \cdot \pi^{-\frac{1}{2}} \left(\frac{\omega_r H_{rms}}{\sinh(kd)}\right)^3$$

où :

- f_w le coefficient de friction sur le fond (FW), dont la valeur par défaut est 0,01.

2) Le bilan de la quantité de mouvement traduit la déformation de la surface libre (*wave induced water level set-up*) :

$$\frac{d}{dx} S_{xx} + \rho g (h_0 + \eta) \frac{d\eta}{dx} = 0$$

Avec (d'après U.S.A.C.E. (2002), van Dijk (2005) et Deltares (2011)) :

- S_{xx} la composante transversale (perpendiculaire au rivage) de la contrainte de radiation :

$$S_{xx} = E \left[n (1 + \cos^2 \alpha) - 1/2 \right]$$

Les climats de houle permettent d'établir H_{rms} , T_p et α , les coefficients ALFA, GAMMA et FW sont fixés par l'utilisateur (des valeurs par défaut sont cependant suggérées par Unibest-LT) et les profils topo-bathymétriques sont exploités pour calculer z .

Il manque l'intensité du courant longitudinal V pour définir complètement les conditions aux limites et résoudre ce système d'équations.

3.2.2 Courant longitudinal

L'intensité du courant longitudinal est calculée d'après la méthodologie élaborée par Thornton & Guza (1986) qui se sont appuyés sur les travaux de Longuet-Higgins (1970a, 1970b) et de Battjes & Janssen (1978). En effet, l'approche méthodologique de Longuet-Higgins (1970a, 1970b) repose sur l'hypothèse d'un courant d'intensité constante dans le sens longitudinal et généré par une houle monochromatique qui, en raison de sa hauteur constante, déferle toujours au même endroit dans le profil. Or, avec une houle réelle la hauteur de houle varie vague après vague : c'est pourquoi Thornton & Guza (1986) combinent les travaux de Longuet-Higgins (1970a, 1970b) avec ceux de Battjes & Janssen (1978) qui permettent de calculer le déferlement pour une houle réelle et tout type de profil de plage. Par conséquence, le déferlement n'est plus localisé à un seul endroit dans le profil et la répartition transversale du courant longitudinal est alors plus réaliste.

Ainsi, le calcul de l'intensité du courant longitudinal en tout point du profil dans Unibest-LT repose sur une équation différentielle qui s'appuie principalement sur le principe de conservation de la quantité de mouvement :

$$\frac{d}{dx} S_{xy} + \rho g d \frac{dh_0}{dy} + \tau_c = 0$$

Avec (d'après van Dijk (2005) et Deltares (2011)) :

- S_{xy} la composante longitudinale de la contrainte de radiation :

$$S_{xy} = S_{yx} = E \cdot n \cdot \cos \alpha \cdot \sin \alpha$$

- τ_c la friction sur le fond :

$$\tau_c = \rho \frac{g}{c^2} V |V_{tot}|$$

où :

- $V_{tot} = \sqrt{V^2 + U_{rms}^2}$ est la fonction de vélocité avec $U_{rms} = \frac{1}{2} \omega_r \frac{H_{rms}}{\sinh(kd)}$ la vitesse des orbitales de houle ;
- $C = 18 \log\left(\frac{12d}{k_b}\right)$ est le coefficient de friction de Chézy ($m^{1/2}/s$) avec k_b le coefficient KB de rugosité sur le fond (m) dont la valeur par défaut est 0,01.
- $\frac{dh_0}{dy}$ est la pente longitudinale du plan liée à la marée.

3.2.3 Interaction vague-courant

Soulsby (1997) résume bien les différentes interactions entre la houle et le courant :

- La houle oblique au rivage génère un courant longitudinal, comme l'a démontré Longuet-Higgins (1970a, 1970b) ;
- Un courant peut modifier la vitesse de phase et l'amplitude de la houle ;
- Il peut y avoir une interaction entre les couches limites de fond liées à la houle et au courant conduisant à exacerber ou réduire la friction sur le fond.

Du point de vue du courant, la couche limite de fond liée à la houle, par la turbulence qu'elle génère, joue comme une résistance supplémentaire. Dans le même temps, du point de vue de la houle, la présence du courant conduit à l'accroissement de la couche limite de fond (Soulsby, 1997). Toutefois, les échelles spatiales de ces couches limites sont différentes : c'est pourquoi calculer séparément la friction induite par la houle d'une part et par le courant d'autre part, puis additionner les deux, n'est pas une approche physique valide (Van den Bos, 2006). En effet, il est préférable de considérer une couche limite de fond unique pour la houle et le courant combinés. C'est ce que font les modèles d'interaction non linéaire vague-courant proposés dans Unibest-LT : Bijker (1971), Grant & Madsen (1979), Christoffersen & Jonsson (1985), Deigaard *et al.* (1986), Davies *et al.* (1988), O'Connor & Yoo (1988), Huynh-Thanh & Temperville (1990) et Myrhaug & Slaattelid (1990).

Cependant, contrairement aux modèles de transformation de la houle et de courant longitudinal décrits précédemment, les équations principales de ces modèles d'interaction vague-courant ne seront pas données ici. En effet, la calibration d'Unibest-LT pour les plages du golfe du Lion (détaillée ci-après en section 3.7) conduit à retenir exclusivement le modèle d'interaction vague-courant de Davies *et al.* (1988). Van den Bos *et al.* (2010) ont étudié l'ensemble des modèles d'interaction vague-courant disponibles dans Unibest-LT cités ci-dessus. Ils les classent selon la complexité de l'approche méthodologique qui est adoptée pour intégrer la turbulence dans la couche limite de fond. Le modèle d'interaction vague-courant de Davies *et al.* (1988) figure au troisième des quatre niveaux établis par Van den Bos *et al.* (2010), avec une stratégie qui consiste à

estimer la dimension de la couche limite de fond pour le courant et la houle combinés, en fonction de la turbulence.

Lorsqu'un modèle d'interaction vague-courant est activé dans Unibest-LT, le terme de friction sur le fond liée au courant τ_c dans l'équation du courant longitudinal (cf. section 3.2.2) est remplacé par la combinaison non-linéaire (et non pas simplement l'addition) de la friction sur le fond liée au courant τ_c et à la houle τ_w .

3.2.4 Transport sédimentaire

Le transport sédimentaire dans Unibest-LT peut être abordé selon deux approches diamétralement opposées :

- L'une est basée sur une représentation simplifiée des processus physiques, et repose généralement sur l'utilisation d'un coefficient empirique pour la calibration (C.E.R.C., 1984; Kamphuis, 2000) ;
- L'autre prend en compte plus finement les processus physiques et permet le plus souvent de calculer le transport par charriage et en suspension (Bijker, 1967, 1971; Van Rijn, 1993; Van Rijn & Soulsby, 1997; Van Rijn, 2004).

Toutes les équations de TSL proposées dans Unibest-LT comportent un certain nombre de paramètres et coefficients qu'il est possible d'ajuster manuellement.

Les équations du 1^{er} groupe, plus grossières dans leurs hypothèses sur les processus physiques (d'où le nom *bulk formulas* en anglais), sont les plus frugales : par exemple, l'équation du C.E.R.C. (1984) dans Unibest-LT comprend seulement deux paramètres de calibration adimensionnels indirectement liés à la rugosité du fond et au déferlement.

Les équations du 2nd groupe sont jugées *a priori* plus réalistes car elles considèrent un plus grand nombre de paramètres physiques, même s'ils sont parfois reflétés par des coefficients de calibration. Mais cela représente un effort considérable pour le modélisateur, qui peut être amené à déterminer jusqu'à quinze paramètres, comme c'est le cas pour le modèle de transport de Van Rijn (2004) (cf. Deltares, 2011).

Cependant, la calibration d'Unibest-LT pour les plages du golfe du Lion (détaillée ci-après en section 3.7) conduit à retenir exclusivement le modèle de Bijker (1967, 1971) intégrant les développements méthodologiques de Kalinske-Frijlink (Frijlink, 1952) et d'Einstein-Rouse (Rouse, 1937; Einstein, 1950) pour le calcul du transport par charriage et en suspension en rivière (d'après Bayram *et al.* (2001) & van Dijk (2005)) :

$$S = S_b + S_s \text{ (m}^3\text{/m/s, porosité incluse)}$$

Où S_b est le transport sur le fond et S_s le transport en suspension.

L'équation de S_b s'écrit de la façon suivante :

$$S_b = b \cdot D_{50} \cdot \frac{V}{C} g^{1/2} \exp\left[\frac{-0.27 \Delta C^2}{\mu \tau_{cw}}\right]$$

Avec :

- b un coefficient empirique (1.0 pour la houle au large ; 5.0 pour la zone de déferlement ; il passe à 5.0 lorsque le ratio H_s/d dépasse 0.5) ;
- D_{50} le 50^{ème} centile du diamètre des sédiments (m) ;
- V la vitesse du courant longitudinal moyen (cf. section 3.2.2) (m/s) ;
- $C = 18 \log \left(\frac{12d}{r_c} \right)$ est le coefficient de friction de Chézy ($m^{1/2}/s$) avec r_c le coefficient de rugosité sur le fond (m) ;
- g l'accélération de la gravité (m/s^2) ;
- -0.27 un coefficient empirique ;
- Δ la densité relative des sédiments :

$$\Delta = (\rho_s - \rho) / \rho$$

où :

- ρ_s la densité du sédiment (kg/m^3) ;
- ρ la densité de l'eau (kg/m^3).

- $\mu = \left(\frac{C}{C_{90}} \right)^{3/2}$ le facteur des rides de fond, qui représente l'influence de la rugosité du fond sur le transport par charriage où $C_{90} = 18 \log \left(\frac{12d}{D_{90}} \right)$ est le coefficient de Chézy calculé avec D_{90} au lieu de r_c le coefficient RC de rugosité du fond (m) ;
- $\overline{\tau_{cw}}$ la friction sur le fond induite par la houle et le courant combinés (moyennée dans le temps) (N/m^2) :

$$\overline{\tau_{cw}} = V^2 \left\{ 1 + \frac{1}{2} \left(\xi \frac{u_b}{V} \right)^2 \right\}$$

où :

- u_b est la vitesse maximale des orbitales de houle près du fond (m/s) ;
- ξ le coefficient de Bijker $\xi = C \sqrt{\frac{f_w}{2g}}$ avec f_w le coefficient de friction (FW), sur le fond (voir Jonsson (1966)) évoqué en section 3.2.1 et qui s'écrit ici $f_w = \exp \left[-5.977 + 5.213 \left(\frac{u_b}{\omega k_b} \right)^{-0.194} \right]$, avec :
 - $\omega = \frac{2\pi}{T} = 2\pi f$ la vitesse angulaire (rad/s), liée à la période T (s) et la fréquence f (Hz) d'après la théorie linéaire ;
 - r_c le coefficient RC de rugosité du fond (m).

Il est important de noter ici que cette équation de Bijker (1971) admet que le transport par charriage se produit dans la couche limite de fond, la hauteur de celle-ci étant calquée sur la valeur donnée au coefficient de rugosité du fond (RC), dont la valeur par défaut est 0,05 m.

L'équation de S_s s'écrit de la façon suivante :

$$S_s = 1.83S_b \left[I_1 \ln(33 d/r_c) + I_2 \right]$$

Avec I_1 et I_2 les intégrales d'Einstein.

3.2.5 Résumé de la chaîne de modélisation

Tout d'abord, la transformation de la houle du large vers le rivage par Unibest-LT s'appuie principalement sur le cadre méthodologique de la théorie linéaire (Airy, 1845) permettant de considérer la déformation des vagues en lien avec la réfraction et le gonflement. Les travaux de Battjes & Janssen (1978) permettent en plus de prendre en compte les processus non-linéaires de dissipation de l'énergie par le déferlement (D_b) et par la friction sur le fond (D_f), ce dernier paramètre incluant le coefficient de friction sur le fond (FW, évoqué en section 3.2.1). Puis, le courant longitudinal induit par la houle oblique au rivage est simulé selon le cadre méthodologique initialement établi par Longuet-Higgins (1970a, 1970b) et repris par Thornthorn & Guza (1986), avec une prise en compte de la friction sur le fond liée au courant (τ_c), paramètre incluant la rugosité du fond (coefficient KB évoqué en section 3.2.2). Cependant, Unibest-LT est capable de traiter la combinaison non-linéaire (et non pas simplement l'addition) de la friction sur le fond liée au courant τ_c et à la houle τ_w d'après les travaux de Davies *et al.* (1988). Enfin, le transport sédimentaire est simulé selon la formulation de Bijker (1967, 1971) qui additionne le transport par charriage (S_b) et en suspension (S_s), en considérant la friction sur le fond liée au courant et à la houle combinés ($\overline{\tau_{cw}}$), paramètre incluant la friction sur le fond (coefficient FW évoqué en section 3.2.1) et la rugosité du fond (coefficient RC évoqué en section 3.2.4).

La chaîne de modélisation proposée dans Unibest-LT est donc unidimensionnelle (dans l'axe perpendiculaire au rivage), puisque le courant longitudinal est calculé pour une profondeur moyenne et en admettant qu'il demeure constant le long du rivage (dans l'axe parallèle au rivage). C'est pourquoi, Unibest-LT fait l'hypothèse d'une mise en œuvre sur une plage à la morphologie uniforme, avec des isobathes parallèles au rivage. Par ailleurs, à toutes les étapes de cette chaîne interviennent un certain nombre de coefficients empiriques, fixes ou ajustables tels GAMMA, ALPHA, FW, RC.

En fin de simulation, Unibest-LT donne une valeur de potentiel de TSL_R annuel qui est, par convention (U.S.A.C.E., 2002), positive (négative) si le transport est dirigé vers la droite (gauche) de la normale au rivage (observateur face à la mer).

3.3 Limites de mise en œuvre d'Unibest-LT

Comme son nom l'indique, la mise en œuvre du modèle d'ingénierie Unibest-LT est limitée à des plages sableuses uniformes (**Uniform Beach ...**), c'est-à-dire à des plages qui sont (idéalement) rectilignes, avec des isobathes parallèles au rivage. De plus, le calcul du potentiel de TSL est réalisé uniquement le long d'un profil topo-bathymétrique perpendiculaire au rivage : Unibest-LT ignore totalement la configuration morphologique

adjacente à ce profil, peu importe l'échelle spatiale. De fait, que ce soit à l'intérieur de la zone modélisée (c'est-à-dire entre les profils) ou à proximité de celle-ci, Unibest-LT est incapable de simuler les effets liés à :

- La présence d'obstacles (diffraction), que ce soit à l'échelle d'un ouvrage ou celle d'un cap rocheux ;
- Des isobathes non parallèles au rivage et/ou non rectilignes (réfraction), là encore, que l'on se place dans la perspective locale d'un ouvrage ou celle plus générale d'un golfe, par exemple.

Les effets de diffraction et/ou de réfraction ne peuvent être pris en compte qu'à travers les climats de houle spécifiés en entrée de modèle, à l'extrémité au « large » des profils topo-bathymétriques : s'ils surviennent entre le « large » et le rivage, ils seront donc ignorés *de facto*. Il est donc possible de considérer les effets de diffraction et de réfraction mais uniquement à l'échelle des golfes et caps et de façon partielle.

En outre, dès lors qu'un profil topo-bathymétrique comporte une perturbation locale (côte rocheuse, ouvrage), il ne peut être considéré comme un profil de plage « uniforme » et sera donc ignoré.

3.4 Sensibilité aux paramètres en entrée

La chaîne de modélisation mise en œuvre par Unibest-LT exposée en section 3.2 repose sur un grand nombre de paramètres. Certains, relatifs aux conditions environnementales, peuvent être mesurés *in-situ* : la hauteur, la période et la direction de la houle, la granulométrie et la bathymétrie. Mais la houle peut être simulée et le profil topo-bathymétrique calculé sur la base de la granulométrie comme le propose Dean (1991), bien que cette approche fut rapidement critiquée par Pilkey *et al.* (1993). D'autres paramètres sont calculés lors de la mise en œuvre de la chaîne de modélisation, par exemple l'énergie de la houle E , le coefficient de Chézy C , la vitesse angulaire ω , la densité relative des sédiments Δ , etc. Enfin, il y a le cas des paramètres fixés manuellement par le modélisateur, les coefficients ALFA, GAMMA, FW, KB relatifs à la houle et au courant, et RC spécifique au transport avec l'équation de Bijker (1971). Tous ces paramètres n'ont pas le même poids dans le résultat final : par conséquent, il est courant de procéder à une analyse de sensibilité où leurs valeurs sont modifiées afin d'identifier quels sont les paramètres pertinents pour la calibration (Sánchez *et al.*, 2015). Néanmoins, si le modélisateur peut quantifier la modification des paramètres qui lui sont directement accessibles (par exemple en procédant à un ajustement de ± 1 %, puis de ± 5 %, etc. des coefficients), il est en revanche difficile d'estimer la variation des paramètres calculés automatiquement par la chaîne de modélisation. Mais ces tests de sensibilité se heurtent à plusieurs écueils, comme le rappellent Sánchez *et al.* (2015) :

- La quantité de paramètres à évaluer peut rendre une telle procédure irréalisable, surtout si une approche manuelle est envisagée : dans le cas contraire, de solides

connaissances en statistiques probabilistes sont requises (Sánchez *et al.* (2015) évoquent par exemple la méthode Monte-Carlo) ;

- Deux paramètres peuvent se révéler importants lorsqu'ils sont modifiés concomitamment (phénomène de corrélation des paramètres démontré par Bastidas *et al.*, 2015), mais insignifiants lorsqu'ils sont évalués séparément ;
- Les paramètres analysés peuvent se révéler insensibles avec le jeu de données de référence utilisé pour la calibration et *a contrario*, être particulièrement sensible à un jeu de données alternatif.

Néanmoins, lors de la mise en œuvre du modèle Unibest-LT dans le cadre de cette thèse, les climats de houle (cf. section 3.5.1), la granulométrie (cf. section 3.5.3) et la configuration topo-bathymétrique (cf. section 3.5.2), parce qu'il s'agit des paramètres issus de mesures *in-situ* (ou de simulations validées, cf. Tiberi-Wadier *et al.* (2014) pour ANEMOC-2), sont admis comme les meilleurs paramètres possibles, *a priori*. Selon le principe de parcimonie (Sánchez *et al.*, 2015), il est courant en modélisation de conserver initialement les valeurs « par défaut » pour les paramètres non déterminés par de la mesure *in-situ* (par ex. Elias & Van Der Spek (2006), van Leeuwen *et al.* (2010), Zimmermann *et al.* (2012), Elias & Hansen (2013) ou encore Boudet *et al.* (2016)). Par conséquent, avant de s'intéresser aux paramètres numériques de la chaîne de modélisation (c'est-à-dire les coefficients ALFA, GAMMA, FW, KB, RC, etc.), pour la mise en œuvre d'Unibest-LT, il faut d'abord choisir un modèle de transport longitudinal et, éventuellement, un modèle d'interaction vague-courant. Cependant, la calibration du modèle Unibest-LT pour les plages du golfe du Lion permet d'identifier une seule et unique configuration reproduisant au mieux le jeu de données de référence (les mesures *in-situ*), avec Bijker (1971) en modèle de transport longitudinal et Davies *et al.* (1988) en modèle d'interaction vague-courant. C'est pourquoi des tests de sensibilité ne sont pas directement présentés dans le cadre de cette thèse.

Toutefois, ces tests peuvent permettre de nuancer les performances d'Unibest-LT : Le corpus bibliographique constitué au cours de ce travail de thèse permet en effet d'identifier un faisceau d'indices sur la sensibilité de certains paramètres dans Unibest-LT.

Mil-Homens *et al.* (2013a) ont tenté de caractériser la sensibilité d'Unibest-LT à l'allure du profil topo-bathymétrique. Pour cela, ils ont réalisé des estimations du potentiel de TSL_R le long de la côte hollandaise, avec 2888 profils extraits de la base de données JARKUS (cf. Wijnberg & Terwindt, 1995) : la houle et les paramètres numériques sont identiques d'une simulation à l'autre, seul le profil change. Ils ont obtenu des corrélations significatives entre le potentiel de TSL et la pente moyenne du profil ainsi que la pente de la face externe des barres. En revanche, le nombre de barres ne semble pas avoir d'influence, à un juger par les faibles corrélations obtenues avec le potentiel de TSL.

Ruggiero *et al.* (2010) ont essayé de déterminer l'influence de la houle sur l'évolution des 35 km de littoral au sud de l'exutoire du fleuve Columbia (Oregon, Etats-Unis). Contrairement à la mise en œuvre de Mil-Homens *et al.* (2013a), à chaque profil topo-bathymétrique est associé un climat de houle unique, les profils eux-mêmes étant tous

différents. L'approche adoptée par Ruggiero *et al.* (2010) est similaire à celle d'une étude d'ingénierie côtière classique avec calibration et tests de sensibilité. Lors de ces derniers, différents scénarios sont testés où les paramètres du modèle sont manuellement modifiés, chaque scénario étant testé individuellement par rapport aux autres :

- La direction de propagation de la houle au large est modifiée de $\pm 2^\circ$ et $\pm 4^\circ$;
- La hauteur de houle est arbitrairement rehaussée puis abaissée de 0,25 cm ;
- La période de la houle est ajustée de ± 1 s
- Les profils topo-bathymétriques sont uniformisés (un profil identique au lieu de plusieurs profils uniques) ;
- La taille de grain (D_{50}) est constante sur tous les profils ;
- Le coefficient de rugosité du fond (RC) est amplifié de 100% (0,05 à 0,1) ;

A la suite de ces tests, les auteurs constatent la forte sensibilité du modèle à la direction de propagation de la houle, puis à la hauteur de la houle. Contrairement à ce que montrent Mil-Homens *et al.* (2013a), l'allure du profil topo-bathymétrique est le paramètre ayant le moins d'influence sur leurs résultats. La granulométrie et le coefficient de rugosité du fond (RC) ont un impact intermédiaire, mais relativement limité. Les modifications apportées sur la période de la houle n'ont aucune influence.

Cependant, il faut noter que les modèles de TSL diffèrent entre ces deux études, la première utilisant Van Rijn (2004) et la seconde Bijker (1971) et que le cadre environnemental est largement différent (océan Pacifique vs. mer du Nord). De plus, Ruggiero *et al.* (2010) évaluent la sensibilité du modèle à travers la position du rivage simulée par Unibest-CL (qui reste cependant calculée sur la base du potentiel de TSL_R simulé avec Unibest-LT) alors que Mil-Homens *et al.* (2013a) exploitent directement les valeurs de potentiel de TSL_R .

Silva *et al.* (2009) comparent plusieurs modèles de transport longitudinal prenant en compte l'effet combiné des houles et du courant longitudinal combinés. Leurs résultats révèlent une sensibilité de Bijker (1971) à la friction sur le fond (f_w) et indiquent également qu'avec celui-ci, l'angle d'incidence des houles n'a pas d'impact sur l'intensité du courant longitudinal. Ils révèlent également que le TSL tend à être surestimé avec le modèle de transport longitudinal de Bijker (1971), comme l'avaient déjà montré Bayram *et al.* (2001) auparavant. Cependant, ces tests ne sont pas réalisés avec Unibest-LT : l'implémentation numérique de la chaîne de modélisation peut donc comporter des différences notables avec le modèle de Deltares.

Le corpus bibliographique constitué au cours de cette thèse a permis d'identifier d'autres études où Unibest-LT est mis en œuvre selon une démarche d'ingénierie classique et qui ont fait l'objet d'une publication dans des revues à comité de lecture (Dan *et al.*, 2009; Boeyinga *et al.*, 2010). Mais seuls Ruggiero *et al.* (2010) présentent les résultats de leurs tests de sensibilité, qui seront donc exploités dans cette thèse afin de nuancer les performances d'Unibest-LT.

Quant au manuel d'Unibest-LT (Deltares, 2011), il indique simplement que le modèle de transport longitudinal de Bijker (1971) peut surestimer le potentiel de TSL_R lorsque la

capacité de transport est en réalité faible. D'après Deltares (2011) cette faiblesse provient du fait que le modèle de Bijker (1971) ne comporte pas de seuil de mise en mouvement des sédiments au contraire des équations de Van Rijn (1993), Soulsby & Van Rijn (1997) et Van Rijn (2004) où leur formulation comprend le plus souvent une valeur critique pour la friction sur le fond (τ_{cr}) et la vitesse des orbitales de houle près du fond (U_{cr}).

3.5 Préparation des données en entrée du modèle

L'utilisation d'Unibest-LT nécessite au préalable un travail de collecte et de préparation des données en entrée du modèle :

- Conditions de houle à l'extrémité en mer de ces mêmes profils ;
- Profils topo-bathymétriques et azimuth du rivage ;
- Granulométrie de la zone de déferlement (D_{10} , D_{50} et D_{90}).

Cette étape de prétraitement a nécessité la conception de scripts en langage Python (les scripts d'exécution et de post-traitement étant également présentés ici). En effet, Unibest-LT ne comporte aucun module de lecture et de formatage des données en entrée du modèle, alors que celles-ci doivent respecter un format précis. Par défaut, les profils topo-bathymétriques ainsi que les climats de houle doivent être saisis manuellement dans l'interface graphique. Si l'on considère la masse de données brutes à formater, cette procédure n'est pas envisageable pour l'ensemble du golfe du Lion. Outre un temps de mise en œuvre colossal, le risque d'erreurs de saisie, qui seraient difficiles à identifier *a posteriori*, est ainsi considérable. De plus, les sorties générées par le modèle sont difficilement exploitables dans leur format original puisqu'il n'est pas possible de réaliser des comparaisons intra-modèle (par profil) ou inter-modèles (par séries de profils). Le conception d'un ensemble d'outils inédits sous la forme de scripts en langage Python a donc permis de pallier ces lacunes d'Unibest-LT. Le recours à des scripts est motivé par la volonté d'automatiser autant que possible les étapes pré- et post-modélisation, durant lesquelles de grandes quantités de données sont manipulées. A l'occasion de cette thèse, des scripts Python ont donc été conçus spécifiquement, représentant près de 11500 lignes de code.

Scripts de prétraitement :

- *analyseST* : Analyser des séries temporelles et les comparer à l'aide de graphiques et calculs statistiques.
- *WaveRoses* : Discrétiser des climats de houle, puis générer leur représentation sous forme de diagrammes.
- *descriptionST* : Calculer des indicateurs statistiques (moyenne, médiane, écart-type, centiles) d'une série temporelle.
- *extractionProfilsUnibestLT* : Boîte à outils Python (ArcGIS) pour générer des profils topo-bathymétriques à utiliser dans Unibest-LT (fichiers .PRO).
- *SCOauto* : Schématiser les climats de houle pour utilisation dans Unibest-LT (fichiers .SCO).
- *LTinputs* : Constituer automatiquement un modèle Unibest-LT, prêt à être exécuté (fichiers .LTR).

Script d'exécution :

- *LTspooler* : Gérer l'exécution parallélisée de plusieurs simulations Unibest-LT.

Scripts de post-traitement :

- *LToutputs* : Extraire les volumes calculés par Unibest-LT vers des fichiers .KML, .PNG et .TXT.
- *LTqs2fc* : Boîte à outils Python (ArcGIS) pour concevoir un ensemble de classes d'entités facilitant la cartographie des sorties d'Unibest-LT.

Chaque script comporte une interface graphique ainsi qu'un manuel rédigé en langage *LaTeX*. Le développement des scripts aura nécessité plusieurs mois de travail, un laps de temps non négligeable, justifié par l'apprentissage du langage Python, avec notamment ses règles d'écriture (PEP¹), et une nouvelle méthodologie de travail. Cette dernière est basée sur l'utilisation conjointe d'un Environnement de Développement Intégré (IDE) pour l'écriture des scripts et d'un logiciel de contrôle de version. Par ailleurs, la mise en œuvre de Python en environnement Windows a nécessité plusieurs tentatives afin d'identifier une configuration de travail satisfaisante.

3.5.1 Données de houle

Unibest-LT fonctionne en utilisant en entrée des données de houles. Ces dernières doivent être le plus précises possible car si le modèle est capable de simuler leur transformation du large vers le rivage, la qualité des données en entrée contrôle logiquement les résultats obtenus.

¹ <https://www.python.org/dev/peps/>

3.5.1.1 Données de houle hors golfes

Pour les climats de houles, deux types de données étaient disponibles au démarrage de cette thèse : (1) les observations du réseau de houlographes CANDHIS¹ et (2) les séries temporelles ANEMOC² et ANEMOC-2, issues de modèles.

Les séries CANDHIS ne sont pas utilisées dans cette étude pour les raisons suivantes :

- 1) Couverture trop partielle de la zone d'étude, avec seulement quatre houlographes au large de Banyuls, Leucate, Sète et la pointe de l'Espiguette.
- 2) L'analyse des périodes de fonctionnement des houlographes (Figure 3-1) montre de nombreuses interruptions : bien que les climats de houle en entrée du modèle soient schématisés, utiliser les séries CANDHIS c'est prendre le risque d'ignorer des houles morphogènes. C'est d'autant plus vrai que des dysfonctionnements sont notamment observés en hiver (exemple de l'houlographe de l'Espiguette, Figure 3-2), pendant la saison des tempêtes.
- 3) La plage temporelle commune aux quatre houlographes de la zone d'étude est trop courte pour répondre aux besoins de cette étude (Figure 3-1) qui vise notamment à déterminer le potentiel de TSL_R pour un climat de houle annuel « type » représentatif d'une série pluri-décennale.

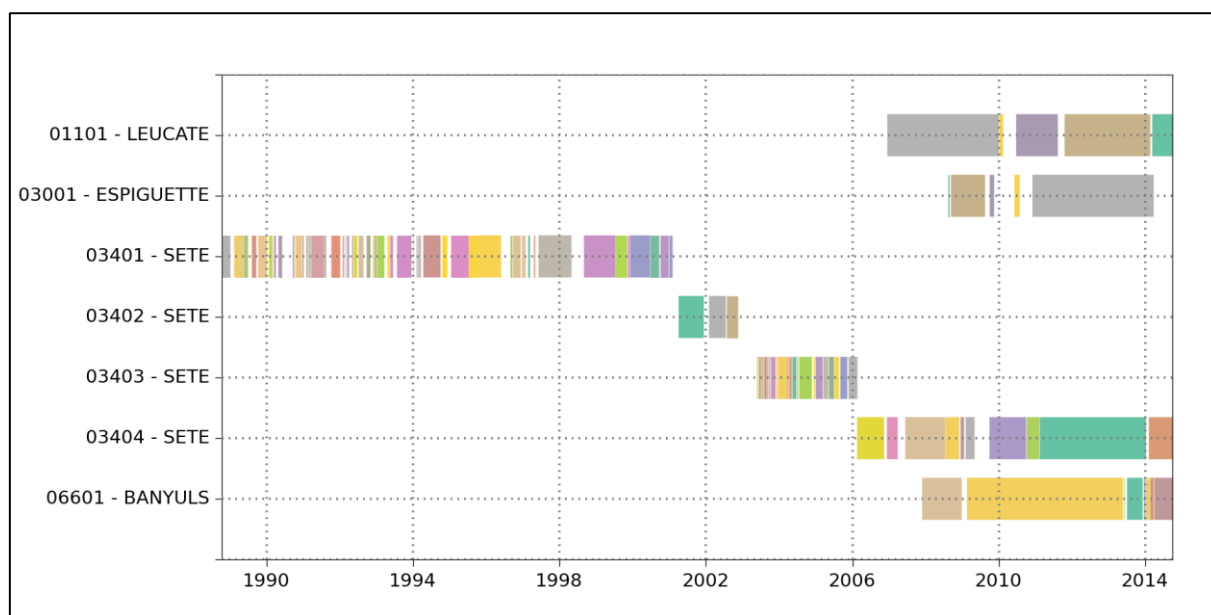


Figure 3-1 - Plages temporelles couvertes par les séries CANDHIS. Chaque changement de couleur intervient après une interruption d'au moins 72h dans les mesures.

Les séries ANEMOC couvrent une période de 31 ans, de 1979 à 2010, et présentent l'avantage d'être parfaitement homogènes car issues du modèle TOMAWAC : « Développé par EDF - LNHE avec le soutien du CETMEF, c'est un modèle dit de « troisième génération » qui résout l'équation d'évolution en espace et en temps de la densité spectro-

¹ Centre d'Archivage National de Données de Houle In-Situ

² Atlas Numérique d'États de Mer Océaniques et Côtiers

angulaire d'action d'onde »¹. De plus, la DREAL Languedoc-Roussillon (financier de cette thèse) souhaitait que cette thèse valorise les données produites par le Cerema (ex-CETMEF). Les nœuds ANEMOC sont quatre fois plus dense spatialement, mais cela reste toujours insuffisant pour représenter finement les conditions hydrodynamiques de la zone d'étude qui s'étend sur plus de 250 km. En conséquence, lors des premières simulations avec ANEMOC, de nombreuses incohérences ont été observées dans les sorties produites par le modèle.

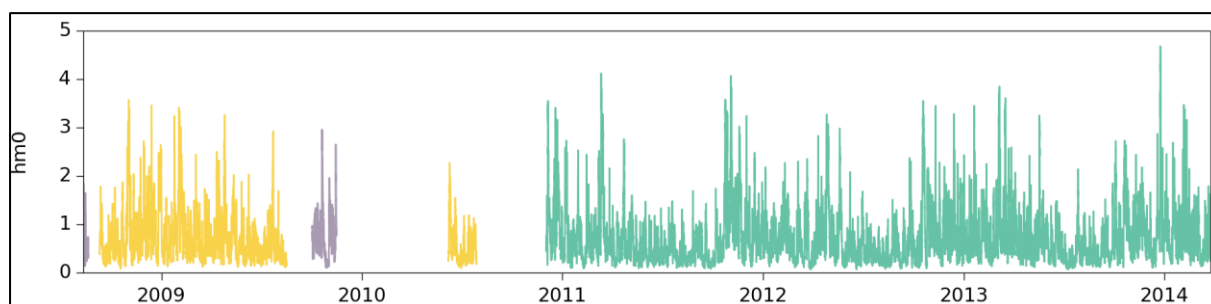


Figure 3-2 - Estimation des hauteurs significatives H_{m0} à partir des mesures du houlographe de l'Espiguette (identifiant CANDHIS : 03001). Chaque changement de couleur intervient après une interruption d'au moins 72h dans les mesures.

La mise en œuvre initiale d'Unibest-LT avec ce premier jeu de nœuds ANEMOC a été suspendu dès la mise à disposition d'ANEMOC-2 par le CEREMA, qui offre la possibilité d'utiliser 134 points de sortie TOMAWAC en entrée des simulations Unibest-LT pour une profondeur moyenne de 20 m (14,7 m à 38,5 m), autrement dit dans la zone de déformation de la houle. Cette densité autorise à concevoir des simulations Unibest-LT dont la résolution spatiale est élevée (quasiment kilométrique), avec pour conséquence une représentation du potentiel de TSL_R annuel d'autant plus fine. Par ailleurs, lors de la construction de la base de données ANEMOC-2, plusieurs améliorations sont apportées à la configuration du modèle TOMAWAC (cf. Tiberi-Wadier *et al.*, 2014).

Les scripts Python spécialement développés pour cette étude *analyseST*, *descriptionST* et *WaveRoses* ont permis une analyse détaillée de ces trois jeux de données : si la donnée CANDHIS est écartée pour la constitution des conditions aux limites, elle est néanmoins exploitée ici pour évaluer la qualité d'ANEMOC et ANEMOC-2.

Pour chaque houlographe CANDHIS, les nœuds ANEMOC et ANEMOC-2 les plus proches spatialement sont retenus. Toutefois, les plages temporelles couvertes par ces différentes séries rendent difficile toute tentative de comparaison. Dans l'absolu, l'unique période commune aux trois jeux de données s'étend du 12/08/2008 07:00 au 27/12/2008 02:00. Les séries CANDHIS démarrent au 12 août 2008. ANEMOC s'interrompt au 31 décembre 2008, tandis qu'ANEMOC-2 est prolongé jusqu'au 31 décembre 2010. Une interruption dans les mesures de la bouée CANDHIS - 03001 - ESPIGUETTE à partir du 27 décembre 2008 à 2h00 explique la fin de la période commune à cette date (Figure 3-1).

¹ <http://anemoc.cetmef.developpement-durable.gouv.fr>

Les estimations des hauteurs significatives H_{m0} sur ces périodes communes sont comparées par application d'un modèle de régression linéaire simple. Pour la période commune à CANDHIS, ANEMOC et ANEMOC-2, les corrélations sont systématiquement plus fortes entre ANEMOC-2 et CANDHIS qu'entre ANEMOC et CANDHIS (Tableau 3-1). Si l'on considère une période plus longue, du 12/08/2008 au 31/12/2010, où seules les séries CANDHIS et ANEMOC-2 peuvent être comparées, les valeurs des coefficients de détermination attestent d'une similarité forte entre les hauteurs modélisées et mesurées (Tableau 3-1).

Tableau 3-1 - Coefficients de détermination des régressions linéaires simples sur les hauteurs significatives des séries CANDHIS, ANEMOC et ANEMOC-2.

	CANDHIS - ANEMOC	CANDHIS - ANEMOC-2	CANDHIS - ANEMOC-2
	Du 12/08/2008 02:00 au 27/12/2008 07:00		Du 12/08/2008 au 31/12/2010
Espiguette	$R^2 = 0.57$	$R^2 = 0.78$	$R^2 = 0.81$
Sète	$R^2 = 0.60$	$R^2 = 0.83$	$R^2 = 0.81$
Leucate	$R^2 = 0.54$	$R^2 = 0.71$	$R^2 = 0.66$
Banyuls	$R^2 = 0.56$	$R^2 = 0.82$	$R^2 = 0.81$

Par ailleurs, pour la validation d'ANEMOC-2, Tiberi-Wadier *et al.* (2014) comparent les estimations des hauteurs significatives H_{m0} générées par TOMAWAC aux mesures d'altimétrie spatiale (de 2003 à 2005) à l'aide de quatre paramètres statistiques : le biais, l'erreur quadratique moyenne, l'indice de dispersion et l'asymétrie de la distribution. Dans l'ouest du golfe du Lion, le biais négatif compris entre -0,1 et -0,2 traduit une légère sous-estimation des hauteurs significatives H_{m0} par rapport aux données d'altimétrie spatiale (Figure 3-3). Il n'en demeure pas moins que les performances générales de TOMAWAC sont très satisfaisantes.

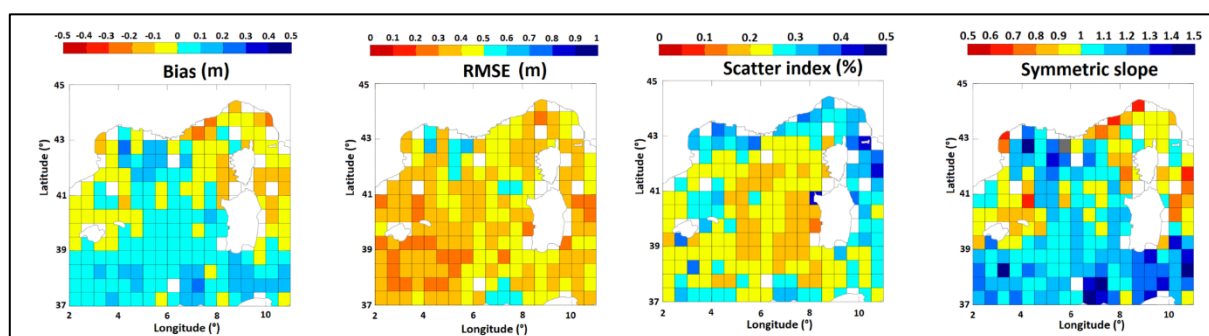


Figure 3-3 - Biais, erreur quadratique moyenne, indice de dispersion et asymétrie entre ANEMOC-2 et les mesures d'altimétrie spatiale, pour la période 2003-2005 (Tiberi-Wadier *et al.*, 2014).

Cependant, en raison des contraintes exposées section 3.3, la base de données ANEMOC-2 n'est pas exploitable pour les golfes d'Aigues-Mortes et de Beauduc : la position des nœuds au large, à leur périphérie, ne peut fidèlement refléter les conditions hydrodynamiques qui règnent à l'intérieur de ces golfes (largement influencées par les effets de réfraction liés à la courbure des isobathes). La mise en œuvre du modèle Delft3D-

WAVE a permis de contourner cette limite en propageant la houle à l'intérieur des golfes et jusqu'au rivage.

3.5.1.2 Données de houle pour les golfes

Pour les golfes d'Aigues-Mortes (9 profils) et de Beauduc (14 profils), Sabatier *et al.* (2017) ont procédé à une mise en œuvre du modèle d'ingénierie Delft3D-WAVE, dérivé du modèle spectral de houle SWAN (Simulating WAVes Nearshore). Tout comme TOMAWAC, c'est aussi un modèle dit de « troisième génération » où l'évolution du spectre des vagues est décrite avec l'équation d'équilibre de densité d'action spectrale, pour toutes directions et fréquences (Booij *et al.*, 1999). Les processus physiques sont exprimés explicitement, et il tient compte :

- De la dissipation d'énergie liée à la friction sur le fond et au déferlement induit par la bathymétrie à l'approche du rivage ;
- Des interactions non-linéaires vague-vague (dans la zone de surf, notamment).

La comparaison entre les simulations Delft3D-WAVE et TOMAWAC (à travers les climats de houles de la base de données ANEMOC-2) réalisée par Boudet *et al.* (2016) indique des résultats identiques entre les deux modèles.

3.5.1.3 Schématisation des données de houle

Unibest-LT accepte des données de houle comprenant au maximum 1100 conditions. Cette contrainte implique un travail colossal de simplification de la donnée puisqu'à chacun des 157 profils topo-bathymétriques est associée une série horaire ANEMOC-2 comportant 280513 conditions (entre 1979 et 2010). La solution retenue consiste à discrétiser les climats selon des classes de 0,25 m pour les hauteurs significatives de houle et 5° pour les directions de provenance. Pour chaque classe est calculé le nombre d'heures totalisées par les conditions de houle (entre 1979 et 2010), ainsi qu'une valeur moyenne pour la hauteur, la direction et la période. Les climats comportent en moyenne 500 classes (max. : 724 ; min. : 331).

A partir de données de houle de 1979 à 2010 des climats de houle annuels types sont établis, comme le réalisent d'autres travaux sur le TSL. De plus, ce niveau de détail est à notre connaissance unique dans la mise en œuvre d'Unibest-LT puisque les autres auteurs schématisent plus grossièrement les climats de houle (par ex. Dan *et al.* (2009), Boeyinga *et al.* (2010), ou Ruggiero *et al.* (2010)).

La résolution élevée des climats schématisés de cette étude confère un bon réalisme pour les conditions aux limites. Par ailleurs, elle n'entraîne pas une surconsommation du temps processeur, ce qui épargne un choix difficile quant à la méthodologie à mettre en pratique pour réduire le nombre de conditions de houle, problème récurrent en ingénierie côtière (Walstra *et al.*, 2013; Daly *et al.*, 2014). La comparaison d'indicateurs statistiques calculés pour les climats originaux et discrétisés montre une bonne conservation des

caractéristiques initiales dans les climats schématisés (Tableau 3-2). Les nœuds 02853 à 02942 sont notamment impliqués dans la calibration du modèle.

Tableau 3-2 - Indicateurs statistiques pour une série de climats ANEMOC-2 originaux et discrétisés en Petite Camargue (les identifiants des nœuds sont donnés dans la colonne de gauche).

	Hs - Moyenne		Hs - Q10		Hs - Q90		Hs - Ecart-type		Theta - Médiane	
	<i>Original</i>	Discrétisé	<i>Original</i>	Discrétisé	<i>Original</i>	Discrétisé	<i>Original</i>	Discrétisé	<i>Original</i>	Discrétisé
02853	0.45	0.44	0.10	0.12	0.89	0.86	0.41	0.39	127.78	127.00
02865	0.47	0.46	0.11	0.13	0.92	0.86	0.42	0.39	129.29	127.00
02881	0.48	0.47	0.11	0.13	0.95	0.86	0.43	0.40	129.94	127.00
02891	0.50	0.49	0.12	0.14	0.99	0.87	0.45	0.42	135.82	137.00
02924	0.50	0.50	0.12	0.14	0.99	0.87	0.45	0.41	126.89	127.00
02942	0.52	0.51	0.13	0.14	1.02	1.09	0.46	0.43	127.21	127.00
02964	0.53	0.52	0.13	0.14	1.04	1.10	0.47	0.43	121.48	122.00
02981	0.52	0.51	0.13	0.15	1.03	1.09	0.47	0.43	112.73	112.00

3.5.2 Données topo-bathymétriques

3.5.2.1 Construction du modèle topo-bathymétrique

La DREAL Languedoc-Roussillon a émis le souhait de voir utilisé dans cette étude le levé topo-bathymétrique LiDAR de 2011 pour la région Languedoc-Roussillon (le plus récent) ; quant aux plages du delta du Rhône, c'est celui de 2013 qui est exploité (le seul existant). Ces deux jeux de données ont été réalisés sous couvert d'une expertise technique du SHOM et sont aujourd'hui disponibles sur le site data.shom.fr. Les semis de points originels sont utilisés ici, et non pas les surfaces interpolées par le SHOM.

Toutefois les données LiDAR n'atteignent pas systématiquement les profondeurs requises pour nos modélisations. En effet, les profils topo-bathymétriques doivent débuter de la plage pour atteindre au large les points de sortie du modèle TOMAWAK (ANEMOC-2) dont les valeurs sont utilisées en entrée des simulations (Figure 3-4 et Figure 3-5). Pour résoudre ce problème, les levés LiDAR sont combinés avec des sondes SHOM de 1975, 1977, 1982, 1984 et 1985. La jointure entre les données LiDAR et les sondes s'effectue généralement entre -10 et -20 m. Les données ne sont donc pas synchrones mais leur jonction entre -10 et -20 m ne montre pas de variations bathymétriques importantes, ce qui autorise leur couplage.

3.5.2.2 Extraction des profils topo-bathymétriques

A partir des deux semis de points LiDAR, une surface raster est calculée par interpolation selon la méthode *voisins naturels*. Cette dernière est ici retenue car c'est « la garantie que les hauteurs interpolées se situent dans la plage des échantillons utilisés. Il ne déduit aucune tendance et ne produit pas de sommets, dépressions, crêtes ou vallées

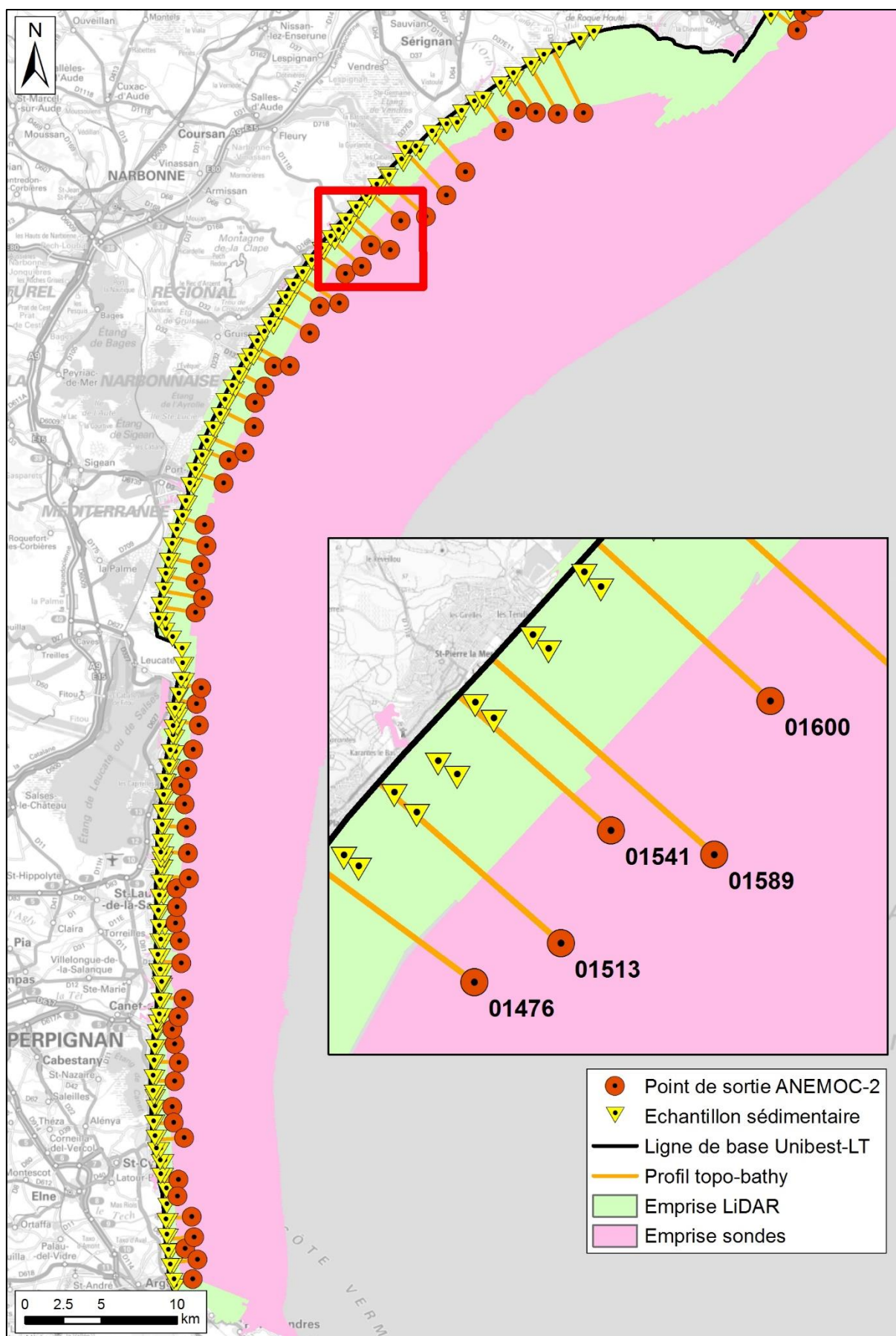


Figure 3-4 - Localisation des échantillons sédimentaires, des nœuds ANEMOC-2 et des profils topo-bathymétriques avec en fond les emprises des LiDAR et des sondes – Ouest du golfe du Lion (Roussillon et Narbonnais)

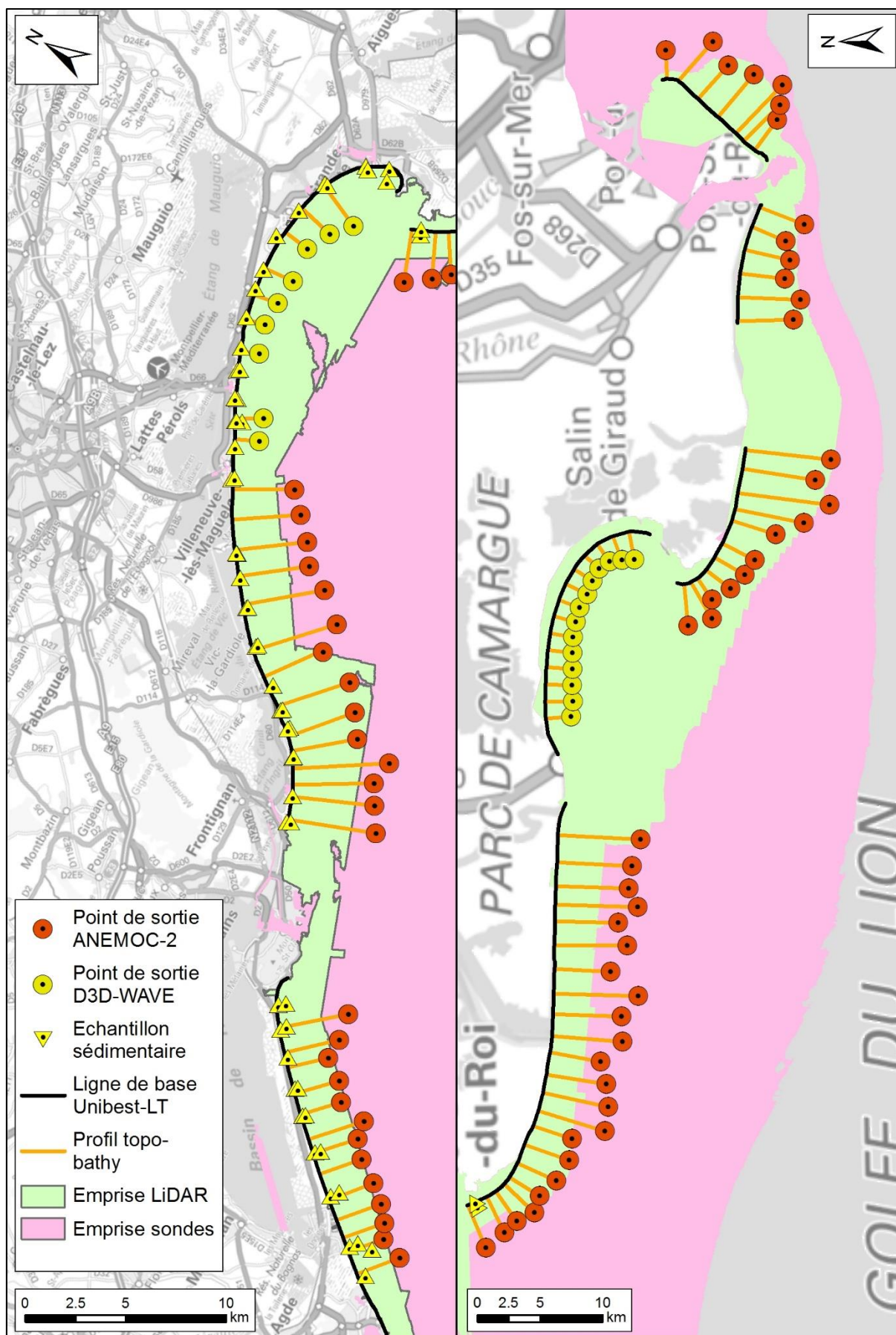


Figure 3-5 - Localisation des échantillons sédimentaires, des nœuds ANEMOC-2 et des profils topo-bathymétriques avec en fond les emprises des LiDAR et des sondes (zoom sur Saint-Pierre-la-Mer) – Nord du golfe du Lion (lido de Sète, golfe d'Aigues-Mortes, delta du Rhône).

autres que ceux déjà représentés par les échantillons en entrée. La surface passe par les échantillons en entrée (...) »¹.

Puis, sous SIG, la ligne de rivage est digitalisée, lissée et déplacée jusqu'à la limite terrestre du LiDAR : dénommée ci-après « ligne de base », cette entité sert à calculer l'azimut du rivage, nécessaire à l'utilisation d'Unibest-LT. Par ailleurs, en mer, chaque nœud ANEMOC-2 retenu pour l'étude est relié à la ligne de base par une droite tracée manuellement, et le plus perpendiculairement à la ligne de base. Cet axe constitue la trace, l'emprise, qui permet ensuite d'extraire le profil topo-bathymétrique de la bathymétrie composite générée précédemment (Figure 3-4 et Figure 3-5).

Cette extraction est réalisée dans ArcGIS à l'aide du script Python *extractionProfilsUnibestLT*. En sortie de script, chaque profil est composé de points avec coordonnées X, Y et Z et écrit dans un fichier .CSV. Sur une distance de 500 m depuis l'extrémité à terre du profil, l'intervalle entre les points est de 10 m ; il est ensuite de 25 m (Figure 3-7). Soit 50 points dans les 500 m initiaux et 200 points au maximum pour le reste du profil. La longueur maximale de profil possible est de 5500 m (10 m x 50 points + 25 m x 200 points). Aucun nœud ANEMOC-2 n'excède cette distance au rivage sur l'ensemble de la zone d'étude. Cette double résolution permet de conserver les objets morphologiques significatifs de l'avant-côte (barres) et d'atteindre la position en mer des nœuds ANEMOC-2, tout en demeurant sous la limite des 250 points par profil imposée par Unibest-LT.

Enfin, les profils subissent une mise en forme spécifique pour être intégrés dans Unibest-LT lors de l'exécution du script Python *LTinputs* (cf. section 3.5).

3.5.3 Données sédimentologiques

A chaque profil topo-bathymétrique utilisé en entrée du modèle est associé la granulométrie de la zone de déferlement. Du Racou (66) au Grau-du-Roi (30), la granulométrie est issue des travaux du CEFREM (Aleman, 2013; Raynal *et al.*, 2015), où un échantillonnage est réalisé selon un intervalle kilométrique, perpendiculairement au rivage (cf. Figure 3-4 et Figure 3-5). Pour la pointe de l'Espiguette, la granulométrie provient des travaux du CEREGE (Sabatier, 2001). L'intervalle longitudinal d'échantillonnage varie de 500 à 2000 m.

Pour chaque profil topo-bathymétrique, l'échantillon le plus proche spatialement est retenu. Si le profil est à équidistance de deux échantillons, une valeur moyenne est calculée. Par exemple, sur la Figure 3-4 la granulométrie pour le profil topo-bathymétrique correspondant au nœud ANEMOC-2 01589, les tailles de grain D_{10} , D_{50} et D_{90} correspondent aux moyennes établies à partir des 4 échantillons GR-11-45BI, GR-11-45BE, GR-11-46BI et GR-11-46BE. Pour le profil du nœud 01541, seuls les échantillons GR-11-45BI et GR-11-45BE seront retenus.

¹ Aide d'ArcGIS 10.2.2

Le programme GRADISTAT (Blott & Pye, 2001) a permis le calcul des tailles de grain D_{10} , D_{50} et D_{90} à partir des valeurs de refus de tamis du CEFREM. Pour toute la zone d'étude, des valeurs moyennes pour D_{10} , D_{50} et D_{90} sont déterminées à partir des différentes unités de la zone de déferlement : dans la mesure où Unibest-LT calcule le transport sédimentaire dans la zone de déferlement, seuls les prélèvements sur les barres et dans les fosses sont retenus.

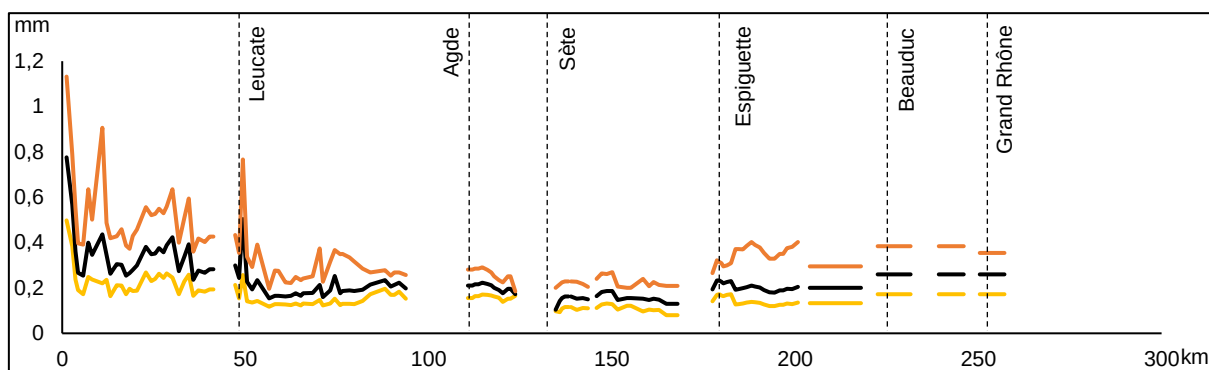


Figure 3-6 - Valeurs moyennes de D_{10} , D_{50} et D_{90} déterminées pour l'ensemble de la zone d'étude.

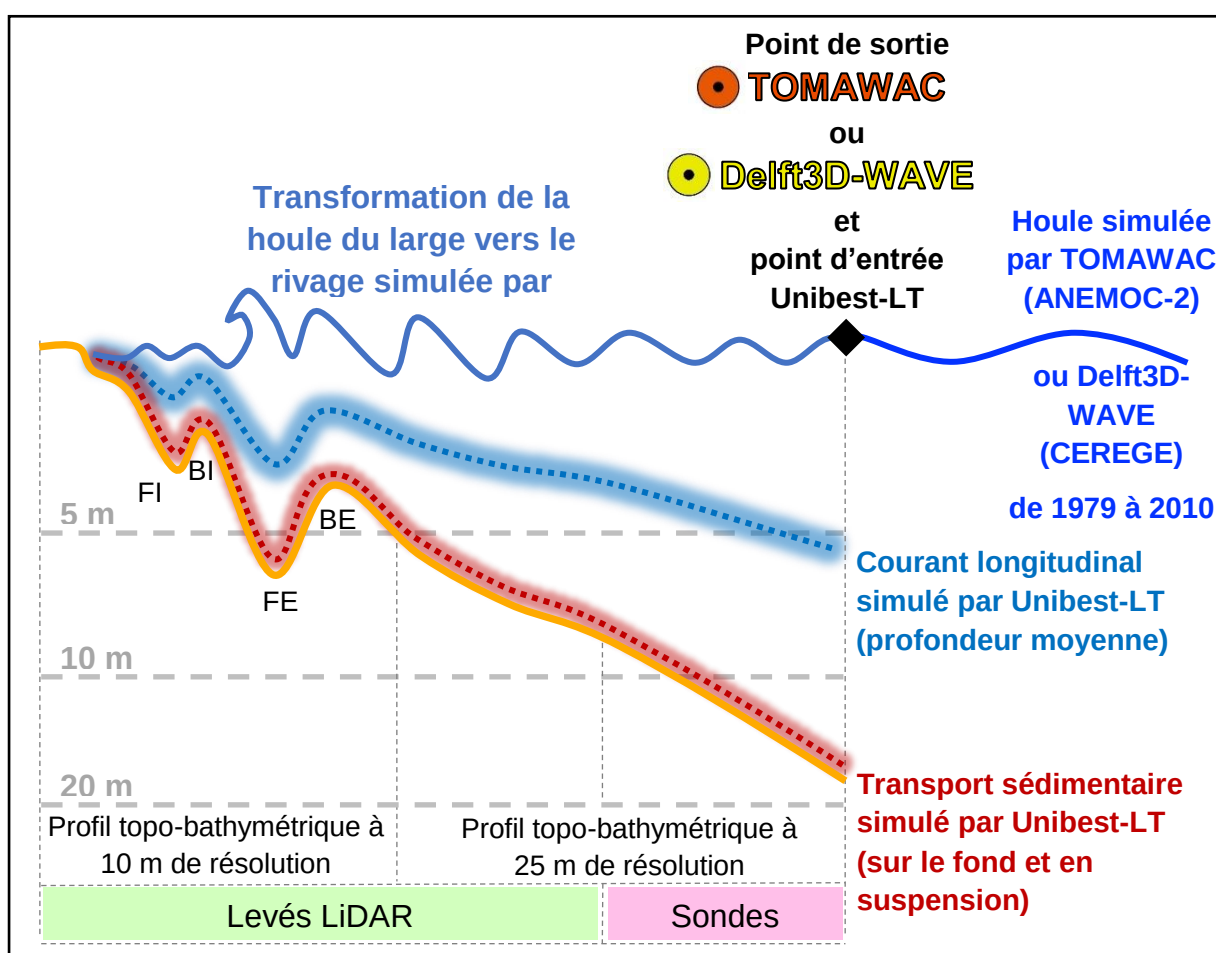


Figure 3-7 - Schéma du fonctionnement d'Unibest-LT détaillant les données en entrée du modèle (climat de houle et profil topo-bathymétrique).

3.6 Découpage spatial des simulations

Le script Python *LTinputs* permet de formater et d'assembler les données évoquées dans les paragraphes précédents. Il en résulte un jeu de données constituant une simulation prête à être exécutée *via* l'interface graphique d'Unibest-LT ou en ligne de commande.

Afin de faciliter la mise en œuvre d'Unibest-LT et de réduire les temps de calcul, les 250 km de littoral concernés par cette étude sont divisés en dix secteurs, indiqués dans le Tableau 3-3.

Tableau 3-3 - Découpage spatial de la zone d'étude pour la mise en œuvre du modèle Unibest-LT.

Dénomination	Emprise spatiale
Roussillon	Argelès - Leucate-Plage
Narbonnais	La Franqui - Portiragnes-Plage
Lido de Sète	Port-Ambonne - Villeroy
Lido de Frontignan et des Aresquiers	Frontignan - Mas d'Angoulême
Golfe d'Aigues-Mortes	Etang de Pierre Blanche - La Grande-Motte
Flèche de l'Espiguette et Petite Camargue	Digue de l'Espiguette - Petit Rhône
Golfe de Beauduc	Saintes-Maries-de-la-Mer – Hameau de Beauduc
Flèche de Beauduc	Flèche de Beauduc - Grau de la Dent
Plage de Piémanson	Paulet - Embouchure du Rhône
Flèche de la Gracieuse et plage Napoléon	Embouchure du Rhône - Flèche de la Gracieuse

Le choix de modéliser d'une part les lidos de Frontignan et des Aresquiers et d'autre part le reste du littoral jusqu'au fond du golfe d'Aigues-Mortes témoigne de la volonté de conserver une homogénéité dans la configuration topo-bathymétrique. En effet, la description de l'avant-côte dans le chapitre 2 montre que le substratum rocheux affleure de façon beaucoup plus localisée dans les profils à partir du lieu-dit « Mas d'Angoulême ». De plus, toujours à partir de cette position, le rivage s'incline vers le sud. Par conséquent, si le secteur dénommé « Golfe d'Aigues-Mortes » dans ce travail de thèse ne correspond pas au golfe *stricto sensu*, en englobant un linéaire côtier plus large, il permet d'assurer un *distinguo* entre deux secteurs qui, en définitive, sont différents.

Ce découpage (Tableau 3-3) autorise l'exécution simultanée de plusieurs simulations : une instance d'Unibest-LT consomme au maximum 25 % de la ressource processeur globale de la station de travail, quelque que soit la taille du modèle. Les simulations sont donc parallélisées *via* le script Python *LTspooler* : quatre simulations sont exécutées simultanément pour maximiser l'usage de la ressource processeur.

Cette segmentation des ~250 km de linéaire côtier de la zone d'étude résulte des contraintes de mise en œuvre évoquées en section 3.3, mais elle se base aussi sur les dynamiques littorales connues et admises. Elle est donc volontairement très proche du

découpage en cellules littorales établi avant cette thèse. Les zones ignorées sont listées dans le Tableau 3-4 ; les différents cas de figure étant détaillés ci-dessous :

- Ouvrage : Allure du profil topo-bathymétrique perturbée par la présence d'un ouvrage. Pour rappel, la position des profils est contrainte par la position « au large » du nœud ANEMOC-2 d'une part et par l'impératif de perpendicularité au rivage d'autre part.
- Côte rocheuse : Allure du profil topo-bathymétrique perturbée par la présence d'une morphologie côtière à dominante rocheuse et non sableuse.
- Hydrodynamisme : La position trop « au large » du nœud ANEMOC-2 ne permettrait pas de refléter fidèlement les conditions hydrodynamiques résultant d'une situation abritée induite par la configuration générale de la côte.

Tableau 3-4 - Zones non modélisées en raison des contraintes de mise en œuvre du modèle Unibest-LT.

Emprise spatiale	Raisons exclusion
Le Racou - Argelès (2 km)	Hydrodynamisme
Cap Leucate (6 km)	Côte rocheuse
Portiragnes-Plage - Agde (10 km)	Hydrodynamisme + Ouvrages
Cap d'Agde (7 km)	Côte rocheuse
Mont Saint-Clair (11 km)	Côte rocheuse + Ouvrages
Grande-Motte - Grau-du-Roi (6,5 km)	Hydrodynamisme + Ouvrages
Saintes-Maries-de-la-Mer (7 km)	Ouvrages
Grâu de la Dent - Paulet (7,8 km)	Ouvrages

3.7 Calibration

3.7.1 Principe de calibration retenu

Unibest-CL+ est couramment calibré par une confrontation entre les sorties du modèle à des mesures *in situ* : les taux d'évolution du rivage, calculés par application de la théorie unilinéaire dans Unibest-CL (Pelnard-Considère, 1956), sont confrontés à ceux estimés empiriquement (Szmytkiewicz *et al.*, 2000; Brahim *et al.*, 2002; Ould Elmoustapha *et al.*, 2007; Dan *et al.*, 2009; Boeyinga *et al.*, 2010; Ruggiero *et al.*, 2010). Or les travaux de Splinter *et al.* (2013) démontrent qu'idéalement, ces calibrations sur les variations du rivage devraient s'appuyer sur des traits de côte relevés au minimum 4 fois par an sur 5 années d'affilée. C'est notamment une des raisons pour laquelle Unibest-CL n'est pas mis en œuvre dans cette thèse : il convient alors de confronter les volumes potentiels simulés par Unibest-LT à des données de terrain. Si Griggs (1987) et Elias *et al.* (2009) s'appuient sur les volumes de sédiments dragués dans les ports pour valider le TSL estimé, une telle approche n'est pas retenue ici car elle ne concerne que le TSL total alors que le TSL résultant est l'objet de ce travail de thèse.

Il a été rappelé en introduction que la notion de cellule littorale est intimement liée au transport sédimentaire longitudinal. L'organisation du transport au sein d'une cellule

répond à un schéma largement admis par la communauté scientifique où la dérive littorale permet le transfert de matériel entre un secteur en érosion et une zone de stockage de ce même matériel (Tanner, 1987; Carter *et al.*, 1990; Bray *et al.*, 1995). Par application de la loi de conservation de la masse aux sédiments côtiers, le volume moyen annuel de sédiments en transit en amont-dérive d'une zone de stockage sédimentaire et l'accumulation sédimentaire moyenne annuelle de cette dernière doivent partager le même ordre de grandeur (U.S.A.C.E., 2002). Autrement dit, les volumes potentiels annuels estimés avec Unibest-LT en amont-dérive d'une zone d'accumulation doivent théoriquement correspondre aux volumes annuels accumulés calculés à partir des mesures expérimentales.

Par conséquent, l'approche adoptée ici consiste à identifier des zones de stockage sédimentaire puis à calculer leur volume moyen annuel d'accrétion sur la base de bathymétries suffisamment précises. Ensuite, ce volume est confronté :

- 1) D'une part au potentiel de TSL_R annuel pour un profil situé en amont-dérive de la zone de stockage. En effet, l'hypothèse est faite qu'en amont-dérive d'une zone en accrétion, le potentiel de TSL_R annuel est équivalent au volume moyen annuel accumulé mesuré, puisque les sédiments doivent logiquement « emprunter » ce profil pour ensuite se déposer dans la zone en accrétion ;
- 2) Et d'autre part à la différence entre le potentiel de TSL_R annuel entre le profil en amont et en aval-dérive de la zone de stockage. Ici, l'hypothèse émise consiste à établir une concordance entre le volume moyen annuel accumulé mesuré et le gradient décroissant simulé du potentiel de TSL_R . Une décroissance du potentiel de TSL_R doit donc être constatée entre l'amont et l'avant de la zone de stockage, afin de permettre le dépôt de sédiments et donc l'existence de la zone d'accumulation.

Dans ce dernier cas, une décroissance du transit doit être constatée entre l'amont et l'aval afin de permettre le dépôt de sédiments et donc l'existence de la zone d'accumulation.

3.7.2 Données expérimentales de référence

3.7.2.1 Mesure des flux

Dans la synthèse bibliographique (chapitre 2), seul le L.C.H.F. (1984) évoque des mesures *in-situ* du TSL à l'aide de traceurs radioactifs immergés dans l'avant-côte du Roussillon (le Canet, Saint-Cyprien, embouchure de l'Agly, le Barcarès) et du lido de Sète. Toutefois, ces mesures, sur quelques jours pour le Roussillon et sur cinq mois pour le lido de Sète, n'ont pas abouti à une estimation de la direction et de l'intensité du TSL résultant à l'échelle annuelle, ce que calcule Unibest-LT. Lors de tempêtes, l'intensité et la direction du courant parallèle au rivage ont pu être observées lors de campagnes de terrain pilotées par le CEREGE (Sabatier, 2001; Samat, 2007; Petitjean, 2016; Sabatier *et al.*, 2017) ou le CEFREM (Akouango, 1997; Certain, 2002; Certain *et al.*, 2005; Ferrer *et al.*, 2008; Robin *et*

al., 2010), mais le TSL n'a pas été mesuré : ces données *in-situ* ne peuvent donc être valorisées pour calibrer Unibest-LT.

3.7.2.2 Différentiels bathymétriques

Il existe plusieurs jeux de données bathymétriques de l'avant-côte du golfe du Lion, étudiés par différents auteurs (Suanez *et al.*, 1998; Sabatier *et al.*, 2006; Brunel *et al.*, 2012; Brunel *et al.*, 2014). Les grandes flèches sableuses du delta du Rhône se démarquent clairement dans ces travaux, où des différentiels bathymétriques permettent d'identifier dans les trois cas une zone d'accumulation précédée en amont-dérive par une zone d'érosion. Ailleurs il existe d'autres zones d'accumulation souvent contre des digues portuaires mais la zone en érosion en aval-dérive est souvent mal identifiée et surtout, les ouvrages qui induisent cette accumulation ne sont pas encadrés dans le temps par des bathymétries, ce qui rend caduque une éventuelle comparaison des volumes accumulés avec nos calculs.

Les bathymétries de la cellule littorale de Petite Camargue, comprenant la flèche de l'Espiguette, sont utilisées ici pour calibrer Unibest-LT car au démarrage de cette thèse, seules les données pour cette flèche pouvaient être exploitées. En effet, il paraît plus rigoureux de respecter une concordance entre les climats de houle pluridécennaux et les données bathymétriques desquelles sont tirées les cubatures par différentiels bathymétriques et qui servent de référence. Or, lors de la calibration d'Unibest-LT en début de thèse, le LiDAR de 2013 qui couvre les flèches de Beauduc et de la Gracieuse n'est pas encore diffusé par le SHOM (il le sera courant 2015). Seul un différentiel quasi-séculaire aurait pu être entrepris avec des sondes de 1895-1975, ce qui, pour une calibration, paraît trop éloigné de la page temporelle couverte par ANEMOC-2 (1979 – 2010). En revanche, la flèche de l'Espiguette présentait l'avantage d'être couverte par des bathymétries de 1984 et 2011, offrant ainsi une meilleure correspondance avec les données de houle. De plus, les flèches de Beauduc et de la Gracieuse recevraient aussi une alimentation sédimentaire en relation avec l'érosion de lobes d'embouchure fossiles (Suanez, 1997) dont la quantification n'est pas déterminée, ce qui par conséquent perturberait la calibration.

Les données des travaux précédents dans cette zone (Sabatier *et al.*, 2006; Brunel *et al.*, 2012) ne sont pas réutilisées afin de maîtriser les emprises spatiales et la méthode de construction des modèles numériques de terrain (MNT). Les différentiels volumiques sont donc recalculés avec comme limite au large l'isobathe 11 m des sondes de 1984, cette profondeur correspondant de plus à la profondeur de fermeture connue à moyen terme de la pointe de l'Espiguette (Sabatier *et al.*, 2004). Le trait de côte de 1985 borne les différentiels côté terre. Latéralement, le zonage du différentiel est contraint par l'emprise du modèle Unibest-LT (Figure 3-8), c'est-à-dire par l'emplacement des profils correspondants aux nœuds ANEMOC-2 02942 (amont-dérive) et 02853 (aval-dérive). Un différentiel supplémentaire est calculé entre le profil 02853 et l'extrémité nord de l'accumulation sédimentaire située en aval-dérive de la digue de l'Espiguette (Figure 3-8).

Les variations bathymétriques inférieures à $\pm 0,50$ m sont ignorées : cette valeur correspond à la marge d'erreur verticale du LiDAR - 0,30 m - additionnée à celle des sondes du SHOM - 0,20 m (Brunel *et al.*, 2012).

3.7.3 Comparaisons mesures vs. calculs, et calibration

Les différentiels bathymétriques entre 1984 et 2011 sur la zone d'accumulation de l'Espiguette permettent d'estimer une accumulation sédimentaire annuelle moyenne nette de $730.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ ($\pm 260.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$) dont (Figure 3-8) :

- $570.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ ($\pm 210.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$) entre les profils 02942 et 02853 ;
- $160.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ ($\pm 50.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$) au-delà de la digue de l'Espiguette.

En conséquence, il convient de trouver les paramètres permettant à Unibest-LT de reproduire au mieux ces volumes. En section 3.4, il est exposé que les climats de houle (cf. section 3.5.1), la granulométrie (cf. section 3.5.3) et la configuration topo-bathymétrique (cf. section 3.5.2), parce qu'il s'agit des paramètres issus de mesures *in-situ* (ou de simulations validées, cf. Tiberi-Wadier *et al.* (2014) pour ANEMOC-2), sont admis comme les meilleurs paramètres possibles, *a priori*. Selon le principe de parcimonie (Sánchez *et al.*, 2015), il est courant en modélisation de commencer avec les valeurs « par défaut » pour les paramètres non déterminés par de la mesure *in-situ*. Par conséquent, avant de s'intéresser aux paramètres numériques de la chaîne de modélisation (c'est-à-dire les coefficients FW, KB, RC, etc.), il faut d'abord choisir un modèle de transport longitudinal et, éventuellement, un modèle d'interaction vague-courant. C'est pourquoi, lors de la calibration d'Unibest-LT sur la zone d'accumulation de l'Espiguette, des simulations sont réalisées avec tous les modèles de TSL (cf. section 3.2.4) seuls, puis couplés aux modèles d'interaction vague-courant (cf. section 3.2.3).

Cette procédure amène à identifier un seul et unique jeu de paramètres qui permettent de reproduire les mesures *in-situ* avec une différence inférieure à ± 15 %, comme le montre le Tableau 3-5 :

- Modèle de transport : Bijker (1971) ;
- Modèle d'interaction vague-courant : Davies *et al.* (1988) ;

Pour rappel, les autres paramètres sont conservés par défaut.

Les résultats obtenus ici sont confortés par les travaux de Dan *et al.* (2009) et Ruggiero *et al.* (2010) où le modèle de Bijker (1971) est préféré aux autres équations proposées dans Unibest-LT.

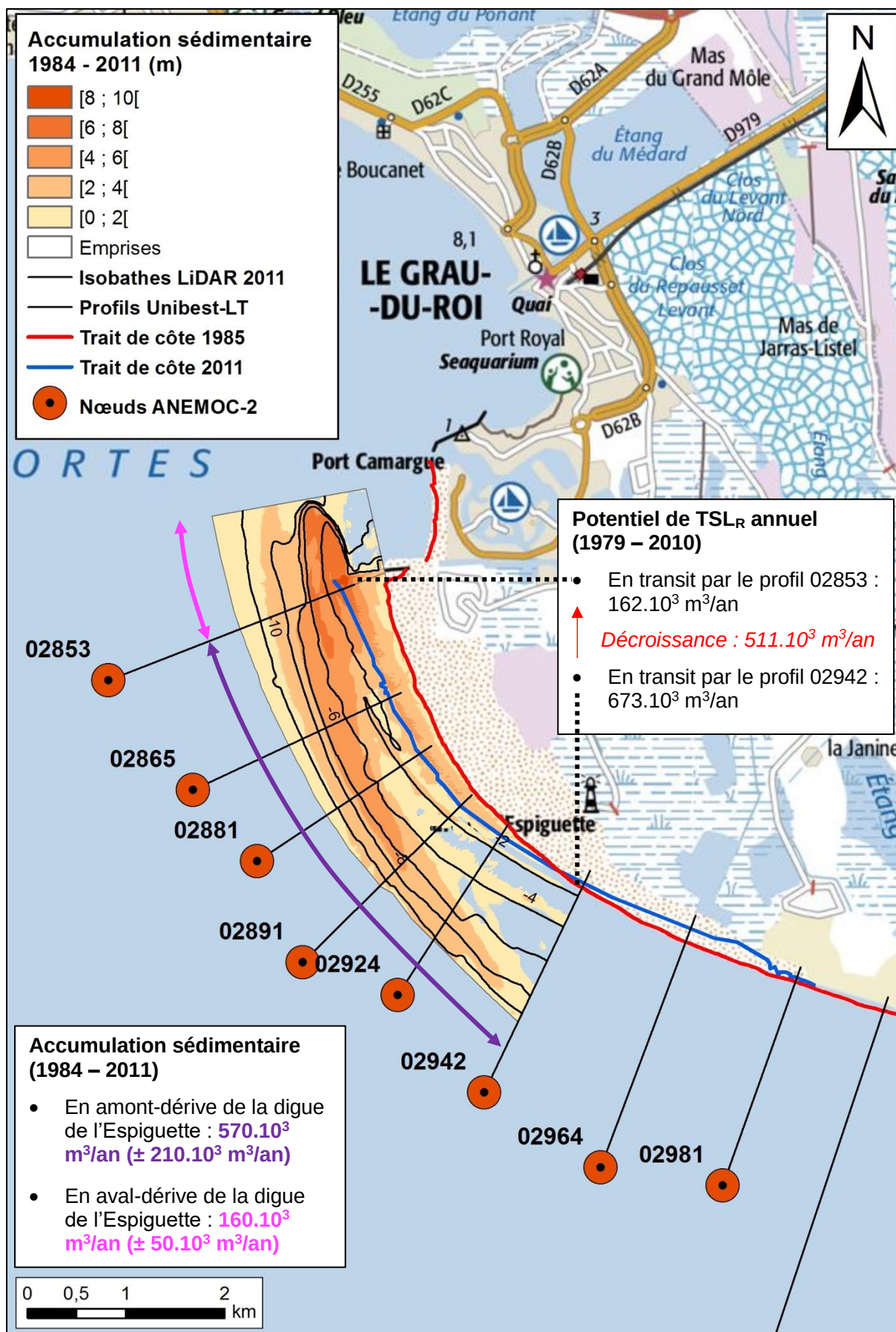


Figure 3-8 - Cartographie de la zone de calibration (flèche de l'Espiguette) et comparaison des volumes mesurés vs. calculés.

Tableau 3-5 - Volumes mesurés vs. calculés dans la zone de calibration.

Zonage de la zone d'accumulation à l'Espiguette	Mesures <i>in-situ</i> (volume annuel moyen 1984-2011)	Simulations (potentiel de TSL _R annuel 1979-2010)	Différence
Amont-dérive (profil 02942)	730.10 ³ m ³ /an	673.10 ³ m ³ /an	5,2%
Amont-dérive - aval-dérive (02942 - 02853)	570.10 ³ m ³ /an	511.10 ³ m ³ /an	10,4%
Aval-dérive (profil 02853)	160.10 ³ m ³ /an	162.10 ³ m ³ /an	1,3%

Le calage d'Unibest-LT sur les mesures *in-situ* à l'Espiguette repose sur des paramètres induisant un potentiel de TSL_R annuel plus élevé qu'avec les autres modèles de transport proposés dans Unibest-LT (cf. section 3.2.4). De plus, le modèle d'interaction vague-courant de Davies *et al.* (1988) agit comme un levier supplémentaire (orienté à la hausse), en plus d'accroître le réalisme de la simulation par la prise en compte d'un processus physique qu'il paraît important de conserver (cf. section 3.2.3).

Avec ce jeu de paramètres, les intensités du TSL à la pointe de l'Espiguette sont alors correctement reproduites, de même que la décroissance du TSL permettant la sédimentation de la flèche de l'Espiguette.

3.8 Validation

De façon générale en modélisation, lorsque le modèle est calibré sur un premier jeu de données, comme le rappellent Sánchez *et al.* (2015), il convient de valider les paramètres adoptés en appliquant le modèle à un second jeu de données, en conservant par exemple la même fenêtre temporelle mais sur un lieu différent : c'est ce que font par exemple Hansen *et al.* (2013), Waeles *et al.* (2015) et Le Mauff & Waeles (2016). Or, le LiDAR de 2013 couvrant les flèches de Beauduc et de la Gracieuse n'a été diffusé par le SHOM qu'au cours de l'année 2015, c'est-à-dire après la calibration d'Unibest-LT sur la flèche de l'Espiguette, et alors que le travail d'interprétation des simulations était déjà bien avancé. C'est pourquoi des différentiels bathymétriques n'ont pas été réalisés pour les flèches de Beauduc et de la Gracieuse afin de procéder à la validation d'Unibest-LT. Aussi, le fonctionnement de ces deux flèches diffère quelque peu de celui de l'Espiguette, notamment en raison d'une alimentation sédimentaire en relation avec l'érosion de lobes d'embouchure fossiles (Suanez, 1997) dont la quantification n'est pas déterminée, ce qui par conséquent perturberait la validation car le modèle ne prend pas ces aspects en compte.

3.9 Analyse des simulations

En fin de simulation, Unibest-LT fournit le potentiel de TSL_D annuel, dirigé vers la droite (valeurs positives par convention), ainsi que le potentiel TSL_G annuel, dirigé vers la gauche (valeurs négatives par convention), par rapport à la normale au rivage, lorsque l'observateur fait face à la mer (U.S.A.C.E., 2002). Le potentiel de TSL_R annuel est donc logiquement la différence entre les deux.

Au moyen du script Python *LToutputs*, les simulations du potentiel de TSL produites par Unibest-LT sur les 157 profils du golfe du Lion seront analysées pour répondre à trois objectifs différents :

- Le chapitre 4 décrira l'orientation et l'intensité du potentiel de TSL_R annuel estimé à parti d'un climat de houle annuel « type ». En effet, pour chaque profil, les 31 années de houle horaire ANEMOC-2 utilisées en entrée d'Unibest-LT sont ramenées à une année « type ». Ce potentiel de TSL_R annuel « type » sera décrit au regard :

- Des déséquilibres (ou non) entre les transits potentiels annuels de direction contraire (potentiels de TSL_D et TSL_G annuels).
- Des connaissances empiriques de l'organisation des cellules littorales du golfe du Lion (chapitre 2).

Cependant, les cellules littorales ne seront pas établies dans ce chapitre 4 qui identifiera des ensembles de profils contigus pour lesquels le potentiel de TSL_R annuel « type » est dirigé dans le même sens.

- Le chapitre 5 caractérisera la variabilité interannuelle du potentiel de TSL_R annuel, estimé non plus pour une année « type » mais annuellement de 1979 à 2010 (d'octobre à septembre). Il s'agira ainsi d'identifier les années « anormales » au regard de l'année type (chapitre 4).

- Le chapitre 6 abordera la corrélation entre le gradient du potentiel de TSL_R annuel et les variations du rivage. Ce lien sera testé d'une part pour une plage temporelle dite « naturelle », de 1895 à 1962, puis ensuite pour une période dite « aménagée », de 1977 à 2011. Cette dernière reprendra le potentiel de TSL_R annuel « type » basé sur la configuration topo-bathymétrique récente (levés LiDAR) décrit dans le chapitre 4, tandis que la première s'appuiera sur le potentiel de TSL_R annuel estimé sur la base d'une configuration topo-bathymétrique historique de 1895 (sondes), où les plages du golfe du Lion sont encore libres de la plupart des aménagements anthropiques.

- Le chapitre 7 établira les cellules de dérives littorales potentielles annuelles ainsi que leurs limites, au regard des résultats décrits dans les chapitres 4, 5 et 6.

3.10 Synthèse partielle

Dans ce chapitre méthodologique, la chaîne de modélisation proposée par Unibest-LT est présentée, ainsi que sa calibration sur les mesures *in-situ* de la zone d'accumulation

sédimentaire de la flèche de l'Espiguette. Toutefois, celle-ci ne représente que ~6 km sur les ~250 km que compte la zone d'étude de ce travail de thèse. Par conséquent, comme le rappelle l'U.S.A.C.E. (2002), les potentiels de TSL_R annuels hors de cette zone de calibration peuvent souffrir d'une surestimation. Les valeurs proposées dans les chapitres suivants doivent surtout être appréhendées comme des ordres de grandeur, suivant les recommandations établies par Pilkey & Cooper (2002) dans leur critique exhaustive des modèles d'ingénierie similaires à Unibest. Malgré cela, ce type de modèle est ici privilégié en raison de sa rapidité d'exécution au regard de la taille de la zone d'étude. En effet, un modèle 2DH ou 3D rendrait compte des processus avec beaucoup plus de réalisme et serait également capable de simuler l'évolution de la bathymétrie dans le temps mais ces modèles :

- 1) Ne sont pas nécessairement aptes à reproduire fidèlement l'évolution des barres longitudinales d'avant-côte, comme c'est le cas avec Delft3D par exemple (van Duin *et al.*, 2004; Walstra *et al.*, 2007; Giardino *et al.*, 2010; Trouw *et al.*, 2012) ;
- 2) Demeurent encore très coûteux en temps de calculs, ce que révèle par exemple les travaux Michaud *et al.* (2012) à hauteur du Canet - Sainte-Marie (Roussillon) où seule une tempête de 3 jours est simulée sur une zone de 2 km de long.

Cependant, l'intérêt scientifique de cette thèse ne réside pas tant dans la détermination de valeurs qui se voudraient représentatives de mesures *in-situ* du TSL, d'autant plus que celles-ci n'existent pas. En revanche, ce travail apporte des perspectives nouvelles sur l'organisation spatiale et temporelle des dérives littorales du golfe du Lion.

- Dans les chapitres 4 et 5, le terme « potentiel de TSL_R annuel », désigne la différence entre le potentiel de TSL_D et TSL_G . Lorsque les valeurs des potentiels TSL_D et TSL_G sont déséquilibrées, une direction « dominante » est alors envisagée, tandis que l'autre est qualifiée de « secondaire » : les termes « TSL dominant » et « TSL secondaire » sont donc substitués aux « TSL_D » et « TSL_G ». Dans le cas où les potentiels de TSL_D et TSL_G montrent des valeurs très proches impliquant un TSL_R faible, le potentiel de TSL_R annuel est alors considéré « à l'équilibre », ce qui implique un ratio TSL dominant / secondaire proche de 1.

- Dans le chapitre 6, le potentiel de TSL_R annuel est estimé pour des bathymétries différentes et il est fait l'hypothèse que bathymétries et potentiels de TSL_R sont représentatifs de périodes pluriannuelles, codifiées en indice :

- « Potentiel de TSL_{R-2011} » désigne le potentiel de TSL_R sur la base des relevés LiDAR, avec l'hypothèse d'une validité sur l'ensemble de la période 1977 – 2011, dite « Période Aménagée » ;
- « Potentiel de TSL_{R-1895} » désigne le potentiel de TSL_R sur la base des sondes du SHOM de 1895, avec l'hypothèse d'une validité sur l'ensemble de la période 1895 – 1962, dite « Période Naturelle ».

Ce chapitre a présenté le fonctionnement général d'Unibest-LT, mais pour fluidifier la lecture du manuscrit, un rappel méthodologique conceptuel sur l'organisation des potentiels de transport longitudinal sera proposé en début de chaque chapitre (4-5-6).

4 Organisation et intensité du potentiel de TSL_R

Ce chapitre vise à définir le potentiel de TSL_R annuel le long des plages du golfe du Lion sur la base d'un climat de houles « type » établi à partir de 31 années de houles horaires (1979-2010) extraites de la base de données ANEMOC-2. Les ~250 km de littoral sont ramenés à 157 profils sur lesquels le potentiel de TSL_R annuel est calculé avec Unibest-LT. Les deux premières parties (4.1 Languedoc-Roussillon et 4.2 Delta du Rhône) décrivent les résultats des modélisations sans donner d'éléments explicatifs. La lecture de ce texte peut alors paraître fastidieuse mais il s'agit d'un préambule nécessaire à la discussion (4.3). Celle-ci abordera les ruptures dans la continuité longitudinale du potentiel de TSL_R annuel, et confrontera celui-ci aux connaissances empiriques, avant d'aborder enfin la relation entre TSL dominant et secondaire.

Les gradients du potentiel de TSL_R annuel seront décrits dans le chapitre 6. Le lien entre gradients et variations du rivage sera testé d'une part pour une plage temporelle dite « naturelle », de 1895 à 1962, puis ensuite pour une période dite « aménagée », de 1977 à 2011. Cette dernière reprendra le potentiel de TSL_R annuel « type » basé sur la configuration topo-bathymétrique récente (levés LiDAR) décrit dans ce chapitre 4, tandis que la première s'appuiera sur le potentiel de TSL_R annuel estimé sur la base d'une configuration topo-bathymétrique historique de 1895 (sondes), où les plages du golfe du Lion sont encore libres de la plupart des aménagements anthropiques.

4.1 Languedoc-Roussillon

4.1.1 Roussillon

Pour les 40 km d'avant-côte entre le port d'Argelès et le cap Leucate, le potentiel de TSL_R annuel est dirigé vers le nord (Figure 4-1). Dans le détail, les résultats montrent qu'en aval-dérive du port d'Argelès, le potentiel de TSL_R annuel s'élève à $400.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ (profil 01056) mais décroît sur 3 km jusqu'à s'annuler au sud de l'embouchure du Tech. En effet, pour les profils 01036 & 01042 le potentiel de TSL_R annuel est à l'équilibre, les transits potentiels annuels de direction contraire (c'est-à-dire les potentiels de TSL_D et TSL_G annuels) étant pratiquement proportionnels (Figure 4-1) : le TSL est donc sans doute bidirectionnel ici. Il augmente ensuite sur 5 km pour atteindre à nouveau $400.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ à Saint-Cyprien Plage (profil 01010). Au-delà, le potentiel de TSL_R annuel est moindre, autour de $200.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ et faiblit jusqu'à $50.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ environ au niveau de la digue sud du port du Canet (profil 00980). Au nord de ce dernier, une première inversion

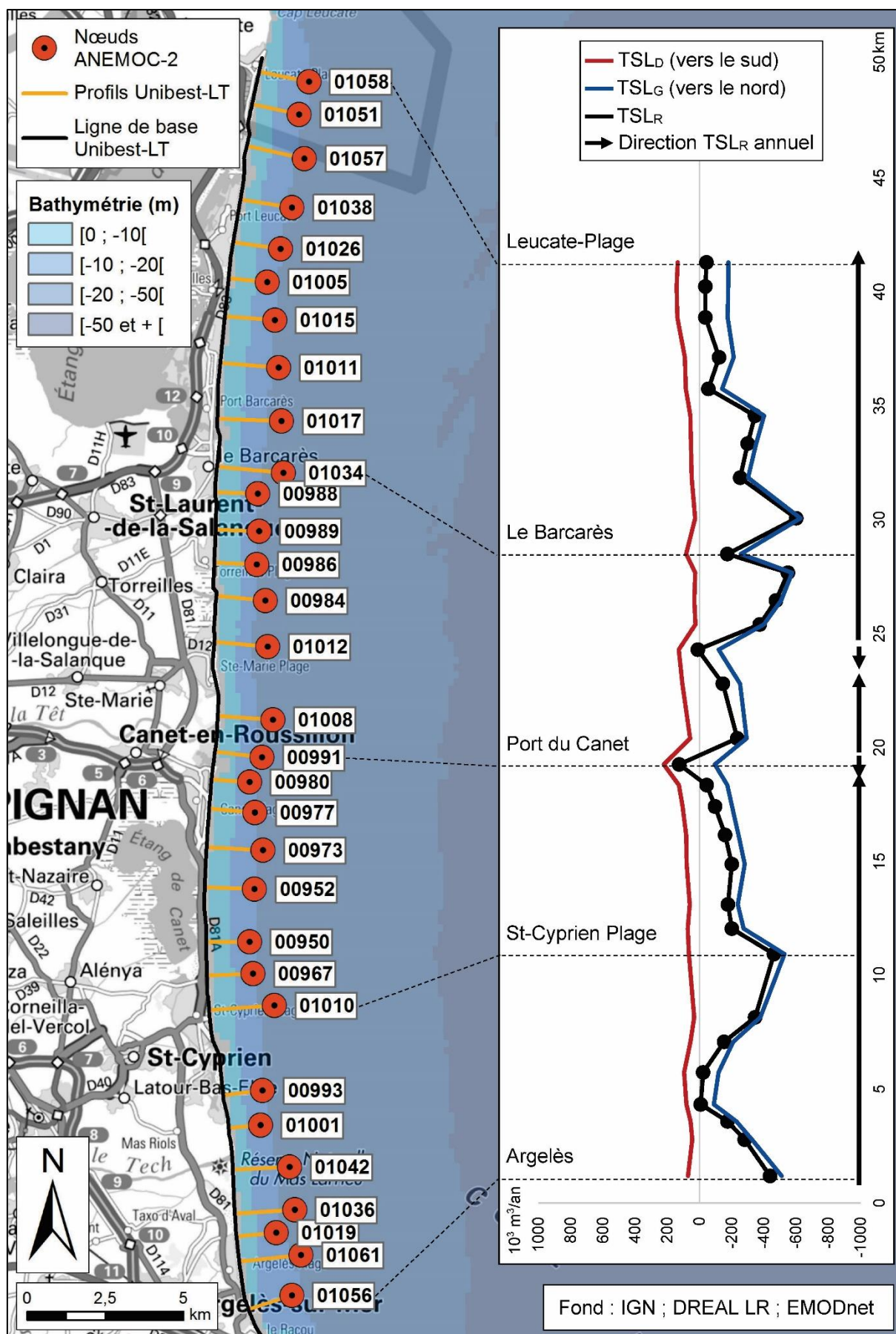


Figure 4-1 - Potentiels de TSL_R, TSL_D et TSL_G pour une année type (1979-2010), d'Argelès au cap Leucate.

est constatée (profil 00991), avec un potentiel de TSL_R annuel approchant les $150.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ vers le sud. Au nord de l'embouchure de la Têt (profil 01008), la direction résultante du transit potentiel annuel est à nouveau orientée vers le nord ($> 200.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$). Une chute du potentiel de TSL_R annuel est ensuite constatée dans les simulations, jusqu'à être quasiment nul 5 km plus au nord, à hauteur de l'exutoire du Bourdigoul (profil 00984 ; Figure 4-1) : on remarque ici une seconde inversion du potentiel de TSL_R annuel. Sur une distance d'à peine 3,5 km, entre Toreilles-Plage (profil 00986) et la rive nord de l'embouchure de l'Agly (profil 00988), l'intensité du potentiel de TSL_R annuel se renforce jusqu'à dépasser les $550.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$. Elle s'écroule ensuite au niveau de l'ancien phare du Barcarès (profil 01034), avec une intensité inférieure à $200.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$. *A contrario*, au nord du port de Barcarès, le potentiel de TSL_R annuel atteint un maximum proche de $600.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ (profil 01017). 1,5 km après, il oscille entre 250.10^3 et $350.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ (profils 01011 à 1005). Par la suite, il est inférieur à $100.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$, en amont-dérive de Port-Leucate (profil 01026) jusqu'à la plage de Leucate (01058). Les résultats montrent que pour ces 5,2 km d'avant-côte, le potentiel de TSL_R annuel est à l'équilibre, les transits potentiels annuels de direction contraire (c'est-à-dire les potentiels de TSL_D et TSL_G annuels) étant pratiquement proportionnels (Figure 4-1) : le TSL est donc sans doute bidirectionnel ici.

- **Direction générale du potentiel de TSL_R annuel** : vers le nord ;
- **Intensités du potentiel de TSL_R annuel** :
 - **Minimum** : $\sim 0.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
 - **Maximum** : $\sim 600.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
 - **Moyenne** : $\sim 200.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Intensité moyenne du potentiel de TSL_G annuel** : $\sim 290.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$
- **Intensité moyenne du potentiel de TSL_D annuel** : $\sim 80.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$
- **Potentiel de TSL dominant** : potentiel de TSL_G (vers le nord) ;
- **Potentiel de TSL secondaire** : potentiel de TSL_D (vers le sud) ;
- **Ratio moyen TSL dominant / secondaire** : $\sim 5,8$

4.1.2 Narbonnais

Sur plus de 4 km, entre La Franqui (profil 01068) et Port-la-Nouvelle (profil 01087), le potentiel de TSL_R annuel est orienté vers le nord (Figure 4-2). Cette direction s'explique par un transit potentiel annuel dirigé vers le nord (potentiel de TSL_G annuel) en moyenne près de sept fois supérieur à celui de sens opposé (potentiel de TSL_D annuel) (Figure 4-2). L'intensité moyenne du potentiel de TSL_R annuel sur ce tronçon est de $270.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$, avec un pic à $340.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ au profil 01065. Il s'effondre et s'inverse vers le sud à hauteur de Port-la-Nouvelle (profil 01080). Au-delà en direction du nord, le potentiel de TSL_R annuel reste faible, inférieur à $50.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ jusqu'au sud du grau de la Vieille Nouvelle (profil 01192 ; Figure 4-2).

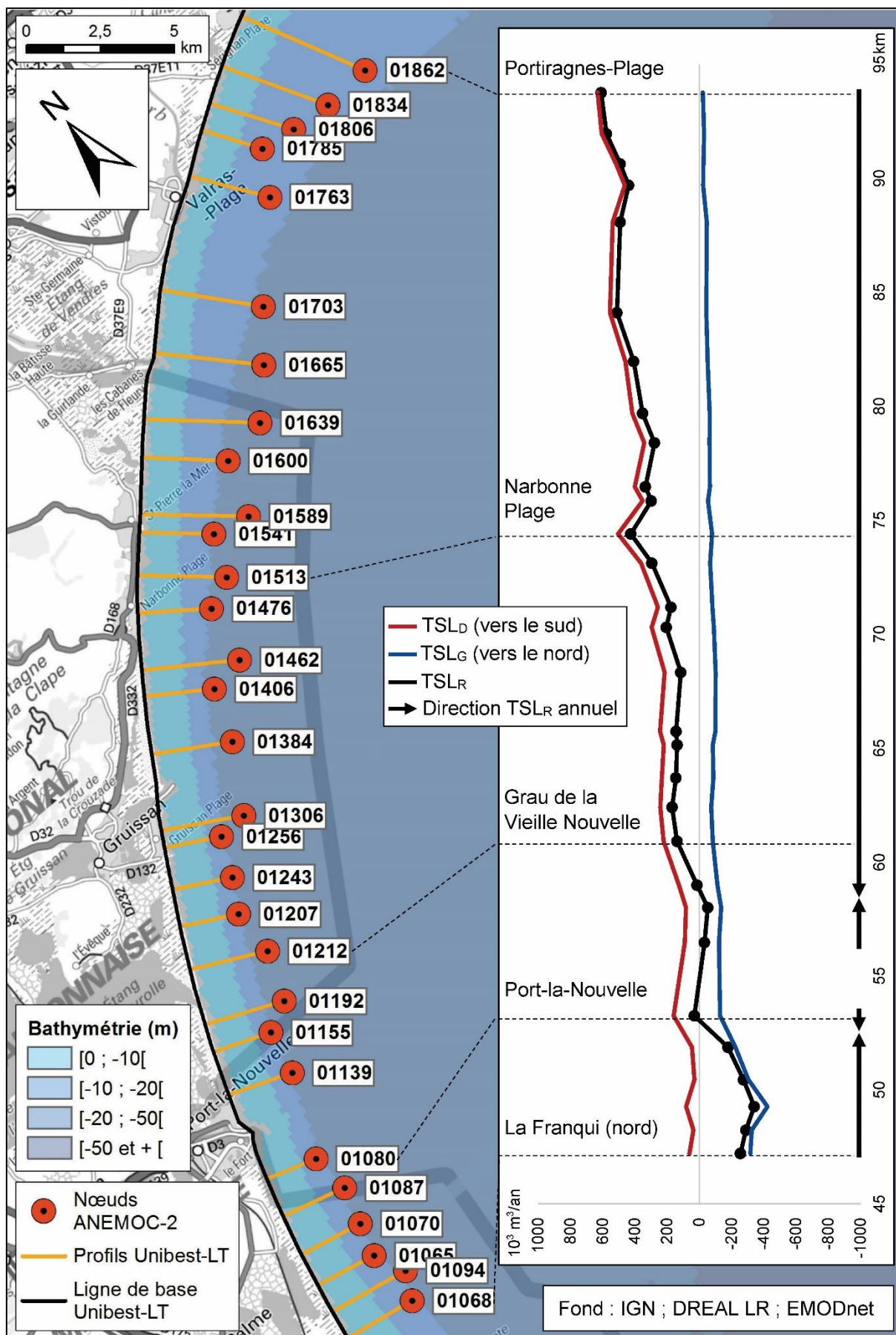


Figure 4-2 - Potentiels de TSL_R, TSL_D et TSL_G pour une année type (1979-2010), de La Franqui à Portiragnes-Plage.

- **Direction générale du potentiel de TSL_R annuel** : vers le nord ;
- **Intensités du potentiel de TSL_R annuel** :
 - **Minimum** : $\sim 180.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
 - **Maximum** : $\sim 340.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
 - **Moyenne** : $\sim 270.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Intensité moyenne du potentiel de TSL_G annuel** : $\sim 320.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$
- **Intensité moyenne du potentiel de TSL_D annuel** : $\sim 50.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$
- **Potentiel de TSL dominant** : potentiel de TSL_G (vers le nord) ;
- **Potentiel de TSL secondaire** : potentiel de TSL_D (vers le sud) ;
- **Ratio moyen TSL dominant / secondaire moyen** : 6,9.

Entre Portiragnes-Plage (profil 01862) et le grau de la Vieille Nouvelle (profil 01192) le potentiel de TSL_R annuel est dirigé vers le sud (33 km). Les résultats montrent une diminution régulière de celui-ci, passant de $610.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ au niveau de Portiragnes-Plage, à $10.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ environ au sud du grau de la Vieille Nouvelle (Figure 4-2). Entre Portiragnes-Plage et Vendres (profil 01703), les volumes potentiels sont compris entre 600.10^3 et $400.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$. A partir du grau de Vendres (profil 01665), ils diminuent progressivement jusqu'à être inférieurs à $200.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ environ au nord de Gruissan (profil 01384). Enfin, entre Gruissan et le grau de Vieille Nouvelle (01212), le potentiel de TSL_R annuel oscille autour de $150.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$. Dans le détail, les résultats indiquent un transit potentiel annuel vers le sud (potentiel de TSL_D annuel) deux à trente fois supérieur à celui dirigé vers le nord (potentiel de TSL_G annuel).

- **Direction générale du potentiel de TSL_R annuel** : vers le sud ;
- **Intensités du potentiel de TSL_R annuel** :
 - **Minimum** : $\sim 10.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
 - **Maximum** : $\sim 610.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
 - **Moyenne** : $\sim 310.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Intensité moyenne du potentiel de TSL_D annuel** : $\sim 370.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Intensité moyenne du potentiel de TSL_G annuel** : $\sim 70.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Potentiel de TSL dominant** : potentiel de TSL_D (vers le sud) ;
- **Potentiel de TSL secondaire** : potentiel de TSL_G (vers le nord) ;
- **Ratio moyen TSL dominant / secondaire moyen** : $\sim 8,3$.

4.1.3 Lido de Sète

Le lido de Sète est caractérisé par un potentiel de TSL_R annuel qui atteint un minimum dans sa partie centre-est, tout en conservant une direction constante vers le l'ouest (Figure 4-3). Il est plus élevé entre le sud de la plage de la corniche (profil 02293) et le parking des trois digues (profil 02261), à plus de $200.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$. Puis, en moins de 2 km, il décroît jusqu'à être quasiment nul au profil 02232. Le potentiel de TSL_R annuel augmente ensuite progressivement jusqu'à l'extrémité sud-ouest du lido (profil 02127), sans dépasser toutefois les $200.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$. Le sens du potentiel de TSL_R annuel s'explique par une légère prédominance du transit potentiel annuel dirigé vers le sud (potentiel de

TSL_D annuel), qui n'est même pas deux fois supérieur à celui orienté vers le nord (potentiel de TSL_G annuel) (Figure 4-3). En conséquence, il est possible que le lido de Sète connaisse un TSL bidirectionnel.

- **Direction générale du potentiel de TSL_R annuel** : vers l'ouest ;
- **Intensités du potentiel de TSL_R annuel** :
 - **Minimum** : $\sim 30.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
 - **Maximum** : $\sim 270.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
 - **Moyenne** : $\sim 140.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Intensité moyenne du potentiel de TSL_D annuel** : $\sim 320.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Intensité moyenne du potentiel de TSL_G annuel** : $\sim 170.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Potentiel de TSL dominant** : potentiel de TSL_D (vers l'ouest) ;
- **Potentiel de TSL secondaire** : potentiel de TSL_G (vers l'est) ;
- **Ratio moyen TSL dominant / secondaire** : $\sim 1,9$.

4.1.4 Lido de Frontignan et des Aresquiers

Une divergence dans les directions des transits potentiels résultants annuels est observée aux Aresquiers (Figure 4-3), à l'est de Frontignan.

Entre les Aresquiers (profil 02485) et Frontignan-Plage (profil 02420), le potentiel de TSL_R annuel est dirigé vers l'ouest (Sète), avec des intensités comprises entre 110.10^3 et $590.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$: la direction du potentiel de TSL_R annuel sur ce tronçon inférieur à 3 km s'explique ici aussi par une disproportion des transits potentiels annuels de direction opposée (potentiels de TSL_G et TSL_D annuels) : le potentiel de TSL annuel vers l'ouest est en moyenne plus de sept fois supérieur à celui dirigé vers l'est (Figure 4-3).

- **Direction générale du potentiel de TSL_R annuel** : vers l'ouest ;
- **Intensités du potentiel de TSL_R annuel** :
 - **Minimum** : $\sim 110.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
 - **Maximum** : $\sim 590.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
 - **Moyenne** : $\sim 460.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Intensité moyenne du potentiel de TSL_D annuel** : $\sim 490.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Intensité moyenne du potentiel de TSL_G annuel** : $\sim 100.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Potentiel de TSL dominant** : potentiel de TSL_D (vers l'ouest) ;
- **Potentiel de TSL secondaire** : potentiel de TSL_G (vers l'est) ;
- **Ratio moyen TSL dominant / secondaire** : $\sim 7,2$.

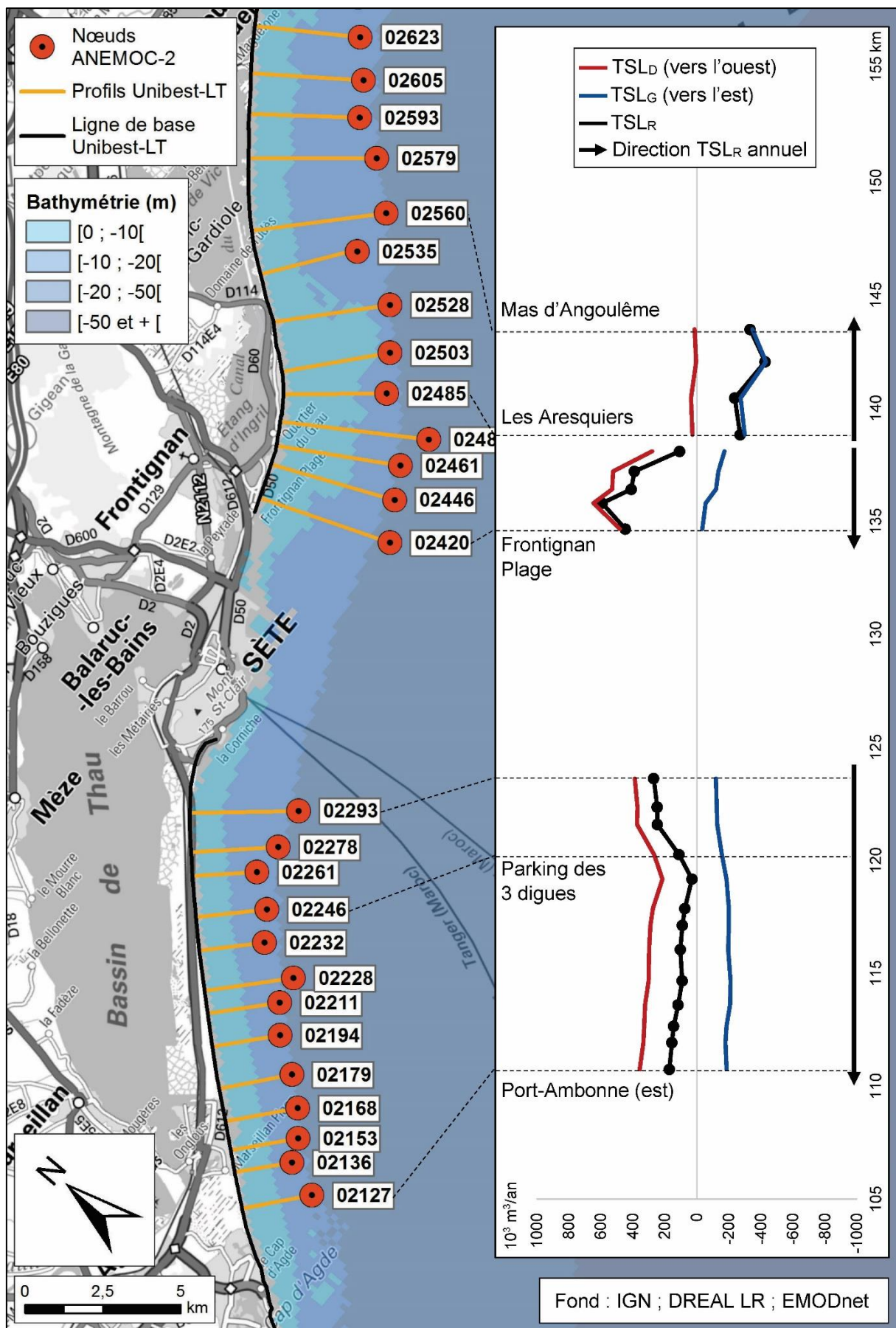


Figure 4-3 - Potentiels de TSL_R, TSL_D et TSL_G pour une année type (1979-2010), pour les lidos de Sète, de Frontignan et des Aresquiers.

A l'opposé, des Aresquiers (profil 02503) jusqu'au lieu-dit « Mas d'Angoulême » (profil 02560), le potentiel de TSL_R annuel est orienté vers l'est (Maguelone) et oscille en intensité entre 240.10^3 et $300.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ (Figure 4-3). Le sens du potentiel de TSL_R annuel résulte d'un déséquilibre des transits potentiels annuels de direction opposée (potentiels de TSL_G et TSL_D) : le potentiel de TSL annuel vers l'ouest est quasiment nul sur ces 5,5 km d'avant-côte (Figure 4-3).

- **Direction générale du potentiel de TSL_R annuel** : vers l'est ;
- **Intensités du potentiel de TSL_R annuel** :
 - **Minimum** : $\sim 240.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
 - **Maximum** : $\sim 430.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
 - **Moyenne** : $\sim 320.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Intensité moyenne du potentiel de TSL_G annuel** : $\sim 340.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Intensité moyenne du potentiel de TSL_D annuel** : $\sim 20.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Potentiel de TSL dominant** : potentiel de TSL_G (vers l'est) ;
- **Potentiel de TSL secondaire** : potentiel de TSL_D (vers l'ouest) ;
- **Ratio moyen TSL dominant / secondaire** : ~ 17 .

4.1.5 Golfe d'Aigues-Mortes

Au-delà du lieu-dit « Mas d'Angoulême » (profil 02560) en direction de l'est, jusqu'à Maguelone (profil 02605), le potentiel de TSL_R annuel est inférieur à $150.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ et à l'équilibre : en effet, les transits potentiels annuels de direction opposée (potentiels de TSL_G et TSL_D annuels) sont relativement proportionnels sur cette section d'avant-côte comme le montre la Figure 4-4.

A l'est de Palavas-les-Flots (profils 02623 et 02642), le sens du potentiel de TSL_R annuel est ponctuellement inversé par rapport aux directions décrites dans la littérature à l'échelle du golfe d'Aigues-Mortes. Néanmoins, le potentiel de TSL_R annuel est à l'équilibre, les transits potentiels annuels de direction opposée (potentiels de TSL_G et TSL_D annuels) étant quasiment proportionnels sur cette section d'avant-côte.

En conséquence, pour ces 8 km qui composent le lido de Maguelone (entre les profils 02560 et 02642) où le potentiel de TSL_R annuel n'excède pas les $150.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$, le TSL est sans doute bidirectionnel.

Entre Palavas-les-Flots (profil D3D_GAM01) et Carnon (profil D3D_GAM02), la Figure 4-4 amène à deux observations. D'une part, il y a une quasi nullité du transit potentiel annuel en direction de l'ouest (potentiel de TSL_G annuel). D'autre part, le transit potentiel annuel en direction de l'est diminue progressivement vers le fond du golfe d'Aigues-Mortes, passant de presque $300.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ à virtuellement zéro. C'est pourquoi, entre Palavas et Carnon le TSL est sans doute dirigé vers l'est.

En revanche, au-delà de Carnon (profil D3D_GAM03) et en direction du fond du golfe (profil D3D_GAM08), le potentiel de TSL_R annuel à l'équilibre induit sans doute un TSL

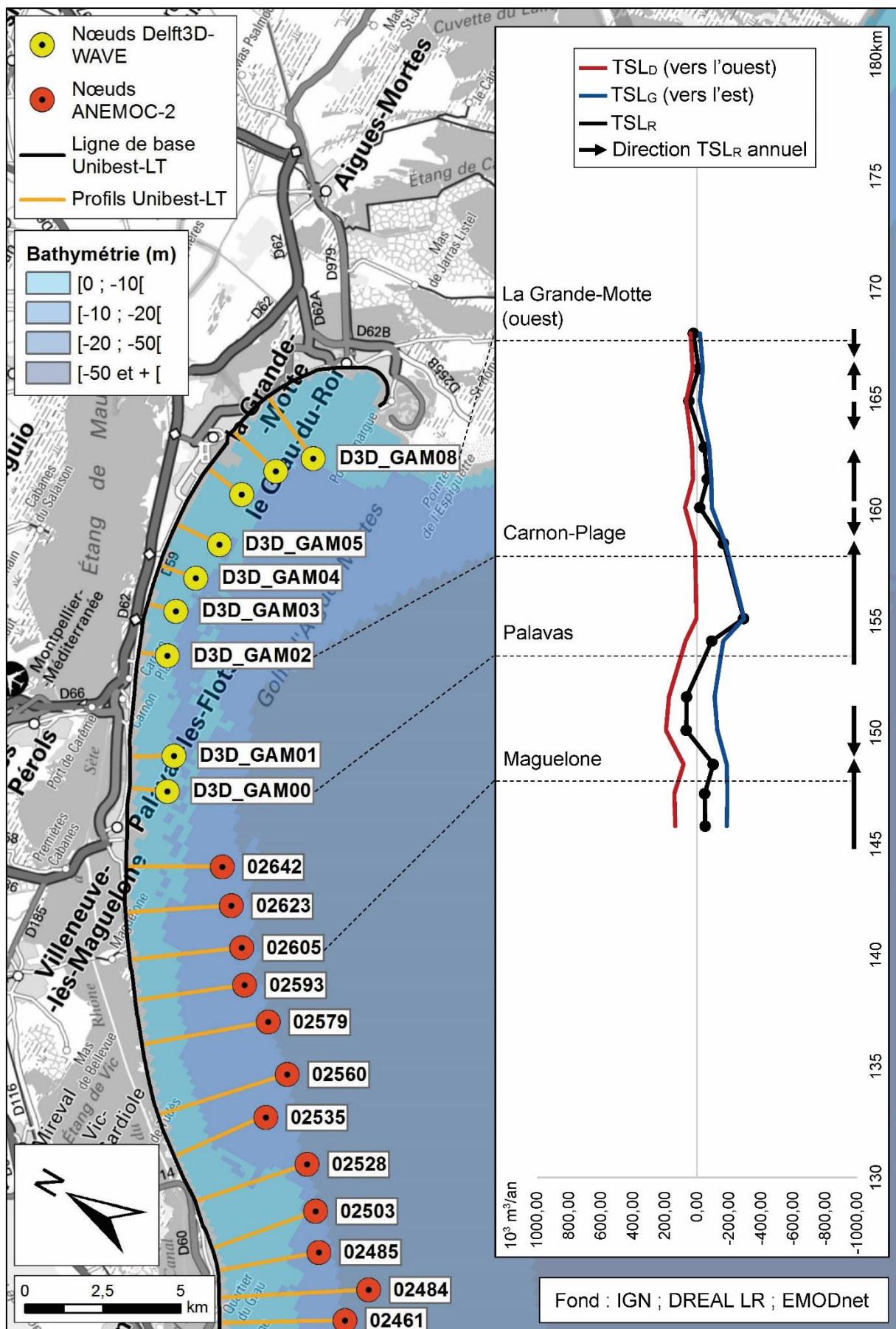


Figure 4-4 - Potentiels de TSL_R, TSL_D et TSL_G pour une année type (1979-2010), pour le golfe d'Aigues-Mortes.

bidirectionnel, en raison de la proportionnalité entre les transits potentiels annuels de direction opposée (potentiels de TSL_G et TSL_D annuels), voire connaît une faible résultante vers le fond du golfe.

- **Direction générale du potentiel de TSL_R annuel** : vers l'est ;
- **Intensités du potentiel de TSL_R annuel** :
 - **Minimum** : $\sim 0.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
 - **Maximum** : $\sim 290.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
 - **Moyenne** : $\sim 90.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Intensité moyenne du potentiel de TSL_G annuel** : $\sim 130.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Intensité moyenne du potentiel de TSL_D annuel** : $\sim 80.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Potentiel de TSL dominant** : potentiel de TSL_G (vers l'est) ;
- **Potentiel de TSL secondaire** : potentiel de TSL_D (vers l'ouest) ;
- **Ratio moyen TSL dominant / secondaire** : $\sim 2,8$.

4.2 Delta du Rhône

4.2.1 Flèche de l'Espiguette et Petit Camargue

Sur l'ensemble des 25 km d'avant-côte de la flèche de l'Espiguette et de Petite Camargue (Figure 4-5), le potentiel de TSL_R annuel est dirigé vers l'ouest. Il s'accroît progressivement d'est en ouest entre l'embouchure du Petit Rhône et du Rhône Vif, passant de $600.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ (profil 03225) à un peu plus de $700.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ (profil 03049). Bien qu'on note ensuite une légère baisse au niveau du bois des Baronnets (profil 02981), le potentiel de TSL_R annuel est relativement constant jusqu'au phare de l'Espiguette (profil 02942), autour de $700.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$, puis décline jusqu'à atteindre $160.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ environ au niveau de la digue de l'Espiguette (profil 02853). La direction du potentiel de TSL_R annuel s'explique ici par la proportion largement plus élevée du transit potentiel annuel dirigé vers l'ouest (potentiel de TSL_D annuel), en moyenne près de dix fois supérieur à celui dirigé vers l'est (potentiel de TSL_G annuel) (Figure 4-5).

- **Direction générale du potentiel de TSL_R annuel** : vers l'ouest ;
- **Intensités du potentiel de TSL_R annuel** :
 - **Minimum** : $\sim 160.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
 - **Maximum** : $\sim 710.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
 - **Moyenne** : $\sim 580.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Intensité moyenne du potentiel de TSL_D annuel** : $\sim 650.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Intensité moyenne du potentiel de TSL_G annuel** : $\sim 70.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Potentiel de TSL dominant** : potentiel de TSL_D (vers l'ouest) ;
- **Potentiel de TSL secondaire** : potentiel de TSL_G (vers l'est) ;
- **Ratio moyen TSL dominant / secondaire** : $\sim 10,6$.

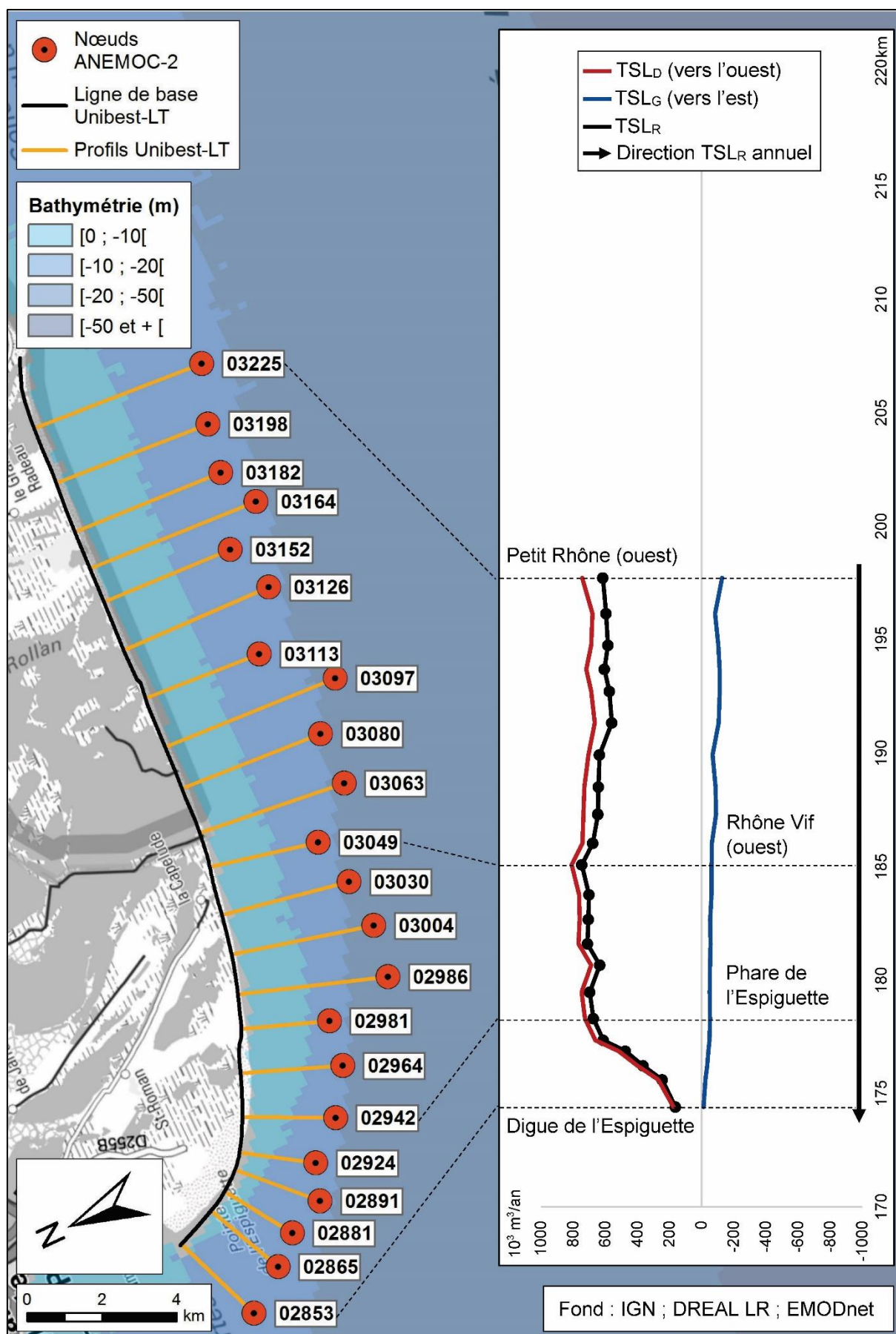


Figure 4-5 - Potentiels de TSL_R, TSL_D et TSL_G pour une année type (1979-2010), de la flèche de l'Espiguette au Petit-Rhône.

4.2.2 Golfe de Beauduc

Comme le montre la Figure 4-6, le golfe de Beauduc est caractérisé par un potentiel de TSL_R annuel très faible sur ses 15 km d'avant-côte, inférieur à $50.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$. Ce transit potentiel résultant annuel est essentiellement dirigé vers l'est dans la partie la plus ouverte du golfe, entre la baisse du Radeau (profil D3D_GDB00) et le grau de la Comtesse (profil D3D_GDB10). Les transits potentiels annuels de direction opposée (c'est-à-dire les potentiels de TSL_D et TSL_G) dépassent les $150.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ à proximité des Saintes-Maries-de-la-Mer et diminuent jusqu'à être inférieurs à $50.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ dans le fond du golfe.

Dans la partie plus directement abritée par la flèche de Beauduc, le sens du potentiel de TSL_R annuel s'inverse (Figure 4-6), en direction de l'ouest. Les transits potentiels annuels de direction opposée (c'est-à-dire les potentiels de TSL_D et TSL_G) sont inférieurs à $50.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$.

Le potentiel de TSL_R annuel est à l'équilibre dans tout le golfe de Beauduc, les transits potentiels annuels de direction opposée étant quasiment identiques en intensité : en conséquence, il est probable que le TSL soit bidirectionnel.

- **Direction générale du potentiel de TSL_R annuel :** vers l'est ;
- **Intensités du potentiel de TSL_R annuel :**
 - **Minimum :** $\sim 0.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
 - **Maximum :** $\sim 70.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
 - **Moyenne :** $\sim 30.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Intensité moyenne du potentiel de TSL_G annuel :** $\sim 80.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Intensité moyenne du potentiel de TSL_D annuel :** $\sim 70.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Potentiel de TSL dominant :** potentiel de TSL_G (vers l'est) ;
- **Potentiel de TSL secondaire :** potentiel de TSL_D (vers l'ouest) ;
- **Ratio moyen TSL dominant / secondaire :** $\sim 1,8$.

4.2.3 Flèche de Beauduc

Entre le grau de la Dent (profil 03581) et l'extrémité distale de la flèche de Beauduc (profil 03436), le potentiel de TSL_R annuel est dirigé vers l'ouest, et diminue d'une extrémité à l'autre, passant de $870.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ à $190.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ en moins de 10 km (Figure 4-6). Dans le détail cependant, cette décroissance s'accroît en aval-dérive du phare de Beauduc (profil 03469). La direction du potentiel de TSL_R annuel est la conséquence d'une nette prédominance du potentiel de TSL annuel dirigé vers l'ouest (potentiel de TSL_D annuel), en moyenne près de cinq fois supérieur à celui dirigé vers l'est (potentiel de TSL_G annuel). Toutefois, ce dernier peut atteindre des intensités non négligeables, dépassant parfois les $200.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ (Figure 4-6) : autrement dit, un TSL contraire à la direction dominante (vers l'ouest) doit exister.

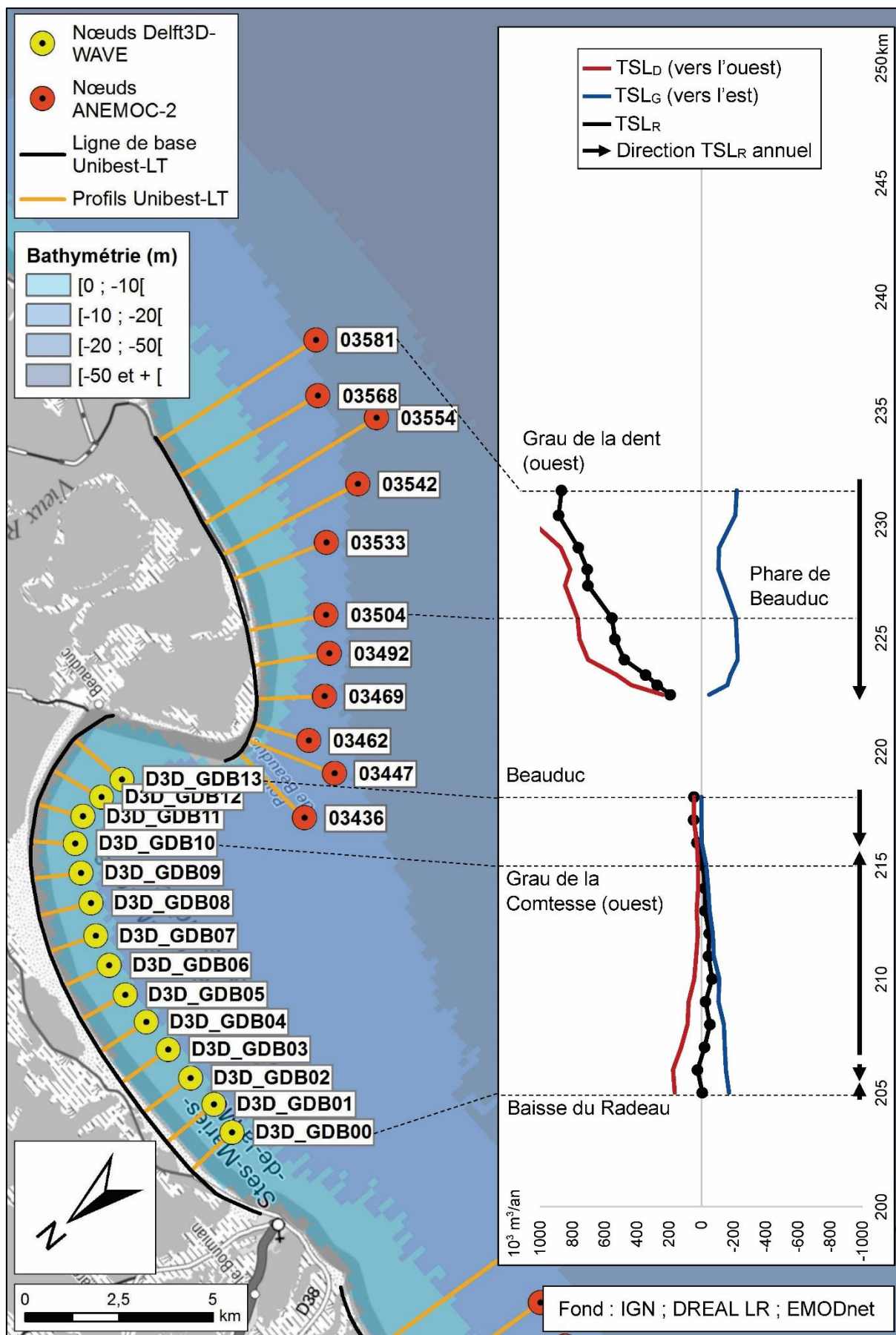


Figure 4-6 - Potentiels de TSL_R, TSL_D et TSL_G pour une année type (1979-2010), des Saintes-Maries-de-la-Mer au grau de la Dent.

- **Direction générale du potentiel de TSL_R annuel** : vers l'ouest ;
- **Intensités du potentiel de TSL_R annuel** :
 - **Minimum** : $\sim 190.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
 - **Maximum** : $\sim 770.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
 - **Moyenne** : $\sim 570.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Intensité moyenne du potentiel de TSL_D annuel** : $\sim 740.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Intensité moyenne du potentiel de TSL_G annuel** : $\sim 170.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Potentiel de TSL dominant** : potentiel de TSL_D (vers l'ouest) ;
- **Potentiel de TSL secondaire** : potentiel de TSL_G (vers l'est) ;
- **Ratio moyen TSL dominant / secondaire** : $\sim 4,8$.

4.2.4 Plage de Piémanson

A l'ouest de l'embouchure du Rhône (Figure 4-7), les 6,5 km d'avant-côte de la plage de Piémanson sont caractérisés par un potentiel de TSL_R annuel orienté vers l'ouest, d'une intensité moyenne de $630.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$. Cette direction résulte d'un net déséquilibre entre les transits potentiels annuels de direction opposée (potentiels de TSL_G et TSL_D annuels), celui dirigé vers l'ouest étant plus de quatre fois supérieur à celui dirigé vers l'est. Néanmoins, cette dernière est loin d'être négligeable, car elle peut dépasser $200.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$: autrement dit, un TSL contraire à la direction dominante (vers l'ouest) doit exister.

- **Direction générale du potentiel de TSL_R annuel** : vers l'ouest ;
- **Intensités du potentiel de TSL_R annuel** :
 - **Minimum** : $\sim 570.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
 - **Maximum** : $\sim 710.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
 - **Moyenne** : $\sim 630.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Intensité moyenne du potentiel de TSL_D annuel** : $\sim 840.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Intensité moyenne du potentiel de TSL_G annuel** : $\sim 210.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Potentiel de TSL dominant** : potentiel de TSL_D (vers l'ouest) ;
- **Potentiel de TSL secondaire** : potentiel de TSL_G (vers l'est) ;
- **Ratio TSL dominant / secondaire** : $\sim 4,2$.

4.2.5 Plage Napoléon et flèche de la Gracieuse

A l'est de l'embouchure du Rhône (Figure 4-7), la plage Napoléon suivie de la flèche de la Gracieuse qui s'étend dans le golfe de Fos forment la terminaison orientale du delta du Rhône. Ces 7,5 km d'avant-côte sont affectés par un potentiel de TSL_R annuel dirigé d'ouest en est, de l'embouchure (profil 03794) vers le golfe (profil 03846), avec une intensité moyenne de $460.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$. La Figure 4-7 montre que le sens du potentiel de TSL_R annuel résulte de la quasi-absence d'un transit potentiel annuel de direction secondaire (potentiel de TSL_D annuel).

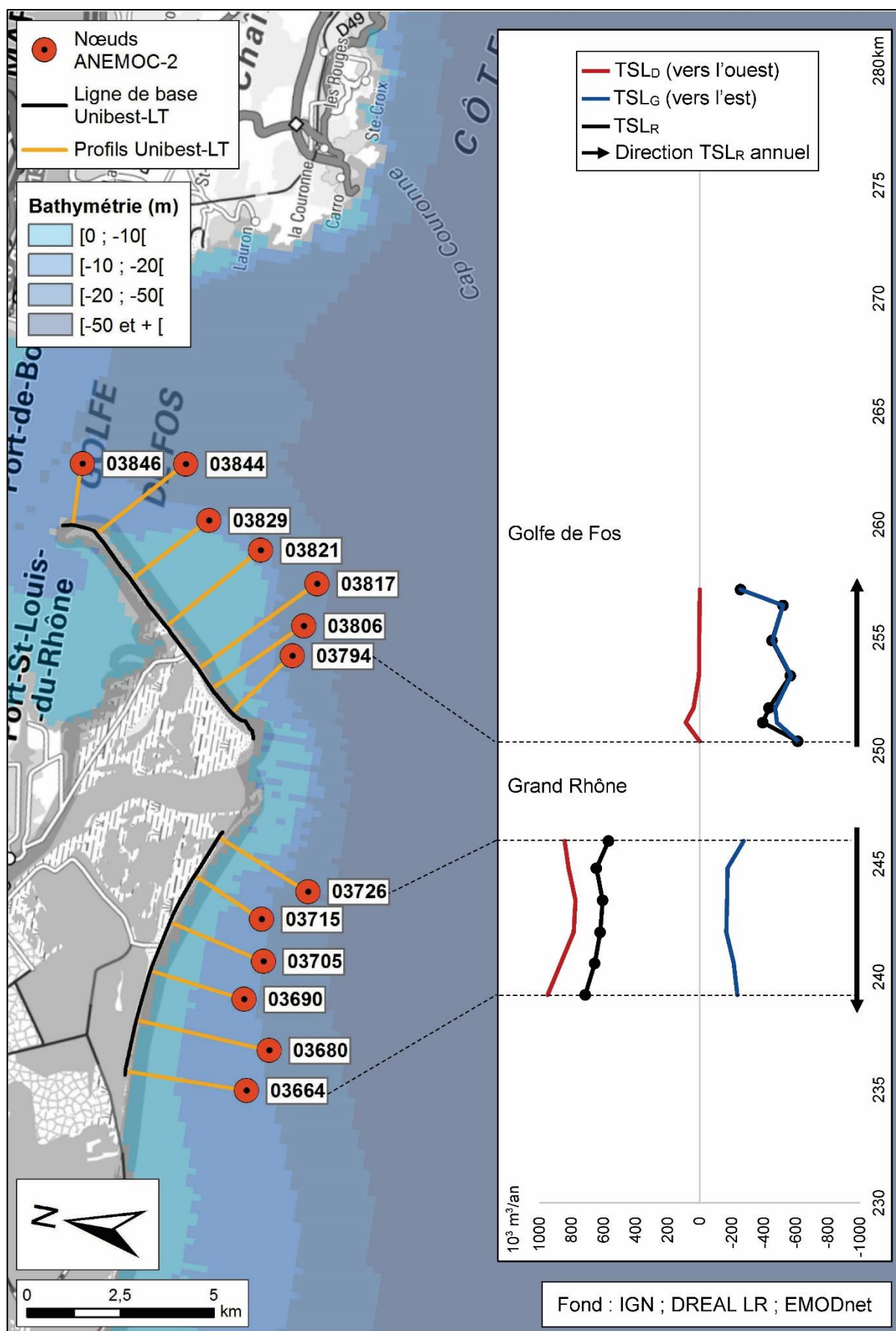


Figure 4-7 - Potentiels de TSL_R, TSL_D et TSL_G pour une année type (1979-2010), de part et d'autre de l'embouchure du Rhône.

- **Direction générale du potentiel de TSL_R annuel** : vers l'est ;
- **Intensités du potentiel de TSL_R annuel** :
 - **Minimum** : $\sim 250.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
 - **Maximum** : $\sim 610.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
 - **Moyenne** : $\sim 460.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Intensité moyenne du potentiel de TSL_G annuel** : $\sim 840.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Intensité moyenne du potentiel de TSL_D annuel** : $\sim 20.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$;
- **Potentiel de TSL dominant** : potentiel de TSL_G (vers l'est) ;
- **Potentiel de TSL secondaire** : potentiel de TSL_D (vers l'ouest) ;
- **Ratio TSL dominant / secondaire** : Ne s'applique pas.*

* Pour une année type, les simulations indiquent une absence de potentiel de TSL secondaire sur la moitié des profils (cf. Figure 4-7)

4.3 Discussion

4.3.1 Cellules de dérive littorale potentielle annuelle

La modélisation du potentiel de TSL_R à l'échelle du golfe du Lion montre plusieurs ensembles de profils contigus où le potentiel de TSL_R est dirigé dans le même sens. Ces séries de profils établissent donc une continuité du potentiel de TSL_R le long de segments d'avant-côte de plusieurs kilomètres. Pour autant, ces séries ne peuvent définir des cellules littorales *stricto sensu*. En effet, la définition initialement établie par Inman & Frautschy (1966), rappelée en introduction (cf. section 1.1.2), suppose qu'une cellule littorale comporte une zone d'érosion en amont-dérive et une zone d'accrétion en aval-dérive, éventuellement séparées par une zone de transit, les bornes de la cellule étant définies où le TSL est nul. Or la synthèse bibliographique (chapitre 2) montre que, hormis pour les flèches sableuses du delta du Rhône, il est difficile de retrouver cette organisation sur toutes les plages du golfe du Lion (surtout) faute de zones d'érosion et d'accrétion bien identifiables. Dans la mesure où le TSL seul ne permet pas de définir une cellule littorale *stricto sensu*, le terme de « cellule de dérive littorale potentielle annuelle » sera employé ici pour désigner ces ensembles de profils mitoyens au potentiel de TSL_R orienté dans la même direction. En outre, il est considéré ici qu'un minimum de deux profils adjacents au potentiel de TSL_R annuel dirigé dans le même sens est requis pour établir une cellule de dérive littorale potentielle annuelle.

4.3.2 Ruptures longitudinales du potentiel de TSL_R

A plusieurs reprises le long du littoral du golfe du Lion, le potentiel de TSL_R annuel montre des ruptures dans sa continuité longitudinale, que ce soit en termes d'intensité ou de direction. De plus, ces discontinuités interviennent aussi sur des sections d'avant-côte exclues des simulations du fait des hypothèses de modélisation (cf. chapitre 3, section

3.3). Ces ruptures sont présentées ci-après, et sont confrontées aux précédents travaux exposés dans le chapitre 2.

4.3.2.1 Cap Leucate

Au niveau de la zone à falaise rocheuse du cap Leucate, l'intensité du potentiel de TSL_R annuel est deux fois plus élevée au nord (profil 01068 ; Figure 4-2) qu'au sud (profil 01058 ; Figure 4-1), avec respectivement plus de $200.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ contre moins de $100.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$. Les résultats obtenus dans ce travail de thèse tendent donc à confirmer le rôle de limite fixe mais perméable du cap, qui n'est pas toujours décrite comme telle dans la bibliographie (cf. chapitre 2, section 2.5.1.3). En effet, les simulations ne prennent pas en compte directement la présence du cap Leucate du fait des hypothèses de modélisation (cf. chapitre 3, section 3.3) : la diffraction que celui-ci engendre est donc ignorée, en particulier pour les houles du cadran sud participant au TSL vers le nord. En conséquence, il se peut que les intensités du potentiel de TSL_R au nord du cap Leucate soient surestimées et l'intensité du potentiel de TSL_R annuel soit similaire au nord et au sud du cap. Mais il est aussi rappelé qu'au sud du cap Leucate, les résultats indiquent un équilibre entre les transits potentiels annuels de direction opposé. En effet, le ratio TSL dominant / secondaire s'établit à seulement 1,5 sur les 5 km d'avant-côte au sud du cap (cf. ce chapitre 4, section 4.1.1), quand il est en moyenne de 4,6 pour l'ensemble du Roussillon, ce qui amène à l'hypothèse d'un TSL sans doute bidirectionnel. Ainsi, même en écartant la différence d'intensité du potentiel de TSL_R annuel entre le nord et le sud du cap Leucate, les simulations indiquent une nette baisse du TSL dominant au sud de celui-ci. En conséquence, il s'agit bien d'une limite fixe (le cap rocheux) et perméable (puisque le TSL n'est pas interrompu, même s'il est plus faible), parfois éludée par certains auteurs (cf. chapitre 2, section 2.5.1.3).

4.3.2.2 Grau de la Vieille Nouvelle

Les simulations montrent à l'échelle du Narbonnais une convergence des dérives littorales potentielles annuelles nord et sud entre les profils 01080 et 01192 inclus (Figure 4-2), et ces 4,5 km d'avant-côte sont ici qualifiés de zone de convergence, où :

- Le potentiel de TSL_R annuel est de faible intensité, inférieure à $50.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$, et sa direction fluctue quasiment d'un profil à l'autre ;
- Les transits potentiels annuels de direction opposée (potentiels de TSL_G et TSL_D annuels) sont équilibrés (TSL sans doute bidirectionnel) : le ratio TSL dominant / secondaire s'établit à environ 1,3 alors qu'il est de 6,9 au sud et de 8,6 au nord.

Dans la bibliographie (cf. chapitre 2, section 2.5.2.3), la jonction entre les dérives littorales nord et sud est souvent positionnée à hauteur du grau de la Vieille Nouvelle, voire plus au nord, au-delà de Narbonne-Plage. Les simulations apportent une vision plus nuancée en établissant une zone de transition de presque 5 km, située au sud du grau de la Vieille Nouvelle. Ces résultats confirment donc le caractère mobile et perméable de cette

convergence, suggérée précédemment par les méthodes de géomorphologie expérimentale.

4.3.2.3 Cap d'Agde

A l'extrémité ouest du lido de Sète, le potentiel de TSL_R annuel s'établit à 170.10^3 m³/an (profil 02127 ; Figure 4-3), avec un potentiel de TSL dominant (vers le sud) à peine 2 fois supérieur au potentiel de TSL secondaire (vers le nord). *A contrario*, à l'extrémité nord du Narbonnais, le potentiel de TSL_R annuel culmine à 610.10^3 m³/an (profil 01862 ; Figure 4-2), avec un potentiel de TSL dominant (vers le sud) 27 fois plus élevé que le potentiel de TSL secondaire (vers le nord). Les 17 km de littoral qui séparent Portiragnes-Plage (Narbonnais) et Port-Ambonne (lido de Sète) présentent un trait de côte irrégulier auquel se surimpose une déformation supplémentaire induite par de nombreux ouvrages, ce qui n'autorise pas à modéliser le potentiel de TSL_R annuel dans cette zone. Les résultats indiquent que le TSL n'est en rien comparable de part et d'autre cette bande de 17 km, ce que suggère la bibliographie (cf. chapitre 2, section 2.5.3.3) en caractérisant le cap d'Agde comme limite de cellule fixe, perméable ou non selon les auteurs. Cependant, la complexité topo-bathymétrique et hydrodynamique de cette zone ne peut être appréhendée par Unibest-LT (cf. chapitre 3, section 3.3) et mériterait une investigation particulière. A défaut, le cap d'Agde sera considéré comme une limite fixe et imperméable, sur la base de la bibliographie.

4.3.2.4 Mont Saint-Clair à Sète

Le potentiel de TSL_R annuel du lido de Frontignan (460.10^3 m³/an) est trois fois supérieur à celui du lido de Sète (140.10^3 m³/an), comme l'indique la Figure 4-3. En conséquence, il est probable que le mont Saint-Clair ne soit pas indifférent à cette rupture, même en l'absence des ouvrages du port de Sète qui interrompent vraisemblablement la continuité du TSL d'un lido à l'autre. Toutefois, l'orientation du rivage diffère entre les lidos de Frontignan et de Sète, de même que la configuration morphologique de l'avant-côte, où un platier rocheux affleure largement au niveau de Frontignan. De plus, en raison des digues du port de Sète, il est probable qu'il n'y ait aucune continuité du TSL dans ce secteur. A défaut de pouvoir modéliser ce secteur, le mont Saint-Clair sera considéré comme une limite fixe et imperméable, sur la base de la bibliographie (cf. chapitre 2, section 2.5.4.3).

4.3.2.5 Espiguette

Dans la bibliographie, la digue d'arrêt des sables de l'Espiguette est considérée comme une limite fixe et imperméable (cf. chapitre 2, section 2.6.1.3). Elle isole ainsi la dérive littorale vers l'est dans le fond du golfe d'Aigues-Mortes d'une part et celle dirigée vers l'ouest de la flèche de l'Espiguette d'autre part. Sans la réalisation de Port-Camargue, la configuration topo-bathymétrique de ce secteur serait aujourd'hui proche de celle

observée à Beauduc, comme le montre Blanc (1977). Cependant, la digue d'arrêt des sables protégeant la marina d'un ensablement certain a contribué au fil du temps à mettre en porte-à-faux le trait de côte de la flèche et celui du fond du golfe, avec un décrochement de 2 km par rapport au trait de côte de 1895. Les simulations indiquent un grand-écart entre le fond du golfe, où le potentiel de TSL_R annuel est à l'équilibre (ratio TSL dominant / secondaire proche de 1) et inférieur à $50.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ (Figure 4-4), et la flèche, où le potentiel de TSL_R annuel est massivement dirigé vers l'ouest (ratio TSL dominant / secondaire supérieur à 10), proche de $500.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ en moyenne (Figure 4-5). Il y a donc un écart d'un facteur 10 dans l'intensité des dynamiques sédimentaires. Mais contrairement à ce que suggère généralement la bibliographie, les simulations ainsi que les bathymétries concordent à caractériser la digue de l'Espiguette comme limite fixe mais perméable : le potentiel de TSL_R annuel n'est pas nul ($160.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$) (Figure 4-5) et le musoir de la digue est clairement contourné par les sédiments (Figure 3-8). En revanche, il semble difficile d'établir ici une réelle convergence des dérives, en raison (1) du décrochage du trait de côte à l'extrémité de l'Espiguette qui amène la dérive littorale potentielle annuelle à se « jeter » au large du fond du golfe, et (2) de la faiblesse de la dérive littorale potentielle annuelle dans le fond du golfe, qui selon toute vraisemblance n'a définitivement pas la capacité d'alimenter la flèche en sédiment. En conséquence, le TSL est sans doute largement unidirectionnel (depuis la flèche vers le fond du golfe), ce qui confirmerait le rôle de limite fixe mais poreuse de la digue de l'Espiguette.

4.3.2.6 Petit Rhône et Saintes-Maries-de-la-Mer

A l'est du Petit Rhône, à proximité des Saintes-Maries-de-la-Mer (profil D3D_GDB00), le potentiel de TSL_R annuel est à l'équilibre (inférieur à $50.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ avec un ratio TSL dominant / secondaire d'à peine 1,2 ; Figure 4-6), alors que de l'autre côté, en Petit Camargue, il se dirige massivement vers l'ouest (environ $600.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ avec un ratio TSL dominant / secondaire proche de 12 ; Figure 4-5). Cette zone où les simulations n'ont pu être réalisées témoigne d'une rupture dans la continuité du transit littoral ainsi que d'une divergence dans les directions, ce que les travaux de géomorphologie expérimentale ont déjà mis en évidence (L.C.H.F., 1984 ; Sabatier, 2001).

4.3.2.7 Beauduc

On constate sur la Figure 4-6 que l'intensité du potentiel de TSL_R annuel est divisée par quatre entre l'extrémité de la flèche de Beauduc ($190.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$; profil 03436) et le fond du golfe ($45.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$; profil D3D_GAM13) mais conserve une direction nord. Cette chute du potentiel de TSL_R annuel explique sans ambiguïté l'accumulation sédimentaire à l'extrémité de la flèche de Beauduc. La direction nord du potentiel de TSL_R annuel dans le fond du golfe de Beauduc, à l'abri de la flèche, est en outre confirmée dans la bibliographie (Blanc, 1977 ; L.C.H.F., 1984 ; Suanez, 1997). En revanche, il semble difficile d'établir ici une réelle convergence des dérives, en raison de la faiblesse de la dérive littorale potentielle annuelle dans le fond du golfe, qui selon toute vraisemblance n'a

définitivement pas la capacité d'alimenter la flèche en sédiment. En conséquence, le TSL est sans doute largement unidirectionnel (depuis la flèche vers le fond du golfe), ce qui confirmerait le rôle de limite fixe mais poreuse de la flèche de Beauduc.

4.3.2.8 Grau de la Dent

On observe que l'intensité du potentiel de TSL_R annuel est du même ordre de grandeur en amont ($710.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$; profil 03664 ; Figure 4-7) et en aval-dérive ($870.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$; profil 03581 ; Figure 4-6) du grau de la Dent et du secteur aménagé adjacent à celui-ci. En conséquence, il y a probablement une continuité du TSL de l'embouchure du Rhône à la flèche de Beauduc, contrairement à ce qu'indiquent les travaux de Blanc (1977), Suanez (1997) et Sabatier (2001), mais en accord avec le L.C.H.F. (1984). Cette discordance entre les précédents travaux de géomorphologie expérimentale et les simulations exécutées dans ce travail de thèse est abordée ci-après, en section 4.3.3.

4.3.2.9 Embouchure du Rhône

Comme le dévoile la Figure 4-7, en rive droite de l'embouchure du Rhône, le potentiel de TSL_R annuel est massivement dirigé vers l'ouest ($630.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ en moyenne avec un ratio TSL dominant / secondaire moyen de 4,4), tandis qu'en rive gauche, il s'oriente massivement vers l'est ($460.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ en moyenne avec un ratio TSL dominant / secondaire moyen de 4,0). Malgré l'impossibilité d'inclure directement l'embouchure dans les simulations, il existe indéniablement une rupture dans la continuité du transit longitudinal en lien avec la divergence des dérives littorales potentielles annuelles. Et c'est en effet ce que suggère la bibliographie, où l'embouchure du Rhône est caractérisée comme une limite (Sabatier, 2001) mais sa nature (poreuse/absolue, fixe/mobile) n'est pas déterminée. Cependant, contrairement aux résultats obtenus ici, les précédents travaux de géomorphologie expérimentale ne font pas toujours état d'une divergence du TSL à l'embouchure : ce point sera bordé en section 4.3.3.

4.3.2.10 Synthèse partielle

La modélisation du potentiel de TSL_R annuel le long des plages du golfe du Lion dévoile des ruptures dans la continuité longitudinale de celui-ci. Leur description révèle qu'il s'agit principalement de limites de cellules littorales, dont les caractéristiques sont rappelées dans le Tableau 4-1. Le grau de la Dent fait figure d'exception, exclu des simulations en raison des hypothèses de modélisation mais qui est vraisemblablement situé au milieu d'une cellule de dérive littorale potentielle annuelle continue entre l'embouchure du Rhône et la flèche de Beauduc.

Tableau 4-1 - Typologie des limites de cellule de dérive littorale potentielle annuelle identifiées dans la zone d'étude *via* les ruptures dans la continuité longitudinale du potentiel de TSL_R.

	Nature de la limite de cellule de dérive littorale déterminée par	
	la modélisation (directement ou par extrapolation)	les méthodes de géomorphologie expérimentale
Cap Leucate	Fixe et perméable (TSL bidirectionnel)	Fixe et (im)perméable
Grau de la Vieille Nouvelle	Perméable (convergence)	Mobile et perméable (convergence)
Cap d'Agde	NSPP	Fixe et (im)perméable
Mont Saint-Clair	NSPP	Fixe et imperméable
Espiguette	Fixe et perméable (TSL unidirectionnel)	Fixe et imperméable
Petit Rhône	Fixe et imperméable (divergence)	Identifiée mais pas définie
Beauduc	Fixe et perméable (TSL unidirectionnel)	Pas identifiée comme limite
Grand Rhône	Fixe et imperméable (divergence)	Fixe et imperméable

Cette première caractérisation des limites de cellules ne bénéficie pas encore de l'analyse des variations interannuelles : en conséquence, il convient de rester prudent quant à leur nature (poreuse/absolue, fixe/mobile), qui sera revue par la suite (chapitre 5).

4.3.3 Résultats contraires aux connaissances empiriques

Outre les ruptures dans la continuité longitudinale du potentiel de TSL_R le long des plages du golfe du Lion, les simulations révèlent des écarts au regard des précédents travaux sur les dérives littorales, et pour lesquels des éléments de réponses sont apportés ici.

4.3.3.1 Golfe et flèche de Beauduc

L'estimation du potentiel de TSL_R annuel le long de la flèche et du golfe de Beauduc montre une direction nord, de l'extrémité de la flèche de Beauduc jusqu'au grau de la Comtesse (Figure 4-6). Mais, comme expliqué dans ce chapitre 4, section 4.3.2.7, l'intensité du potentiel de TSL_R annuel chute drastiquement entre la flèche (profil 03436) et le fond du golfe (profil D3D_GAM13). Dans le golfe de Beauduc, le potentiel de TSL_R annuel est à l'équilibre, avec un ratio TSL dominant / secondaire moyen proche de 1, associé à une intensité moyenne inférieure à $50.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ (cf. section 4.2.2). En

conséquence, le TSL dans le golfe est sans doute négligeable, impliquant ainsi que la flèche de Beauduc soit exclusivement alimentée en sédiments par le lobe fossile du Rhône du Bras de Fer (grau de la Dent). Ces simulations complètent donc les travaux de Sabatier (2001) qui n'avait pu déterminer précisément à partir de différentiels bathymétriques si la flèche de Beauduc bénéficie d'apports en provenance du lobe fossile du Petit Rhône *via* le golfe de Beauduc.

4.3.3.2 Plage de Piémanson

Le long de la plage de Piémanson, à l'ouest de l'embouchure du Rhône, la synthèse bibliographique dévoile une direction résultante du TSL orientée vers l'est dans les travaux de Suanez (1997) et Sabatier (2001). Les arguments ayant permis à ces auteurs d'établir cette direction ouest, détaillés dans le chapitre 2, section 2.6.5.3, s'appuient principalement sur des méthodes de géomorphologie expérimentale où la houle n'est pas directement prise en compte. C'est sans doute ce qui explique la discordance entre les présentes simulations et les travaux antérieurs. Toutefois, le L.C.H.F. (1984) et Suanez (1997) (pour la période 1990-1992 uniquement) établissent une direction résultante du TSL conforme aux modélisations de cette thèse. De façon générale, la synthèse bibliographique rappelle que la plage de Piémanson a toujours posé des difficultés d'interprétation : ainsi, les variations du rivage évoquées par Blanc (1977) ne sont pas rattachées au TSL. Par ailleurs, les résultats présentés ici indiquent l'absence de gradient du potentiel de TSL_R annuel dans la direction résultante de la dérive littorale potentielle annuelle, ce qui suggère que ce tronçon d'avant-côte se comporte essentiellement comme une zone de transit orientée vers l'est.

4.3.4 Cas ponctuels d'inversion

De façon ponctuelle, quelques profils dans le Roussillon (profils 00991 et 00984 ; Figure 4-1), le golfe d'Aigues-Mortes (profils 02623, 02642, D3D_GAM06, D3D_GAM08 ; Figure 4-4) et le golfe de Beauduc (profil D3D_GDB01 ; Figure 4-6) sont affectés par une inversion au regard des directions déterminées empiriquement et communément admises. Cependant, hormis pour les profils 02623 et 02642, il s'agit systématiquement de profils isolés. Or, en section 4.3.1 de ce chapitre 4, il est établi comme hypothèse de travail qu'un minimum de deux profils adjacents au potentiel de TSL_R annuel dirigé dans le même sens est requis pour établir une cellule de dérive littorale potentielle annuelle. En conséquence, ces profils isolés ne remettent pas en cause l'organisation générale du potentiel de TSL_R annuel à l'échelle des plages du golfe du Lion. Quant aux profils 02623 et 02642, leur ratio TSL dominant / secondaire est proche de 1 : le TSL est sans-doute bidirectionnel pour ces profils et donc, la direction résultante du transit potentiel annuel n'est pas nécessairement significative. Ici encore, l'organisation générale du potentiel de TSL_R annuel n'est pas modifiée par ces cas particuliers.

4.3.5 Intensités estimées

Les estimations du potentiel de TSL_R annuel réalisées dans ce travail de thèse peuvent souffrir d'une divergence plus ou moins importante avec le TSL, pour trois raisons :

La calibration d'Unibest-LT (cf. chapitre 3, section 3.7) est finalement réduite en ne considérant qu'un type de plage exposé à des houles de tempête obliques, à la granulométrie fine, or le chapitre 2 montre des différences marquées *a minima* entre les plages du Languedoc-Roussillon d'une part et celles du delta du Rhône d'autre part, que ce soit en termes de morphologie ou d'hydrodynamisme.

La bibliographie sur le concept de TSL dévoile des écarts entre simulations et mesures *in-situ* d'un facteur 0,25 à 10 (cf. chapitre 3, section 3.1) ; tandis que la synthèse sur les plages du golfe du Lion (chapitre 2) révèle que les mesures du TSL sont *in fine* rares et critiquables.

Cependant, les valeurs moyennes du potentiel de TSL_R annuel montrent que sur l'ensemble du golfe du Lion, les proportions sont globalement conservées au regard de ce qui est avancé dans les travaux antérieurs, comme l'indique le Tableau 4-2. Ainsi les intensités les plus fortes sont constatées dans les simulations pour les plages du delta du Rhône, avec une prééminence des flèches de l'Espiguette, de Beauduc et de la Gracieuse. Dans le Roussillon, le Narbonnais et le lido de Frontignan les simulations donnent souvent des valeurs plus de deux fois supérieures à ce que propose la littérature alors que pour le lido de Sète la surestimation est moins importante (Tableau 4-2). Quant aux golfes, selon les résultats obtenus ici, ils tendent vers un potentiel de TSL_R annuel peu significatif en comparaison des autres secteurs. Cependant, la hiérarchisation des intensités en Languedoc-Roussillon n'est pas nécessairement attestée dans les travaux antérieurs qui proposent souvent des intensités de TSL quasiment identiques du Roussillon au golfe d'Aigues-Mortes alors que la morphologie et le cadre hydrodynamique de ces plages (chapitre 2) suggèrent plus de diversité. Les intensités du TSL proposées antérieurement présentent donc elles aussi des incertitudes difficiles à lever.

Pour finir, en introduction du chapitre 3 il est rappelé que l'intérêt scientifique de cette thèse ne réside pas tant dans la reproduction de mesures *in-situ* du TSL « type » qui n'existent finalement pas, que dans l'analyse de son organisation à l'échelle du golfe du Lion, faisant intervenir sur chacun des 157 profils topo-bathymétrique un climat de houle annuel « type », établi à partir de 31 ans de houles horaires extraites de la base de données ANEMOC-2. Contrairement aux travaux antérieurs principalement basés sur les méthodes de géomorphologie expérimentale, la houle est ici directement prise en compte pour l'estimation du potentiel de TSL_R annuel. En outre, le chapitre 5 s'intéressera à ses fluctuations interannuelles de 1979 à 2010, tandis que le chapitre 7 se focalisera sur sa variabilité longitudinale, c'est-à-dire les gradients du potentiel de TSL_R.

Tableau 4-2 - Comparaison des intensités du potentiel de TSL_R annuel modélisé dans cette thèse aux valeurs des travaux antérieurs.

Secteur	Moyenne du potentiel de TSL _R annuel	Amplitude du TSL dans la bibliographie
Roussillon	200.10 ³ m ³ /an	10 à 100.10 ³ m ³ /an
La Franqui - Port-la-Nouvelle	270.10 ³ m ³ /an	10 à 100.10 ³ m ³ /an
Portiragnes - Grau de la Vieille Nouvelle	310.10 ³ m ³ /an	10 à 100.10 ³ m ³ /an
Lido de Sète	140.10 ³ m ³ /an	10 à 100.10 ³ m ³ /an
Lido de Frontignan	460.10 ³ m ³ /an	200.10 ³ m ³ /an ?
Lido des Aresquiers	320.10 ³ m ³ /an	
Golfe d'Aigues-Mortes	90.10 ³ m ³ /an	15 à 30.10 ³ m ³ /an
Petite Camargue	580.10 ³ m ³ /an	340 à 860.10 ³ m ³ /an
Golfe de Beauduc	30.10 ³ m ³ /an	15 à 610.10 ³ m ³ /an
Flèche de Beauduc	570.10 ³ m ³ /an	15 à 610.10 ³ m ³ /an
Plage de Piémanson	630.10 ³ m ³ /an	4 à 250.10 ³ m ³ /an
Gracieuse	460.10 ³ m ³ /an	5 à 200.10 ³ m ³ /an

4.3.6 Relation entre TSL dominant et secondaire

Dans les simulations, pour environ un quart des profils (37/157) le ratio TSL dominant / secondaire est inférieur à 2. Autrement dit, les potentiels de TSL_D et TSL_G annuels sont quasiment équivalents : le potentiel de TSL_R annuel est à l'équilibre. La Figure 4-8 ainsi que la Figure 4-10 révèlent que ces ratios faibles concernent principalement les golfes de Beauduc et d'Aigues-Mortes, mais aussi le lido de Sète et la zone de convergence dans le Narbonnais. Il faut également compter quasiment un tiers des profils du Roussillon (9/31).

Cependant, comme le montrent la Figure 4-9 et la Figure 4-11, un ratio faible n'est pas forcément synonyme de potentiels de TSL_D et TSL_G annuels faibles également. Ainsi, le lido de Sète, pour lequel le ratio TSL dominant / secondaire moyen est inférieur à 2, affiche un potentiel de TSL total annuel de 490.10³ m³/an en moyenne. En d'autres termes, le TSL_R est faible en raison de TSL_D et TSL_G proches mais les volumes potentiellement en transit sont élevés (TSL total). Seul le lido de Frontignan montre des intensités supérieures en Languedoc-Roussillon en termes de potentiel de TSL total. En revanche, par rapport aux lidos de Sète et Frontignan évoqués précédemment, le potentiel de TSL total annuel est presque deux fois plus faible dans la zone de convergence des dérives littorales potentielles annuelles nord et sud dans la Narbonnais (entre Port-la-Nouvelle et le grau de la Vieille Nouvelle), à 240.10³ m³/an (Figure 4-2).

Pour les golfes d'Aigues-Mortes et de Beauduc, la Figure 4-10 dévoile un ratio TSL dominant / secondaire proche de 2 (sans prendre en compte les valeurs extrêmes), mais là encore, la Figure 4-11 montrent que ce n'est pas synonyme de potentiel de TSL total annuel nul : en effet, il est proche des 400.10³ m³/an dans la partie la plus exposée aux houles, puis décroît en direction du fond des golfes jusqu'à être proche de 0.

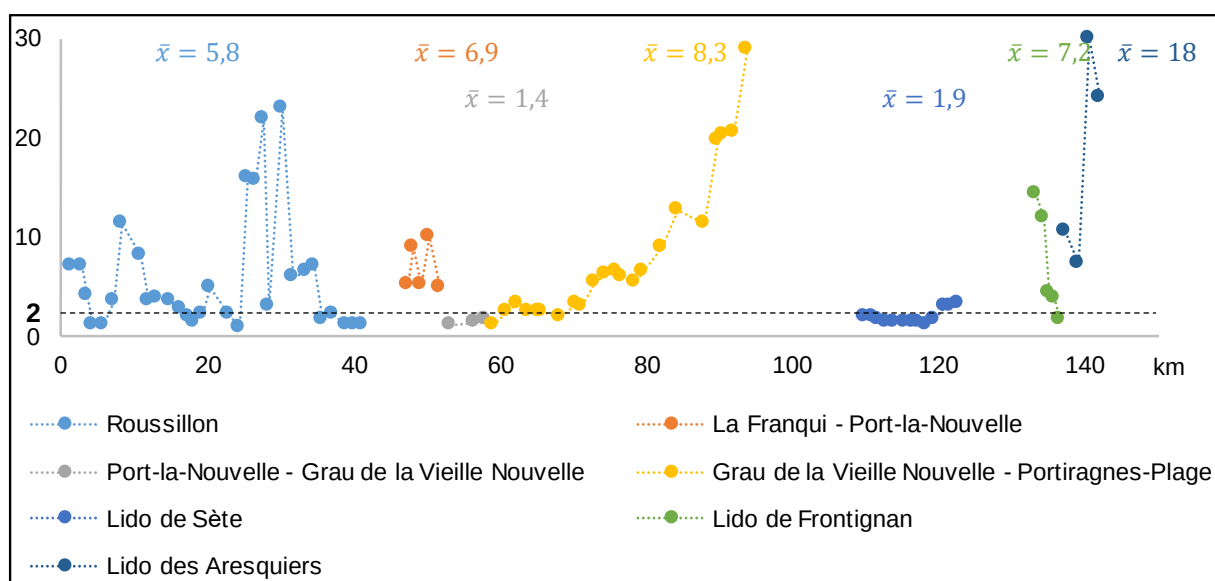


Figure 4-8 - Ratio TSL dominant / secondaire annuel « type », du Roussillon au lido des Aresquiers.

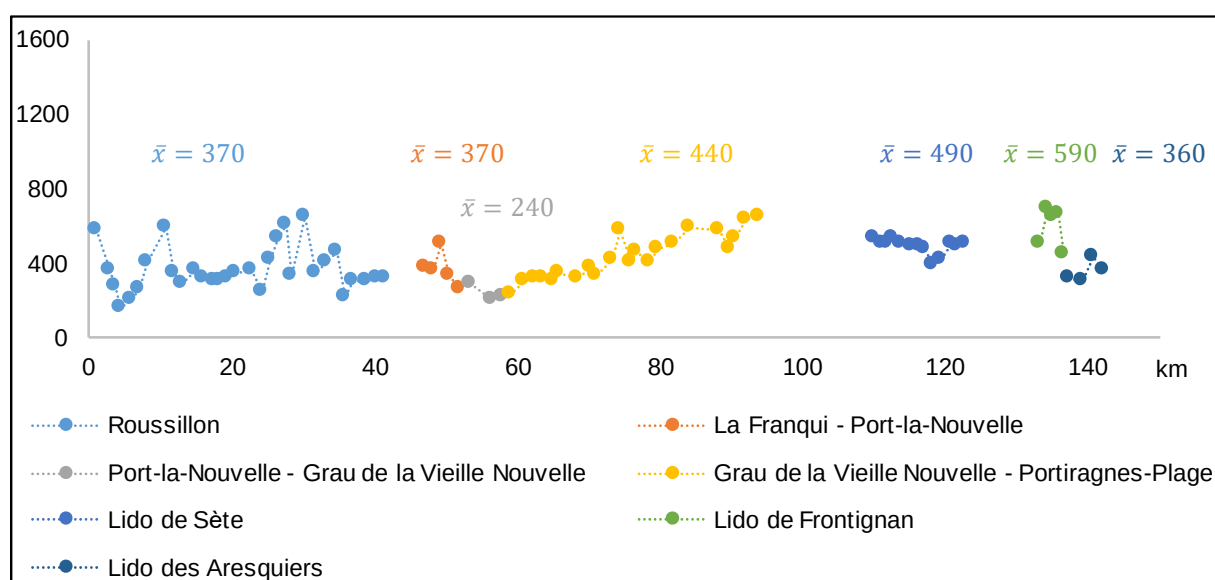


Figure 4-9 - Potentiel de TSL_T annuel « type », du Roussillon au lido des Aresquiers.

In fine, pour la grande majorité des profils (3/4) de la zone d'étude, le potentiel de TSL dominant est au moins deux fois supérieur au potentiel de TSL secondaire. Mais un ratio TSL dominant / secondaire faible, s'il est synonyme de TSL sans doute bidirectionnel, n'implique pas systématiquement une faiblesse des potentiels de TSL_D et TSL_G annuels, comme le résume bien le Tableau 4-3 où est donné le ratio TSL_T/TSL_R.

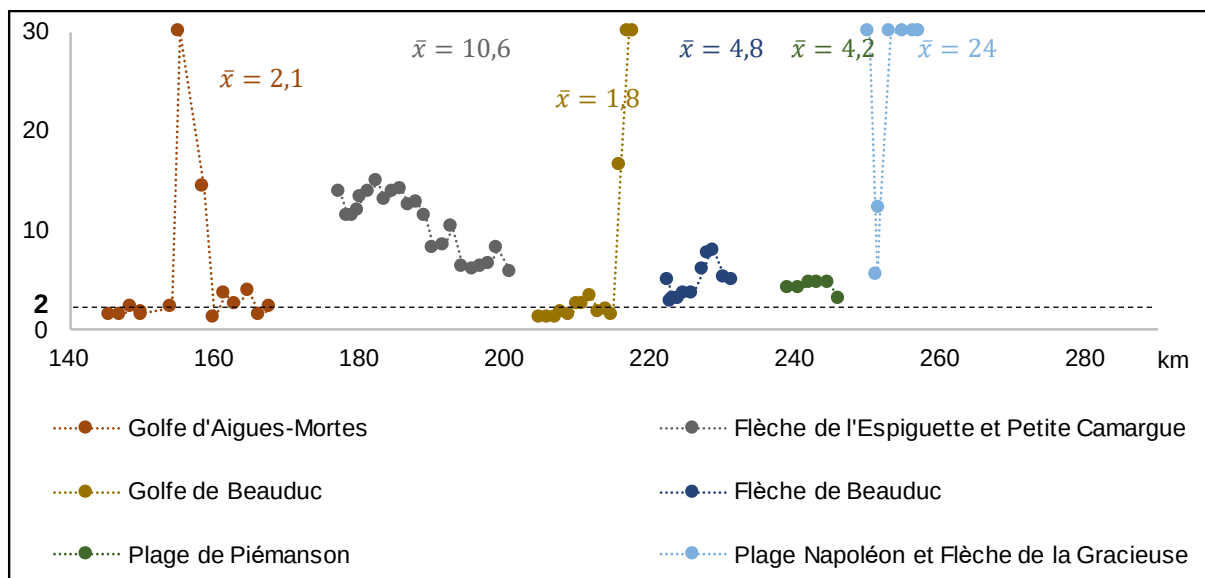


Figure 4-10 - Ratio TSL dominant / secondaire annuel « type », du golfe d'Aigues-Mortes à la flèche de la Gracieuse.

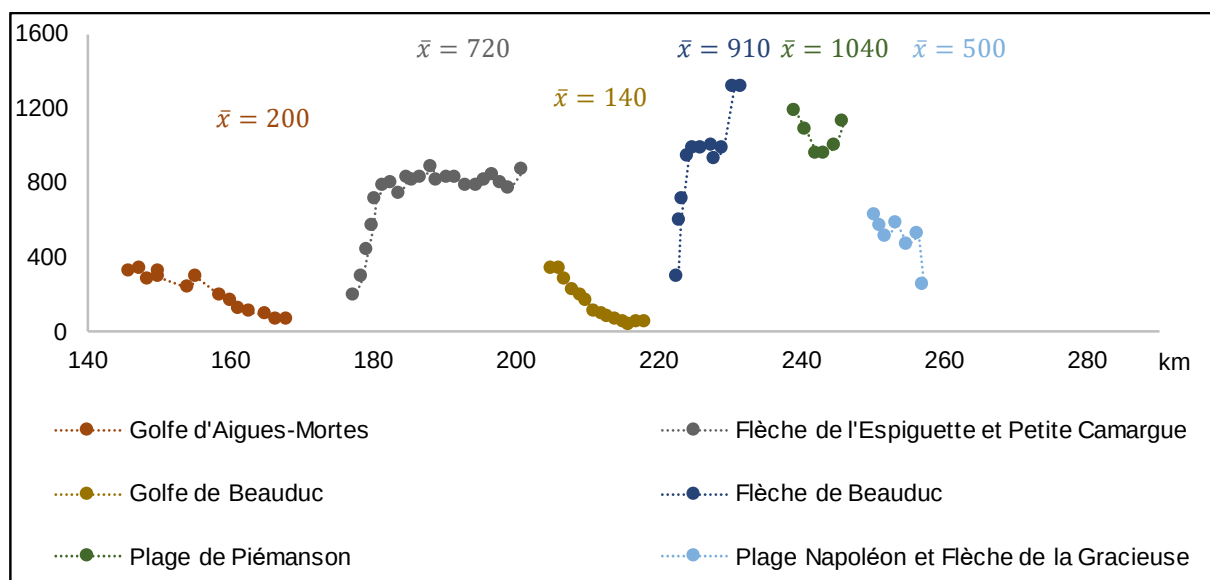


Figure 4-11 - Potentiel de TSLr annuel « type », du golfe d'Aigues-Mortes à la flèche de l'Espiguette.

Tableau 4-3 - Ratio TSL dominant / secondaire, moyenne du potentiel de TSL_R et TSL_T annuel « type » et ratio TSL_T/TSL_R, du Roussillon à la flèche de la Gracieuse.

Cellule de dérive littorale potentielle annuelle	Ratio TSL dom. / sec	Moyenne du potentiel de TSL _R annuel	Moyenne du potentiel de TSL _T annuel	Ratio TSL _T /TSL _R
Roussillon	5,8	200.10 ³ m ³ /an	370.10 ³ m ³ /an	1,9
La Franqui - Port-la-Nouvelle	6,9	270.10 ³ m ³ /an	370.10 ³ m ³ /an	1,4
Portiragnes - Grau de la Vieille Nouvelle	8,3	310.10 ³ m ³ /an	440.10 ³ m ³ /an	1,4
Lido de Sète	1,9	140.10 ³ m ³ /an	490.10 ³ m ³ /an	3,5
Lido de Frontignan	7,2	460.10 ³ m ³ /an	590.10 ³ m ³ /an	1,3
Lido des Aresquiers	18	320.10 ³ m ³ /an	360.10 ³ m ³ /an	1,1
Golfe d'Aigues-Mortes	2,1	90.10 ³ m ³ /an	200.10 ³ m ³ /an	2,2
Petite Camargue	10,6	580.10 ³ m ³ /an	720.10 ³ m ³ /an	1,2
Golfe de Beauduc	1,8	30.10 ³ m ³ /an	140.10 ³ m ³ /an	4,7
Flèche de Beauduc	4,8	570.10 ³ m ³ /an	910.10 ³ m ³ /an	1,6
Plage de Piémanson	4,2	630.10 ³ m ³ /an	1040.10 ³ m ³ /an	1,7
Plage Napoléon et Flèche de la Gracieuse	24	460.10 ³ m ³ /an	500.10 ³ m ³ /an	1,1

N.B. : le nom des cellules « La Franqui - Port-la-Nouvelle », « Portiragnes - grau de la Vieille Nouvelle » et « Plage Napoléon - Flèche de la Gracieuse » sera simplifié dans le chapitre 5 : elles seront ensuite respectivement nommées « Narbonnais Sud », « Narbonnais Nord » et « Flèche de la Gracieuse ».

5 Variabilité interannuelle du potentiel de TSL_R (1979-2010)

La mise en œuvre du modèle d'ingénierie côtière Unibest-LT sur l'ensemble des plages sableuses du golfe du Lion (environ 250 km de littoral) a permis de caractériser l'organisation et l'intensité du potentiel de TSL_R annuel pour un climat de houle annuel « type » établi à partir de 31 ans de houle horaire (base de données ANEMOC-2). Sans doute du fait de données de houles disparates et rares, la majorité des études entreprises par le passé ont négligé cette prise en compte directe de la houle, malgré les travaux de Longuet-Higgins (1970a, 1970b) démontrant clairement qu'elle est le moteur principal de la dérive littorale.

On constate tout d'abord dans ces résultats de modélisation que les directions du transit potentiel résultant annuel sont pour l'essentiel conformes à celles déterminées avec les méthodes de géomorphologie expérimentale, que ce soit pour les plages du Languedoc-Roussillon ou celles du delta du Rhône. Ensuite, la modélisation des dérives potentielles annuelles de direction opposée, (c'est-à-dire des potentiels de TSL_D et TSL_G) a permis de déterminer si le transit potentiel résultant annuel découle d'un équilibre ou non des transits potentiels annuels de direction contraire. Enfin, des gradients du potentiel de TSL_R annuel ont pu être identifiés, en particulier ceux décroissants (c'est-à-dire négatifs) localisés aux extrémités des flèches sableuses du delta du Rhône (Espiguette, Beauduc, Gracieuse) et en concordance avec la dynamique d'accrétion de ces corps sédimentaires.

Il s'agit maintenant de déterminer si pour certaines années l'organisation et l'intensité du potentiel de TSL_R annuel diffèrent de celles obtenues à partir d'une année de houle « type » afin de prendre en compte la variabilité interannuelle de la houle comme le suggèrent les travaux similaires sur d'autres littoraux (Ruggiero *et al.*, 2010; Silva *et al.*, 2012; Idier *et al.*, 2013).

5.1 Méthodologie

5.1.1 Découpage spatial des simulations

L'étude de la variabilité interannuelle du potentiel de TSL_R amène à revoir la segmentation du littoral du golfe du Lion adoptée dans la section précédente, qui reposait essentiellement sur les grandes ruptures dans la continuité du littoral sableux de la zone d'étude. Le nouveau découpage s'appuie sur les cellules de dérive littorale potentielle annuelle identifiées précédemment par la modélisation du potentiel de TSL_R annuel à l'échelle du golfe du Lion (section 4.3) :

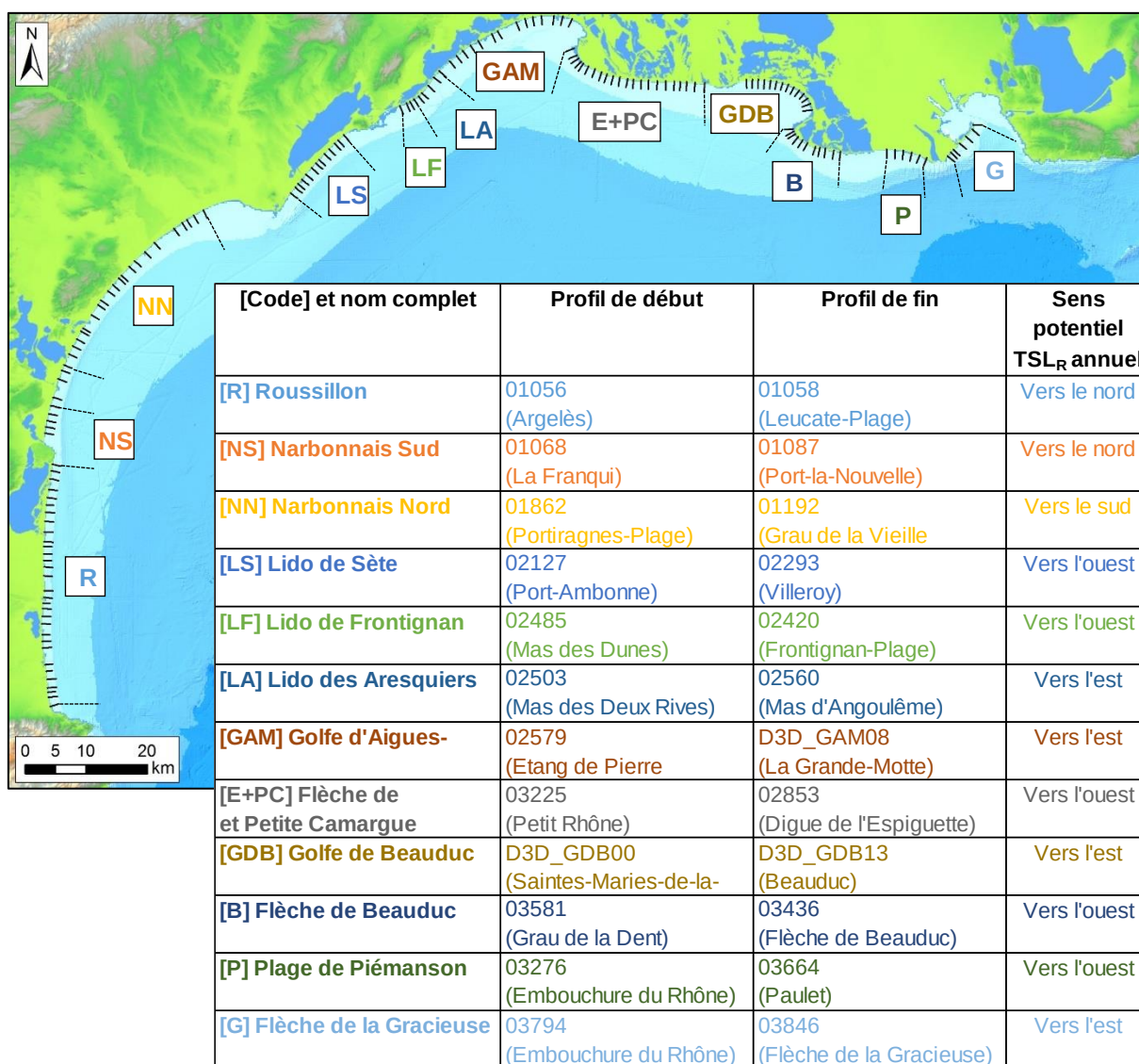


Figure 5-1 - Schéma récapitulatif des cellules de dérive littorale potentielle annuelle du golfe du Lion, définies sur la base du potentiel de TSL_R annuel « type » (chapitre 4).

Dans la synthèse bibliographique (chapitre 2), certains auteurs suggèrent une continuité du TSL le long des caps de Leucate, Agde et Sète ; cependant Unibest-LT ne permet de modéliser le potentiel de TSL_R le long des côtes rocheuses : il n'est donc pas possible de confirmer (ou d'infirmer) ici les travaux précédents de géomorphologie expérimentale. De plus, pour le cap Leucate, les simulations numériques montrent qu'en amont-dérive de celui-ci le TSL est sans doute bidirectionnel (Figure 4-1) : la continuité du transit sédimentaire n'est donc pas forcément permanente. C'est pourquoi sont distingués d'une part le « Roussillon » et d'autre part le « Narbonnais Sud ».

Si l'estimation du potentiel de TSL_R annuel réalisé dans la section précédente indique l'existence de plusieurs cellules de dérive littorale potentielle annuelle dans les golfes, elles ne seront pas individualisées dans l'analyse qui suit. En effet, les intensités faibles du transit potentiel résultant annuel, induites par un équilibre relatif entre les dérives littorales potentielles de direction opposée, cachent sans doute un TSL bidirectionnel. Le texte serait donc inutilement alourdi pour s'intéresser à des segments d'avant-côte où les

mouvements sédimentaires sont probablement peu significatifs en comparaison des autres cellules.

5.1.2 Climats de houle annuels

L'unique changement dans la mise en œuvre d'Unibest-LT concerne les climats de houle utilisés en entrée du modèle. En effet, les séries horaires ANEMOC-2 sont segmentées en 30 intervalles couvrant 12 mois, du 1^{er} octobre au 30 septembre, et discrétisées selon des classes de 5° pour les directions et 25 cm pour les hauteurs. Ainsi, pour l'année 1979-1980 le potentiel de TSL_R annuel est calculé du 1^{er} octobre 1979 au 30 septembre 1980, et ainsi de suite jusqu'en 2010. C'est pourquoi par la suite il sera fait référence à l'année 1979-1980, puis 1980-1981, etc. car il s'agit bien d'une seule période de 12 mois et non de 24. En outre, **le qualificatif « annuel » est maintenant abandonné** puisque tout potentiel de TSL, qu'il soit résultant, dominant ou secondaire, est systématiquement calculé pour une année.

5.1.3 Identification des anomalies positives et négatives

De manière comparable aux travaux des climatologues, la variabilité interannuelle du potentiel de TSL_R est étudiée en tant qu'évolution par rapport à la situation normale, c'est-à-dire celle présentée précédemment dans le chapitre 4 et basée sur une année « type » de houle. Ici, les années où le potentiel de TSL_R est significativement supérieur à la situation normale sont considérées comme des anomalies positives et dans les cas inverses comme des anomalies négatives.

Pour chacune des 31 années, la différence avec l'année normale pour le potentiel de TSL_R, TSL_D et TSL_G est calculée profil par profil. Puis pour chaque cellule, les données des profils sont moyennées par année.

Les différences par rapport à la normale sont exprimées en pourcentage afin de standardiser les résultats pour faciliter les comparaisons. Lorsque les valeurs de l'intensité du potentiel de TSL sont doublées, alors l'augmentation est de 100 %. Par exemple pour la Petite Camargue, le potentiel de TSL_R pour l'année 1987-1988 est en moyenne plus élevé de 71 % par rapport à la normale (Tableau 5-9) car il passe de 580.10³ m³/an en situation normale à plus de 1000.10³ m³/an cette année-là.

L'écart-type est couramment employé comme seuil en statistique : il est utilisé ici pour identifier sans ambiguïté les anomalies positives et négatives. Par conséquent, les années proches de la situation normale sont celles pour lesquelles la variation du potentiel de TSL_R par rapport à la normale est comprise dans l'intervalle suivant :

$$[\bar{x} - \sigma ; \bar{x} + \sigma]$$

La moyenne $\bar{x}$ et l'écart-type σ sont calculés par cellule sur les différences du potentiel de TSL_R avec la normale.

5.1.4 Typologie des anomalies positives et négatives

L'identification des anomalies positives et négatives amène à dégager plusieurs cas de figure concernant l'évolution du potentiel de TSL dominant et secondaire par rapport à la situation normale.

Ainsi, trois schémas type sont déterminés pour les anomalies positives, le plus souvent marqués par un accroissement du potentiel de TSL dominant :

- **[D+][S+]** - Hausse du potentiel de TSL dominant **[D+]** et hausse du potentiel de TSL secondaire **[S+]** ;
- **[D+][S=]** - Hausse du potentiel de TSL dominant **[D+]** et stabilité du potentiel de TSL secondaire **[S=]** ;
- **[D+][S-]** - Hausse du potentiel de TSL dominant **[D+]** et baisse du potentiel de TSL secondaire **[S-]** ;

Quant aux anomalies négatives, il existe dans les résultats cinq cas, la plupart du temps marqués par une décroissance du potentiel de TSL dominant :

- **[D+][S+]** - Hausse du potentiel de TSL dominant **[D+]** et hausse du potentiel de TSL secondaire **[S+]** ;
- **[D=][S+]** - Stabilité du potentiel de TSL dominant **[D=]** et hausse du potentiel de TSL secondaire **[S+]**.
- **[D-][S=]** - Baisse du potentiel de TSL dominant **[D-]** et stabilité du potentiel de TSL secondaire **[S=]** ;
- **[D-][S+]** - Baisse du potentiel de TSL dominant **[D-]** et hausse du potentiel de TSL secondaire **[S+]** ;
- **[D-][S-]** - Baisse du potentiel de TSL dominant **[D-]** et baisse du potentiel de TSL secondaire **[S-]** ;

Le Tableau 5-1 ci-dessous récapitule les différents cas d'évolution des potentiels de TSL dominant et secondaire mis en évidence lors de notre analyse.

Tableau 5-1 - Cas type d'évolution des potentiels de TSL dominant et secondaire entre 1979 et 2010 par rapport à la normale ; les valeurs sont des pourcentages (%) et le codage est donné dans le texte.

TSL _R	TSL dominant	TSL secondaire	Cas
56	67	116	[D+][S+]
122	109	0	[D+][S=]
244	193	-64	[D+][S-]
-254	14	100	[D+][S+]
-61	-10	65	[D=][S+]
-89	-31	1	[D-][S=]
-54	-38	41	[D-][S+]
-52	-50	-43	[D-][S-]

5.2 Languedoc-Roussillon

5.2.1 Tendances générales

En moyenne, sur l'ensemble de l'avant-côte du Languedoc-Roussillon, le potentiel de TSL_R est proche de la normale pour plus de trois-quarts des 31 années étudiées (~81 %, soit 24 années sur 31). Les simulations permettent d'identifier, en moyenne par cellule, 4 années sur 31 pour lesquelles le potentiel de TSL_R est supérieur à la normale. Pour ces anomalies positives, si le potentiel de TSL_R est en moyenne plus que doublé (+165 %), dans le détail les hausses varient de +56 à +636 %. Les anomalies négatives sont en général moins nombreuses (2 années sur 31 en moyenne par cellule) mais plus modérées que les anomalies positives : la baisse moyenne est de -107 %, pour des valeurs comprises entre -48 et -229 %.

5.2.2 Roussillon

Caractéristiques année type (1979-2010) :

- ***TSL résultant*** : Vers le nord ;
- ***TSL dominant*** : TSL_G (vers le nord) ;
- ***TSL secondaire*** : TSL_D (vers le sud) ;
- ***Ratio moyen TSL dominant / secondaire*** : 5,8.

5.2.2.1 Anomalies positives

Pour le Roussillon (Tableau 5-2), les simulations proposent trois situations caractéristiques pour les années où le potentiel de TSL_R est plus fort que la normale :

- Pour l'année 2003-2004, l'accroissement du potentiel de TSL_R résulte uniquement d'un potentiel de TSL dominant (vers le nord) plus élevé tandis que le potentiel de TSL secondaire (vers le sud) reste stable (cas **[D+][S=]**) ;
- En 2001-2002, le potentiel de TSL_R plus élevé par rapport à la normale provient d'un accroissement du potentiel de TSL dominant mais aussi du potentiel de TSL secondaire (situation **[D+][S+]**) ;
- Enfin, pour les années 2008-2009 et 1981-1982, la hausse du potentiel de TSL dominant est plus modérée mais elle est accompagnée d'une baisse du potentiel de TSL secondaire (configuration **[D+][S-]**).

Il est intéressant de remarquer que seule l'année 2008-2009 présente une augmentation marquée du ratio TSL dominant / secondaire par rapport à la normale (+141 %) : il s'agit de l'anomalie positive où la baisse du potentiel de TSL secondaire est la plus forte. Pour les autres, l'accroissement est plus limité, compris entre +17 et +40 % : ces valeurs se distinguent peu de celles observées pour les années proches de la normale, comme le montre le Tableau 5-2. Ce tableau indique également qu'il n'y a pas de covariation du potentiel de TSL_R et du ratio TSL dominant / secondaire.

En outre, pour ces années supérieures à la normale, le potentiel de TSL_R est le plus souvent doublé, quand il n'est pas multiplié par quatre en 2003-2004, unique cas **[D+][S=]** entre 1979 et 2010 (Tableau 5-2). Cet accroissement résulte de volumes de sédiments en transit le long du rivage plus élevés au regard de l'année type, comme le montrent les valeurs de potentiel de TSL_T accrues de 28 à 148 %.

Tableau 5-2 - Evolution (%) par rapport à la normale du potentiel de TSL_R, du potentiel de TSL_T, du ratio TSL dom./sec., du potentiel de TSL dominant et du potentiel de TSL secondaire, pour le Roussillon.

	TSL _R	TSL _T	Ratio TSL dom./sec.	TSL dominant (nord)	TSL secondaire (sud)	Rang et cas type
2003-2004	308	148	28	171	7	1 [D+][S=]
2001-2002	221	89	17	114	14	2 [D+][S+]
2008-2009	209	43	141	77	-54	3 [D+][S-]
1981-1982	124	28	40	48	-33	4 [D+][S-]
$\bar{x} + \sigma = 100$						
1982-1983	86	9	124	43	-63	
2000-2001	40	-16	59	1	-63	
1991-1992	34	2	-21	4	-23	
1988-1989	23	-30	73	-12	-66	
1992-1993	15	-17	-14	-8	-31	
1979-1980	13	8	-35	12	7	
1996-1997	0	-2	-36	-2	-7	
1998-1999	-3	-26	-26	-21	-25	
1983-1984	-4	-7	-37	-5	5	
1987-1988	-9	13	-33	13	-14	
1985-1986	-23	38	-60	16	92	
1995-1996	-27	92	-60	59	120	
1986-1987	-30	-52	-6	-44	-62	
2007-2008	-31	19	-59	8	59	
2002-2003	-38	15	-59	9	65	
1984-1985	-42	-23	-43	-25	-22	
1989-1990	-44	-34	-52	-36	-19	
2006-2007	-45	-44	-41	-41	-38	
2009-2010	-49	-10	-59	-17	34	
1990-1991	-54	-18	-58	-25	8	
1993-1994	-57	-22	-62	-35	7	
2005-2006	-61	8	-66	-10	65	
1994-1995	-83	-50	-60	-52	-25	
1997-1998	-90	29	-73	-4	105	
1999-2000	-94	-28	-70	-43	9	
$\bar{x} - \sigma = -97$						
2004-2005	-108	-38	-75	-54	37	2 [D-][S+]
1980-1981	-131	-38	-82	-58	49	1 [D-][S+]

5.2.2.2 Anomalies négatives

Pour les années où le potentiel de TSL_R est plus faible au regard de celui de référence (Tableau 5-2), un seul cas de figure est observé lors des années 2004-2005 et 1980-1981 : le potentiel de TSL dominant est modérément en baisse mais accompagné d'une hausse du potentiel de TSL secondaire ([D-][S+]). En outre, le potentiel de TSL_R est plus que divisé par deux comparativement au potentiel de TSL_R type (Tableau 5-2). Néanmoins, cela ne signifie pas qu'il s'agisse des années pour lesquelles la baisse du potentiel de TSL_T est aussi la plus forte : celle-ci se produit en 1986-1987 (-52 %) et 1994-1995 (-50 %), années proches de la normale. Enfin, on note que ces deux années 2004-2005 et 1980-1981 cumulent les plus fortes baisses du ratio TSL dominant / secondaire mais cependant, comme le montre le Tableau 5-2, elles se distinguent finalement peu des années proches de la normale, au regard des valeurs constatées pour ces dernières.

5.2.2.3 Situations proches de la normale

Concernant les années qui se distinguent peu de la normale, en raison d'une variation du potentiel de TSL_R limitée à plus ou moins un écart-type du potentiel de TSL_R type, il faut évoquer le cas de l'année 1995-1996. Celle-ci affiche un potentiel de TSL_R en moyenne inférieur de 27 % à l'année type, mais cette variation limitée cache en réalité des mouvements sédimentaires importants comme le prouve le potentiel de TSL_T en hausse de 92 % (Tableau 5-2), à la hauteur des plus fortes anomalies positives. C'est également le cas, pour l'année 1985-1986, où cependant la hausse du potentiel de TSL_T est plus limitée (+38 %), mais à la hauteur des valeurs constatées pour les anomalies positives.

Concernant l'évolution du ratio TSL dominant / secondaire par rapport à la normale, comme le montre la Tableau 5-2, pour trois années (1982-1983, 1988-1989 et 2000-2001) il connaît un accroissement à hauteur des valeurs constatées pour les anomalies positives. Si les résultats indiquent pour ces trois années une hausse du potentiel de TSL_R au regard de celui déterminé pour une année type, il ne dépasse pas pour autant le seuil qui mènerait à les classer en anomalie positive.

5.2.2.4 Situations d'inversion du potentiel de TSL_R

L'année 1980-1981, évoquée dans les anomalies négatives en parallèle de 2004-2005, se démarque par un grand nombre de profils pour lesquels le potentiel de TSL_R est dirigé vers le sud (Figure 5-2), c'est-à-dire dans la direction du potentiel de TSL secondaire lors d'une année type : il s'agit d'un cas unique sur la période 1979-2010. Si 1980-1981 et 2004-2005 sont toutes deux des anomalies négatives en configuration [D-][S+], seule 1980-1981 présente des inversions du potentiel de TSL_R (Figure 5-2).

Si l'on considère le potentiel de TSL_R en milliers de m³/an par profil de 1979 à 2010 de la Figure 5-2, on constate pour plusieurs années que sa direction est contraire à celle généralement observée sur l'ensemble du Roussillon. Ces inversions concernent toutefois

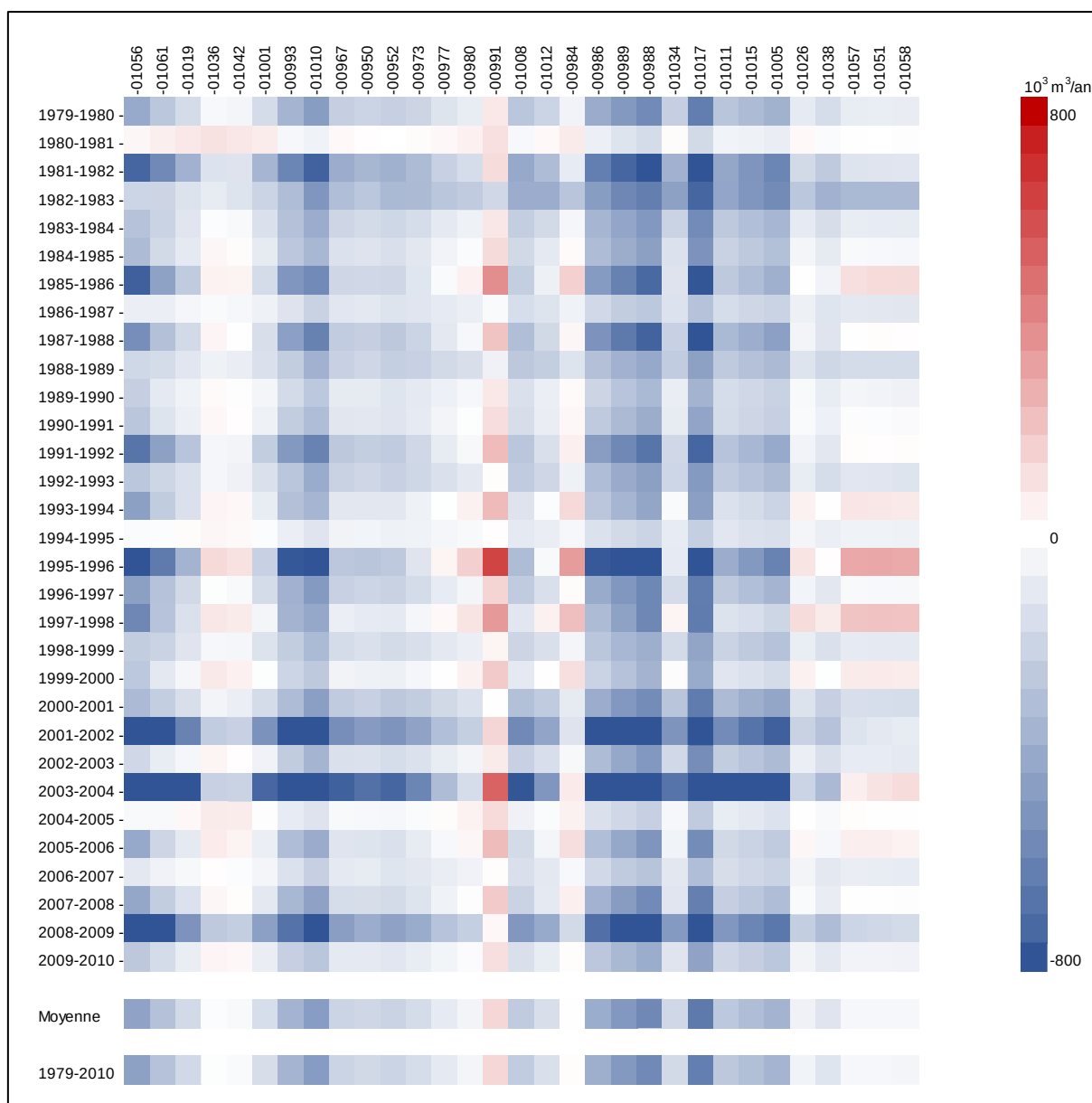


Figure 5-2 - Potentiel de TSL_R annuel (10³ m³/an) profil par profil de 1979 à 2010, pour le Roussillon.

deux échelles spatiales différentes, avec tout d'abord des inversions par zone :

1. Le secteur nord du Roussillon, entre le port et le cap de Leucate (profils 01057, 01051 et 01058) ;
2. L'embouchure de la Tech (profils 01036 et 01042).

Pour ces sections de l'avant-côte, il est difficile d'identifier une direction dominante et secondaire du potentiel de TSL_R : le TSL est sans doute bidirectionnel. Ces inversions zonales se produisent tout aussi bien en situation d'anomalie positive (2003-2004 - **[D+]**[S=]) qu'en situation proche de la normale (1986-1987 ; 1993-1994 ; 1995-1996 ; 1997-1998 ; 1999-2000 ; 2005-2006). Ensuite, des inversions sont également constatées à l'échelle de quelques profils isolés :

1. 00991, au nord du port de Canet-en-Roussillon ;
2. 00984, à l'exutoire du Bourdigoul.

Contrairement aux inversions zonales, celles-ci ont un caractère beaucoup plus systématique, en particulier pour le profil 00991 où un potentiel de TSL_R normalement dirigé vers le nord n'est observé qu'en 1982-1983, 1986-1987 et 1988-1989 (situations proches de la normale).

En outre, pour ces trois années le potentiel de TSL_R est dirigé vers le nord pour tous les profils sans exception. Pour l'année 1982-1983, la faible évolution du potentiel de TSL_T par rapport à celui déterminé pour une année type indique que le TSL_R plus élevé résulte d'un équilibre différent entre les potentiels de TSL dominant et secondaire. En revanche, pour 1988-1989, la diminution du TSL_T, en moyenne inférieur de 30 % par rapport à la normale, est induite par une chute du potentiel de TSL secondaire (vers le sud) de -66 % (Tableau 5-2). Quant à l'année 1986-1987, elle est marquée par une baisse significative des potentiels de TSL dominant et secondaire : le potentiel de TSL_T s'en retrouve alors réduit de 52 % (Tableau 5-2). En conséquence, un transport unidirectionnel vers le nord s'explique par des scénarios annuels très différents et non pas uniquement par des années durant lesquelles le potentiel de TSL dominant (vers le nord) est largement supérieur à la normale, comme on aurait pu le croire.

5.2.3 Narbonnais Sud

Caractéristiques de l'année type (1979-2010) :

- **TSL résultant** : Vers le nord ;
- **TSL dominant** : TSL_G (vers le nord) ;
- **TSL secondaire** : TSL_D (vers le sud) ;
- **Ratio moyen TSL dominant / secondaire** : 6,9.

5.2.3.1 Anomalies positives

Les résultats permettent de distinguer trois situations caractéristiques pour les années supérieures à la normale (Tableau 5-3) :

- Les deux années 2003-2004 et 2001-2002 présentent une configuration **[D+][S=]** où seul le potentiel de TSL dominant (vers le nord) augmente par rapport à la normale tandis que le potentiel de TSL secondaire (vers le sud) demeure stable ;
- 1995-1996 est la seule année où l'accroissement du potentiel de TSL dominant (vers le nord) est associé à un accroissement du potentiel de TSL secondaire (situation **[D+][S+]**) ;
- Quant aux autres anomalies positives, la hausse du TSL_R résulte d'un accroissement du potentiel de TSL dominant (vers le nord) tandis que le potentiel de TSL secondaire diminue (cas de figure **[D+][S-]**).

Toutes les anomalies positive affichent un accroissement marqué du ratio TSL dominant / secondaire (de +58 % à +341 %, Tableau 5-3), à l'exception de 1995-1996 où, au contraire, une baisse est observée (-31 %) puisque le potentiel de TSL secondaire augmente plus fortement que le dominant par rapport à la normale (cas type **[D+][S+]**).

Tableau 5-3 - Evolution (%) par rapport à la normale du potentiel de TSL_R, du potentiel de TSL_T, du ratio TSL dom./sec., du potentiel de TSL dominant et du potentiel de TSL secondaire, pour le Narbonnais Sud.

	TSL _R	TSL _T	Ratio TSL dom./sec.	TSL dominant (nord)	TSL secondaire (sud)	Rang et cas type
2003-2004	190	137	139	159	-6	1 [D+][S=]
1982-1983	86	43	341	61	-66	2 [D+][S-]
2001-2002	62	42	58	50	-13	3 [D+][S=]
1981-1982	58	27	184	40	-54	4 [D+][S-]
1995-1996	56	75	-31	67	116	5 [D+][S+]
$\bar{x} + \sigma = 54$						
2008-2009	54	20	264	34	-65	
1987-1988	40	28	25	33	-8	
2000-2001	36	9	181	20	-60	
2002-2003	5	17	-33	12	51	
1979-1980	5	11	-24	9	31	
1983-1984	4	-4	19	0	-1	-22
1991-1992	2	-1	3	0	-12	
1988-1989	0	-22	315	-13	-80	
1984-1985	-1	-16	80	-10	-55	
1996-1997	-4	-9	10	-7	-21	
2007-2008	-8	17	-48	7	83	
1992-1993	-9	-22	75	-17	-55	
1985-1986	-9	21	-51	9	104	
1998-1999	-14	-26	73	-21	-57	
2009-2010	-20	-13	-28	-16	8	
1989-1990	-29	-19	-36	-23	8	
2006-2007	-32	-33	-3	-33	-35	
1986-1987	-32	-43	87	-38	-69	
1990-1991	-33	-16	-47	-23	30	
2005-2006	-37	9	-65	-10	131	
1999-2000	-48	-28	-55	-36	22	
1994-1995	-49	-48	-16	-48	-44	
1993-1994	-49	-22	-59	-33	49	
1997-1998	-49	24	-74	-6	210	
$\bar{x} - \sigma = -51$						
2004-2005	-60	-49	-47	-54	-19	2 [D-][S-]
1980-1981	-69	-40	-68	-52	37	1 [D-][S+]

5.2.3.2 Anomalies négatives

Pour les années inférieures à la normale, deux configurations type sont identifiées (Tableau 5-3) :

- La configuration [D-][S-] est observée pour l'année 2004-2005, avec une baisse non seulement du potentiel de TSL dominant (vers le nord) mais aussi du potentiel de TSL secondaire (vers le sud) ;

- L'affaiblissement du potentiel de TSL_R peut résulter d'un fléchissement du potentiel de TSL dominant (vers le nord) exacerbé par une hausse du potentiel de TSL secondaire ([D-][S+]), comme c'est le cas pour 1980-1981.

Si ces anomalies négatives sont toutes associées à un ratio TSL dominant / secondaire en diminution par rapport à celui déterminé pour une année type, la plus forte baisse est constatée pour l'année proche de la normale 1997-1998, avec -74 %. Mais de façon générale pour le ratio TSL dominant / secondaire, comme le montre le Tableau 5-3, les anomalies négatives se distinguent finalement peu des années proches de la normale, au regard des valeurs constatées pour ces dernières.

5.2.3.3 Situations proches de la normale

Pour les années dont le potentiel de TSL_R est similaire au potentiel de TSL_R type, les résultats montrent de faibles variations du potentiel de TSL_T (Tableau 5-3).

Concernant l'évolution du ratio TSL dominant / secondaire par rapport à la normale, comme le montre le Tableau 5-3, pour sept années (1984-1985, 1986-1987, 1988-1989, 1992-1993, 1998-1999, 2000-2001, 2008-2009) il connaît un accroissement à hauteur des valeurs constatées pour les anomalies positives.

5.2.3.4 Situations d'inversion du potentiel de TSL_R

Comme le montre la Figure 5-3, il n'y a pas dans les résultats d'années pour lesquelles une inversion du potentiel de TSL_R est observée pour le Narbonnais Sud.

5.2.4 Narbonnais Nord

Caractéristiques de l'année type (1979-2010) :

- **TSL résultant** : Vers le sud ;
- **TSL dominant** : TSL_D (vers le sud) ;
- **TSL secondaire** : TSL_G (vers le nord) ;
- **Ratio moyen TSL dominant / secondaire** : 8,3.

5.2.4.1 Anomalies positives

Pour le Narbonnais Nord, les simulations montrent deux situations caractéristiques pour les années supérieures à la normale (Tableau 5-4) :

- 1997-1998 correspond au type [D+][S+], avec une hausse non seulement du potentiel de TSL dominant (vers le sud) mais aussi du potentiel de TSL secondaire (vers le nord) ;
- Pour les autres anomalies positives 1995-1996 et 2003-2004, la progression du potentiel de TSL_R est favorisée par un accroissement du potentiel de TSL dominant

(vers le sud) tandis que le potentiel de TSL secondaire (vers le nord) est plus faible par rapport à celui d'une année type (cas de figure **[D+][S-]**).

Ces deux années correspondant au cas type **[D+][S-]** cumulent les plus fortes hausses du ratio TSL dominant / secondaire (+192 % et +125 %), alors que pour l'année en configuration **[D+][S+]** le ratio est stable (-8 %).

Tableau 5-4 - Evolution (%) par rapport à la normale du potentiel de TSL_R, du potentiel de TSL_T, du ratio TSL dom./sec., du potentiel de TSL dominant et du potentiel de TSL secondaire, pour le Narbonnais Nord.

	TSL _R	TSL _T	Ratio TSL dom./sec.	TSL dominant (sud)	TSL secondaire (nord)	Rang et cas type
1995-1996	268	162	192	199	-42	1 [D+][S-]
2003-2004	227	145	115	174	-15	2 [D+][S-]
1997-1998	91	69	-8	76	39	3 [D+][S+]
$\bar{x} + \sigma = 83$						
1987-1988	70	56	54	61	22	
1985-1986	62	28	90	40	-28	
2001-2002	43	17	26	26	-41	
1991-1992	39	11	22	20	-32	
2005-2006	37	19	-11	25	-4	
2007-2008	17	21	-34	20	19	
1993-1994	15	6	-29	8	15	
1981-1982	13	10	-29	11	15	
1996-1997	6	9	-40	7	24	
1999-2000	-3	-7	-27	-6	-10	
1990-1991	-6	-13	-21	-11	-23	
1979-1980	-7	-8	-27	-7	-15	
1984-1985	-12	-5	-39	-8	4	
2002-2003	-20	-1	-50	-7	17	
2008-2009	-22	-15	-40	-18	-6	
1983-1984	-30	-17	-52	-22	14	
1989-1990	-37	-20	-56	-26	21	
2004-2005	-38	-46	-12	-43	-58	
2000-2001	-44	-3	-67	-18	84	
2009-2010	-52	-23	-66	-34	37	
1992-1993	-54	-35	-58	-41	-14	
2006-2007	-63	-42	-63	-49	-12	
1980-1981	-64	-44	-66	-51	-6	
1998-1999	-64	-44	-63	-51	-10	
1988-1989	-71	-50	-64	-57	-18	
1994-1995	-78	-58	-69	-65	-24	
$\bar{x} - \sigma = -79$						
1986-1987	-83	-53	-76	-63	2	2 [D-][S=]
1982-1983	-84	-17	-75	-39	64	1 [D-][S+]

5.2.4.2 Anomalies négatives

Deux situations caractéristiques sont décelables dans les résultats pour les années où le potentiel de TSL_R est plus faible par rapport à celui déterminé pour une année type (Tableau 5-4) :

- En 1986-1987, la baisse du potentiel de TSL_R résulte exclusivement d'une chute du potentiel de TSL dominant (vers le sud), le potentiel de TSL secondaire (vers le nord) demeurant stable (schéma [D-][S=]) ;
- 1982-1983 correspondent au cas [D-][S+] avec une diminution du potentiel de TSL dominant (vers le sud) exacerbée par une nette hausse du potentiel de TSL secondaire (vers le nord).

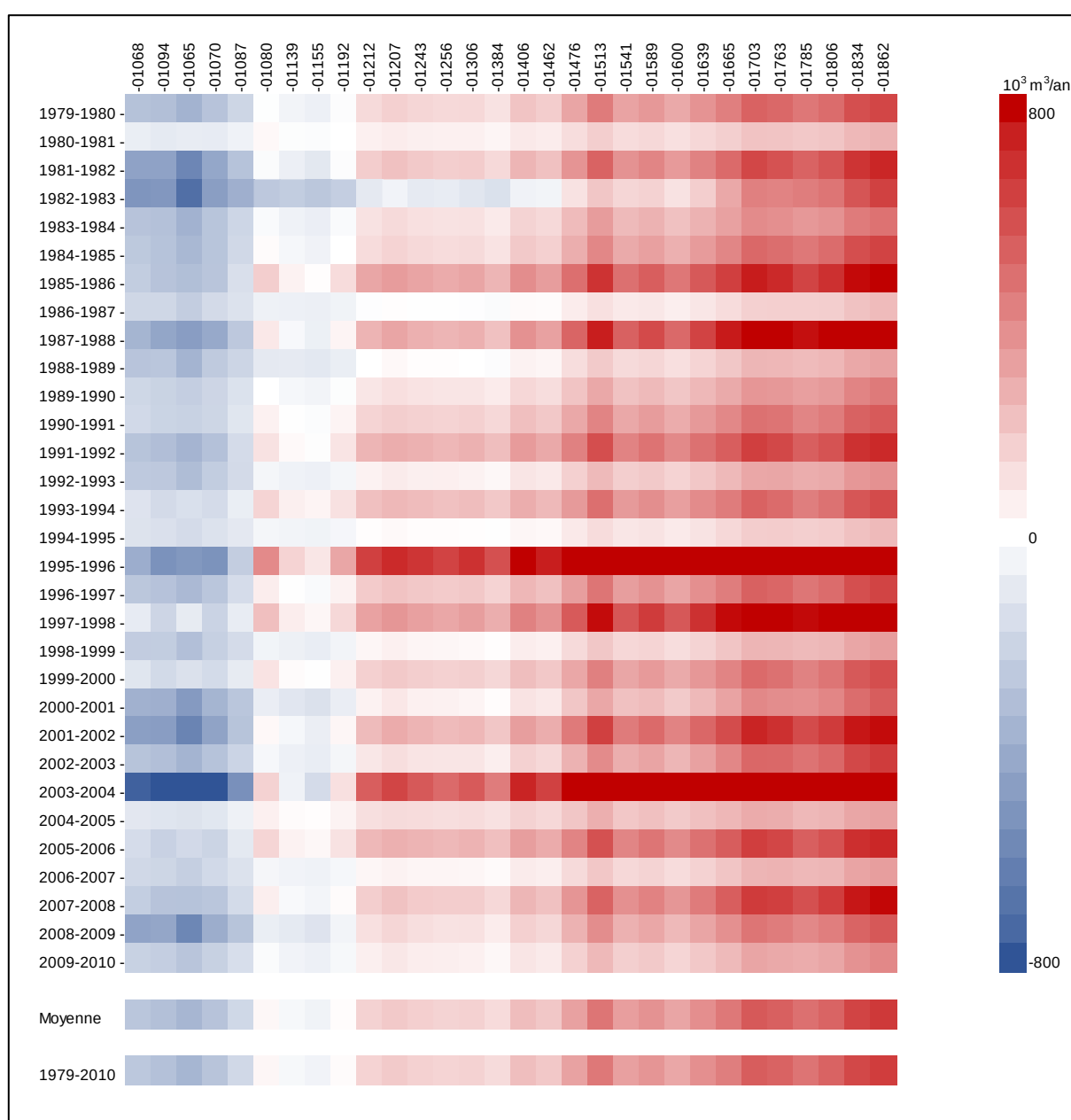


Figure 5-3 - Potentiel de TSL_R annuel (10³ m³/an) profil par profil de 1979 à 2010, pour l'ensemble du Narbonnais, Nord et Sud compris.

Ces deux anomalies négatives cumulent les deux plus fortes diminutions du ratio TSL dominant / secondaire entre 1979 et 2010 (-75 % et -76 %), mais cependant, comme le montre le Tableau 5-4, elles se distinguent finalement peu des années proches de la normale, au regard des valeurs constatées pour ces dernières.

5.2.4.3 Situations proches de la normale

Pour les années dont le potentiel de TSL_R est similaire au potentiel de TSL_R type, les résultats montrent de faibles variations du potentiel de TSL_T (Tableau 5-4).

Concernant l'évolution du ratio TSL dominant / secondaire par rapport à la normale, comme le montre le Tableau 5-4, pour quatre années (1985-1986, 1987-1988, 1991-1992, 2001-2002) il connaît un accroissement à hauteur des valeurs constatées pour les anomalies positives.

5.2.4.4 Situations d'inversion du potentiel de TSL_R

Comme le montre la Figure 5-3 on constate en 1982-1983 (plus forte anomalie négative) un potentiel de TSL_R dirigé vers le nord entre le grau de la Vieille Nouvelle et Gruissan : elle ne concerne donc qu'une partie limitée du secteur modélisé. Il est possible de déceler une autre inversion du potentiel de TSL_R en 1986-1987 (seconde anomalie négative), toujours entre le grau de Vieille Nouvelle et Gruissan. Néanmoins, les intensités du potentiel de TSL_R sont 50 fois moindres qu'en 1982-1983.

5.2.5 Lido de Sète

Caractéristiques de l'année type (1979-2010) :

- **TSL résultant** : Vers l'ouest ;
- **TSL dominant** : TSL_D (vers l'ouest) ;
- **TSL secondaire** : TSL_G (vers l'est) ;
- **Ratio moyen TSL dominant / secondaire** : 1,9.

5.2.5.1 Anomalies positives

Le lido de Sète comporte trois cas de figure d'après les simulations pour les anomalies positives (Tableau 5-5) :

- La situation **[D+][S+]**, où potentiels de TSL dominant et secondaire augmentent tous deux, concerne l'année 1997-1998 ;
- Un potentiel de TSL_R supérieur à la normale favorisé par une croissance uniquement du potentiel de TSL dominant (vers l'ouest) alors que le potentiel de TSL secondaire (vers l'est) reste stable caractérise 2003-2004 (situation type **[D+][S=]**) ;

- 1995-1996 correspondent au schéma **[D+][S-]** où la hausse du potentiel de TSL dominant (vers l'ouest) est renforcée par une baisse du potentiel de TSL secondaire (vers l'est).

1995-1996 et 2003-2004 sont logiquement associées aux accroissements les plus importants du ratio TSL dominant / secondaire (respectivement +339 % et +118%, (Tableau 5-5) puisque le potentiel de TSL dominant augmente alors que le potentiel de TSL secondaire diminue ou demeure stable. Quant à 1997-1998, la hausse du ratio se distingue peu des valeurs observées pour les années proches de la normale, comme le montre le Tableau 5-5.

Tableau 5-5 - Evolution (%) par rapport à la normale du potentiel de TSL_R, du potentiel de TSL_T, du ratio TSL dom./sec., du potentiel de TSL dominant et du potentiel de TSL secondaire, pour le lido de Sète.

	TSL _R	TSL _T	Ratio TSL dom./sec.	TSL dominant (ouest)	TSL secondaire (est)	Rang et cas type
1995-1996	636	125	339	211	-34	1 [D+][S-]
2003-2004	319	84	118	127	0	2 [D+][S=]
1997-1998	265	85	58	114	31	3 [D+][S+]
$\bar{x} + \sigma = 174$						
1985-1986	127	12	63	31	-23	
2005-2006	110	19	34	33	-6	
1987-1988	109	55	16	64	36	
1991-1992	104		-2 64	15	-33	
2001-2002	96		-11 82	7	-45	
1990-1991	43		-12 29		-29	
2007-2008	31	23	1	25	19	
1993-1994	20	18		-8 17	23	
1979-1980	9		-13 10		-9	
1999-2000	3		-8 0		-7	
1996-1997	2	13		-12 11	20	
2004-2005		-24	-50 18		-46	
2002-2003		-34 10		-20 3	22	
1984-1985		-35	-6	-15	-11 1	
1981-1982		-36 0		-17	-6 10	
1989-1990		-78	-10	-34	-22 14	
2008-2009		-89	-19	-34	-31 1	
1992-1993		-98	-37	-39	-47	-20
1983-1984		-104	-17	-41	-32 12	
1980-1981		-107	-37	-45	-50	-14
2006-2007		-119	-35	-47	-49	-9
1994-1995		-122	-50	-50	-62	-29
1988-1989		-128	-53	-50	-65	-33
1998-1999		-153	-40	-58	-59	-7
2009-2010		-157	-9	-54	-34 37	
1986-1987		-162	-43	-63	-63	-5
$\bar{x} - \sigma = -175$						
1982-1983	-226	6	-60	-31	69	2 [D-][S+]
2000-2001	-229	17	-62	-25	93	1 [D-][S+]

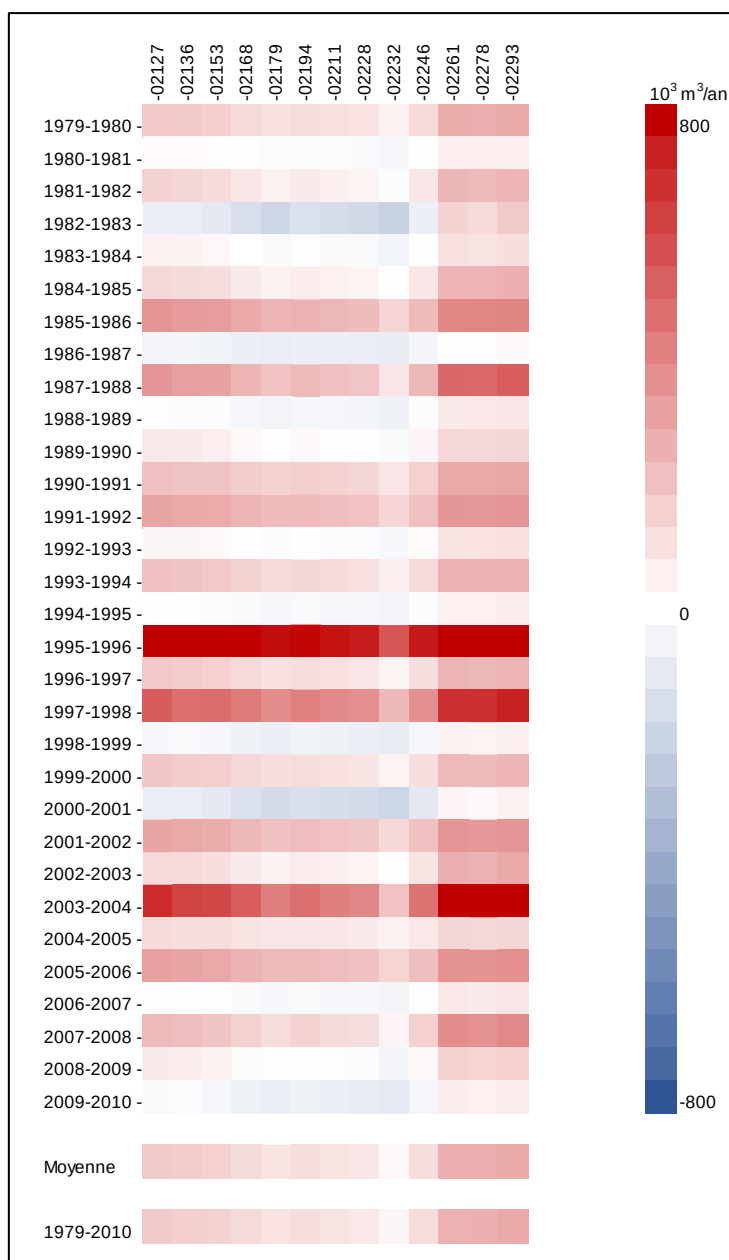


Figure 5-4 - Potentiel de TSL_R annuel (10³ m³/an) profil par profil de 1979 à 2010, pour le lido de Sète.

5.2.5.2 Anomalies négatives

Pour les années inférieures à la normale, une seule configuration caractéristique (Tableau 5-5) est identifiée pour 1982-1983 et 2000-2001, avec une diminution du potentiel de TSL dominant (vers l'ouest) amplifiée par un accroissement du potentiel de TSL secondaire (vers l'est), cette situation **[D-][S+]** expliquant ainsi la baisse du potentiel de TSL_R.

Si ces anomalies négatives sont toutes associées à un ratio TSL dominant / secondaire en diminution par rapport à celui déterminé pour une année type, la plus forte baisse est constatée pour l'année proche de la normale 1994-1995, avec -58 %. Mais de façon générale pour le ratio TSL dominant / secondaire, comme le montre le Tableau 5-5, les

anomalies négatives se distinguent finalement peu des années proches de la normale, au regard des valeurs constatées pour ces dernières.

5.2.5.3 Situations proches de la normale

Seule l'année 2004-2005 mérite d'être mentionnée ici pour la chute de son potentiel de TSL_T , d'une intensité comparable à ce qui est observé pour les plus fortes anomalies négatives, et qui est induite par la baisse marquée des potentiels de TSL dominant et secondaire.

Concernant l'évolution du ratio TSL dominant / secondaire par rapport à la normale, comme le montre le Tableau 5-5, pour trois années (1985-1986, 1991-1992 et 2001-2002) il connaît un accroissement à hauteur des valeurs constatées pour les anomalies positives.

5.2.5.4 Situations d'inversion du potentiel de TSL_R

Pour les anomalies négatives (1982-1983 et 2000-2001), la Figure 5-4 indique une inversion du transport sur une grande partie du lido (10 profils), en lien avec une baisse du potentiel de TSL dominant (vers l'ouest) couplée à une hausse du potentiel de TSL secondaire (vers l'est). Les autres inversions (de 4 à 10 profils) se produisent lors d'années pour lesquelles le potentiel de TSL_R est proche de la normale (1980-1981, 1983-1984, 1986-1987, 1988-1989, 1992-1993, 1994-1995, 1998-1999, 2006-2007, 2008-2009, 2009-2010).

5.2.6 Lido de Frontignan

Caractéristiques de l'année type (1979-2010) :

- **TSL résultant** : Vers l'ouest ;
- **TSL dominant** : TSL_D (vers l'ouest) ;
- **TSL secondaire** : TSL_G (vers l'est) ;
- **Ratio moyen TSL dominant / secondaire** : 7,2.

5.2.6.1 Anomalies positives

Trois situations type sont identifiables dans les simulations concernant les anomalies positives pour le lido de Frontignan (Tableau 5-6) :

- En 1997-1998, la situation **[D+][S+]** montre une hausse du potentiel de TSL dominant (vers l'est) en association avec un accroissement du potentiel de TSL secondaire (vers l'ouest) ;
- Une augmentation du potentiel de TSL dominant (vers l'ouest) uniquement est observée pour 1987-1988, le potentiel de TSL secondaire (vers l'est) restant stable (cas de figure **[D+][S=]**) ;

- Quant à 1995-1996 et 2003-2004, ces années se caractérisent par un schéma **[D+][S-]** où la croissance du potentiel de TSL dominant (vers l'ouest) est aidée par une diminution du potentiel de TSL secondaire (vers l'est).

Ces anomalies positives cumulent les hausses les plus importantes du ratio TSL dominant / secondaire par rapport à la normale, comprises entre +82 % et +356 %.

Tableau 5-6 - Evolution (%) par rapport à la normale du potentiel de TSL_R, du potentiel de TSL_T, du ratio TSL dom./sec., du potentiel de TSL dominant et du potentiel de TSL secondaire, pour le lido de Frontignan.

	TSL _R	TSL _T	Ratio TSL dom./sec.	TSL dominant (ouest)	TSL secondaire (est)	Rang et cas type
1995-1996	244	159	356	193	-64	1 [D+][S-]
2003-2004	187	133	198	155	-14	2 [D+][S-]
1997-1998	132	103	82	115	24	3 [D+][S+]
1987-1988	81	63	84	70	4	4 [D+][S=]
$\bar{x} + \sigma = 73$						
2007-2008	39	30	40	34	0	
1982-1983	22	20	21	21	7	
2002-2003	20	15	20	17	-1	
1985-1986	17	8	42	12	-19	
2005-2006	15	12	-4	13	14	
1991-1992	4		-3	25	0	-20
2001-2002	0		-17	167	-10	-63
1979-1980		-1	-4	2	-3	-8
1990-1991		-3	-6	2	-5	-10
1984-1985		-5	-2	-10	-3	7
1996-1997		-6	3	-23	-1	28
1981-1982		-9	1	-29	-3	34
1993-1994		-14	6	-41	-2	63
1999-2000		-22	-16	-22	-19	2
2008-2009		-36	-26	-24	-30	-4
1989-1990		-44	-22	-51	-31	40
2000-2001		-45	0	-58	-18	115
1983-1984		-46	-29	-43	-36	15
2006-2007		-49	-42	-22	-45	-27
1992-1993		-52	-48	-5	-50	-43
2009-2010		-54	-27	-53	-38	41
2004-2005		-55	-54	-6	-55	-51
1988-1989		-57	-47	-45	-51	-15
1998-1999		-63	-48	-45	-54	-11
1994-1995		-66	-55	-42	-59	-29
1980-1981		-68	-55	-48	-60	-21
1986-1987		-69	-54	-38	-60	-25

5.2.6.2 Anomalies négatives

Comme le montre le Tableau 5-6, les simulations n'indiquent pas d'années pour lesquelles une situation d'anomalie négative est observée pour le lido de Frontignan.

5.2.6.3 Situations proches de la normale

Pour les années dont le potentiel de TSL_R est similaire au potentiel de TSL_R type, les résultats montrent de faibles variations des potentiels de TSL_T (Tableau 5-6).

Il convient de mentionner deux années proches de la normale, d'une part 2001-2002, pour laquelle une forte hausse du ratio TSL dominant / secondaire est observée (+167 %), en lien avec une forte baisse du potentiel de TSL secondaire, et à l'image des hausses constatées pour les anomalies positives. Et d'autre part 2000-2001, qui comprend la plus forte baisse du ratio TSL dominant / secondaire, en lien avec un fort accroissement du potentiel de TSL secondaire par rapport à la normale.

5.2.6.4 Situations d'inversions du potentiel de TSL_R

Comme le montre la Figure 5-5, les simulations indiquent pour huit années proches de la normale (1980-1981, 1983-1984, 1986-1987, 1994-1995, 1998-1999, 2000-2001, 2006-2007, 2009-2010) une inversion du potentiel de TSL_R sur le profil 02485 à l'extrémité est de la cellule. En conséquence, l'étendue de la cellule du lido de Frontignan s'en retrouve réduite lors de ces huit années, et inversement pour la cellule du lido des Aresquiers. Cependant, cette translation longitudinale de la limite entre les deux cellules ne peut excéder 1,5 km.

5.2.7 Lido des Aresquiers

Caractéristiques de l'année type (1979-2010) :

- **TSL résultant** : Vers l'est ;
- **TSL dominant** : TSL_G (vers l'est) ;
- **TSL secondaire** : TSL_D (vers l'ouest) ;
- **Ratio moyen TSL dominant / secondaire** : 17.

5.2.7.1 Anomalies positives

Seules deux configurations caractéristiques se dégagent des résultats concernant l'évolution interannuelle du potentiel de TSL dominant et secondaire pour le lido des Aresquiers (Tableau 5-7) :

- L'année 1997-1998 est caractérisée par une situation **[D+][S+]** avec une augmentation du potentiel de TSL dominant (vers l'est) mais aussi du potentiel de TSL secondaire (vers l'ouest) ;
- Le potentiel de TSL_R supérieur à la normale pour 1982-1983, 1987-1988, 2000-2001 et 2003-2004 s'explique par une hausse du potentiel de TSL dominant associée à une diminution du potentiel de TSL secondaire (cas de figure **[D+][S-]**).

Ces anomalies positives cumulent les hausses les plus importantes du ratio TSL dominant / secondaire par rapport à la normale, comprises entre +50 % et +205 %,

cependant les plus fortes hausses du potentiel de TSL_R ne correspondent pas nécessairement aux plus fortes hausses du ratio TSL dominant / secondaire

5.2.7.2 Anomalies négatives

Pour les années au potentiel de TSL_R inférieur à la normale, les simulations procurent une seule et unique situation type (Tableau 5-7), **[D-][S+]**, où la diminution du potentiel de TSL dominant est accompagnée d'une hausse du potentiel de TSL secondaire : c'est le cas pour 1980-1981 et 2004-2005.

Tableau 5-7 - Evolution (%) par rapport à la normale du potentiel de TSL_R, du potentiel de TSL_T, du ratio TSL dom./sec., du potentiel de TSL dominant et du potentiel de TSL secondaire, pour le lido des Aresquiers.

	TSL _R	TSL _T	Ratio TSL dom./sec.	TSL dominant (est)	TSL secondaire (ouest)	Rang et cas type
2003-2004	95	88	101	88	-15	1 [D+][S-]
1982-1983	86	76	205	76	-45	3 [D+][S-]
1997-1998	86	81	50	81	12	2 [D+][S+]
2000-2001	67	60	82	60	-15	4 [D+][S-]
1987-1988	65	59	110	59	-42	5 [D+][S-]
$\bar{x} + \sigma = 43$						
2007-2008	38	37	1	37	35	
1995-1996	32	41	-38	41	85	
1981-1982	14	5	90	9	-47	
2002-2003	13	17	-24	16	28	
1984-1985	10	0	219	4	-63	
2009-2010	8	9	-15	8	28	
1993-1994	8	9	-9	9	-12	
1996-1997	-1	4	-32	2	36	
2008-2009	-8	-10	6	-9	-18	
1989-1990	-10	-7	-27	-8	4	
1983-1984	-11	-11	-10	-11	3	
1979-1980	-15	-11	-31	-13	17	
1999-2000	-16	-15	-13	-15	-9	
1985-1986	-21	-8	-54	-13	77	
2005-2006	-21	-4	-59	-11	92	
1998-1999	-21	-26	60	-24	-50	
2006-2007	-26	-24	-30	-24	9	
1986-1987	-29	-30	23	-30	-48	
1990-1991	-31	-25	-52	-25	45	
1988-1989	-34	-37	93	-37	-69	
1991-1992	-35	-30	-49	-30	34	
1992-1993	-40	-37	-49	-37	19	
1994-1995	-42	-43	6	-43	-50	
2001-2002	-43	-38	-52	-38	28	
$\bar{x} - \sigma = -43$						
1980-1981	-48	-42	-65	-42	90	2 [D-][S+]
2004-2005	-66	-61	-66	-61	10	1 [D-][S+]

Ces deux anomalies positives cumulent les deux plus fortes diminutions du ratio TSL dominant / secondaire entre 1979 et 2010 (-65 % et -66 %), mais cependant, comme le montre le Tableau 5-7, elles se distinguent finalement peu des années proches de la normale, au regard des valeurs constatées pour ces dernières.

5.2.7.3 Situations proches de la normale

Pour les années dont le potentiel de TSL_R est similaire au potentiel de TSL_R type, les résultats montrent de faibles variations des potentiels de TSL_T (Tableau 5-7).

Concernant l'évolution du ratio TSL dominant / secondaire par rapport à la normale, comme le montre le Tableau 5-7, pour quatre années (1981-1982, 1984-1985, 1988-1989 et 2002-2003) il connaît un accroissement à hauteur des valeurs constatées pour les anomalies positives

5.2.7.4 Situations d'inversion du potentiel de TSL_R

Comme le montre la Figure 5-5, les simulations indiquent pour huit années proches de la normale (1980-1981, 1983-1984, 1986-1987, 1994-1995, 1998-1999, 2000-2001, 2006-2007, 2009-2010) une inversion du potentiel de TSL_R sur le profil 02485 à l'extrémité est de la cellule. En conséquence, l'étendue de la cellule du lido des Aresquiers s'en retrouve réduite lors de ces huit années, et inversement pour la cellule du lido de Frontignan. Cependant, cette translation longitudinale de la limite entre les deux cellules ne peut excéder 1,5 km.

5.2.8 Golfe d'Aigues-Mortes

Caractéristiques de l'année type (1979-2010) :

- ***TSL résultant*** : Vers l'est ;
- ***TSL dominant*** : TSL_G (vers l'est) ;
- ***TSL secondaire*** : TSL_D (vers l'ouest) ;
- ***Ratio moyen TSL dominant / secondaire*** : 2,8.

5.2.8.1 Anomalies positives

Selon les résultats (Tableau 5-8), le golfe d'Aigues-Mortes affiche deux des trois cas de figures possibles caractéristiques d'une hausse du potentiel de TSL_R par rapport à une année normale :

- La configuration **[D+]****[S-]** concerne les années 2000-2001 et 2009-2010. On remarque toutefois qu'il n'y a qu'en 2000-2001 que l'accroissement du potentiel de TSL_R atteint +147 % : pour 2009-2010, la hausse de celui-ci demeure inférieure à 81 % ;

- La situation **[D+][S=]** où le potentiel de TSL dominant (vers l'est) augmente tandis que le potentiel de TSL secondaire (vers l'ouest) reste stable est rencontrée lors de l'année 1982-1983.

Seules les années en cas type **[D+][S-]** sont associées à une hausse du ratio TSL dominant / secondaire (+29 % et +42 %) : celui-ci reste stable pour le schéma **[D+][S=]** (-8 %).

Tableau 5-8 - Evolution (%) par rapport à la normale du potentiel de TSL_R, du potentiel de TSL_T, du ratio TSL dom./sec., du potentiel de TSL dominant et du potentiel de TSL secondaire, pour le golfe d'Aigues-Mortes

	TSL _R	TSL _T	Ratio TSL dom./sec.	TSL dominant (est)	TSL secondaire (ouest)	Rang et cas type
2000-2001	147	49	42	85	-16	1 [D+][S-]
1982-1983	81	21	-8	34	-9	2 [D+][S=]
2009-2010	72	4	29	30	-42	3 [D+][S-]
$\bar{x} + \sigma = 50$						
1993-1994	45	29	-29	42	18	
1981-1982	37	9	-21	26	-10	
1989-1990	30	2	-16	17	-14	
1997-1998	28	51	-59	29	62	
1983-1984	26	-11	1	8	-32	
2008-2009	15	-14	-8	-1	-34	
1996-1997	9	13	-40	15	19	
1999-2000	8	-10	-28	2	-20	
2007-2008	5	14	-50	4	18	
1998-1999	5	-31	16	-14	-54	
1987-1988	4	39	-54	21	56	
1984-1985	-2	-3	-41	-3	-8	
1980-1981	-8	-36	4	-16	-56	
2002-2003	-12	10	-52	-5	29	
1986-1987	-13	-35	0	-24	-46	
1988-1989	-16	-33	-13	-18	-40	
1979-1980	-17	-9	-49	-10	-2	
2003-2004	-18	41	-67	2	80	
2006-2007	-18	-27	-24	-18	-32	
2005-2006	-24	9	-57	-2	29	
1994-1995	-24	-39	-18	-28	-48	
1985-1986	-28	-14	-52	-22	-6	
1992-1993	-36	-41	-28	-37	-34	
1990-1991	-41	-12	-60	-23	11	
1991-1992	-50	-15	-61	-26	10	
$\bar{x} - \sigma = -55$						
2004-2005	-61	-51	-49	-49	-39	3 [D-][S-]
2001-2002	-64	-41	-62	-50	-24	2 [D-][S-]
1995-1996	-163	51	-88	-45	183	1 [D-][S+]

5.2.8.2 Anomalies négatives

Deux situations types sont observées dans les simulations (Tableau 5-8) :

- Le cas **[D-][S+]** où le potentiel de TSL dominant (vers l'est) baisse par rapport à l'année normale tandis que le potentiel de TSL secondaire (vers l'ouest) augmente explique la baisse du potentiel de TSL_R lors de l'année 1995-1996 ;
- Une configuration de baisse concomitante du potentiel de TSL vers l'est et l'ouest (situation type **[D-][S-]**) concerne le reste des anomalies négatives observées pour le golfe d'Aigues-Mortes.

Il est intéressant de noter que l'anomalie négative la plus forte (1995-1996) présente un accroissement du potentiel de TSL secondaire (vers l'ouest) réellement significatif (+183 %), qui s'accompagne d'une hausse du potentiel de TSL_T (+51 %), la seule observée pour toutes les anomalies négatives.

Si ces anomalies négatives sont toutes associées à un ratio TSL dominant / secondaire en diminution par rapport à celui déterminé pour une année type, de façon générale pour le ratio TSL dominant / secondaire, comme le montre le Tableau 5-8, les anomalies négatives se distinguent finalement peu des années proches de la normale, au regard des valeurs constatées pour ces dernières.

5.2.8.3 Situations proches de la normale

Pour les années dont le potentiel de TSL_R est similaire au potentiel de TSL_R type, les résultats montrent de faibles variations du potentiel de TSL_T (Tableau 5-8).

5.2.8.4 Situations d'inversion du potentiel de TSL_R

Les simulations montrent que pour plusieurs années, le potentiel de TSL_R est conforme à la direction connue empiriquement, c'est-à-dire dirigé vers l'est, pour la moitié ou plus des quatorze profils du golfe d'Aigues-Mortes (Figure 5-5) : 1991-1992, 2001-2002, 1997-1998, 2003-2004 et 1995-1996. Toutefois, il semble difficile de dégager ici une règle systématique puisqu'on observe que 2001-2002 et 1995-1996 sont des anomalies négatives, tandis que 1991-1992, 1997-1998 et 2003-2004 sont des années proches de la normale. L'inversion la plus marquée se produit lors de l'année 1995-1996 (Figure 5-5), qui est selon les résultats l'anomalie négative la plus forte, marquée par un accroissement de 183 % du potentiel de TSL secondaire (vers l'ouest) par rapport à la normale. Pour cette année, le potentiel de TSL_R est le plus souvent dirigé vers l'est, contrairement à ce qu'indiquent les travaux précédents basés sur les méthodes de géomorphologie expérimentale (chapitre 2).

Les simulations montrent également que pour certaines années, la direction résultante du transit potentiel peut être « rétablie » vers l'est conformément aux connaissances empiriques, entre Maguelone et Palavas-les-Flots (profils 02623 et 02642) : 1980-1981, 1983-1984, 1986-1987, 1989-1990, 1998-1999, 2000-2001, 2008-2009, 2009-2010

(Figure 5-5). Là encore, il n'est pas possible de dégager un schéma unique puisque 1980-1981, 1983-1984, 1986-1987, 1998-1999 et 2008-2009 sont des années pour lesquelles le potentiel de TSL_R est proche de la normale ; alors que, 2009-2010 et 2000-2001 sont des anomalies positives.

On remarque dans les résultats que pour le fond du golfe, à partir de la Grande-Motte (profil D3D_GAM06), la direction résultante du transit potentiel n'est presque jamais dirigée vers l'est, contrairement à ce qui fut affirmé dans de précédents travaux (cf. section 2.5.4.3).

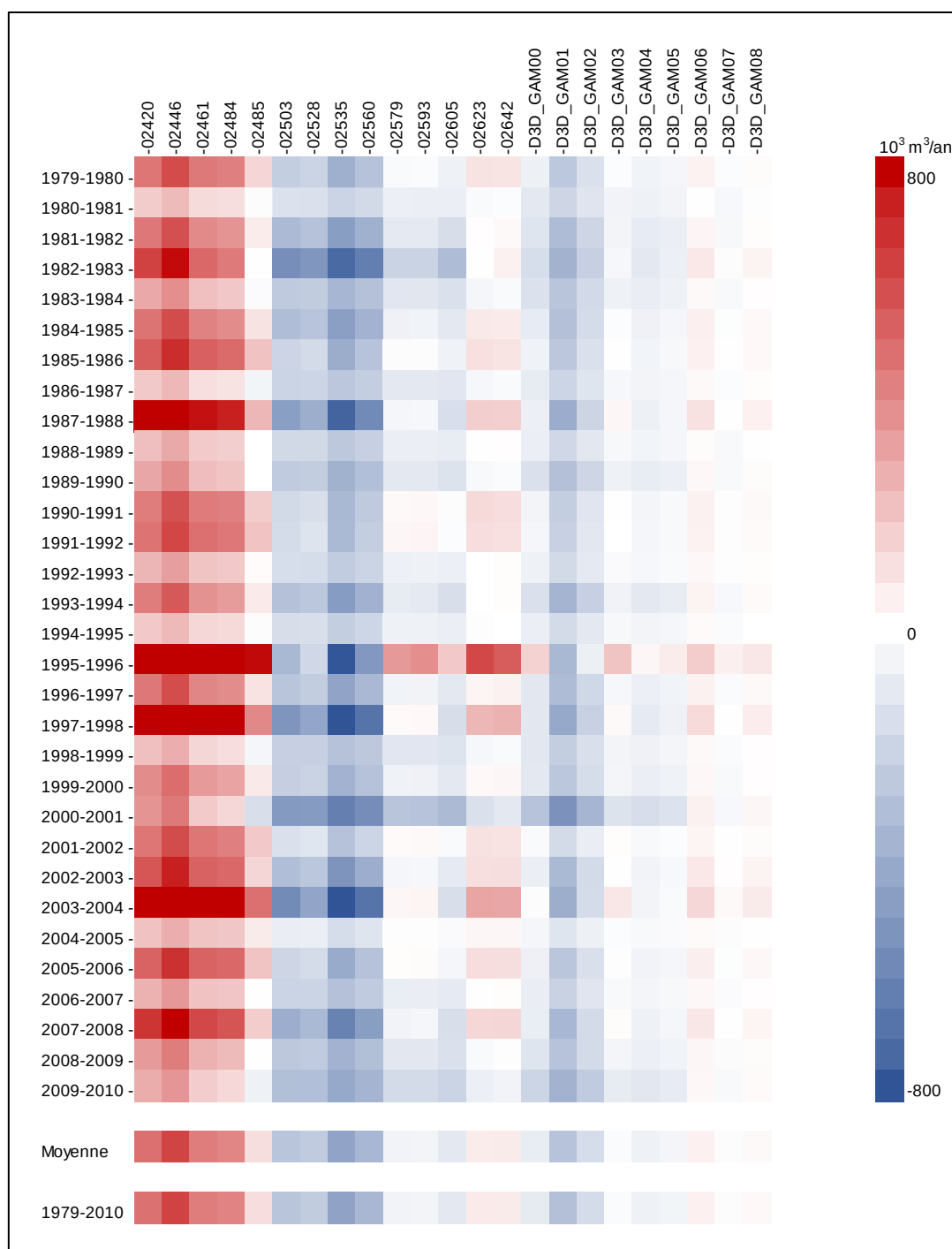


Figure 5-5 - Potentiel de TSL_R annuel ($10^3 \text{ m}^3/\text{an}$) profil par profil de 1979 à 2010, de Frontignan au Grau-du-Roi.

5.3 Delta du Rhône

5.3.1 Tendances générales

En moyenne, sur l'ensemble de l'avant-côte du delta du Rhône, le potentiel de TSL_R est proche de la normale pour trois-quarts des 31 années étudiées (~75 %, soit 22 années sur 31). Les simulations permettent d'identifier en moyenne par cellule 5 années sur 31 pour lesquelles le potentiel de TSL_R est supérieur à la normale. Pour ces anomalies positives, si le potentiel de TSL_R est en moyenne plus élevé de 102 %, dans le détail les hausses varient de +37 à +296 %. Les anomalies négatives sont en général plus nombreuses (4 années sur 31) et plus accentuées que les anomalies positives : la baisse moyenne est de -121 %, pour des valeurs comprises entre -39 et -640 %.

5.3.2 Flèche de l'Espiguette et Petite Camargue

Caractéristiques de l'année type (1979-2010) :

- **TSL résultant** : Vers l'ouest ;
- **TSL dominant** : TSL_D (vers l'ouest) ;
- **TSL secondaire** : TSL_G (vers l'est) ;
- **Ratio moyen TSL dominant / secondaire** : 10,6.

5.3.2.1 Anomalies positives

Trois cas de figure ressortent des simulations pour les années dont le potentiel de TSL_R est supérieur à la normale à la flèche de l'Espiguette et en Petite Camargue (Tableau 5-9) :

- En 1995-1996, la hausse du potentiel de TSL_R par rapport à celui déterminé pour une année type est favorisée par une croissance du potentiel de TSL dominant (vers l'ouest) à laquelle s'ajoute une baisse du potentiel de TSL secondaire (vers l'est) ; c'est le seul cas **[D+][S-]** parmi les anomalies positives ;
- La progression du potentiel de TSL_R par rapport à la normale peut être induite par une élévation du potentiel de TSL dominant et secondaire à la fois, comme c'est le cas en 1997-1998 et 1982-1983 (situation **[D+][S+]**) ;
- Pour les années 1987-1988 et 2003-2004, l'accroissement du potentiel de TSL_R découle exclusivement d'une poussée du potentiel de TSL dominant (vers l'ouest) (configuration **[D+][S=]**).

Il est intéressant de remarquer que seule l'année 1995-1996 présente un ratio TSL dominant / secondaire quasiment quadruplé par rapport à la normale (+259 %) : il s'agit de l'anomalie positive où la baisse du potentiel de TSL secondaire est la plus forte. Pour les autres, l'accroissement est plus limité, compris entre +23 et +88 % : ces valeurs se distinguent peu de celles observées pour les années proches de la normale, comme le

montre le Tableau 5-9. Ce tableau indique également qu'il n'y a pas de covariation du potentiel de TSL_R et du ratio TSL dominant / secondaire.

Tableau 5-9 - Evolution (%) par rapport à la normale du potentiel de TSL_R, du potentiel de TSL_T, du ratio TSL dom./sec., du potentiel de TSL dominant et du potentiel de TSL secondaire, de la flèche de l'Espiguette au Petit Rhône.

	TSL _R	TSL _T	Ratio TSL dom./sec.	TSL dominant (ouest)	TSL secondaire (est)	Rang et cas type
1997-1998	138	114	79	125	15	1 [D+][S+]
1995-1996	129	95	259	110	-42	2 [D+][S-]
2003-2004	122	98	88	109	0	3 [D+][S=]
1987-1988	71	58	44	64	4	4 [D+][S=]
1982-1983	61	52	23	56	19	5 [D+][S+]
$\bar{x} + \sigma = 54$						
2007-2008	44	34	36	39	-6	
2002-2003	27	15	71	20	-36	
2000-2001	16	24	-35	21	37	
2005-2006	8	8	-14	8	2	
1993-1994	6	14	-34	11	37	
1996-1997	1	0	-8	0	-7	
1985-1986	-1	-6	22	-4	-25	
1984-1985	-4	-3	-14	-3	1	
1981-1982	-12	0	-46	-5	41	
1979-1980	-14	-8	-31	-11	22	
1990-1991	-15	-15	-12	-14	-16	
2009-2010	-15	-9	-35	-12	10	
2008-2009	-19	-16	-24	-18	-6	
1991-1992	-21	-20	-12	-21	-14	
1999-2000	-24	-16	-40	-20	16	
2001-2002	-28	-30	10	-29	-33	
1989-1990	-28	-21	-41	-24	0	
1983-1984	-33	-26	-42	-29	5	
2006-2007	-37	-32	-34	-34	-3	
1998-1999	-44	-38	-37	-40	-10	
1986-1987	-47	-44	-27	-45	-28	
1992-1993	-48	-45	-29	-46	-27	
1994-1995	-54	-47	-46	-50	-13	
$\bar{x} - \sigma = -55$						
1988-1989	-57	-40	-66	-47	30	3 [D-][S+]
1980-1981	-62	-47	-63	-54	21	2 [D-][S+]
2004-2005	-63	-57	-41	-60	-30	1 [D-][S-]

5.3.2.2 Anomalies négatives

Concernant les anomalies négatives, deux schémas caractéristiques se distinguent dans l'évolution du potentiel de TSL dominant et secondaire (Tableau 5-9) :

- En 1980-1981 et 1988-1989 la réduction du potentiel de TSL_R est imputable à une atténuation du potentiel de TSL dominant (vers l'ouest) accompagnée d'une progression du potentiel de TSL secondaire (vers l'est) (cas de figure [D-][S+]) ;
- Pour 2004-2005, le schéma [D-][S-] prédomine, synonyme d'une réduction simultanée du potentiel de TSL dominant (vers l'ouest) et secondaire (vers l'est).

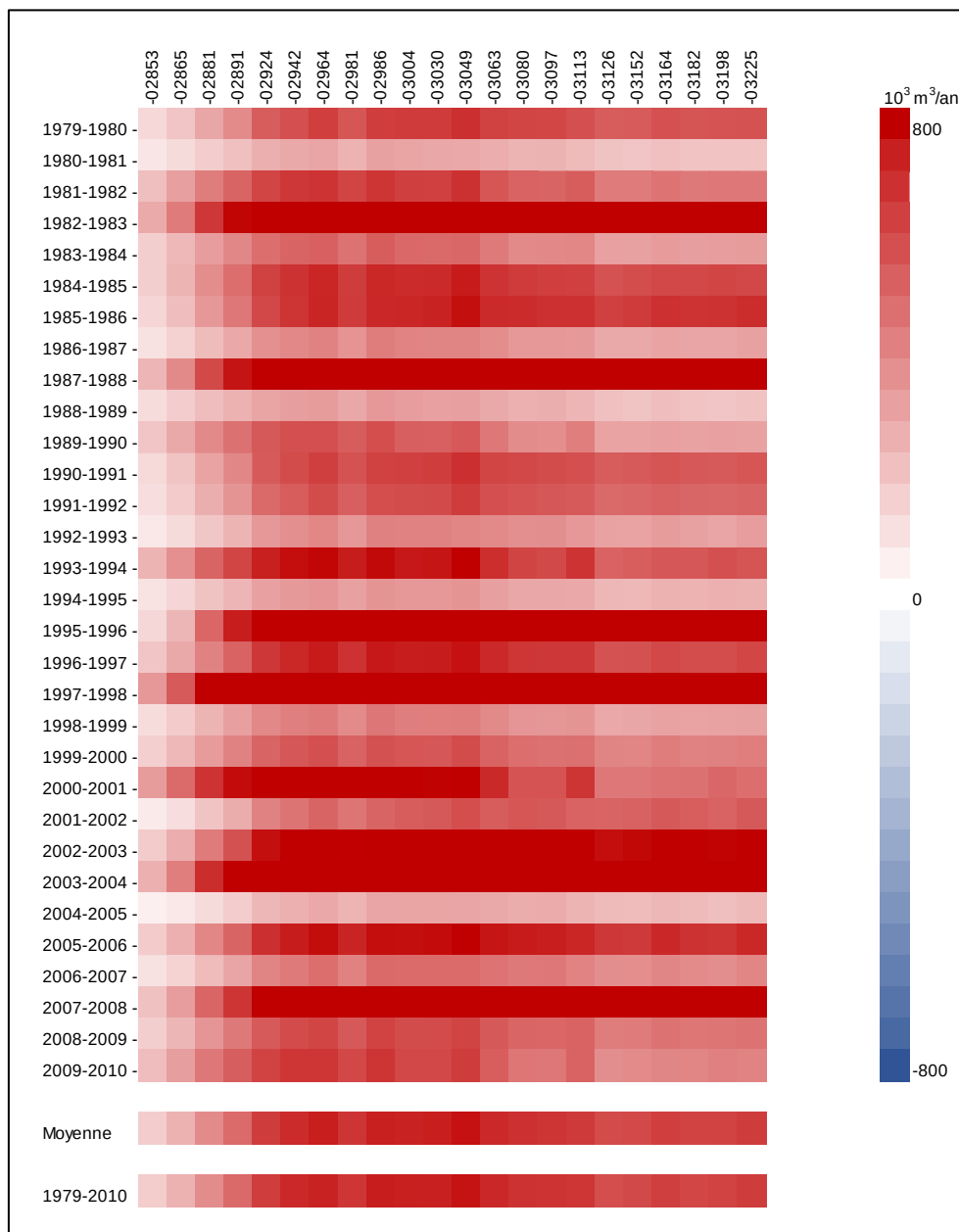


Figure 5-6 - Potentiel de TSL_R annuel ($10^3 \text{ m}^3/\text{an}$) profil par profil de 1979 à 2010, de la flèche de l'Espiguette au Petit Rhône.

Si ces anomalies négatives sont toutes associées à un ratio TSL dominant / secondaire en diminution par rapport à celui déterminé pour une année type, de façon générale pour le ratio TSL dominant / secondaire, comme le montre le Tableau 5-9, les anomalies négatives se distinguent finalement peu des années proches de la normale, au regard des valeurs constatées pour ces dernières.

5.3.2.3 Situations proches de la normale

Pour les années dont le potentiel de TSL_R est similaire au potentiel de TSL_R type, les résultats montrent de faibles variations du potentiel de TSL_T (Tableau 5-9).

5.3.2.4 Situations d'inversion du potentiel de TSL_R

Comme le montre la Figure 5-6, les simulations n'indiquent pas d'années pour lesquelles une inversion du potentiel de TSL_R se produit entre la digue de l'Espiguette et le Petit Rhône.

5.3.3 Golfe de Beauduc

Caractéristiques de l'année type (1979-2010) :

- **TSL résultant** : Vers l'est ;
- **TSL dominant** : TSL_D (vers l'est) ;
- **TSL secondaire** : TSL_G (vers l'ouest) ;
- **Ratio moyen TSL dominant / secondaire** : 1,8.

5.3.3.1 Anomalies positives

Pour le golfe de Beauduc (Tableau 5-10), les simulations montrent une seule année pour laquelle le potentiel de TSL_R est supérieur à la normale, 2000-2001, avec une hausse concomitante du potentiel de TSL dominant (vers l'est) et secondaire (vers l'ouest) (**[D+][S+]**).

Si cette anomalie positive est associée à un ratio TSL dominant / secondaire en augmentation par rapport à celui déterminé pour une année type, la plus forte hausse est cependant constatée pour l'année proche de la normale 1980-1981.

5.3.3.2 Anomalies négatives

Concernant les anomalies négatives du potentiel de TSL_R par rapport à la normale (Tableau 5-10), les simulations indiquent trois configurations type :

- L'anomalie négative la plus importante (1995-1996) voit son potentiel de TSL_R décroître par rapport à la normale en raison d'une chute du potentiel de TSL dominant (vers l'est) alors que le potentiel de TSL secondaire (vers l'ouest) augmente (cas type **[D-][S+]**) ;
- Lors de l'année 2003-2004, le potentiel de TSL dominant demeure stable mais le potentiel de TSL secondaire enregistre une hausse par rapport à la normale : en conséquence, le potentiel de TSL_R augmente (situation **[D=][S+]**). On note de plus que le potentiel de TSL_T est orienté à la hausse.

- Le schéma **[D+][S+]** est observé pour l'année 1997-1998, la troisième anomalie négative la plus forte pour le golfe de Beauduc : bien qu'il y ait *stricto sensu* une hausse concomitante du potentiel de TSL dominant mais aussi du potentiel de TSL secondaire, dans le détail l'accroissement du dominant est négligeable (+14 %) alors que le secondaire est doublé (+100 %).

Ces trois anomalies positives cumulent les plus fortes diminutions du ratio TSL dominant / secondaire entre 1979 et 2010, mais cependant, comme le montre le Tableau 5-10, elles se distinguent finalement peu des années proches de la normale, au regard des valeurs constatées pour ces dernières.

Tableau 5-10 - Evolution (%) par rapport à la normale du potentiel de TSL_R, du potentiel de TSL_T, du ratio TSL dom./sec., du potentiel de TSL dominant et du potentiel de TSL secondaire, pour le golfe de Beauduc.

	TSL _R	TSL _T	Ratio TSL dom./sec.	TSL dominant (est)	TSL secondaire (ouest)	Rang et cas type
2000-2001	296	44	34	46	33	1 [D+][S+]
$\bar{x} + \sigma = 182$						
1980-1981	179		-13	159	21	-54
2009-2010	178	5	37	11		-9
1993-1994	169	37	5	43	24	
1989-1990	164		-4	45	3	-23
1983-1984	156		-7	56	7	-30
1981-1982	148	17	15	27		-3
1988-1989	142		-8	55	9	-38
1999-2000	124	5	18	17		-17
2008-2009	96		-7	13	-1	-19
1998-1999	87		-23	39	-8	-42
1994-1995	68		-26	31	-11	-46
2006-2007	58		-16	13	-1	-34
1979-1980	37	6		-13	17	-6
1986-1987	34		-34	17	-22	-47
2004-2005	29		-42	36	-24	-60
1996-1997	25		-3	-17	-5	-5
1992-1993	1		-41	1	-34	-49
1991-1992	0		-14	-18	-6	-21
1984-1985		-25	-3	-29	-6	0
2005-2006		-29	5	-33	-1	14
1990-1991		-59	-21	-34	-22	-18
1985-1986		-62	-17	-37	-21	-10
1982-1983		-74	26	-44	16	47
2001-2002		-93	-41	-41	-38	-40
2002-2003		-153	-8	-54	-26	18
2007-2008		-182	7	-56	-11	32
1987-1988		-187	28	-55	5	60
$\bar{x} - \sigma = -190$						
1997-1998	-254	48	-61	14	100	3 [D+][S+]
2003-2004	-363	36	-68		-2	2 [D=][S+]
1995-1996	-640	8	-86		-44	1 [D-][S+]

5.3.3.3 Situations proches de la normale

Pour les années proches de la normale, les simulations montrent des variations du potentiel de TSL_T qui égalent celles observées pour les plus fortes anomalies positives (+44 %) et négatives (+48 %). Mais contrairement à ces dernières où le potentiel de TSL_T augmente par rapport à la normale, lors des années proches de la normale il diminue (Tableau 5-10), par exemple : -41 % en 1993-1994, -41 % en 2001-2002 ou encore -42 % en 2004-2005.

5.3.3.4 Situations d'inversion du potentiel de TSL_R

Comme l'indique la Figure 5-7, plusieurs inversions de la direction résultante du transit potentiel sont observées, mais uniquement pour la partie ouest du golfe, plus exposée aux houles. D'après la Figure 5-7, les inversions qui se produisent en 1982-1983, 1987-1988, 2002-2003, 2007-2008 résultent d'un accroissement du potentiel de TSL secondaire (vers l'ouest), même si au regard du potentiel de TSL_R il s'agit d'années proches de la normale. La situation est similaire pour les années 1995-1996, 1997-1998 et 2003-2004, à la différence près que le TSL secondaire (vers l'ouest) est doublé ou presque, et il s'agit d'années en situation d'anomalie négative au regard du potentiel de TSL_R . Le reste des inversions (1985-1986, 1990-1991, 2001-2002) est associé à des années pour lesquelles le potentiel de TSL_R est également proche de la normale mais les simulations ne montrent rien de particulier au sujet du potentiel de TSL dominant ou secondaire.

5.3.4 Flèche de Beauduc

Caractéristiques de l'année type (1979-2010) :

- ***TSL résultant*** : Vers l'ouest ;
- ***TSL dominant*** : TSL_D (vers l'ouest) ;
- ***TSL secondaire*** : TSL_G (vers l'est) ;
- ***Ratio moyen TSL dominant / secondaire*** : 4,8.

5.3.4.1 Anomalies positives

Il est possible d'identifier ici trois schémas types d'évolution du potentiel de TSL dominant et secondaire (Tableau 5-11) desquels résultent un accroissement du potentiel de TSL_R par rapport à la normale (anomalie positive) :

- D'après les résultats, les deux plus fortes anomalies positives (1997-1998 et 2003-2004) sont induites exclusivement par une hausse du potentiel de TSL dominant (vers l'ouest), le potentiel de TSL secondaire demeurant stable : c'est la configuration **[D+][S=]**, qui est également observée pour 1987-1988 où la hausse du potentiel de TSL_R est toutefois plus limitée.

- La troisième anomalie positive (1995-1996) découle là aussi d'une élévation du potentiel de TSL dominant (vers l'ouest) mais cette fois accompagnée d'une diminution du potentiel de TSL secondaire (vers l'est) (cas type **[D+][S-]**) ;
- Enfin, le schéma **[D+][S+]** est rencontré en 2000-2001 : dans ce cas, l'augmentation du potentiel de TSL_R par rapport à la normale est la conséquence d'une hausse du potentiel de TSL dominant mais aussi du potentiel de TSL secondaire. Cependant, le ratio potentiel de TSL dominant / secondaire à 4,8 indique que les variations du potentiel de TSL secondaire comptent peu.

Tableau 5-11 - Evolution (%) par rapport à la normale du potentiel de TSL_R, du potentiel de TSL_T, du ratio TSL dom./sec., du potentiel de TSL dominant et du potentiel de TSL secondaire, pour la flèche de Beauduc.

	TSL _R	TSL _T	Ratio TSL dom./sec.	TSL dominant (ouest)	TSL secondaire (est)	Rang et cas type
1997-1998	115	71	94	88	-8	1 [D+][S=]
2003-2004	113	74	90	89	1	2 [D+][S=]
1995-1996	93	50	176	67	-35	3 [D+][S-]
1987-1988	69	45	40	54	4	4 [D+][S=]
2000-2001	55	34	-6	40	30	5 [D+][S+]
$\bar{x} + \sigma = 48$						
1982-1983	47	39	12	42	20	
1993-1994	31	28	-15	28	34	
2002-2003	29	3	81	13	-39	
2007-2008	26	15	26	19	-10	
2005-2006	12	-3	26	2	-21	
1985-1986	-6	-17	34	-12	-39	
1984-1985	-7	-6	-13	-6	-1	
1996-1997	-7	-16	9	-13	-28	
2009-2010	-9	-15	-9	-13	-17	
2008-2009	-10	-8	-18	-9	2	
1990-1991	-17	-20	1	-19	-25	
1981-1982	-19	-14	-27	-16	1	
1979-1980	-20	-2	-32	-8	20	
1991-1992	-26	-19	-18	-22	-13	
1989-1990	-28	-31	-22	-31	-25	
1999-2000	-35	-23	-37	-27	1	
1983-1984	-38	-31	-32	-33	-16	
1998-1999	-47	-31	-38	-37	-10	
2006-2007	-48	-27	-42	-34	1	
2001-2002	-48	-42	-8	-44	-42	
1992-1993	-50	-40	-31	-43	-27	
1988-1989	-58	-29	-60	-40	27	
$\bar{x} - \sigma = -58$						
1986-1987	-59	-47	-35	-51	-31	4 [D-][S-]
1994-1995	-59	-38	-50	-45	-7	3 [D-][S=]
2004-2005	-78	-58	-52	-65	-34	2 [D-][S-]
1980-1981	-80	-33	-69	-50	34	1 [D-][S+]

Ces anomalies positives sont associées à un accroissement du ratio TSL dominant / secondaire, à l'exception de 2000-2001 où ce ratio est stable (-6 %). Mais comme l'indique le Tableau 5-11, il n'y a pas de variation proportionnelle du potentiel de TSL_R et du ratio TSL dominant / secondaire.

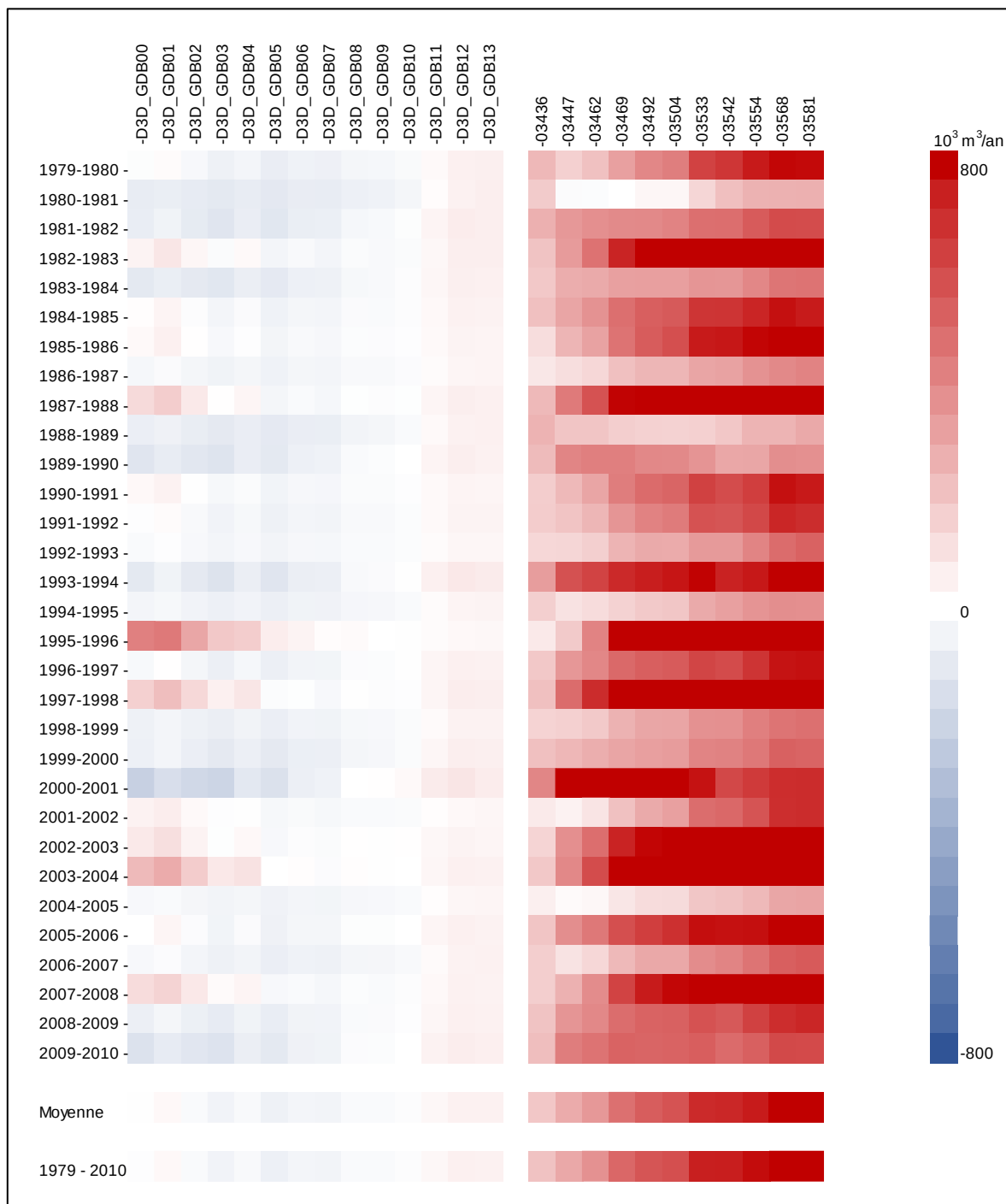


Figure 5-7 - Potentiel de TSL_R annuel ($10^3 \text{ m}^3/\text{an}$) profil par profil de 1979 à 2010, pour le golfe et la flèche de Beauduc.

5.3.4.2 Anomalies négatives

La flèche de Beauduc cumule trois cas types d'évolution à la baisse du potentiel de TSL_R (Tableau 5-11) :

- Le plus fréquent est le cas **[D-][S-]**, synonyme d'une réduction simultanée du potentiel de TSL dominant et secondaire (1986-1987 et 2004-2005) ;
- Vient ensuite la configuration **[D-][S=]**, où la diminution du potentiel de TSL_R par rapport à la normale découle uniquement d'une chute du potentiel de TSL dominant (vers l'ouest) : c'est le cas lors de l'année 1994-1995 ;
- Enfin, la plus forte anomalie négative (1980-1981) est provoquée par un potentiel de TSL dominant plus faible qu'en temps normal, tandis que le potentiel de TSL secondaire est lui plus fort (schéma **[D-][S+]**).

Si ces anomalies négatives sont toutes associées à un ratio TSL dominant / secondaire en diminution par rapport à celui déterminé pour une année type, de façon générale pour le ratio TSL dominant / secondaire, comme le montre le Tableau 5-11, les anomalies négatives se distinguent finalement peu des années proches de la normale, au regard des valeurs constatées pour ces dernières.

5.3.4.3 Situations proches de la normale

Pour les années dont le potentiel de TSL_R est similaire au potentiel de TSL_R type, les résultats montrent de faibles variations du potentiel de TSL_T (Tableau 5-11).

Concernant l'évolution du ratio TSL dominant / secondaire par rapport à la normale, comme le montre le Tableau 5-11, pour l'année 2002-2003 il connaît un accroissement à hauteur des valeurs constatées pour les anomalies positives.

5.3.4.4 Situations d'inversion du potentiel de TSL_R

Comme le montre la Figure 5-7, les simulations n'indiquent pas d'années pour lesquelles une inversion du potentiel de TSL_R se produit entre le grau de la Dent et Beauduc.

5.3.5 Plage de Piémanson

Caractéristiques de l'année type (1979-2010) :

- **TSL résultant** : Vers l'ouest ;
- **TSL dominant** : TSL_D (vers l'ouest) ;
- **TSL secondaire** : TSL_G (vers l'est) ;
- **Ratio moyen TSL dominant / secondaire** : 4,2.

5.3.5.1 Anomalies positives

Pour la plage de Piémanson, située à l'ouest de l'embouchure du Rhône, les résultats permettent d'identifier les trois cas types d'évolution à la hausse du potentiel de TSL_R (Tableau 5-12) :

- La plus forte anomalie positive (1995-1996) résulte d'un accroissement du potentiel de TSL dominant (vers l'ouest) par rapport à la normale, accompagné par une diminution du potentiel de TSL secondaire (vers l'ouest), caractéristique d'une situation **[D+][S-]** ;

Tableau 5-12 - Evolution (%) par rapport à la normale du potentiel de TSL_R, du potentiel de TSL_T, du ratio TSL dom./sec., du potentiel de TSL dominant et du potentiel de TSL secondaire, pour la plage de Piémanson.

	TSL _R		TSL _T		Ratio TSL dom./sec.		TSL dominant (ouest)		TSL secondaire (est)		Rang et cas type
1995-1996	153		78		235		106			-38	1 [D+][S-]
2003-2004	145		85		126		108			-8	2 [D+][S=]
1997-1998	118		74		82		91		5		3 [D+][S=]
1987-1988	77		52		45		61		11		4 [D+][S+]
$\bar{x} + \sigma = 56$											
1982-1983	52		40		19		45		22		
2002-2003	39		10		81		21			-34	
2007-2008	32		15		40		22			-13	
2005-2006	19		0		49		7			-28	
1993-1994	12		16		-7		15		23		
1985-1986	9		-8		51		-1			-35	
2000-2001	7		14		-14		11		27		
1996-1997	-4		-13		21		-9			-25	
1979-1980	-14		1		-23		-5		24		
1990-1991	-15		-16		4		-16			-18	
1984-1985	-15		-8		-14		-10		4		
2008-2009	-15		-11		-10		-12			-3	
2009-2010	-20		-19		-3		-20			-18	
1991-1992	-28		-20		-16		-23			-9	
2001-2002	-30		-35		20		-33			-44	
1981-1982	-33		-19		-26		-24		3		
1999-2000	-43		-25		-33		-32		2		
2006-2007	-45		-27		-35		-34		2		
1992-1993	-48		-38		-24		-42			-23	
1983-1984	-49		-33		-33		-39			-10	
1998-1999	-52		-35		-35		-41			-9	
1986-1987	-52		-46		-20		-48			-35	
1989-1990	-54		-40		-33		-45			-19	
1994-1995	-62		-39		-46		-48			-3	
$\bar{x} - \sigma = -65$											
1988-1989	-69		-33		-57		-47		24		3 [D-][S+]
2004-2005	-72		-59		-42		-64			-37	2 [D-][S-]
1980-1981	-83		-39		-65		-55		30		1 [D-][S+]

- La configuration **[D+][S=]**, où seul le potentiel de TSL dominant (vers l'ouest) augmente par rapport à la normale, est observée pour les années 2003-2004 et 1997-1998 ;
- Enfin, pour 1987-1988 les résultats montrent une hausse simultanée du potentiel de TSL dominant et secondaire (configuration **[D+][S+]**).

Il est intéressant de remarquer que pour les années 1995-1996 et 2003-2004 le ratio TSL dominant / secondaire est au moins doublé, voire plus que triplé par rapport à la normale (respectivement +235 % et +126 %) : il s'agit de l'anomalie positive où la baisse du potentiel de TSL secondaire est la plus forte. Pour les autres, l'accroissement est plus limité, compris entre +45 et +82 % : ces valeurs se distinguent peu de celles observées pour les années proches de la normale, comme le montre le Tableau 5-12.

5.3.5.2 Anomalies négatives

Pour les anomalies négatives, les simulations des variations interannuelles du potentiel de TSL_R permettent de dégager deux configurations type conduisant à une baisse de celui-ci par rapport à la normale (Tableau 5-12) :

- La première (1980-1981) ainsi que la troisième (1988-1989) anomalie négative du potentiel de TSL_R sont induites par une baisse du potentiel de TSL dominant (vers l'ouest) qui est en parallèle exacerbée par un accroissement du potentiel de TSL secondaire (vers l'est) : c'est le cas type **[D-][S+]** ;
- Quant à 2004-2005, il y a une baisse du potentiel de TSL dominant (vers l'ouest) mais aussi du potentiel de TSL secondaire (configuration **[D-][S-]**).

Ces trois anomalies positives cumulent les plus fortes diminutions du ratio TSL dominant / secondaire entre 1979 et 2010, mais cependant, comme le montre le Tableau 5-12, elles se distinguent finalement peu des années proches de la normale, au regard des valeurs constatées pour ces dernières.

5.3.5.3 Situations proches de la normale

Pour les années dont le potentiel de TSL_R est similaire au potentiel de TSL_R type, les résultats montrent de faibles variations du potentiel de TSL_T (Tableau 5-12).

5.3.5.4 Situations d'inversion du potentiel de TSL_R

Comme le montre la Figure 5-8, les simulations n'indiquent pas d'années pour lesquelles une inversion du potentiel de TSL_R se produit pour la plage de Piémanson.

5.3.6 Plage Napoléon et flèche de la Gracieuse

Caractéristiques de l'année type (1979-2010) :

- **TSL résultant** : Vers l'est ;
- **TSL dominant** : TSL_D (vers l'est) ;
- **TSL secondaire** : TSL_G (vers l'ouest) ;
- **Ratio moyen TSL dominant / secondaire** : Ne s'applique pas.*

* Pour une année type, les simulations indiquent une absence de potentiel de TSL secondaire sur la moitié des profils (cf. Figure 4-7) : en conséquence, il n'y aura pas ici de description du ratio TSL dominant / secondaire.

5.3.6.1 Anomalies positives

Pour la flèche de la Gracieuse, la hausse du potentiel de TSL_R par rapport à la normale entre 1979 et 2010 résulte de deux situations type :

- Comme le montre le Tableau 5-13, le cas le plus courant est celui d'un accroissement du potentiel de TSL dominant (vers l'ouest) en parallèle d'une baisse du potentiel de TSL secondaire (vers l'est) : c'est la configuration **[D+][S-]** ;
- Enfin, il n'y a que pour l'année 1997-1998, la troisième anomalie négative la plus forte, où l'augmentation du potentiel de TSL par rapport à la normale résulte uniquement d'un potentiel de TSL dominant (vers l'est) plus intense qu'en temps normal (**[D+][S=]**).

5.3.6.2 Anomalies négatives

Selon les simulations, la flèche de Beauduc cumule trois des cinq cas type menant à une baisse du potentiel de TSL_R par rapport à la normale (Tableau 5-13) :

- L'unique cas **[D-][S=]** est associé à l'anomalie négative la plus forte (2004-2005) : la chute du potentiel de TSL_R au regard de l'année type résulte uniquement d'une forte baisse du potentiel de TSL dominant (vers l'est) ;
- Le cas le plus courant est celui d'une baisse simultanée du potentiel de TSL dominant (vers l'est) et secondaire (vers l'ouest) (**[D-][S-]**) : il concerne la plus faible anomalie négative (1994-1995) ;
- Le reste est concerné par la configuration **[D-][S+]**, où le potentiel de TSL dominant (vers l'est) diminue tandis que le potentiel de TSL secondaire (vers l'ouest) augmente (1980-1981 et 2001-2002).

5.3.6.3 Situations proches de la normale

Pour les années dont le potentiel de TSL_R est similaire au potentiel de TSL_R type, les résultats montrent de faibles variations des potentiels de TSL_T (Tableau 5-13).

Tableau 5-13 - Evolution (%) par rapport à la normale du potentiel de TSL_R, du potentiel de TSL_T, du ratio TSL dom./sec., du potentiel de TSL dominant et du potentiel de TSL secondaire, pour la plage Napoléon et la flèche de la Gracieuse.

	TSL _R		TSL _T		TSL dominant (est)		TSL secondaire (ouest)		Rang et cas type	
2000-2001	94		82		87			-62	1 [D+][S-]	
2003-2004	51		52		52			-45	2 [D+][S-]	
1997-1998	48		47		48			-7	3 [D+][S=]	
1993-1994	45		43		44			-24	4 [D+][S-]	
1987-1988	37		40		39			-32	5 [D+][S-]	
$\bar{x} + \sigma = 32$										
1982-1983	28		23		25			-49		
2002-2003	18		19		18		52			
2008-2009	17		12		14			-32		
2009-2010	14		8		11		29			
1995-1996	13		29		22		8			
1996-1997	7		10		8		70			
1985-1986	7		8		8		12			
2005-2006	4		9		7		28			
1984-1985	0				-2		-1		-16	
2007-2008			-3		-1		-2	73		
1981-1982			-6		-7		-7		-54	
1979-1980			-8		-7		-8	28		
1999-2000			-16		-16		-16		-27	
1983-1984			-21		-24		-23	48		
1998-1999			-26		-29		-27	14		
1989-1990			-27		-28		-27		-64	
1990-1991			-27		-23		-25		-17	
1991-1992			-28		-23		-25	19		
2006-2007			-30		-30		-30		-32	
1988-1989			-32		-35		-34		-59	
1992-1993			-34		-34		-34		-31	
1986-1987			-39		-43		-41		-61	
$\bar{x} - \sigma = -39$										
1994-1995			-43		-43		-43		-58	4 [D-][S-]
2001-2002			-50		-49		-50	78		3 [D-][S+]
1980-1981			-53		-51		-52	108		2 [D-][S+]
2004-2005			-59		-57		-58		-3	1 [D-][S=]

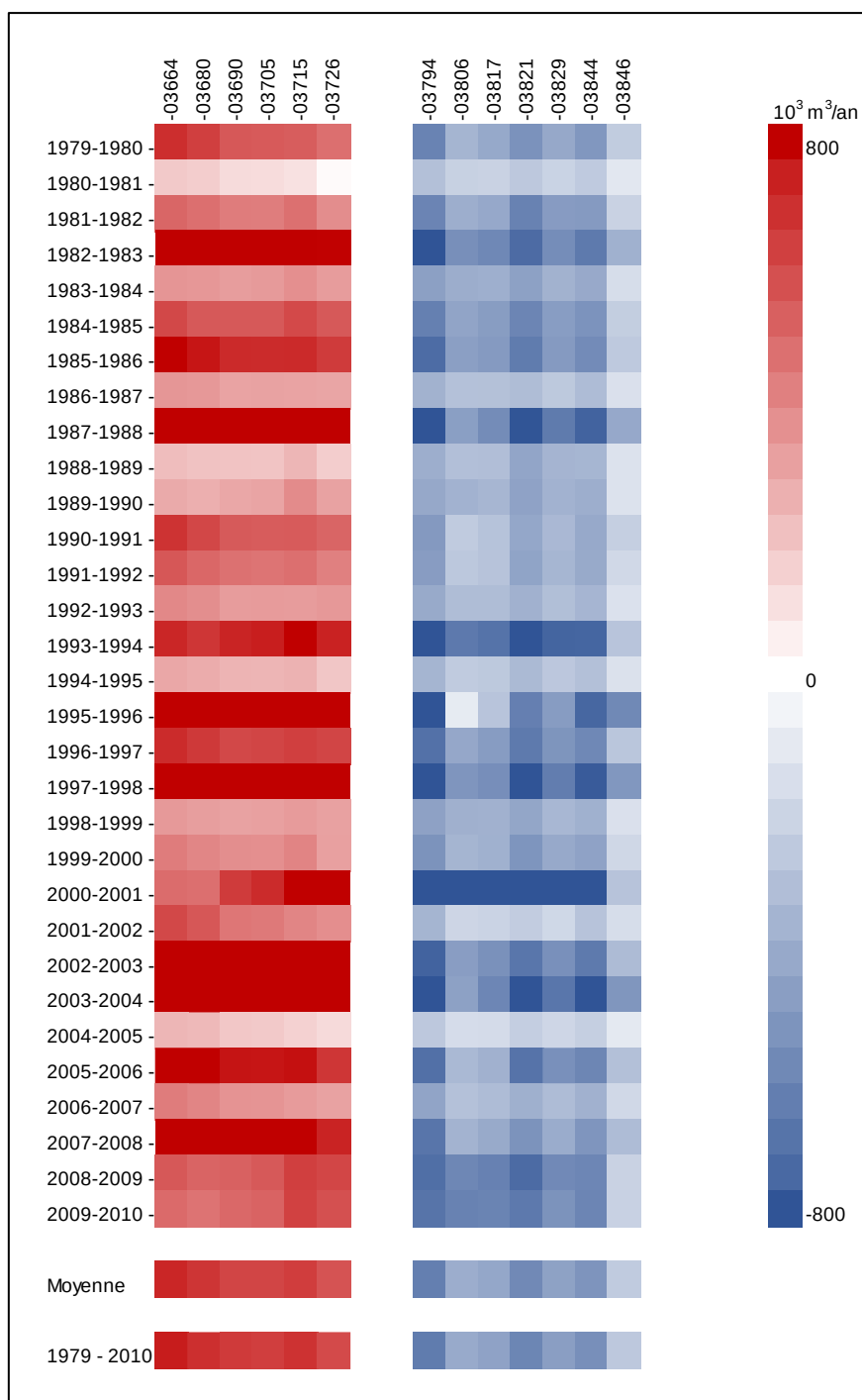


Figure 5-8 - Potentiel de TSL_R annuel (10³ m³/an) profil par profil de 1979 à 2010, pour la plage de Piémansond'une part et la plage de Napoléon ainsi que la flèche de la Gracieuse d'autre part.

5.3.6.4 Situations d'inversion du potentiel de TSL_R

Comme le montre la Figure 5-8, les simulations n'indiquent pas d'années pour lesquelles une inversion du potentiel de TSL_R se produit pour la flèche de la Gracieuse.

5.3.6.5 Synthèse partielle

Dans l'ensemble, les simulations montrent que le long des plages du golfe du Lion les anomalies positives et négatives sont en règle générale liées aux variations du potentiel de TSL dominant. C'est d'autant plus vrai que le ratio moyen potentiel de TSL dominant / secondaire est de 6,5 pour l'ensemble des cellules de dérive littorale potentielle annuelle de la zone d'étude. Autrement dit, l'influence du potentiel de TSL secondaire est le plus souvent négligeable pour expliquer l'évolution du potentiel de TSL_R par rapport à la normale. Cependant, le choix de classer les années supérieures ou inférieures à la normale en anomalie positive ou négative sur la base d'un seuil statistique classique montre certaines limites. En effet, l'année 1982-1983 est marquée par la tempête cinquantennale de novembre 1982, avec des dégâts colossaux identifiés sur tout le pourtour du golfe du Lion. Or, elle accède au rang d'anomalie positive pour seulement 5 cellules (Flèche de l'Espiguette, golfe d'Aigues-Mortes, lido des Aresquiers et Narbonnais Sud) et se situe juste sous la limite des anomalies positives pour 5 autres cellules (Gracieuse, Piémanson, flèche de Beauduc, lido de Frontignan et Roussillon).

Les simulations révèlent l'absence de situations d'inversion de la direction résultante du TSL pour les plages du delta du Rhône, hormis dans les golfes où généralement le potentiel de TSL_R est faible. 8 cellules sur 12 sont concernées par des inversions : ce critère dévoile donc une différenciation spatiale des plages du golfe du Lion. Parmi ces cellules concernées par des inversions, ces dernières se produisent en moyenne 7 années sur 31 et dans 80 % des cas lors d'années proches de la normale en termes de potentiel de TSL_R. En outre, les inversions ne s'appliquent jamais à la totalité d'une cellule, elles sont limitées à des segments restreints : par conséquent, cela amène à considérer des cellules convergentes ou divergentes.

Concernant le potentiel de TSL_T, sa relation avec la situation normale est majoritairement calquée sur celle du potentiel de TSL_R. Néanmoins, quelques situations atypiques (moins de 5 % des cas) révèlent que le potentiel de TSL_R peut se rapprocher de celui déterminé pour une année type et cependant masquer des mouvements sédimentaires importants.

Quant au ratio TSL dominant / secondaire, s'il est bien souvent supérieur à la normale (92 % des cas) lors des anomalies positives, ou inversement lors des anomalies négatives (100 % des cas), son évolution par rapport à la normale n'est pas nécessairement équivalente à celle du TSL_R : en effet, c'est avant tout une mesure relative de l'écart entre le TSL dominant et secondaire, qui ne reflète pas forcément l'évolution de ces derniers par rapport à la normale.

On note enfin que la moyenne du potentiel de TSL_R annuel estimé pour 31 années correspond au potentiel de TSL_R annuel déterminé pour une année type, comme le montre bien le Tableau 5-14 : l'écart entre les deux est inférieur à ± 5 %.

Tableau 5-14 - Comparaison par cellule de l'intensité moyenne du potentiel de TSL_R : moyenne sur 31 ans vs. Année type.

Cellule de dérive littorale potentielle annuelle	Potentiel de TSL _R annuel (10 ³ m ³ /an)		Ecart
	Moyenne sur 31 ans	Climat annuel type	
Roussilon	-205	-208	1%
Narbonnais Sud	-268	-271	1%
Narbonnais Nord	307	313	2%
Lido de Sète	143	143	0%
Lido de Frontignan	389	389	0%
Lido des Aresquiers	-316	-316	0%
Golfe d'Aigues-Mortes	-49	-48	-3%
Espiguette et Petite Camargue	584	584	0%
Golfe de Beauduc	-12	-12	-3%
Flèche de Beauduc	574	546	-5%
Piémanson	635	606	-4%
Napoléon et Gracieuse	-461	-444	-4%

5.4 Analyse régionale

Dans la section précédente, les variations interannuelles du potentiel de TSL résultant, dominant, secondaire et total sont décrites cellule après cellule. On remarque que le classement des années en situation d'anomalie positive ou négative varie d'une cellule à l'autre, ce qui suggère une spatialisation des conditions hydrodynamiques à l'échelle du golfe du Lion : en conséquence, l'analyse régionale proposée ici apportera une vue d'ensemble des variations interannuelles permettant de préciser l'organisation régionale du potentiel de TSL_R entre 1979 et 2010.

La Figure 5-9 récapitule pour chaque année et cellule l'évolution du potentiel de TSL_R par rapport à la normale. Les cases rouges indiquent une situation d'anomalie positive et à l'inverse, les cases bleues une situation d'anomalie négative : les cases vides représentent une situation proche de la normale. Le dégradé de couleur rappelle le rang de l'anomalie, les valeurs étant reprises des figures données dans la section précédente, depuis la colonne « Rang et cas type » : une anomalie de rang 1 (la plus forte, c'est-à-dire celle qui présente la différence la plus importante avec la normale) est associée à une couleur foncée, tandis qu'une anomalie de rang 5 (la plus faible) est associée à une couleur pâle.

Selon le seuil statistique retenu pour discriminer les années en situation d'anomalie positive, négative et proches de la normale, ces dernières sont plus fréquentes (80 % des cas), ce que montre bien la Figure 5-9. Toutefois, les simulations indiquent qu'il n'existe pas de configuration où l'ensemble des plages du golfe du Lion sont exclusivement en situation d'anomalie positive ou négative : *stricto sensu*, il s'agit donc d'un schéma spatialement mixte (puisque'il y a systématiquement au moins une cellule qui demeure proche de la normale, voire qui s'inscrit dans une dynamique opposée). Par conséquent, les tendances à l'échelle régionale seront étudiées pour chaque année où l'on observe une situation commune au moins pour la moitié des cellules. En définitive il s'agit dans un premier temps de déterminer à l'échelle du golfe du Lion quelles sont les années remarquables et quelle est leur incidence sur le potentiel de TSL_R. Puis dans un second temps, adopter une perspective différente et confronter le potentiel de TSL_R aux caractéristiques des houles.

5.4.1 Plages du golfe du lion en situation d'anomalie positive

Comme le montre la Figure 5-9, lors de l'année 2003-2004 le potentiel de TSL_R est supérieur à la normale pour dix cellules (anomalies positives de rang 1 à 3), les golfes d'Aigues-Mortes et de Beauduc étant respectivement en situation proche de la normale et d'anomalie négative (rang 2). Le potentiel de TSL dominant est *a minima* doublé dans sept cas sur dix, alors que le potentiel de TSL secondaire est stable ou inférieur à la normale : en effet, cette année 2003-2004 ne présente que deux cas types d'évolution du potentiel

de TSL dominant et secondaire par rapport à la normale : **[D+][S=]** pour les cellules Roussillon, Narbonnais Sud, lido de Sète, Petite Camargue, Beauduc et Piémanson ; **[D+][S-]** pour Narbonnais Nord, lido de Frontignan, lido des Aresquiers et Gracieuse.

Lors de l'année 1997-1998, on observe que huit des douze cellules sont en situation d'anomalie positive de rang 1 à 3 (Figure 5-9) : encore une fois, les golfes de Beauduc et d'Aigues-Mortes se distinguent, le premier par une anomalie négative de rang 3 et le second par un potentiel de TSL_R proche de la normale, tout comme pour Roussillon et Narbonnais Sud. Mis à part pour les cellules Gracieuse, Piémanson et Beauduc où le potentiel de TSL secondaire est stable (schéma **[D+][S=]**), ailleurs celui-ci augmente, aussi bien en situation d'anomalie positive (cas type **[D+][S+]**) que d'anomalie négative (configuration **[D-][S+]**).

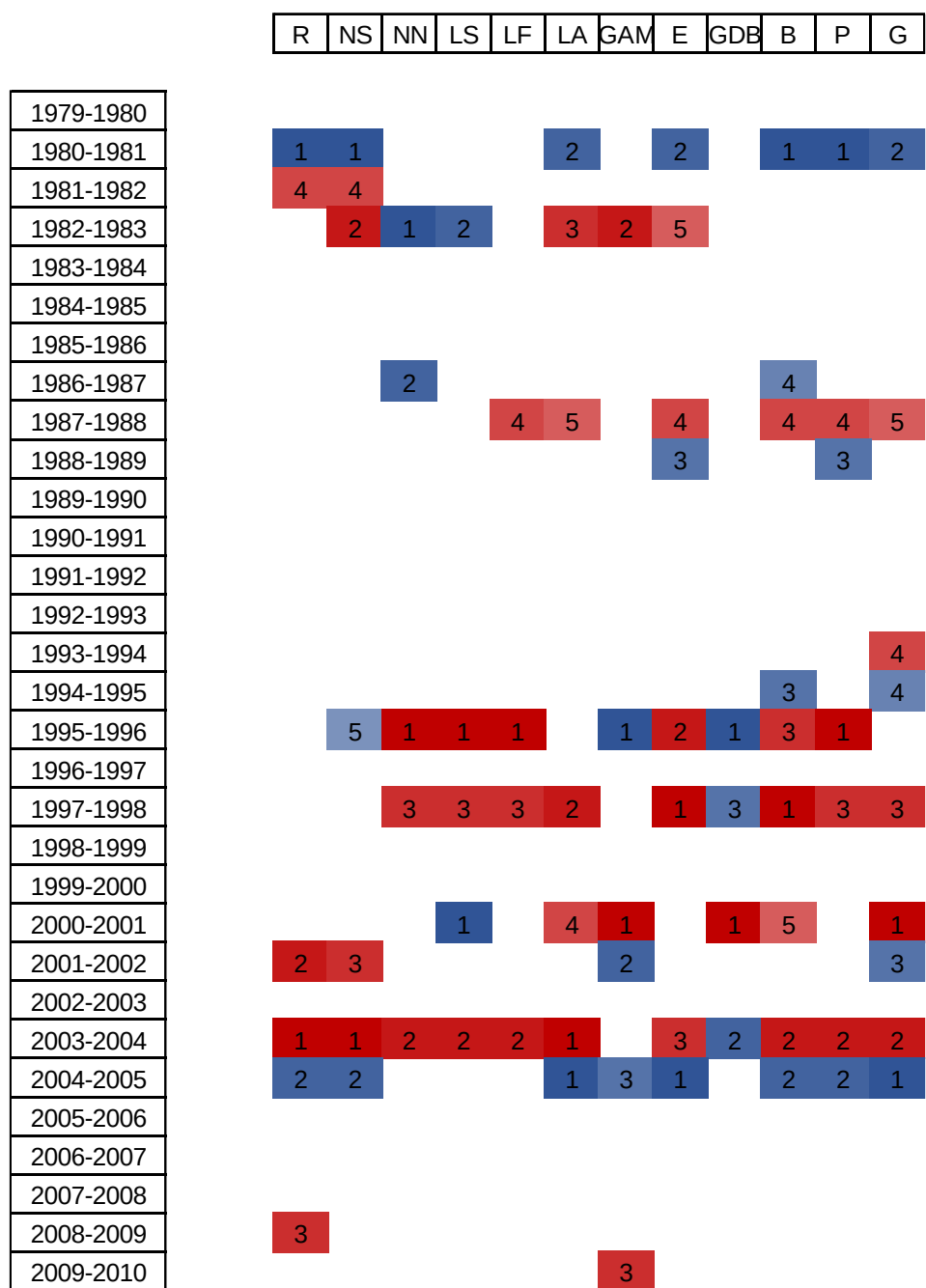
10 ans auparavant, en 1987-1988, selon les simulations six cellules montraient un potentiel de TSL_R supérieur à la normale, mais limité à des anomalies positive de rang 4 à 5 seulement (Figure 5-9). Les golfes d'Aigues-Mortes et de Beauduc et toute la partie ouest du golfe du Lion (Roussillon et Narbonnais) sont en situation proche de la normale. En revanche, contrairement aux deux années évoquées précédemment, il n'est pas possible de distinguer un schéma quelconque concernant la configuration du potentiel de TSL dominant et secondaire.

Pour l'année 1995-1996 (Figure 5-9), lorsque le potentiel de TSL vers le sud ou l'ouest correspond au potentiel de TSL dominant, ce dernier est exacerbé tandis que dans le même temps le potentiel de TSL secondaire diminue (par rapport à la normale) : c'est le cas type **[D+][S-]**, observé du Narbonnais Nord jusqu'au lido de Frontignan ainsi qu'à Piémanson (anomalies positives de rang 1), ainsi qu'aux flèches de l'Espiguette (anomalie positive de rang 3) et de Beauduc (anomalie positive de rang 2). En revanche, lorsque cela correspond au potentiel de TSL vers l'est, la configuration **[D-][S+]** est constatée, où le potentiel de TSL dominant chute, tandis que le potentiel de TSL secondaire augmente fortement. C'est ce qui explique les anomalies négatives de rang 1 pour les golfes d'Aigues-Mortes et de Beauduc, pour lesquels des inversions de la direction résultante du transit potentiel ont été constatées dans la section précédente. Pour Narbonnais Sud et le lido des Aresquiers, il y a un accroissement concomitant du potentiel de TSL dominant et secondaire (schéma type **[D+][S+]**) : le potentiel de TSL_R y est proche de celui estimé pour année type.

En définitive, les golfes d'Aigues-Mortes et de Beauduc ainsi que le Roussillon et le Narbonnais Sud se démarquent presque toujours en affichant une dynamique différente des cellules adjacentes, voire du golfe du Lion dans sa totalité.

5.4.2 Plages du golfe du Lion en situation d'anomalie négative

Les années 1980-1981 et 2004-2005 comptent respectivement sept et huit cellules en situation d'anomalie négative, majoritairement de rang 1 à 2 (Figure 5-9). Dans les deux



R = Roussillon	LF = Lido de Frontignan	GDB = Golfe de Beauduc
NS = Narbonnais Sud	LA = Lido des Aresquiers	B = Flèche de Beauduc
NN = Narbonnais Nord	GAM = Golfe Aigues-Mortes	P = Piémanson
LS = Lido de Sète	E = Flèche de l'Espiguette	G = Flèche de la Gracieuse

	Anomalie positive	Anomalie négative
Rang (1 = plus fort)	1 2 3 4 5 6	1 2 3 4 5 6

Figure 5-9 - Récapitulatif des anomalies positives et négatives à l'échelle du golfe du Lion.

cas, le Narbonnais Nord, les lidos de Sète et Frontignan ainsi que les golfes d'Aigues-Mortes et de Beauduc se démarquent par un potentiel de TSL_R proche de la situation normale. La configuration type [D-][S+] est observé pour les anomalies négatives de rang 1 à 2 lors de l'année 1980-1981, tandis qu'en 2004-2005, il n'est pas possible d'identifier un schéma en particulier qui soit récurrent.

5.4.3 Plages du golfe du Lion en situation mixte

La Figure 5-9 indique que pour certaines années, il est possible d'identifier simultanément des cellules pour lesquelles le potentiel de TSL_R est supérieur à la normale et d'autres pour lesquelles il est inférieur : selon les simulations numériques entreprises ici, c'est le cas pour les années 1982-1983.

En effet, lors de cette année le potentiel de TSL_R est supérieur à celui déterminé pour une année type sur quatre cellules (Figure 5-9). On note cependant une certaine hétérogénéité dans l'intensité des anomalies positives, de rang 2 à 5 sur l'ensemble du golfe du Lion. Il semble qu'on puisse ici distinguer le delta du Rhône où il n'y a que des situations proches de la normale. Les anomalies négatives de rang 1 et 2 du Narbonnais Nord et du lido de Sète se retrouvent enclavées entre des anomalies positives, avec d'une part au sud le Narbonnais Sud (rang 2) et d'autre part au nord le lido des Aresquiers et le golfe d'Aigues-Mortes (rang 3 et 2).

Pour l'année 2000-2001, selon les simulations numériques (Figure 5-9), sur cinq cellules en anomalie positive, trois sont de rang 1 : il s'agit des golfes d'Aigues-Mortes et de Beauduc et de la flèche de la Gracieuse. Cependant, il n'est pas possible de dégager un schéma commun d'évolution du potentiel de TSL dominant et secondaire par rapport à une année type. Pour les autres cellules du golfe du Lion, lors de cette année 2000-2001 le potentiel de TSL_R est assez proche de celui estimé pour une année type, à l'exception du lido de Sète qui en situation d'anomalie négative de rang 1.

5.4.4 Plages du golfe du Lion en situation proche de la normale

La Figure 5-9 révèle qu'il n'y a pas moins de 15 années pour lesquelles le potentiel de TSL_R est proche de la normale pour l'ensemble des plages du golfe du Lion *stricto sensu*, auxquelles s'ajoutent 8 années majoritairement en situation proche de la normale, avec seulement 2 à 4 cellules inscrites dans une tendance différente :

- 1981-1982 – Deux cellules en situation d'anomalie positive de rang 4 ;
- 1986-1987 – Deux cellules en situation d'anomalie négative de rang 2 à 4 ;
- 1988-1989 – Deux cellules en situation d'anomalie négative de rang 3 ;
- 1993-1994 – Une cellule en situation d'anomalie positive de rang 4 ;
- 1994-1995 – Deux cellules en situation d'anomalie négative de rang 3 à 4 ;

- 2001-2002 – Deux cellules en situation d’anomalie positive de rang 2 à 3 et deux cellules en situation d’anomalie négative de rang 2 à 3 ;
- 2008-2009 – Une cellule en situation d’anomalie positive de rang 3 ;
- 2009-2010 - Une cellule en situation d’anomalie positive de rang 3.

Il y a donc en tout 23 années sur 31 pour lesquelles la majorité, voire la totalité des plages du golfe du Lion, affichent un potentiel de TSL_R proche de celui déterminé pour une année « type ».

5.4.5 Synthèse partielle

Cette analyse régionale montre que les années proches de la normale sont *in fine* les plus fréquentes (80 % des cas), selon le seuil statistique retenu ici ($\bar{x} \pm \sigma$), mais surtout, confirme la nette spatialisation des conditions hydrodynamiques à la côte dévoilée par l’analyse par cellule (sections 5.2 et 5.3). Ainsi, l’analyse temporelle entre 1979 et 2010 ne montre pas d’années pour lesquelles la totalité des plages du golfe du Lion *stricto sensu* est en situation d’anomalie positive ou négative. Dans le détail, la Figure 5-9 indique que le couple Roussillon/Narbonnais Sud tend à se démarquer et les golfes d’Aigues-Mortes et de Beauduc connaissent quasi-systématiquement des directions contraires aux cellules adjacentes.

Les années 1987-1988, 1995-1996, 1997-1998 et 2003-2004 ressortent clairement comme anomalies positives sur une majorité des plages du golfe du Lion (Figure 5-9). Mis à part l’année 1987-1988, ces années sont connues pour des hivers particulièrement tempétueux (Ullmann, 2008; Ullmann *et al.*, 2008; Brunel, 2010; Balouin *et al.*, 2011). Dans le détail, l’hiver 1995-1996 est marqué par plusieurs tempêtes d’intensité moindre par rapport aux tempêtes de 1997 et 2003 (Brunel, 2010). Par contre il manque dans ce classement l’année 1982-1983 qui apparaît comme « mixte » à la suite des simulations. Ce résultat est paradoxal car la tempête de 1982 est couramment comparée à celles de 1997 et 2003 en termes de dégâts à la côte et d’intensité alors que les simulations montrent une situation d’anomalie positive uniquement pour quatre cellules (Figure 5-9). Cependant, dans le détail cette année se positionne juste sous le seuil des anomalies positives pour le Roussillon (Tableau 5-2), le lido de Frontignan (Tableau 5-6), Beauduc (Tableau 5-11), Piémanson (Tableau 5-12) et Gracieuse (Tableau 5-13). De plus, il est surprenant que 1982-1983 s’inscrive dans une anomalie négative pour le Narbonnais Nord (Tableau 5-4) et le lido de Sète (Tableau 5-5) alors que de nombreux dégâts furent constatés dans ces secteurs¹.

Il convient donc de s’intéresser de plus près au lien entre tempête et potentiel de TSL_R, notamment pour expliquer les variations interannuelles identifiées dans les simulations.

¹ « Fiche tempête » 19821106 - <http://fichetempete.brgm.fr/pages/tempete.jsf?tid=19821106>

5.5 Potentiels de TSL_R et houle (durée et intensité)

5.5.1 Objectifs et méthodologie

Cette section s'intéresse au rôle des tempêtes sur le potentiel de TSL_R, car en effet, même si ces événements ne représentent que quelques heures à l'échelle annuelle, leur intensité est souvent le moteur de l'évolution du littoral (Komar, 1976; Carter, 1988). La démarche adoptée dans cette thèse s'inspire des travaux de Jiménez *et al.* (1997) qui ont cherché à déterminer la contribution des houles (discrétisées selon leur hauteur en classes de 0,5 m) au transport sédimentaire perpendiculaire au rivage. Des classes plus grandes sont retenues ici :

- [0 m ; 1 m[
- [1 m ; 2 m[
- [2 m ; 3 m[
- [3 m ; 4 m[
- [4 m ; +∞[

Pour chaque classe, le cumul horaire annuel de la houle est calculé à partir des sorties ANEMOC-2 pour chacun des profils Unibest-LT, puis, tout comme pour le potentiel de TSL_R, le cumul est moyenné par cellule. On note toutefois que la classe [0 m ; 1 m[n'est pas représentée dans les figures afin que la lecture des autres classes reste intelligible.

En plus de ces cumuls horaires, deux indicateurs de tempête sont déterminés :

- Hs max., la hauteur significative maximale annuelle de houle ;
- Hsx, la hauteur maximale atteinte 12 h par an (comme le propose Hallermeier (1981) pour caractériser les houles extrêmes).

Le seuil statistique adopté pour discrétiser les anomalies positives et négatives sur 31 ans est identique à celui du potentiel de TSL_R : $\bar{x} \pm \sigma$ (cf. section 5.1.3).

Enfin, l'ensemble de ces indicateurs (cumuls, Hs max. et Hsx) sont confrontés au potentiel de TSL_R par corrélation linéaire simple.

Idéalement, l'utilisation de la houle au déferlement serait plus pertinent, puisque pour les plages à barre longitudinale de méditerranée, le maximum de TSL se réalise sur la barre (L.C.H.F., 1984). Mais d'une part, cette information n'est pas accessible dans les sorties d'Unibest-LT et d'autre part, les différents niveaux opérationnels du « Réseau Tempête » du Languedoc-Roussillon reposent sur des seuils établis à partir de la houle mesurée au large par les houlographes (Balouin *et al.*, 2011; De La Torre *et al.*, 2013). Il sera donc intéressant de confronter les houles les plus significatives pour le potentiel de TSL_R à ces seuils de tempête.

5.5.2 Roussillon

5.5.2.1 Cumul horaire annuel

Anomalies positives

Pour le Roussillon, on constate sur la Figure 5-10 que les anomalies positives du potentiel de TSL_R sont toujours associées à la présence de houles supérieures à 4 m, mais l'existence de celles-ci n'est pas gage d'une année en situation d'anomalie positive au regard du potentiel de TSL_R . Ainsi, on remarque par exemple un cumul annuel important de ces houles lors de l'année 1995-1996, alors qu'il s'agit d'une année proche de la normale si l'on considère uniquement le potentiel de TSL_R . Toutefois, comme le montre la Figure 5-10, cela masque en réalité un équilibre différent des potentiels de TSL dominant et secondaire car le potentiel de TSL_T est presque doublé par rapport à celui déterminé pour une année type

Anomalies négatives

Les années en situation d'anomalie négative du potentiel de TSL_R sont quasiment privées de houles supérieures à 3 m (Figure 5-10), et de façon générale, les cumuls annuels des anomalies négatives sont faibles (310 heures en moyenne) en comparaison des années proches de la normale (480 heures en moyenne) : ces dernières comportent le plus souvent des houles pour chacune des quatre classes de hauteur.

5.5.2.2 Hsx et Hs max.

Anomalies positives

D'après la Figure 5-10, il y a plutôt une bonne correspondance entre les années en situation d'anomalie positive au regard d'Hsx, Hs max. et du potentiel de TSL_R . Néanmoins, dans le détail les anomalies positives du potentiel de TSL_R ne sont pas systématiquement associées à des anomalies positives d'Hsx et Hs max, et vice-versa, comme l'indique la Figure 5-10. Ainsi, si l'année 1985-1986 est en situation d'anomalie positive selon les valeurs d'Hsx et Hs max., ce n'est pas le cas en considérant uniquement le potentiel de TSL_R , qui indique alors une situation proche de la normale.

Anomalies négatives

Là aussi, la correspondance entre les années en situation d'anomalie négative au regard d'Hsx, Hs max. et du potentiel de TSL_R est plutôt bonne (Figure 5-10). Néanmoins, dans le détail les anomalies négatives du potentiel de TSL_R ne sont pas systématiquement associées à des anomalies négatives d'Hsx et Hs max, et vice-versa. Ainsi, si les années 1986-1987, 1994-1995 et 2006-2007 sont en situation d'anomalie négative selon les valeurs d'Hsx et Hs max., ce n'est pas le cas en considérant uniquement le potentiel de TSL_R , qui indique alors une situation proche de la normale.

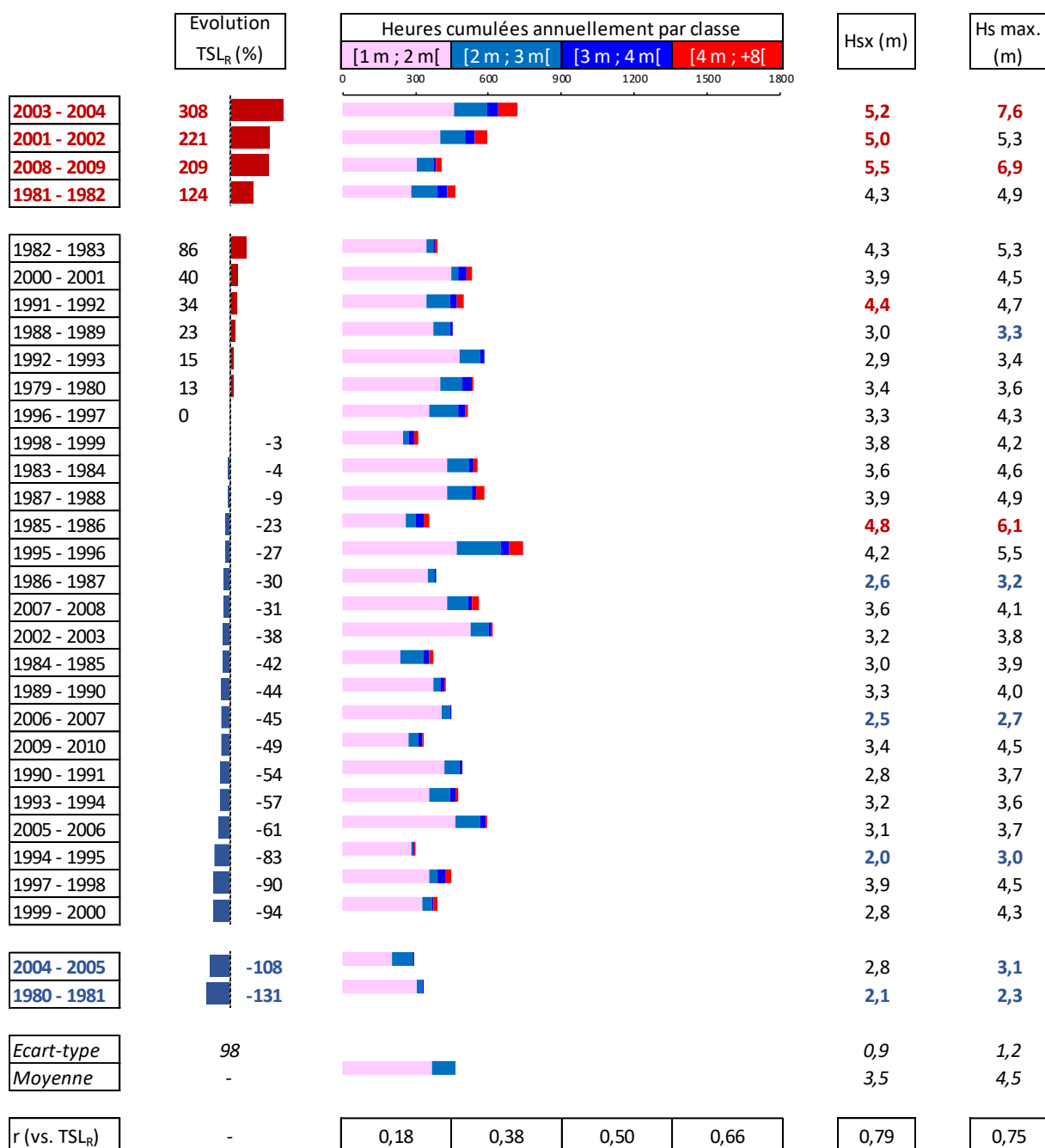


Figure 5-10 - Evolution (%) du potentiel de TSL_R annuel par rapport à la normale, cumul horaire annuel par classe de hauteur, hauteur maximale atteinte 12 h par an (Hsx), hauteur significative maximale annuelle, et coefficients de corrélation avec l'évolution du potentiel de TSL_R annuel ; pour le Roussillon.

5.5.3 Narbonnais Sud

5.5.3.1 Cumul horaire annuel

Anomalies positives

Comme l'indique la Figure 5-11, ici les anomalies positives en termes de potentiel de TSL_R sont associées à des cumuls annuels parmi les plus importants pour la classe $[4 \text{ m} ; +\infty[$. C'est également vrai pour les années 1987-1988 et 2000-2001 mais il s'agit toutefois d'années proches de la normale au regard du potentiel de TSL_R .

Le cas de l'année 1982-1983 est intéressant puisque le cumul horaire des houles supérieures à 2 m est particulièrement faible en comparaison des autres anomalies positives. Cependant, la Figure 5-11 indique que d'après les simulations, le potentiel de TSL_R supérieur à la normale pour cette année résulte avant tout d'une réorganisation des potentiels de TSL dominant et secondaire, qui augmentent et baissent respectivement dans des proportions similaires ($\sim 60 \%$). Autrement dit, les fortes houles ne sont pas prépondérantes pour le classement de cette année en anomalie positive du point de vue du potentiel de TSL_R .

Anomalies négatives

Les années en situation d'anomalie négative sont quasiment privées de houles supérieures à 3 m (Figure 5-11), et de façon générale, les cumuls horaires annuels sont faibles en comparaison des années proches de la normale : ces dernières comportent le plus souvent des houles pour chacune des quatre classes de hauteur.

5.5.3.2 Hsx et Hs max.

Anomalies positives

D'après la Figure 5-11, la correspondance entre les années en situation d'anomalie positive au regard d'Hsx, Hs max. et du potentiel de TSL_R est plutôt médiocre. En effet, d'après les résultats cette concordance n'est vraie que pour l'année 1981-1982 : les autres anomalies positives sur la base d'Hsx et Hs max. sont associées à des années proches de la normale (1987-1988, 1992-1993, 2002-2003, 2005-2006) ou même en situation d'anomalie négative (2004-2005) en termes de potentiel de TSL_R .

Anomalies négatives

La Figure 5-11 indique qu'il n'y pas d'année qui soit une anomalie négative en considérant simultanément le potentiel de TSL_R , Hsx et Hs max. Les années en situation d'anomalie négative au regard d'Hsx et Hs max. sont observées pour des années identifiées comme proches de la normale (2000-2001, 1979-1980, 1984-1985, 2007-2008, 1993-1994) ou même en situation d'anomalie positive (1982-1983) en termes de potentiel de TSL_R .

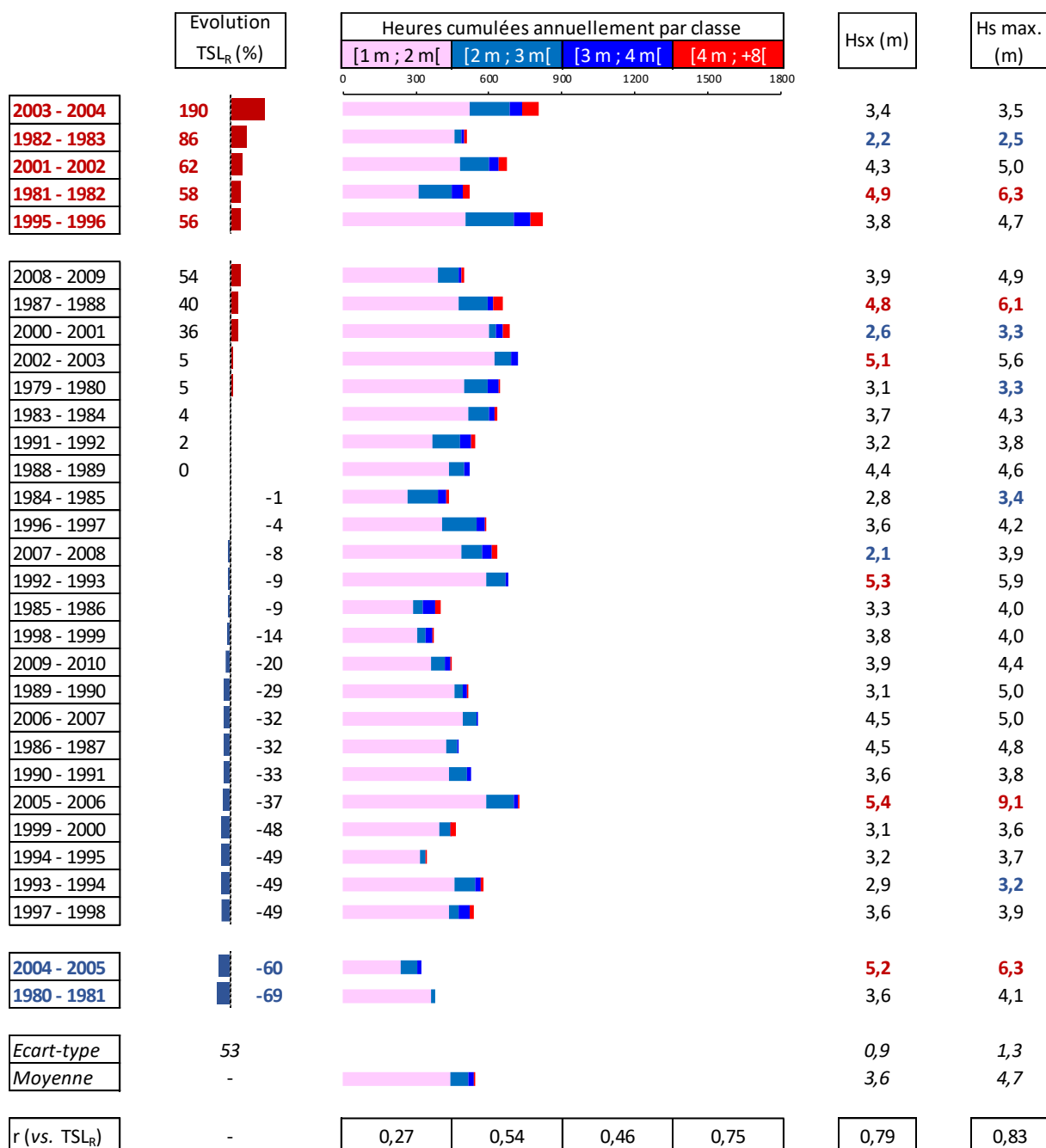


Figure 5-11 - Evolution (%) du potentiel de TSL_R annuel par rapport à la normale, cumul horaire annuel par classe de hauteur, hauteur maximale atteinte 12 h par an (Hsx), hauteur significative maximale annuelle, et coefficients de corrélation avec l'évolution du potentiel de TSL_R annuel ; pour le Narbonnais Sud.

5.5.4 Narbonnais Nord

5.5.4.1 Cumul horaire annuel

Anomalies positives

Comme l'indique la Figure 5-12, ici les anomalies positives en termes de potentiel de TSL_R sont associées à des cumuls annuels parmi les plus importants pour la classe $[4 \text{ m} ; +\infty[$. C'est également vrai pour les années 1987-1988 et 2001-2002 mais il s'agit toutefois d'années proches de la normale au regard du potentiel de TSL_R .

Anomalies négatives

Si 1986-1987 est quasiment privée de houles supérieures à 3 m (Figure 5-12), ce n'est pas le cas de 1982-1983 ; cependant, et de façon générale, les cumuls annuels des anomalies négatives sont faibles (350 heures en moyenne) en comparaison des années proches de la normale (500 heures en moyenne).

5.5.4.2 Hsx et Hs max.

Anomalies positives

D'après la Figure 5-12, il y a plutôt une bonne correspondance entre les années en situation d'anomalie positive au regard d'Hsx, Hs max. et du potentiel de TSL_R . Néanmoins, dans le détail les anomalies positives du potentiel de TSL_R ne sont pas systématiquement associées à des anomalies positives d'Hsx et Hs max, et vice-versa. Ainsi, si l'année 1982-1983 est en situation d'anomalie positive selon les valeurs d'Hsx et Hs max., ce n'est pas le cas en considérant uniquement le potentiel de TSL_R , qui indique alors une situation d'anomalie négative.

En outre, sur la base d'Hsx les années 1987-1988, 1985-1986, 2007-2008, 1999-2000, 2008-2009, 2000-2001 sont identifiées comme des anomalies positives, or il s'agit d'années proches de la normale si l'on considère uniquement le potentiel de TSL_R .

Anomalies négatives

La Figure 5-12 indique que seule 1986-1987 est identifiée comme une anomalie négative en considérant simultanément le potentiel de TSL_R , Hsx et Hs max. Autrement, les années en situation d'anomalie négative au regard d'Hsx et Hs max. sont observées pour des années identifiées comme proches de la normale (1992-1993, 2006-2007, 1980-1981, 1988-1989, 1994-1995) en termes de potentiel de TSL_R .

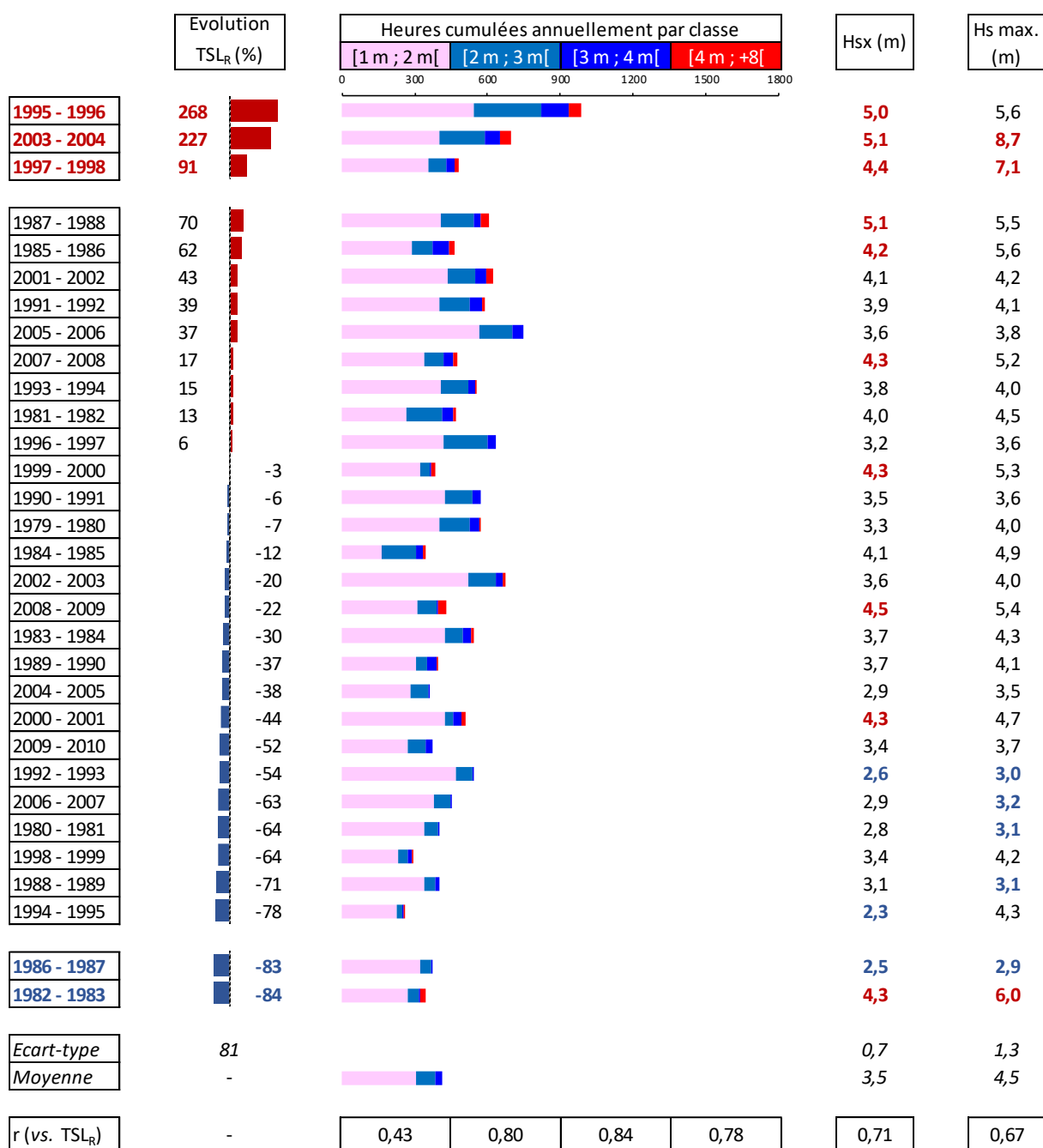


Figure 5-12 - Evolution (%) du potentiel de TSL_R annuel par rapport à la normale, cumul horaire annuel par classe de hauteur, hauteur maximale atteinte 12 h par an (Hsx), hauteur significative maximale annuelle, et coefficients de corrélation avec l'évolution du potentiel de TSL_R annuel ; pour le Narbonnais Nord.

5.5.5 Lido de Sète

5.5.5.1 Cumul horaire annuel

Anomalies positives

Pour le lido de Sète, on constate sur la Figure 5-13 que les anomalies positives sont toujours associées aux cumuls annuels les plus importants entre 1979 et 2010 pour les houles supérieures à 4 m. Mais l'existence de celles-ci n'est pas gage d'une année en situation d'anomalie positive au regard du potentiel de TSL_R . Ainsi, on remarque en particulier un cumul annuel important de ces houles supérieures à 4 m lors des années 1987-1988 et 2007-2008 ; or il s'agit d'années proches de la normale si l'on considère uniquement le potentiel de TSL_R .

Anomalies négatives

Pour les deux années 1982-1983 et 2000-2001 en situation d'anomalie négative relativement au potentiel de TSL_R , il est possible d'identifier sur la Figure 5-13 un cumul horaire pour chacune des quatre classes de hauteur, à l'image des années proches de la normale. Ainsi, le cumul horaire moyen des houles supérieures à 1 m est de 350 heures pour les années en situation d'anomalie négative, tandis qu'il est de 420 heures pour les années proches de la normale : l'écart entre les deux est parfois nettement plus important.

5.5.5.2 Hsx et Hs max.

Anomalies positives

D'après la Figure 5-13, il y a plutôt une bonne correspondance entre les années en situation d'anomalie positive au regard d'Hsx, Hs max. et du potentiel de TSL_R . Néanmoins, dans le détail les anomalies positives du potentiel de TSL_R ne sont pas systématiquement associées à des anomalies positives d'Hsx et Hs max, et vice-versa. Ainsi, si l'année 1982-1983 est en situation d'anomalie positive selon les valeurs d'Hsx et Hs max., ce n'est pas le cas en considérant uniquement le potentiel de TSL_R , qui indique alors une situation d'anomalie négative.

Anomalies négatives

La Figure 5-13 indique qu'il n'y pas d'année qui soit en anomalie négative en considérant simultanément le potentiel de TSL_R , Hsx et Hs max. Les années en situation d'anomalie négative au regard d'Hsx et Hs max. sont observées pour celles identifiées comme proches de la normale (1986-1987, 1992-1993, 1994-1995, 2004-2005) en termes de potentiel de TSL_R .

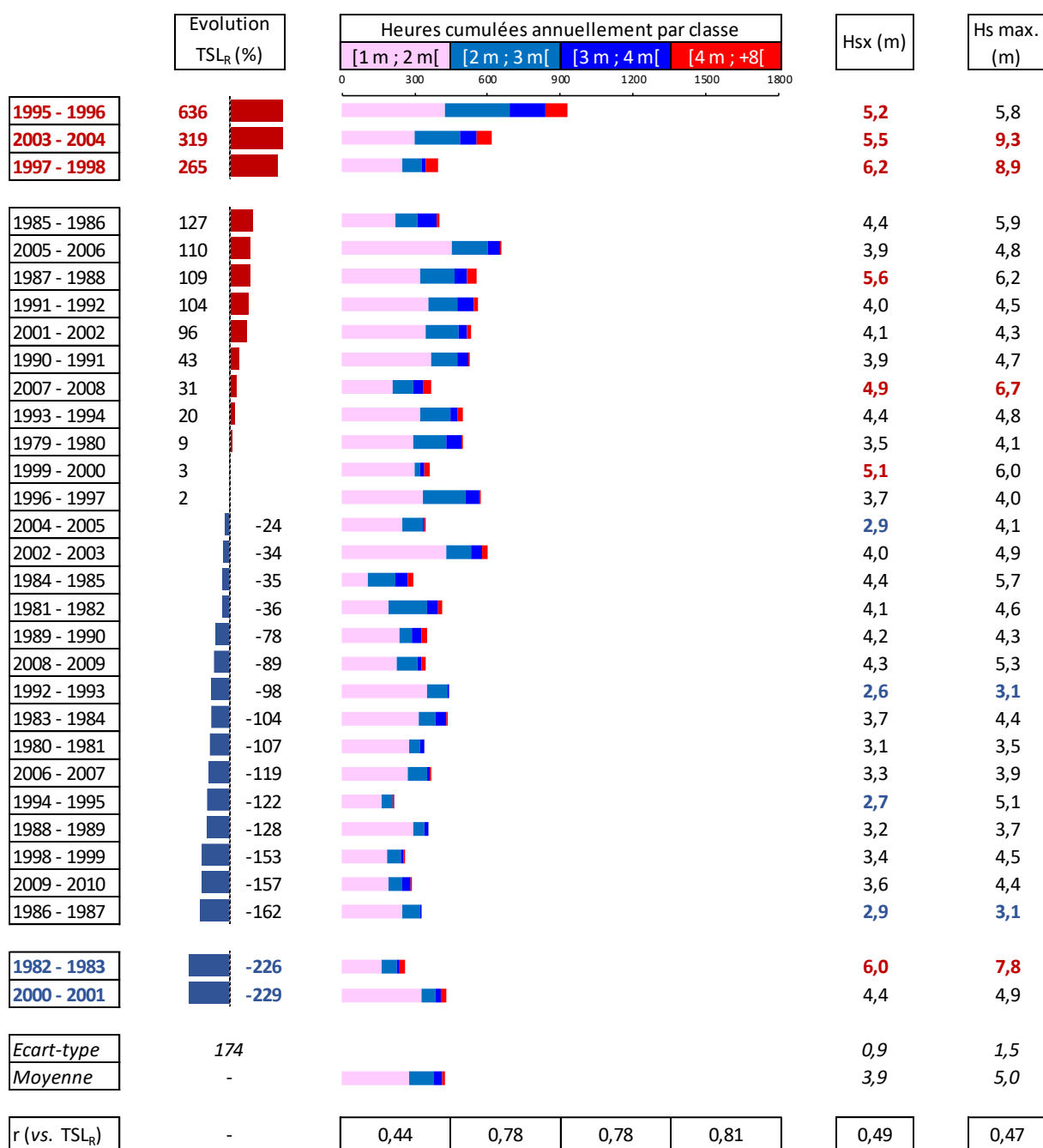


Figure 5-13 - Evolution (%) du potentiel de TSL_R annuel par rapport à la normale, cumul horaire annuel par classe de hauteur, hauteur maximale atteinte 12 h par an (Hsx), hauteur significative maximale annuelle, et coefficients de corrélation avec l'évolution du potentiel de TSL_R annuel ; pour le lido de Sète

5.5.6 Lido de Frontignan

5.5.6.1 Cumul horaire annuel

Anomalies positives

Pour le lido de Frontignan, on constate sur la Figure 5-14 que les anomalies positives sont associées aux cumuls annuels les plus importants entre 1979 et 2010 pour les houles supérieures à 4 m. Mais l'existence de celles-ci n'est pas gage d'une année en situation d'anomalie positive au regard du potentiel de TSL_R . Ainsi, on remarque en particulier un cumul annuel important de ces houles supérieures à 4 m lors des années 2007-2008 et 2002-2003 ; or il s'agit d'années proches de la normale si l'on considère uniquement le potentiel de TSL_R .

Anomalies négatives

Comme le montre la Figure 5-14, les simulations n'indiquent pas d'années pour lesquelles une situation d'anomalie négative est observée pour le lido de Frontignan, relativement au potentiel de TSL_R .

5.5.6.2 Hsx et Hs max.

Anomalies positives

D'après la Figure 5-14, il y a plutôt une bonne correspondance entre les années en situation d'anomalie positive au regard d'Hsx, Hs max. et du potentiel de TSL_R . Néanmoins, dans le détail les anomalies positives du potentiel de TSL_R ne sont pas systématiquement associées à des anomalies positives d'Hsx et Hs max, et vice-versa. Ainsi, si les années 1982-1983 et 2007-2008 sont en situation d'anomalie positive selon les valeurs d'Hsx et Hs max., ce n'est pas le cas en considérant uniquement le potentiel de TSL_R , qui indique alors une situation proche de la normale.

Anomalies négatives

Comme le montre la Figure 5-14, les simulations n'indiquent pas d'années pour lesquelles une situation d'anomalie négative est observée pour le lido de Frontignan, relativement au potentiel de TSL_R . Toutefois, les années 1986-1987, 1994-1995 et 2006-2007 sont en situation d'anomalie négative selon les valeurs d'Hsx et Hs max., ce n'est pas le cas en considérant uniquement le potentiel de TSL_R , qui indique alors une situation proche de la normale.

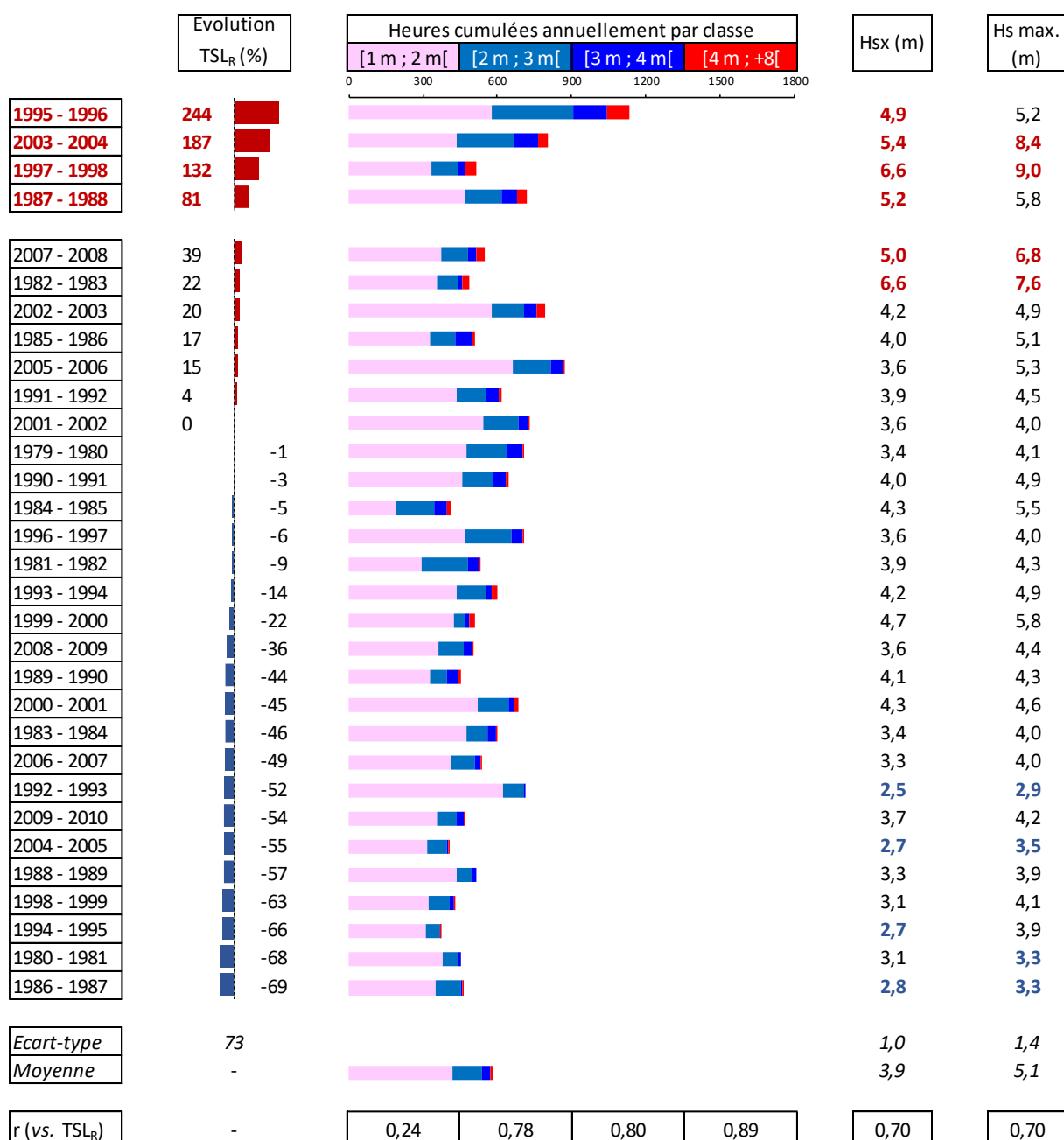


Figure 5-14 - Evolution (%) du potentiel de TSL_R annuel par rapport à la normale, cumul horaire annuel par classe de hauteur, hauteur maximale atteinte 12 h par an (Hsx), hauteur significative maximale annuelle, et coefficients de corrélation avec l'évolution du potentiel de TSL_R annuel ; pour le lido de Frontignan.

5.5.7 Lido des Aresquiers

5.5.7.1 Cumul horaire annuel

Anomalies positives

Comme l'indique la Figure 5-15, ici les anomalies positives en termes de potentiel de TSL_R sont associées à des cumuls annuels parmi les plus importants pour la classe $[4 \text{ m} ; +\infty[$. C'est également vrai pour les années 2007-2008 et 1995-1996 mais il s'agit toutefois d'années proches de la normale au regard du potentiel de TSL_R .

Anomalies négatives

Les années en situation d'anomalie négative sont quasiment privées de houles supérieures à 3 m (Figure 5-15), et de façon générale, les cumuls horaires annuels sont faibles (400 heures en moyenne) en comparaison des années proches de la normale (670 en moyenne) : ces dernières comportent le plus souvent des houles pour chacune des quatre classes de hauteur.

5.5.7.2 Hsx et Hs max.

Anomalies positives

D'après la Figure 5-15, il y a plutôt une bonne correspondance entre les années en situation d'anomalie positive au regard d'Hsx, Hs max. et du potentiel de TSL_R . Néanmoins, dans le détail les anomalies positives du potentiel de TSL_R ne sont pas systématiquement associées à des anomalies positives d'Hsx et Hs max, et vice-versa. Ainsi, si l'année 2007-2008 est en situation d'anomalie positive selon les valeurs d'Hsx et Hs max., ce n'est pas le cas en considérant uniquement le potentiel de TSL_R , qui indique alors une situation proche de la normale.

Anomalies négatives

Là aussi, la correspondance entre les années en situation d'anomalie négative au regard d'Hsx, Hs max. et du potentiel de TSL_R est plutôt bonne (Figure 5-15). Néanmoins, dans le détail les anomalies négatives du potentiel de TSL_R ne sont pas systématiquement associées à des anomalies négatives d'Hsx et Hs max, et vice-versa. Ainsi, si 1992-1993 est en situation d'anomalie négative selon les valeurs d'Hsx et Hs max., ce n'est pas le cas en considérant uniquement le potentiel de TSL_R , qui indique alors une situation proche de la normale.

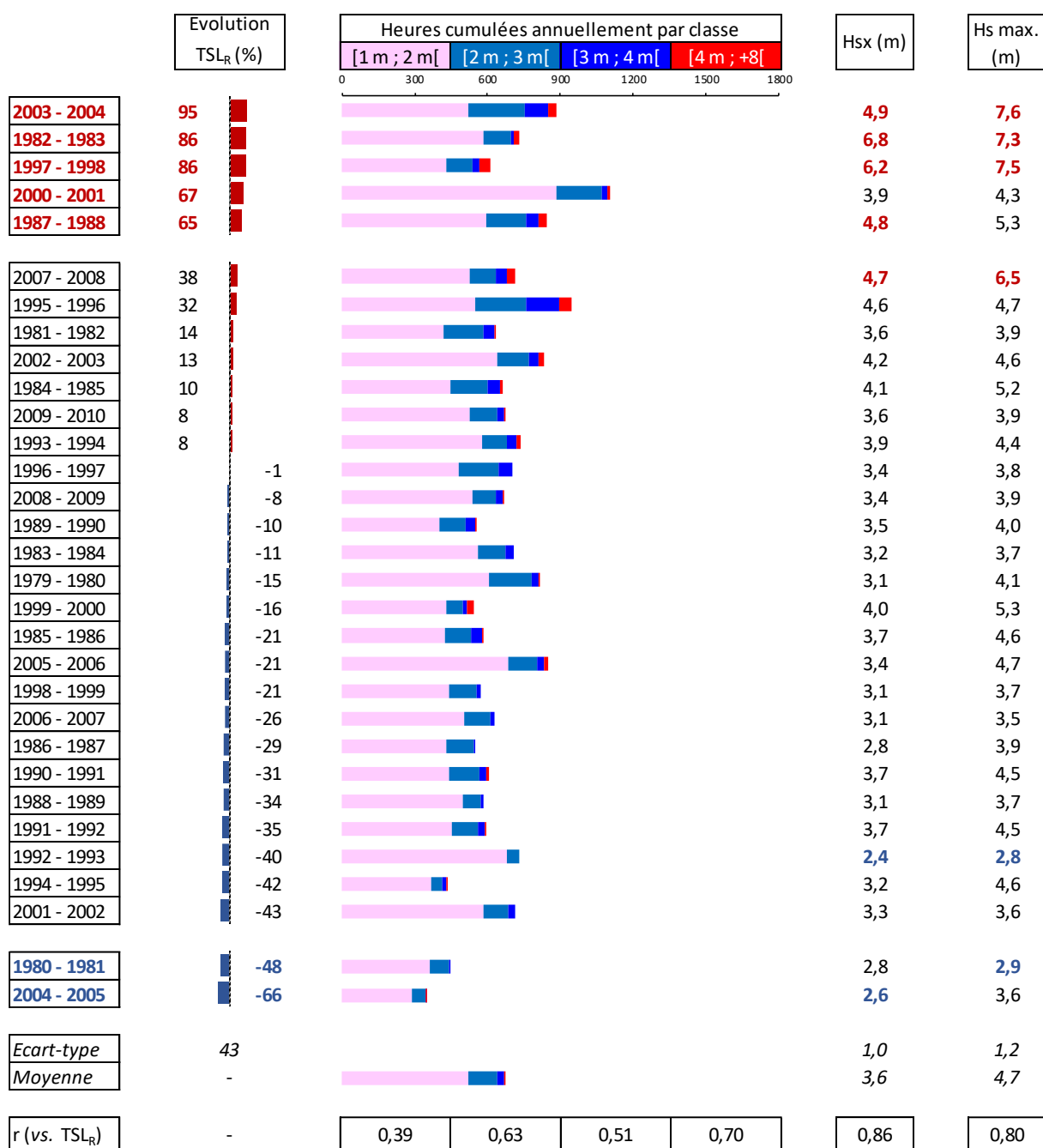


Figure 5-15 - Evolution (%) du potentiel de TSL_R annuel par rapport à la normale, cumul horaire annuel par classe de hauteur, hauteur maximale atteinte 12 h par an (Hsx), hauteur significative maximale annuelle, et coefficients de corrélation avec l'évolution du potentiel de TSL_R annuel ; pour le lido des Aresquiers.

5.5.8 Flèche de l'Espiguette et Petite Camargue

5.5.8.1 Cumul horaire annuel

Anomalies positives

Comme l'indique la Figure 5-16, ici les anomalies positives en termes de potentiel de TSL_R sont associées à des cumuls annuels parmi les plus importants pour la classe $[4 \text{ m} ; +\infty[$. C'est également vrai pour les années 2007-2008 et 1993-1994 mais il s'agit toutefois d'années proches de la normale au regard du potentiel de TSL_R .

Anomalies négatives

Les années en situation d'anomalie négative sont quasiment privées de houles supérieures à 3 m (Figure 5-16), et de façon générale, les cumuls horaires annuels sont faibles (510 heures en moyenne) en comparaison des années proches de la normale (740 heures en moyenne) : ces dernières comportent le plus souvent des houles pour chacune des quatre classes de hauteur.

5.5.8.2 Hsx et Hs max.

Anomalies positives

D'après la Figure 5-16, il y a plutôt une bonne correspondance entre les années en situation d'anomalie positive au regard d'Hsx, Hs max. et du potentiel de TSL_R . Néanmoins, dans le détail les anomalies positives du potentiel de TSL_R ne sont pas systématiquement associées à des anomalies positives d'Hsx et Hs max, et vice-versa. Ainsi, si l'année 2007-2008 est en situation d'anomalie positive selon les valeurs d'Hsx et Hs max., ce n'est pas le cas en considérant uniquement le potentiel de TSL_R , qui indique alors une situation proche de la normale.

Anomalies négatives

La Figure 5-16 indique que seule 1980-1981 est une anomalie négative en considérant simultanément le potentiel de TSL_R et Hs max, mais pas Hsx. 1992-1993 est la seule année en situation d'anomalie négative au regard d'Hsx et Hs max. ; or il s'agit d'une année en situation proche de la normale en termes de potentiel de TSL_R .

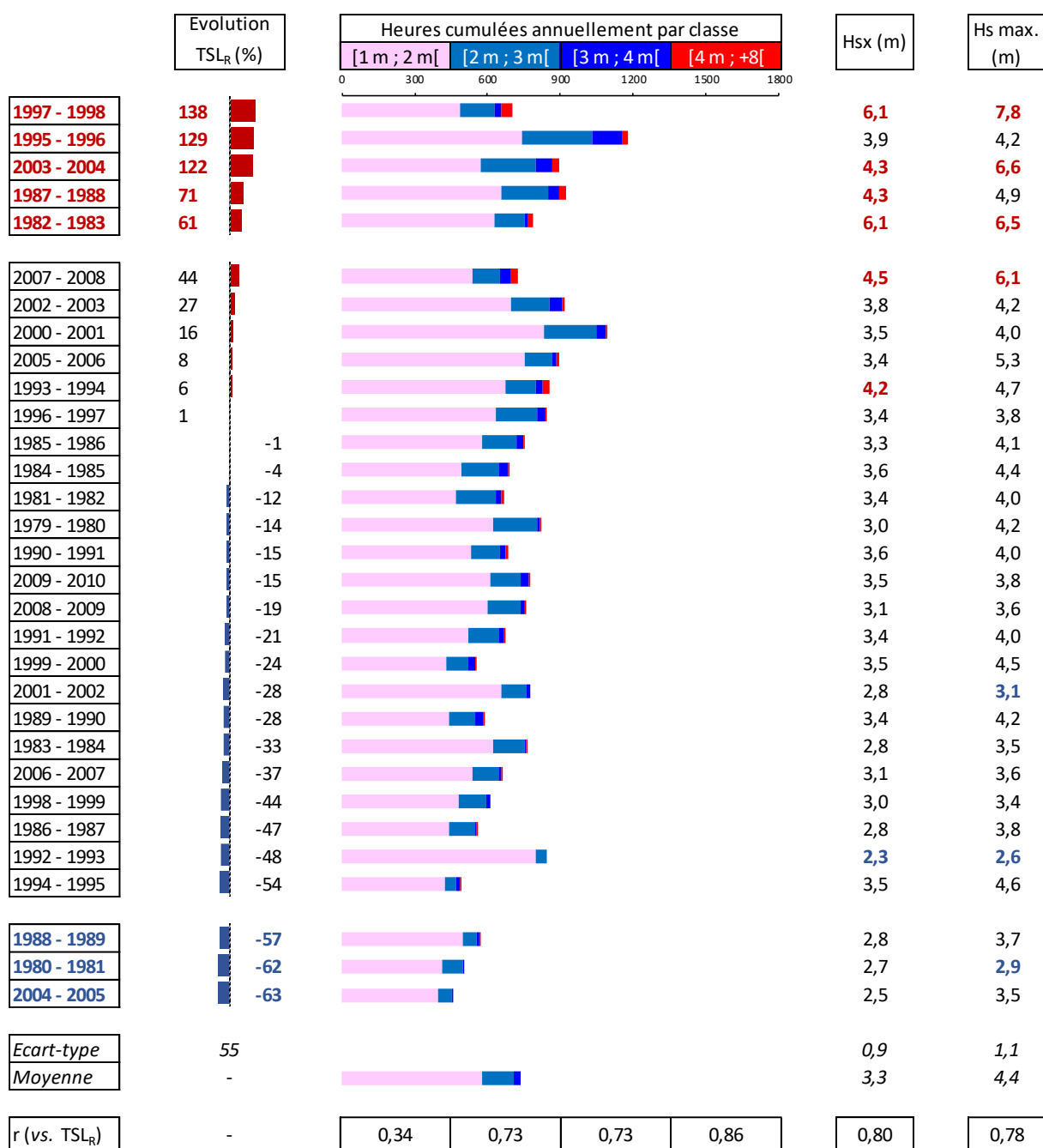


Figure 5-16 - Evolution (%) du potentiel de TSL_R annuel par rapport à la normale, cumul horaire annuel par classe de hauteur, hauteur maximale atteinte 12 h par an (Hsx), hauteur significative maximale annuelle, et coefficients de corrélation avec l'évolution du potentiel de TSL_R annuel ; de l'Espiguette au Petit Rhône.

5.5.9 Flèche de Beauduc

5.5.9.1 Cumul horaire annuel

Anomalies positives

Comme l'indique la Figure 5-17, ici les anomalies positives en termes de potentiel de TSL_R sont associées à des cumuls annuels parmi les plus importants pour la classe $[4 \text{ m} ; +\infty[$. C'est également vrai pour les années 1982-1983, 1993-1994, 2002-2003, 2007-2008 et 2005-2006, mais il s'agit toutefois d'années proches de la normale au regard du potentiel de TSL_R .

Anomalies négatives

Les années en situation d'anomalie négative sont quasiment privées de houles supérieures à 3 m (Figure 5-17), et de façon générale, les cumuls horaires annuels sont faibles (600 heures en moyenne) en comparaison des années proches de la normale (850 heures en moyenne) : ces dernières comportent le plus souvent des houles pour chacune des quatre classes de hauteur.

5.5.9.2 Hsx et Hs max.

Anomalies positives

D'après la Figure 5-17, la correspondance entre les années en situation d'anomalie positive au regard d'Hsx, Hs max. et du potentiel de TSL_R est plutôt faible. Les anomalies positives du potentiel de TSL_R ne sont pas systématiquement associées à des anomalies positives d'Hsx et Hs max., et vice-versa. Ainsi, si les années 1982-1983 et 1993-1994 sont en situation d'anomalie positive selon les valeurs d'Hsx et Hs max., ce n'est pas le cas en considérant uniquement le potentiel de TSL_R , qui indique alors une situation proche de la normale.

Anomalies négatives

La Figure 5-17 indique qu'il n'y pas d'année qui soit une anomalie négative en considérant simultanément le potentiel de TSL_R , Hsx et Hs max. 1992-1993 est la seule année en situation d'anomalie négative au regard d'Hsx et Hs max. ; or il s'agit d'une année en situation proche de la normale en termes de potentiel de TSL_R .

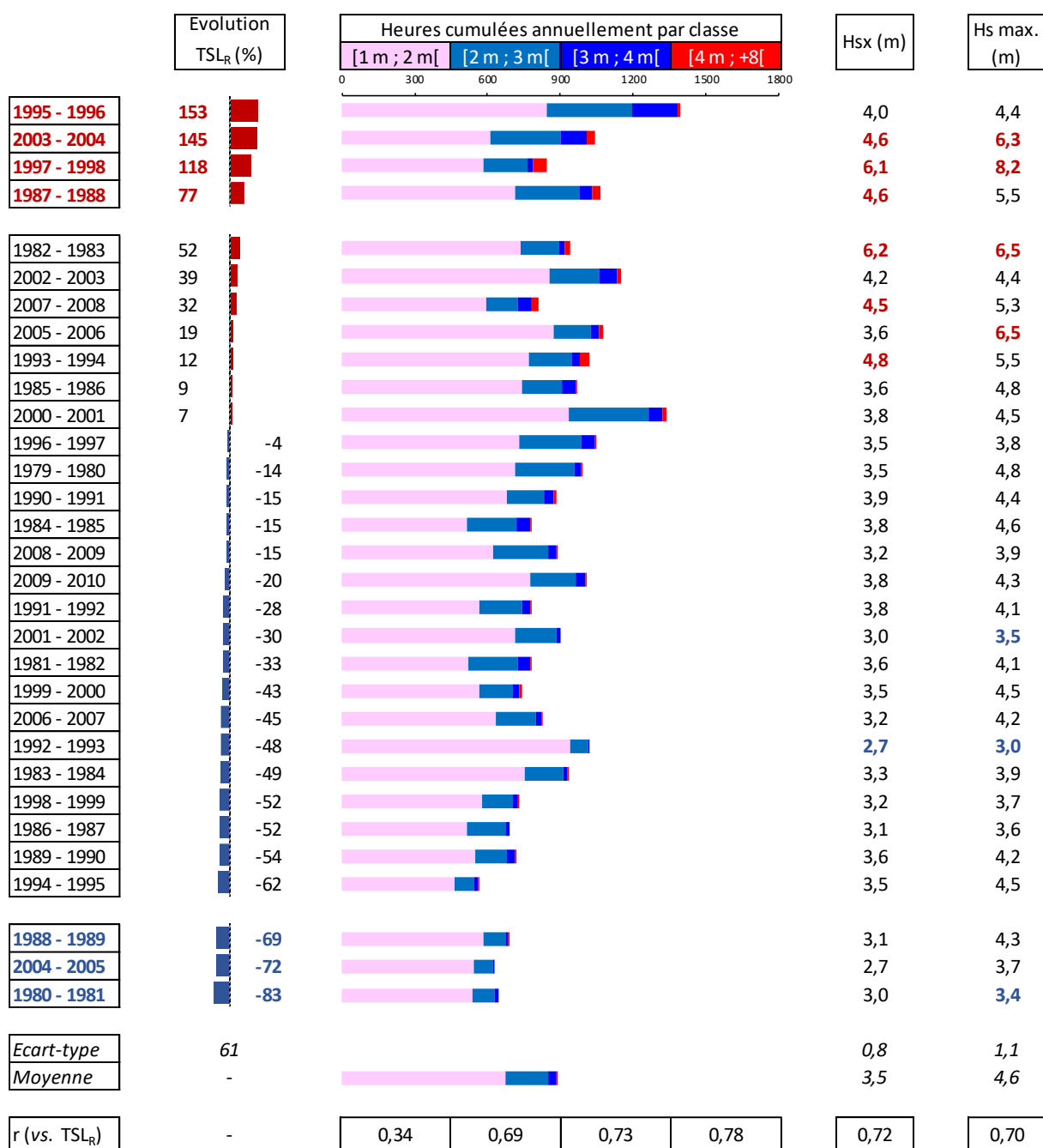


Figure 5-17 - Evolution (%) du potentiel de TSL_R annuel par rapport à la normale, cumul horaire annuel par classe de hauteur, hauteur maximale atteinte 12 h par an (Hsx), hauteur significative maximale annuelle, et coefficients de corrélation avec l'évolution du potentiel de TSL_R annuel ; pour la flèche de Beauduc.

5.5.10 Plage de Piémanson

5.5.10.1 Cumul horaire annuel

Anomalies positives

Comme l'indique la Figure 5-18, ici les anomalies positives en termes de potentiel de TSL_R sont associées à des cumuls annuels parmi les plus importants pour la classe $[4 \text{ m} ; +\infty[$, excepté pour 1995-1996, mais en contrepartie cette année affiche le plus fort cumul annuel de houles comprises entre 3 et 4 entre 1979 et 2010.

Anomalies négatives

Les années en situation d'anomalie négative sont quasiment privées de houles supérieures à 3 m (Figure 5-18), et de façon générale, les cumuls horaires annuels sont faibles (650 heures en moyenne) en comparaison des années proches de la normale (900 heures en moyenne).

5.5.10.2 Hsx et Hs max.

Anomalies positives

D'après la Figure 5-18, il y a plutôt une bonne correspondance entre les années en situation d'anomalie positive au regard d'Hsx, Hs max. et du potentiel de TSL_R . Néanmoins, dans le détail les anomalies positives du potentiel de TSL_R ne sont pas systématiquement associées à des anomalies positives d'Hsx et Hs max, et vice-versa. Ainsi, si l'année 1982-1983 est en situation d'anomalie positive selon les valeurs d'Hsx et Hs max., ce n'est pas le cas en considérant uniquement le potentiel de TSL_R , qui indique alors une situation proche de la normale. 2007-2008, 2005-2006 et 1993-1994 sont en situation d'anomalie positive mais uniquement selon Hsx ou Hs max., mais pas les deux combinés.

Anomalies négatives

La Figure 5-18 indique qu'il n'y pas d'année qui soit en anomalie négative en considérant simultanément le potentiel de TSL_R , Hsx et Hs max. 1992-1993 est la seule année en situation d'anomalie négative au regard d'Hsx et Hs max. ; or il s'agit d'une année en situation proche de la normale en termes de potentiel de TSL_R . 2001-2002 et 1980-1981 sont en situation d'anomalie négative mais uniquement par rapport à Hs max.

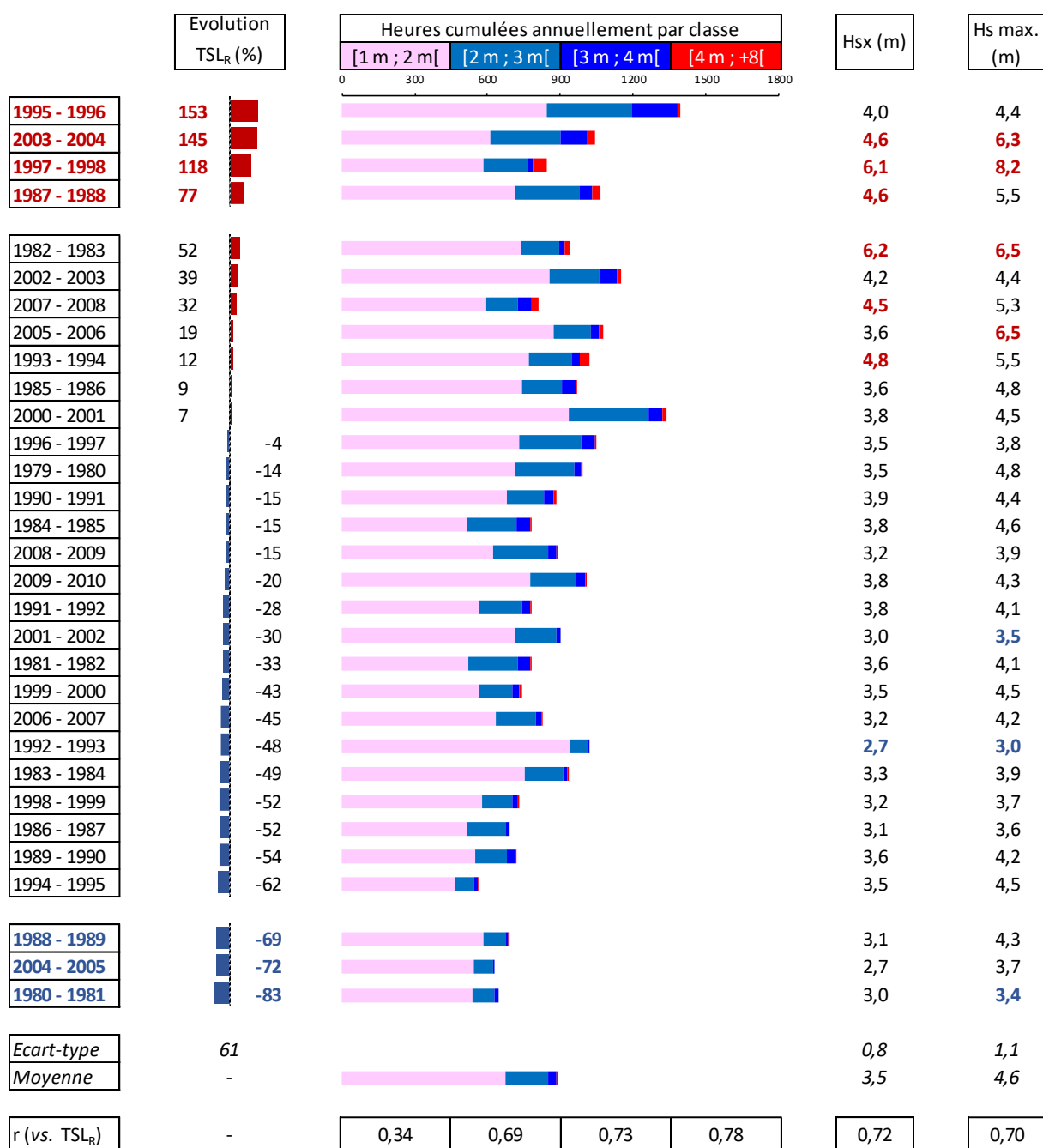


Figure 5-18 - Evolution (%) du potentiel de TSL_R annuel par rapport à la normale, cumul horaire annuel par classe de hauteur, hauteur maximale atteinte 12 h par an (Hsx), hauteur significative maximale annuelle, et coefficients de corrélation avec l'évolution du potentiel de TSL_R annuel ; pour la plage de Piémanson.

5.5.11 Plage Napoléon et flèche de la Gracieuse

5.5.11.1 Cumul horaire annuel

Anomalies positives

Pour la flèche de la Gracieuse, on constate sur la Figure 5-19 que les anomalies positives sont associées aux cumuls annuels les plus importants entre 1979 et 2010 pour les houles supérieures à 4 m. Mais l'existence de celles-ci n'est pas gage d'une année en situation d'anomalie positive au regard du potentiel de TSL_R. Ainsi, on remarque en particulier un cumul annuel important de ces houles supérieures à 4 m lors des années 1982-1983 et 2002-2003 ; or il s'agit d'années proches de la normale si l'on considère uniquement le potentiel de TSL_R.

Anomalies négatives

Les années en situation d'anomalie négative sont quasiment privées de houles supérieures à 3 m (Figure 5-19), et de façon générale, les cumuls horaires annuels sont faibles (630 heures en moyenne) en comparaison des années proches de la normale (890 heures en moyenne).

5.5.11.2 Hsx et Hs max.

Anomalies positives

D'après la Figure 5-19, il y a plutôt une bonne correspondance entre les années en situation d'anomalie positive au regard d'Hsx, Hs max. et du potentiel de TSL_R. Néanmoins, dans le détail les anomalies positives du potentiel de TSL_R ne sont pas systématiquement associées à des anomalies positives d'Hsx et Hs max, et vice-versa. Ainsi, si les années 1982-1983, 2005-2006 et 2007-2008 sont en situation d'anomalie positive selon les valeurs d'Hsx et Hs max., ce n'est pas le cas en considérant uniquement le potentiel de TSL_R, qui indique alors une situation proche de la normale.

Anomalies négatives

La Figure 5-19 indique qu'il n'y pas d'année qui soit en anomalie négative en considérant simultanément le potentiel de TSL_R, Hsx et Hs max. 1992-1993 est la seule année en situation d'anomalie négative au regard d'Hsx et Hs max. ; or il s'agit d'une année en situation proche de la normale en termes de potentiel de TSL_R. 1992-1993 est en situation d'anomalie négative mais uniquement par rapport à Hs max.

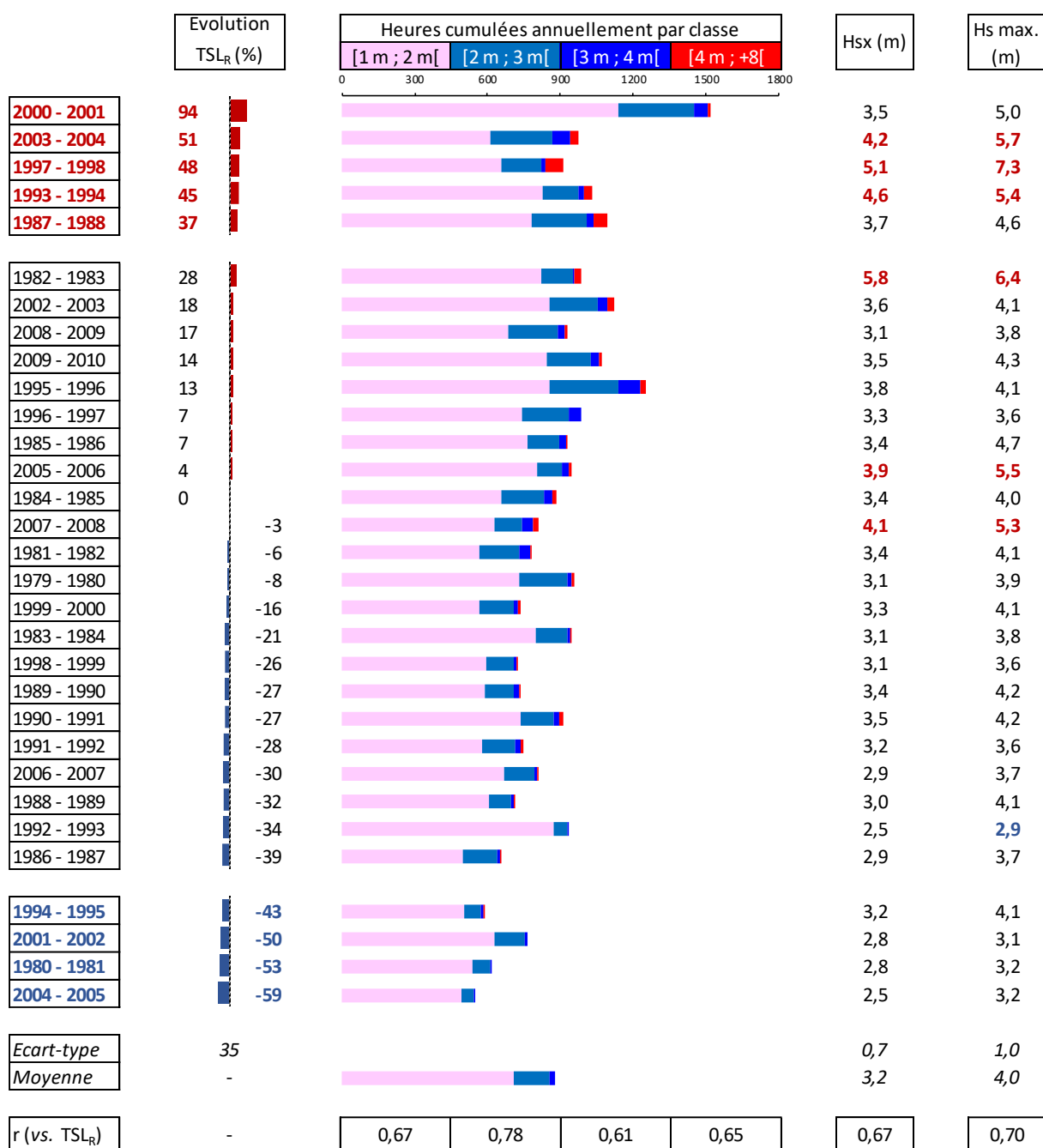


Figure 5-19 - Evolution (%) du potentiel de TSL_R annuel par rapport à la normale, cumul horaire annuel par classe de hauteur, hauteur maximale atteinte 12 h par an (Hsx), hauteur significative maximale annuelle, et coefficients de corrélation avec l'évolution du potentiel de TSL_R annuel ; de l'embouchure du Rhône à la Gracieuse.

5.6 Synthèse partielle

Le Tableau 5-15 récapitule pour l'ensemble des plages du golfe du Lion les coefficients de corrélation calculés entre le potentiel de TSL_R et les conditions hydrodynamiques. Ainsi, on constate que dans 8 cas sur 10, la plus forte corrélation toutes classes confondues est obtenue avec le cumul horaire annuel des houles supérieures à 4 m, alors qu'elles ne représentent que 14 heures par an en moyenne pour les plages du golfe du Lion. Néanmoins, la plus forte corrélation est parfois obtenue avec Hsx (Roussillon, Lido des Aresquiers) ou Hs max (Narbonnais Sud). Le cumul horaire annuel de la classe [3 m ; 4 m[n'obtient qu'une fois la plus forte corrélation (Narbonnais Nord), tous indicateurs confondus; de même pour la classe [2 m ; 3 m[(Flèche de la Gracieuse). Pour le « Réseau Tempête », la prévision de houles supérieures à 3 m active le 1^{er} seuil de fonctionnement qui consiste à rapatrier les données de terrain (suivi vidéo, mesures des stations météo, des marégraphes et des houlographes). La prévision de houles supérieures à 4 m mène à l'activation du 2nd seuil opérationnel où des opérateurs réalisent une collecte de données sur le terrain (photographies, dégâts, etc.), selon un protocole spécifique au « Réseau Tempête ». Lorsque des houles de 5 m sont annoncées, le 3^{ème} seuil opérationnel est enclenché : un levé photographique aéroporté et des mesures topo-bathymétriques sont engagés, et des modèles de surcôte et de runup sont mis en œuvre. Or, les résultats de ce travail de thèse suggèrent que les mesures de terrain puissent être engagées dès le 2nd seuil opérationnel du « Réseau Tempête » puisque les houles supérieures à 4 m sont les mieux corrélées avec les variations interannuelles du potentiel de TSL_R : leur rôle morphogène sur l'avant-côte est donc considérable.

Tableau 5-15 - Coefficients de corrélation entre le cumul horaire annuel par classe de hauteur et le potentiel de TSL_R annuel ; par cellule de dérive littorale potentielle annuelle.

	[0 m ; 1 m[	[1 m ; 2 m[	[2 m ; 3 m[	[3 m ; 4 m[	[4 m ; +8[	Hsx	Hs max.
Roussillon	-0,11	0,18	0,38	0,50	0,66	0,79	0,75
Narbonnais Sud	-0,12	0,27	0,54	0,46	0,75	0,79	0,83
Narbonnais Nord	0,34	0,43	0,80	0,84	0,78	0,71	0,67
Lido de Sète	0,37	0,44	0,78	0,78	0,81	0,49	0,47
Lido de Frontignan	0,20	0,24	0,78	0,80	0,89	0,70	0,70
Lido des Aresquiers	0,03	0,39	0,63	0,51	0,70	0,86	0,80
Flèche de l'Espiguette	-0,09	0,34	0,73	0,73	0,86	0,80	0,78
Flèche de Beauduc	-0,16	0,48	0,74	0,71	0,89	0,79	0,71
Piemanson	-0,07	0,34	0,69	0,73	0,78	0,72	0,70
Flèche de la Gracieuse	-0,20	0,67	0,78	0,61	0,65	0,67	0,70
Moyenne	0,02	0,38	0,68	0,67	0,78	0,73	0,71

On remarque en outre que les houles inférieures à 1 m offrent le plus souvent une corrélation quasiment nulle avec le potentiel de TSL_R, quand elles ne sont pas anti-corrélées avec celui-ci (Tableau 5-15). Ce constat vient enrichir le faisceau d'indices

évoqués en introduction du chapitre 2, menant à ne considérer que les houles supérieures à 1 m en raison de leur rôle morphogène. On note aussi que les coefficients associés au cumul horaire annuel de la classe [1 m ; 2 m[sont généralement inférieurs à ceux calculés pour les houles supérieures à 2 m : par conséquent, si les houles de la classe [1 m ; 2 m[expliquent une part de la variabilité interannuelle du potentiel de TSL_R , leur contribution est cependant inférieure à celle des houles supérieures à 2 m. Tout ceci fait écho aux travaux de Jiménez *et al.* (1997) démontrant la participation exclusive des houles supérieures à 1 m au transport sédimentaire perpendiculaire au rivage, les houles supérieures à 2 m cumulant 95 % du transport annuel tandis qu'elles ne représentent même pas 10 % de l'ensemble des houles sur une année.

La détermination des années en situation d'anomalie positive ou négative sur la base du potentiel de TSL_R ou des hauteurs de houle (*via* les cumuls annuels par classe de hauteur, H_{sx} et $H_{s\ max.}$) n'offre pas toujours une bonne correspondance. Ce constat n'est pas surprenant, car si la hauteur de houle est un paramètre déterminant, il n'est cependant pas exclusif et d'autres éléments sont logiquement à considérer, comme l'angle d'incidence par rapport au rivage, par exemple. Ce dernier paramètre n'a pas fait l'objet d'une analyse spécifique mais discrétiser les houles par classe de hauteur revient dans une certaine mesure à filtrer également leurs directions. En effet, les roses de houle du chapitre 2 montrent bien que pour les plages du golfe du Lion, les houles les plus fortes sont très souvent limitées à une direction privilégiée. Ainsi, 1982-1983 est systématiquement identifiée comme une année en situation d'anomalie positive au regard d' H_{sx} et $H_{s\ max.}$, notamment pour les cellules du lido de Sète et du Narbonnais Nord où 1982-1983 est une année en situation d'anomalie négative en termes de potentiel de TSL_R .

Quant à l'hétérogénéité longitudinale des variations du potentiel de TSL_R par rapport à la normale (c'est-à-dire les différences inter-cellules), celle-ci reflète la spatialisation des conditions hydrodynamiques à l'échelle du golfe du lion, connue depuis longtemps (L.C.H.F., 1984; Durand, 1999; Samat, 2007; Ullmann, 2008; Brunel, 2010; Aleman *et al.*, 2015).

En définitive, cette analyse interannuelle est similaire à celles de Silva *et al.* (2012), Idier *et al.* (2013) et Laïbi *et al.* (2014) où le potentiel de TSL n'est pas calibré pour chaque année individuellement, mais où cependant les variations interannuelles du potentiel de TSL apportent des informations qualitatives. Ici, cette analyse amène à considérer l'existence de scénarios dans l'organisation des cellules de dérive littorale potentielle annuelle, reflétant les variations d'intensité et de direction du potentiel de TSL_R par rapport à la normale : ces scénarios seront exposés dans la synthèse finale.

6 Gradients du potentiel de TSL_R historique et actuel

Dans le chapitre 4, le potentiel de Transport Sédimentaire Longitudinal résultant (TSL_R) annuel a été estimé pour une année « type » établie à partir de 31 années de climats de houles (1979-2010) issues de la base de données ANEMOC-2 (Cerema). Ce travail a permis pour l'ensemble des plages du golfe du Lion de déterminer :

- 1) Les directions et intensités du potentiel de TSL_R annuel ;
- 2) Les directions dominantes et secondaires des transits littoraux (*via* le ratio TSL dominant / secondaire) ;
- 3) Des cellules de dérive littorale potentielles annuelles (sur la base d'ensembles de profils contigus où le potentiel de TSL_R annuel est dirigé dans le même sens) ;
- 4) Des similitudes avec les travaux antérieurs s'appuyant sur les méthodes de géomorphologie expérimentale.

Dans le chapitre 5, l'analyse des variations interannuelles des potentiels de TSL_R annuel entre 1979 et 2010 a montré que :

- 1) En règle générale les variations interannuelles du potentiel de TSL_R sont d'abord calquées sur celles du potentiel de TSL dominant ;
- 2) Il existe une forte variabilité interannuelle des potentiels de TSL_R à laquelle se rajoute une spatialisation importante des conditions hydrodynamiques d'une extrémité à l'autre du golfe du Lion ;
- 3) La variabilité interannuelle du TSL_R est bien corrélée à la durée des houles les plus fortes ($H_s > 4$ m), les situations d'anomalie positive étant favorisées par les tempêtes.

Jusqu'à présent (chapitres 4 et 5), la modélisation du potentiel de TSL_R annuel reposait sur une configuration topo-bathymétrique actuelle, celle mesurée par le LiDAR de 2011 en Languedoc-Roussillon et de 2013 en Camargue. Les gestionnaires peuvent donc légitimement s'interroger sur l'organisation du potentiel de TSL_R plusieurs décennies en arrière, en particulier avant la création des stations balnéaires dans les années 60, lorsque la morphologie de l'avant-côte et le trait de côte étaient différents (Brunel *et al.*, 2012; Brunel *et al.*, 2014; Sabatier & Hanot, 2012; Sabatier *et al.*, 2012) et dépourvus d'ouvrages.

En conséquence, il est proposé ici une modélisation du potentiel de TSL_R sur la base de levés de sonde du SHOM de 1895 afin de déterminer l'évolution historique de la dérive littorale en lien avec les changements de morphologie (trait de côte et avant-côte) à l'échelle séculaire. Cette hypothèse pourrait servir de base pour comprendre le comportement morphodynamique à large échelle du littoral du golfe du Lion. En effet, le long d'un linéaire côtier comme celui du Languedoc-Roussillon et du delta du Rhône, des variations longitudinales du potentiel du TSL_R, appelées classiquement « gradients de transport », s'interprètent comme des zones de recul ou d'avancée du rivage. Lorsque ce

gradient augmente, on peut s'attendre à un recul du trait de côte et inversement (Komar, 1976; Carter, 1988; U.S.A.C.E., 2002). Traditionnellement, le terme « gradient positif » ou « gradient négatif » est utilisé lorsque la valeur du TSL_R s'amplifie ou diminue dans le sens du transport. Ce concept a été appliqué dans de nombreux travaux portant sur les variations du rivage en lien avec le transport sédimentaire longitudinal, comme par exemple sur le delta de l'Ebre (Jiménez & Sánchez-Arcilla, 1993), celui du Danube (Dan *et al.*, 2009) ou la côte californienne (Ruggiero *et al.*, 2010) et procure des résultats intéressants pourvu que l'agent responsable des variations du rivage soit (uniquement) la dérive littorale. L'état de l'art donné dans le chapitre 1 rappelle aussi que cette approche d'ingénierie, relativement ancienne reste la base pour relier les variations du rivage au TSL_R (U.S.A.C.E., 2002).

Dans une première partie le potentiel de TSL_R en 1895 sera décrit sur la base de l'organisation en cellules de dérive littorale potentielle annuelle actuelles établies dans le chapitre 4 et affinées dans le chapitre 5. Ces résultats sont également confrontés avec ceux établis sur la morphologie de 2011 issus du chapitre 4. Ensuite, une deuxième partie s'intéressera aux relations entre les variations du rivage et les gradients du potentiel de TSL_R historique et actuel estimés dans cette étude.

Afin de simplifier la lecture, la terminologie suivante est adoptée :

- TSL_{R-2011} : pour décrire le potentiel de TSL_R sur la base des relevés LiDAR de 2011 ;
- TSL_{R-1895} : pour décrire le potentiel de TSL_R sur la base des sondes du SHOM de 1895.

6.1 Méthodologie

6.1.1 Modélisation du potentiel de TSL_{R-1895}

6.1.1.1 Données topo-bathymétriques de 1895

La mise en œuvre du modèle Unibest-LT (**U**niform **B**each **S**ediment **T**ransport - **L**ongshore **T**ransport) est ici identique à celle opérée dans les chapitres 4 et 5 à l'exception de la configuration topo-bathymétrique, remplacée par les sondes SHOM de 1895. Les paramètres de calibration du modèle pour les plages du golfe du Lion sont donc conservés (cf. chapitre 3).

Les levés de sonde de 1895, digitalisés par Brunel en 2010 dans le cadre de sa thèse (Brunel, 2010) sont donc substitués au LiDAR de 2011 et 2013. A partir de ce semis de points, une surface raster est calculée par interpolation selon la méthode *voisins naturels* : c'est « la garantie que les hauteurs interpolées se situent dans la plage des échantillons utilisés. [Elle] ne déduit aucune tendance et ne produit pas de sommets, dépressions, crêtes ou vallées autres que ceux déjà représentés par les échantillons en entrée. La

surface passe par les échantillons en entrée (...) »¹. La ligne de base utilisée ici correspond au trait de côte de 1895 utilisé lors des études de Sabatier & Hanot, 2012 et Sabatier *et al.*, 2012. La précision des sondes SHOM de 1895 n'est pas suffisante pour révéler dans cette ligne de rivage des objets morphologies tels que les croissants de plage, au contraire des levés LiDAR : il n'est donc pas nécessaire de la simplifier (cf. section 3.5.2.2).

6.1.1.2 Données de houle

La sélection de nœuds ANEMOC-2 est identique à celle du chapitre 4 afin que la différence entre les potentiels de TSL_{R-2011} et TSL_{R-1895} soit uniquement causée par la morphologie. En outre, il n'existe pas à notre connaissance de base de données de climats de houle antérieure à 1979, année à laquelle démarre ANEMOC-2. Mais, dans la mesure où les simulations sont basées sur un climat de houle annuel moyen sur 31 ans, l'hypothèse faite ici est celle d'un climat de houle annuel moyen stationnaire (c'est-à-dire comparable) entre 1895 et 2011, afin que les variations du TSL reflètent uniquement l'évolution de la morphologie côtière. Une telle hypothèse est également établie dans les travaux de Martinho *et al.* (2009), mais à l'échelle de l'Holocène.

6.1.1.3 Calcul des taux d'évolution du rivage

Les taux d'évolution du rivage entre 1895 et 1962 d'une part et 1977 et 2011 d'autre part sont tirés des études de Sabatier & Hanot (2012), Sabatier *et al.* (2012), Sabatier *et al.* (2017) où sont détaillés les calculs des marges d'erreur et la mise en œuvre de DSAS (Digital Shoreline Analysis System ; Thieler *et al.* (2009)) édité par l'USGS (United States Geological Service). Le choix de ces dates s'explique par la nécessité de distinguer l'évolution naturelle (1895-1962) de celle aménagée (1977-2011). En effet, les travaux antérieurs ont insisté sur le rôle des ouvrages à contrôler la position du rivage, ce qui pourrait gêner l'interprétation de nos résultats. Entre outre, les taux d'évolution du rivage sont calculés pour la section de littoral correspondant aux gradients du potentiel de TSL_R (Figure 6-1) ; les résultats sont standardisés en fonction de la distance (m/km/an) afin de rendre comparable des zones de tailles différentes.

6.1.2 Identification des gradients du potentiel de TSL_R

6.1.2.1 Intensité des gradients du potentiel de TSL_R

En premier lieu, il s'agit d'identifier les segments de littoral affectés par un gradient positif (*grad.+*) ou négatif (*grad.-*) du potentiel de TSL_R, d'une part pour la période naturelle et d'autre part pour la période aménagée. La méthodologie appliquée pour identifier les gradients s'inspire des travaux de Stone *et al.* (1992) où toute croissance du

¹ Manuel d'ArcGIS 10.2.2

potentiel de TSL dans la direction résultante est assimilée à un gradient positif, et inversement, à toute décroissance correspond un gradient négatif. La valeur de ce gradient est estimée comme la différence du potentiel de TSL_R entre l'amont et l'aval-dérive du segment côtier analysé, comme le montre la Figure 6-1. Ensuite les résultats sont standardisés en fonction de la distance (m³/km/an) afin de rendre comparable des zones de tailles différentes.

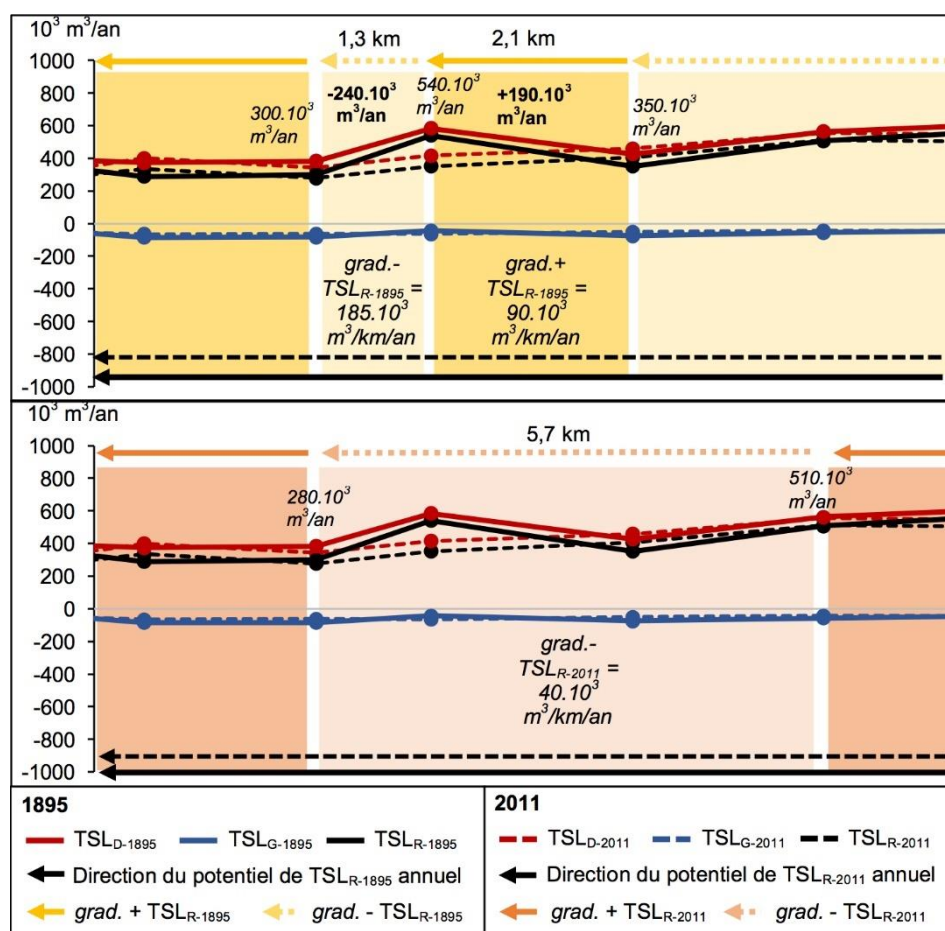


Figure 6-1 - Schéma détaillant le calcul des gradients positifs et négatifs des potentiels de TSL_R-1895 (cadre du haut) et TSL_R-2011 (cadre du bas), cf. emprise sur carte de la Figure 6-3.

6.1.2.2 Evolution séculaire des gradients du potentiel de TSL_R

Dans ce chapitre, l'objectif est de déterminer si le potentiel de TSL_R connaît des variations (Δ) à l'échelle séculaire et/ou si son organisation et intensité demeurent stables dans le temps. Lorsqu'en effet les simulations permettent d'identifier un gradient positif (*grad. +*) ou négatif (*grad. -*) persistant à l'échelle séculaire (c'est-à-dire présent dans les résultats basés non seulement sur la configuration topo-bathymétrique de 1895 mais aussi celle de 2011), alors le ratio suivant est calculé :

$$\Delta \text{ grad. TSL}_R = \text{grad. TSL}_{R-2011} / \text{grad. TSL}_{R-1895}$$

Ainsi, quand $\Delta grad. TSL_R > 1$, cela signifie qu'il y a eu un accroissement de l'intensité du gradient en un siècle, et inversement lorsque $\Delta grad. TSL_R < 1$. De fait, un ratio proche de 1 exprime une stabilité du gradient à l'échelle séculaire : s'il est supérieur à 2,0 alors le gradient a été doublé d'une période à l'autre, et inversement lorsque ce ratio est inférieur à 0,5. Un gradient positif du potentiel de TSL_R devrait produire une érosion du trait de côte, tandis qu'un gradient négatif devrait au contraire entraîner une accrétion de ce dernier, comme rappelé en section 1.1.4. Tout gradient ne respectant pas ces attentes théoriques sera ignoré (en rouge dans le Tableau 6-1) dans l'analyse afin de ne retenir que les plus significatifs. Cependant, il est ici admis qu'un gradient peut être conforme au cours de la période naturelle mais ne plus l'être lors de la période aménagée en raison de l'anthropisation du littoral : une conformité partielle est alors admise (en orange dans le Tableau 6-1).

Tableau 6-1 - Tableau récapitulatif des correspondances entre gradient du potentiel de TSL_R et évolution du rivage : les cas de figure partiellement conformes sont en orange, tandis que les situations pleinement contraires aux attentes théoriques sont en rouge.

Gradients du potentiel de TSL_R		Variations du rivage		Conformité avec la théorie
1895	2011	1895	2011	
<i>grad.</i> + TSL_{R-1895}	<i>grad.</i> + TSL_{R-2011}	Erosion	Erosion	Oui
<i>grad.</i> + TSL_{R-1895}	<i>grad.</i> + TSL_{R-2011}	Accrétion	Erosion	Non
<i>grad.</i> + TSL_{R-1895}	<i>grad.</i> + TSL_{R-2011}	Erosion	Accrétion	Partielle
<i>grad.</i> - TSL_{R-1895}	<i>grad.</i> - TSL_{R-2011}	Accrétion	Accrétion	Oui
<i>grad.</i> - TSL_{R-1895}	<i>grad.</i> - TSL_{R-2011}	Erosion	Accrétion	Non
<i>grad.</i> - TSL_{R-1895}	<i>grad.</i> - TSL_{R-2011}	Accrétion	Erosion	Partielle
<i>grad.</i> + TSL_{R-1895}	<i>Pas de gradient</i>	Erosion	<i>Pas de gradient</i>	Oui
<i>grad.</i> + TSL_{R-1895}	<i>Pas de gradient</i>	Accrétion	<i>Pas de gradient</i>	Non
<i>grad.</i> - TSL_{R-1895}	<i>Pas de gradient</i>	Accrétion	<i>Pas de gradient</i>	Oui
<i>grad.</i> - TSL_{R-1895}	<i>Pas de gradient</i>	Erosion	<i>Pas de gradient</i>	Non
<i>Pas de gradient</i>	<i>grad.</i> + TSL_{R-2011}	<i>Pas de gradient</i>	Erosion	Oui
<i>Pas de gradient</i>	<i>grad.</i> + TSL_{R-2011}	<i>Pas de gradient</i>	Accrétion	Non
<i>Pas de gradient</i>	<i>grad.</i> - TSL_{R-2011}	<i>Pas de gradient</i>	Accrétion	Oui
<i>Pas de gradient</i>	<i>grad.</i> - TSL_{R-2011}	<i>Pas de gradient</i>	Erosion	Non
<i>grad.</i> - TSL_{R-1895}	<i>grad.</i> + TSL_{R-2011}	Erosion	Accrétion	Oui
<i>grad.</i> - TSL_{R-1895}	<i>grad.</i> + TSL_{R-2011}	Erosion	Erosion	Partielle
<i>grad.</i> - TSL_{R-1895}	<i>grad.</i> + TSL_{R-2011}	Accrétion	Accrétion	Non
<i>grad.</i> + TSL_{R-1895}	<i>grad.</i> - TSL_{R-2011}	Accrétion	Erosion	Oui
<i>grad.</i> + TSL_{R-1895}	<i>grad.</i> - TSL_{R-2011}	Accrétion	Accrétion	Partielle
<i>grad.</i> + TSL_{R-1895}	<i>grad.</i> - TSL_{R-2011}	Erosion	Erosion	Non
Tout gradient		Stable		Non

En outre, le comportement théorique attendu implique, du fait de la variation du rivage, que l'intensité des gradients augmente ou diminue entre la période naturelle et aménagée : ce point sera donc également contrôlé lors de l'analyse.

En conséquence, tout gradient du potentiel de TSL_R est théoriquement amené à varier d'une configuration topo-bathymétrique à l'autre.

6.2 Languedoc-Roussillon

Comme le rappellent bien Brunel *et al.* (2014), le littoral du Languedoc-Roussillon est marqué par une diminution drastique des apports sédimentaires au rivage à partir de la seconde moitié du 20^{ème} siècle, en raison de la reforestation des bassins versants et d'actions anthropiques sur les cours d'eau (extraction de sédiments et constructions de barrages hydroélectriques). De plus, à partir des années 1960, la Mission Racine contribue à perturber un peu plus le fonctionnement « naturel » des plages du Languedoc-Roussillon : les stocks dunaires sont bien souvent exploités pour la construction *ex-nihilo* des stations balnéaires, qui de plus comportent généralement un port de plaisance dont les digues perturbent le TSL (Durand, 1999). L'évolution du trait de côte au cours de la période aménagée traduit donc ces deux influences, et il n'est pas toujours évident de faire la part des choses.

6.2.1 Roussillon

6.2.1.1 Variations du rivage

Au sud du Roussillon, entre le port d'Argelès (profil 01056) et Argelès-Plage (profil 01061), le trait de côte progresse à un rythme moyen de 0,2 m/an de 1895 à 1962 (période naturelle), puis 0,4 m/an de 1977 à 2011 (période aménagée) (Figure 6-2). L'engraissement des plages dans ce secteur situé en aval-dérive d'un port est contraire à la dynamique d'érosion habituellement observée dans ce cas de figure : c'est pourquoi L.C.H.F. (1984) et Durand (1999) font l'hypothèse d'un transit nord – sud en provenance de l'embouchure de la Tech qui pourrait donc alimenter ces plages en sédiments.

Ensuite, jusqu'à l'embouchure du Tech (profils 01042 - 01001), la tendance évolutive du rivage s'inverse entre la période naturelle (1895-1962) et aménagée (1977-2011) : le trait de côte progresse vers le large à une vitesse moyenne inférieure à 3 m/an puis recule à une vitesse moyenne supérieure à 3 m/an. Comme le soulignent Durand (1999), Certain (2002) et Sabatier & Hanot (2012), l'évolution du trait de côte lors de la période naturelle reflète les apports sédimentaires au rivage avant la construction des barrages sur les principaux cours d'eau. Le rivage est ensuite régularisé par les houles lors de la période équipée.

En aval-dérive de l'embouchure du Tech, à hauteur de Saint-Cyprien (profil 00993), l'inverse se produit : le trait de côte recule entre 1895 et 1962 mais progresse vers le large de 1977 à 2011 (Figure 6-2), concomitamment à l'installation d'une batterie d'épis pour enrayer l'érosion naturelle de la plage.

Puis, jusqu'au sud du Canet (profils 00952 - 00973), on constate une progression du trait de côte de 0,9 m/an en moyenne lors de la période naturelle (Figure 6-2). Cependant, la construction du port de Saint-Cyprien d'une part et l'endiguement de l'exutoire de l'étang du Canet d'autre part induisent dans les deux cas de l'accrétion en amont-dérive (0,9 m/an) et de l'érosion en aval-dérive (-0,4 à -0,5 m/an) durant la période aménagée.

Le port du Canet se situe sur un tronçon de littoral entre le sud du Canet (profils 00973 - 00977) et le nord de l'embouchure de la Têt (profil 01008) inscrit dans une dynamique générale de recul à long terme : -0,4 m/an en moyenne entre 1895 et 1962 et -0,3 m/an en moyenne entre 1977 et 2011 (Figure 6-2). Ici aussi le trait de côte reflète le remaniement de l'embouchure de la Têt par les houles et la construction du port du Canet conduit à une forte érosion (-1,1 m/an) en aval-dérive de celui-ci au cours de la période aménagée.

Ensuite, jusqu'à l'embouchure de l'Agly (profil 00988), l'évolution du trait de côte indique un engraissement de la plage, avec une progression du rivage de 0,8 m/an en moyenne entre 1895 et 1962. En revanche, l'érosion prédomine de 1977 à 2011, à un rythme moyen de -0,6 m/an. Au milieu de ce segment de côte compris entre les embouchures de la Têt et de l'Agly, l'exutoire du Bourdigoul se démarque par un taux de progression faible lors de la période naturelle, témoignant ainsi d'une protubérance du rivage présente en 1895 comme en 1962 (Figure 6-2). Cet exutoire est endigué entre la période naturelle et aménagée : au cours de cette dernière, on note une accrétion du rivage en amont-dérive (~200 m) d'environ 0,5 m/an en moyenne.

Entre l'embouchure de l'Agly (profil 00988) et le Barcarès (profil 01034), le trait de côte est plutôt stable lors de la période naturelle, tandis qu'une légère tendance à l'accrétion est constatée entre 1977 et 2011 (0,1 m/an en moyenne). Au cours de cette dernière, la mise en place du port de Barcarès génère un engraissement des plages en amont-dérive de celui-ci (0,7 m/an en moyenne sur ~700 m).

Au nord de Port-Barcarès (profils 01017 à 01011-01015), si le trait de côte progresse à un rythme de 0,5 m/an en moyenne au cours de la période naturelle, la tendance s'inverse entre 1977 et 2011, avec une érosion de -0,6 m/an en moyenne.

En amont-dérive de Port-Leucate (profils 01005-01026 à 01038), une évolution en miroir est également constatée, entre la période naturelle et aménagée : -0,5 m/an en moyenne pour la première, puis 0,6 m/an en moyenne pour la seconde.

Entre les deux secteurs évoqués ci-dessus, on remarque que les plages autour du profil 01015 sont affectées par un recul du trait de côte d'environ -0,2 m/an entre 1895 et 1962, qui s'accroît entre 1977 et 2011 à -0,4 m/an.

Au-delà du grau de Leucate, l'érosion des plages est sensible à long terme, avec un recul du trait de côte autour de -0,5 m/an entre 1895 et 2011 (Figure 6-2).

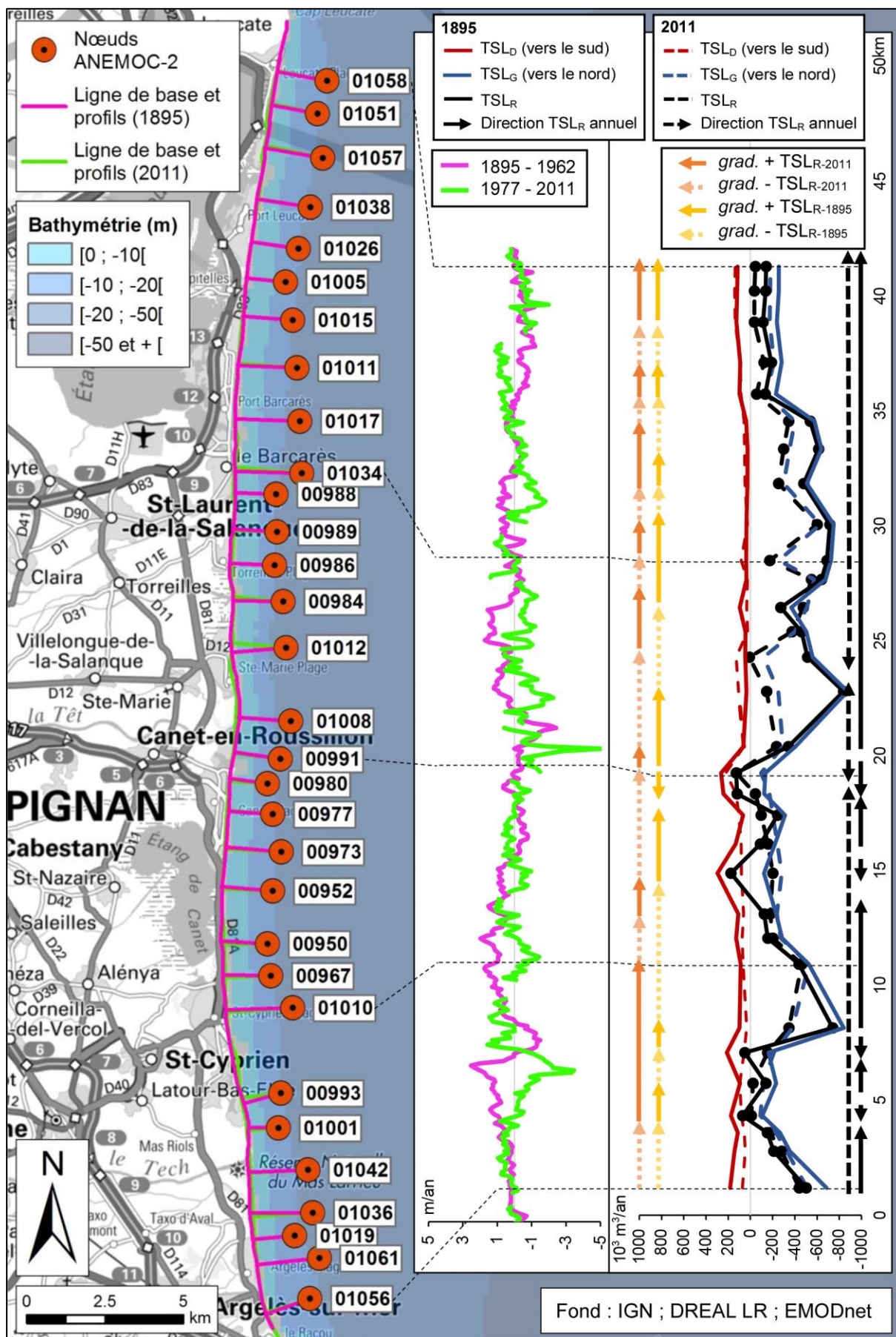


Figure 6-2 - Potentiel de TSL_R-1895 et TSL_R-2011, gradients positifs et négatifs, et évolution du rivage au cours de la période naturelle (1895-1952) et aménagée (1977-2011), pour le Roussillon.

6.2.1.2 Evolution séculaire du potentiel de TSL_R

Le potentiel de TSL_{R-1895} décroît entre le nord du port d'Argelès (profil 01056) et Argelès-Plage (profil 01019), passant de $500.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ à virtuellement 0, tout comme le potentiel de TSL_{R-2011} (Figure 6-2). Puis le potentiel de TSL_{R-1895} est à l'équilibre ou en très légère inversion de direction, du sud au nord de l'embouchure du Tech (profils 01036 à 01001) pour croître ensuite, à plus de $740.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ sur le profil suivant (00993). Le potentiel de TSL_{R-1895} dans le secteur du Tech montre des différences significatives avec le potentiel TSL_{R-2011} (Figure 6-2). Ensuite, on observe une décroissance constante du potentiel de TSL_{R-1895} jusqu'à atteindre virtuellement $0.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$, puis une troisième inversion de la direction du potentiel de TSL_{R-1895} apparaît, mais elle est limitée au profil 00952 (Canet-Plage sud). Par la suite, le potentiel de TSL_{R-1895} est à nouveau dirigé vers le nord jusqu'au Canet-Plage (00977) où il atteint presque $250.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$.

Entre le sud de l'embouchure de la Têt (profil 00991) et le sud du port du Canet (profil 00980), le potentiel de TSL_{R-1895} se dirige faiblement vers le sud (une intensité moyenne de $120.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$) et montre un transport à l'équilibre (Figure 6-2).

Le potentiel de TSL_{R-1895} augmente entre le nord de l'embouchure de la Têt (profil 01008) et Sainte-Marie-Plage (profil 01012), passant de 340 à $840.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ alors que le potentiel de TSL_{R-2011} est largement plus faible. Par la suite l'intensité du potentiel de TSL_{R-1895} diminue de façon continue sur 3 km, jusqu'au sud de l'embouchure de l'Agly (profil 00989), puis il remonte une fois passée celle-ci (profil 00988) et oscille entre 480 et $680.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$ pendant près de 7 km jusqu'au Barcarès (profil 01005). Comme le montre bien la Figure 6-2, ces intensités sont supérieures au potentiel de TSL_{R-2011}. Enfin, de Port-Leucate (profil 01026) jusqu'à Leucate-Plage (profil 01058), le potentiel de TSL_R est en moyenne de $140.10^3 \text{ m}^3/\text{an}$, toujours en direction du nord. On remarque sur la Figure 6-2 que ces intensités sont similaires à celles déterminées avec la morphologie de 2011. Le potentiel de TSL vers le nord (dominant) est presque douze fois supérieur à celui de TSL secondaire (vers le sud) sur l'ensemble de la cellule, mais entre Port-Leucate (profil 01026) et Leucate-Plage (profil 01058), le potentiel de TSL dominant représente à peine plus du double du potentiel de TSL secondaire, ce que montre bien la Figure 6-2.

6.2.1.3 Gradients du potentiel de TSL_R

Gradients positifs

Le gradient positif localisé en *aval-dérive de l'embouchure du Tech* est le plus intense ($740.10^3 \text{ m}^3/\text{km}/\text{an}$) sur l'ensemble du Roussillon (Tableau 6-2) et il est associé à un recul du rivage de $-1 \text{ m}/\text{km}/\text{an}$: il est donc conforme à la théorie établissant un lien entre gradient du potentiel de TSL_R et variation du rivage. On note toutefois que ce gradient n'est présent que pour la période naturelle : les simulations reflètent l'avancée en mer de l'embouchure du Tech dans la bathymétrie de 1895, qui continue à progresser au cours de la période naturelle mais qui est ensuite totalement régularisée par les houles lors de la période aménagée. En effet, la Figure 6-2 indique une avancée du rivage à hauteur de

Tableau 6-2 - Gradients positifs et négatifs du potentiel de TSL_{R-1895} et TSL_{R-2011} et variations du rivage associées, pour le Roussillon.

Gradients positifs (recul théorique du rivage)	Emprise (profil initial - profil terminal et distance en km)		grad. + TSL _R (10 ³ m ³ /km/an)		$\Delta \text{grad.} + \text{TSL}_{R-2011} / \text{grad.} + \text{TSL}_{R-1895}$	Variations du rivage (m/km/an)	
	1895	2011	1895	2011		1895-1962	1977-2011
Amont-dérive embouchure du Tech	01036 - 01042 (1,4)		100		Non persistant	0,7	
Aval-dérive embouchure du Tech	01001 - 00993 (1,0)		740		Non persistant	-1,0	
Embouchure du Tech		01036 - 01010 (6,6)		68	Non persistant		0,0
Exutoire de l'étang du Canet		00950 - 00952 (1,8)		11	Non persistant		0,0
Canet-Plage	00952 - 00977 (2,5)		96		Non persistant	-0,1	
Embouchure de la Têt	00991 - 01012 (3,5)	00991 - 01008 (1,2)	240	192	0,8	-0,1	-1,3
Agly - Port-Barcarès	00989 - 01017 (3,6)		122		Non persistant	0,0	
Le Barcarès		01034 - 01017 (1,5)		287	Non persistant		0,3
Aval-dérive de Port-Barcarès	01011 - 01015 (1,5)	01011 - 01005 (2,7)	87	33	0,4	0,0	-0,1
Port-Leucate	01026 - 01038 (1,4)	01026 - 01038 (1,4)	43	50	1,2	-0,4	0,4
Amont-dérive du cap Leucate	01057 - 01058 (2,4)	01057 - 01058 (2,4)	4	13	3,0	-0,2	-0,3

Gradients négatifs (avancée théorique du rivage)	Emprise (profil initial - profil terminal et distance en km)		grad. - TSL _R (10 ³ m ³ /km/an)		$\Delta \text{grad.} - \text{TSL}_{R-2011} / \text{grad.} - \text{TSL}_{R-1895}$	Variations du rivage (m/km/an)	
	1895	2011	1895	2011		1895-1962	1977-2011
Aval-dérive d'Argelès	01056 - 01036 (3,1)	01056 - 01036 (3,1)	-161	-139	0,9	0,1	0,1
Embouchure du Tech	01042 - 01001 (1,3)		-108		Non persistant	0,9	
St-Cyprien - Etang du Canet	00993 - 00952 (6,7)	01010 - 00950 (2,2)	-110	-132	1,2	0,1	-0,1
Amont-dérive embouchure de la Têt		00952 - 00991 (4,4)		-45	Non persistant		0,0
Amont-dérive du port du Canet	00977 - 00980 (0,9)		-267		Non persistant	-0,1	
Amont-dérive du Bourdigoul		01008 - 00984 (3,8)		-61	Non persistant		-0,2
Amont-dérive embouchure de l'Agly	01012 - 00989 (3,6)	00984 - 00988 (3,4)	-158	162	Bascule	0,3	-0,1
Amont-dérive de Port-Barcarès		00988 - 01034 (0,8)		-475	Non persistant		0,1
Port-Barcarès	01017 - 01011 (1,8)	01017 - 01011 (1,8)	-133	-139	1,0	0,3	-0,5
Amont-dérive de Port-Leucate	01015 - 01026 (3,4)	01005 - 01026 (1,2)	-141	-242	1,7	0,0	0,4
Amont-dérive du grau de Leucate	01038 - 01057 (1,7)	01038 - 01057 (1,7)	-47	-53	1,1	-0,4	0,0

cette embouchure entre 1895 et 1962 (inférieure ou égale à 3 m/an), totalement contrebalancée par un recul légèrement plus important de 1977 à 2011 (supérieur à 3 m/an). C'est pourquoi, dans les simulations basées sur la bathymétrie de 2011 le gradient positif du potentiel de TSL_R n'apparaît plus (Figure 6-2).

A hauteur du *Canet-Plage*, les simulations montrent pour la période naturelle exclusivement, l'existence d'un gradient positif de faible intensité ($96.10^3 \text{ m}^3/\text{km}/\text{an}$) associé à un recul du rivage lui aussi de faible intensité ($-0,1 \text{ m}/\text{km}/\text{an}$). La Figure 6-2 indique qu'entre 1895 et 1962, la plage correspondant à la partie initiale du gradient (au sud, profil 00952) est en accrétion, tandis que la plage de la partie terminale (au nord, profil 00977) est en érosion. Entre 1977 et 2011, les tendances s'inversent : la disparition du gradient d'une période à l'autre résulte probablement d'une modification significative de l'orientation du rivage dans ce secteur.

L'embouchure de la Têt s'inscrit dans un gradient positif à l'échelle séculaire, mais si l'intensité du $\text{grad.} + TSL_{R-1895}$ ($240.10^3 \text{ m}^3/\text{km}/\text{an}$) est supérieure à celle du $\text{grad.} + TSL_{R-2011}$ ($190.10^3 \text{ m}^3/\text{km}/\text{an}$), l'érosion du rivage est nettement plus importante entre 1977 et 2011 ($-1,3 \text{ m}/\text{km}/\text{an}$) qu'au cours de la période naturelle ($-0,1 \text{ m}/\text{km}/\text{an}$). Si ce gradient est donc conforme à la théorie établissant un lien entre gradient du potentiel de TSL_R et variation du rivage, il n'y a pas *a fortiori* de proportion entre l'intensité du gradient et l'évolution du rivage.

Si les plages le long de *Port-Leucate* sont affectées par un gradient positif aussi bien au cours de la période naturelle qu'aménagée, la construction du port de Port-Leucate, en bloquant le TSL, induit un engraissement des plages ($0,4 \text{ m}/\text{km}/\text{an}$) entre 1977 et 2011 malgré le gradient positif du potentiel de TSL_{R-2011} . En revanche, le gradient positif du potentiel de TSL_{R-1895} est lui associé à un recul du trait de côte ($-0,4 \text{ m}/\text{km}/\text{an}$), conformément aux attentes théoriques.

Parmi les 4 segments de côte concernés par des gradients positifs présents à l'échelle séculaire, seul l'*amont-dérive du cap Leucate* affiche un comportement conforme à la théorie sur les gradients : en effet, la hausse d'intensité du gradient sur un siècle se traduit aussi par une accentuation de l'érosion du rivage. Cependant, les intensités du $\text{grad.} + TSL_{R-1895}$ et $\text{grad.} + TSL_{R-2011}$ sont sans doute négligeables au regard de la sensibilité du modèle (cf. section 3.4).

Gradients négatifs

Le gradient positif localisé en *amont-dérive de Port-Barcarès* est le plus intense ($-475.10^3 \text{ m}^3/\text{km}/\text{an}$) sur l'ensemble du Roussillon mais il est associé à une avancée du rivage de seulement $0,1 \text{ m}/\text{km}/\text{an}$ (Figure 6-2) : si ce gradient est donc conforme à la théorie établissant un lien entre gradient du potentiel de TSL_R et variation du rivage, il n'y a pas *a fortiori* de proportion entre l'intensité du gradient et l'évolution du rivage. On note toutefois que ce gradient n'est présent que pour la période aménagée : les simulations reflètent l'engraissement de la plage en amont-dérive de Port-Barcarès, comme l'indique sur la Figure 6-2 la position différente du profil 01034 entre la période naturelle et aménagée. Ainsi, sur cette même figure, on remarque que la progression du rivage est

nettement plus forte en aval-dérive de ce gradient, ce qui a été souligné précédemment en section 6.2.1.1.

Le gradient négatif à l'*embouchure du Tech* comprend le plus fort taux d'accrétion du rivage sur l'ensemble des gradients négatifs du Roussillon (0,9 m/km/an) bien que son intensité soit plus de 4 fois moindre à celle du gradient le plus intense décrit précédemment en *amont-dérive de Port-Barcarès* ($-110.10^3 \text{ m}^3/\text{km}/\text{an}$ contre $-475.10^3 \text{ m}^3/\text{km}/\text{an}$). Toutefois, ce gradient n'existe que pour la période naturelle : les simulations reflètent l'avancée en mer de l'embouchure du Tech dans la bathymétrie de 1895, qui continue à progresser au cours de la période naturelle mais qui est ensuite totalement régularisée par les houles lors de la période aménagée. En effet, la Figure 6-2 indique une avancée du rivage à hauteur de cette embouchure entre 1895 et 1962 (inférieure ou égale à 3 m/an), qui est totalement contrebalancée par un recul légèrement plus important de 1977 à 2011 (supérieur à 3 m/an). C'est pourquoi, dans les simulations basées sur la bathymétrie de 2011, il n'y a plus de gradient négatif du potentiel de TSL_R.

Le seul cas de bascule d'un gradient négatif vers positif à l'échelle séculaire dans le Roussillon est constaté dans les simulations en *amont-dérive de l'embouchure de l'Agly*. Conformément à la théorie liant les gradients aux variations du rivage, le *grad.* - TSL_{R-1895} ($-160.10^3 \text{ m}^3/\text{km}/\text{an}$) est concomitant d'une avancée du rivage (0,3 m/km/an) et le *grad.* + TSL_{R-2011} ($160.10^3 \text{ m}^3/\text{km}/\text{an}$) d'un recul (-0,1 m/km/an). On constate que si l'intensité des gradients est similaire, en revanche les rythmes de progression et de recul du rivage sont sensiblement différents.

Des 5 segments de littoral affectés par des gradients négatifs du potentiel de TSL_R à l'échelle séculaire, seul celui situé en *aval-dérive d'Argelès* se montre conforme aux attentes théoriques car le *grad.* - TSL_{R-1895} ($-160.10^3 \text{ m}^3/\text{km}/\text{an}$) et le *grad.* - TSL_{R-2011} ($-140.10^3 \text{ m}^3/\text{km}/\text{an}$) sont tous deux associés à une progression du rivage vers le large (0,1 m/km/an). Cependant, comme cela est souligné en section 6.2.1.1, il est difficile d'expliquer l'origine des sédiments permettant un engraissement des plages dans ce secteur puisque les apports des fleuves jouent aussi un rôle dans l'avancée du rivage.

Le *grad.* - TSL_{R-1895} le long des plages de *Port-Barcarès* est conforme aux attentes théoriques pour la période naturelle, puisque qu'il est associé à une progradation du trait de côte (0,3 m/km/an) au contraire de celui de la période équipée (*grad.* - TSL_{R-2011}) puisque le rivage recule (-0,5 m/km/an), en raison d'une érosion aval dérive causée par la construction du port. Le modèle ne reproduit pas la réalité car l'orientation du rivage reste identique d'une période à l'autre entre les profils 01017 et 01011 ce qui maintient une organisation du TSL_{R-1895} identique dans le temps.

6.2.2 Narbonnais Sud

6.2.2.1 Variations du rivage

Du grau de la Franqui (profil 01068) à Port-la-Nouvelle (profil 01087), le trait de côte progresse vers le large à un rythme moyen de 0,5 m/an entre 1895 et 1962, puis de 0,4 m/an entre 1977 et 2011. Pour la période naturelle, on constate sur la Figure 6-3 un fort engraissement de la plage située en amont-dérive de l'exutoire de l'étang de Sigean (aujourd'hui Port-la-Nouvelle), alors que, la tendance actuelle est inversée, avec une érosion de -0,4 m/an. Cette dynamique d'accrétion au nord du cap Leucate, ajoutée à la présence d'une barre longitudinale contournant celui-ci, amène notamment Durand (1999), Certain (2002) et Brunel (2010) à considérer une continuité du TSL du sud au nord du cap.

Entre Port-la-Nouvelle (profil 01080) et le grau de la Vieille Nouvelle (profil 01092), si le rivage est stable lors de la période naturelle, il progresse nettement lors de la période aménagée (0,5 m/an en moyenne). Selon Durand (1999) et Brunel (2010), ce secteur se situe dans la zone de convergence des dérives nord et sud, ce qui expliquerait l'engraissement des plages : c'est une hypothèse que les simulations tendent à confirmer.

6.2.2.2 Evolution séculaire du potentiel de TSL_R

Dans la cellule Narbonnais Sud (de la Franqui à Port-la-Nouvelle, profils 01068 à 01087), l'organisation et les intensités du potentiel de TSL_{R-1895} sont globalement similaires à celles du potentiel du TSL_{R-2011} , celui-ci étant néanmoins moins vigoureux que le premier : le potentiel de TSL dominant est en effet plus faible avec la configuration topobathymétrique de 2011, le potentiel de TSL secondaire demeurant stable (Figure 6-3). La zone de convergence entre Port-la-Nouvelle et le grau de la Vieille Nouvelle, où le potentiel de TSL_R est à l'équilibre, demeure stable à l'échelle séculaire.

6.2.2.3 Gradients du potentiel de TSL_R

Gradients négatifs

Le seul gradient séculaire négatif du potentiel de TSL_R situé en *amont-dérive de Port-la-Nouvelle* montre un comportement conforme aux attentes théoriques (Tableau 6-3). En effet, l'avancée du rivage constante dans le temps (0,2 m/km/an) est concomitante d'un *grad.* - TSL_{R-1895} et *grad.* - TSL_{R-2011} eux aussi stables (respectivement -50.10^3 m³/km/an et -60.10^3 m³/km/an). Cependant, l'avancée du rivage dans ce secteur est généralisée jusqu'à La Franqui (Figure 6-3), c'est-à-dire bien au-delà de l'emprise spatiale de ce gradient : il semble donc que le gradient négatif du potentiel de TSL_R ne soit pas le seul mécanisme responsable de l'engraissement des plages dans cette zone.

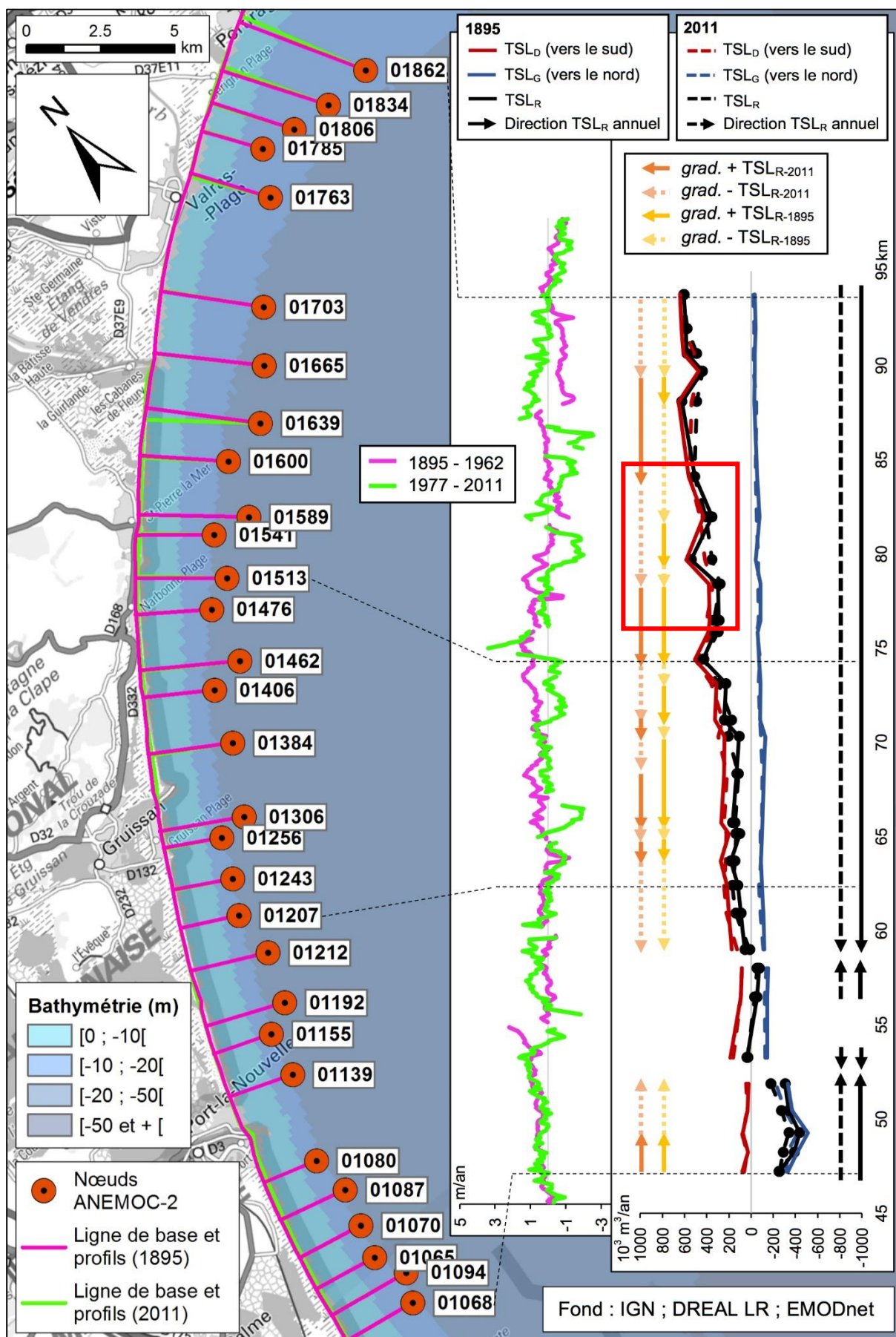


Figure 6-3 - Potentiel de TSL_R-1895 et TSL_R-2011, gradients positifs et négatifs, et évolution du rivage au cours de la période naturelle (1895-1952) et aménagée (1977-2011), pour le Narbonnais.

6.2.3 Narbonnais Nord

6.2.3.1 Variations du rivage

Du grau de la Vieille Nouvelle (profil 01092) et en remontant vers le nord, le rivage est stable jusqu'en aval-dérive du grau de Grazel (profil 01243) où le rivage recule quelle que soit la période considérée (-1,0 m/an environ). En revanche, plus au nord, la construction des digues d'accès à l'étang de Grazel est probablement à l'origine d'une forte érosion en aval-dérive de celles-ci entre 1977 et 2011 : -0,8 m/an en moyenne le long de Gruissan-Plage (profil 01306).

L'analyse des traits de côte dévoile pour les plages situées entre le nord de Gruissan (profil 01384) et le sud de l'embouchure de l'Aude (profil 01600) un engraissement à un rythme moyen de 0,8 m/an de 1895 à 1962 (Figure 6-3). Cette dynamique d'accrétion est nettement moins vigoureuse entre 1977 et 2011, à 0,2 m/an en moyenne. Sur cet intervalle de côte entre Gruissan et l'embouchure de l'Aude, la construction du port de Saint-Pierre-la-Mer est sans doute à l'origine de perturbations importantes sur la période 1977- 2011. En effet, la Figure 6-3 indique en amont-dérive de celui-ci (profil 01541) une progradation du rivage de l'ordre de 1,8 m/an (taux le plus élevé sur l'ensemble du Narbonnais) tandis qu'en aval-dérive un recul est constaté, en moyenne de -0,3 m/an le long de Narbonne-Plage (profils 01513 à 01476)

En aval-dérive de l'embouchure de l'Aude (profil 01639), les plages s'inscrivent dans une dynamique de recul peu marquée de 1895 à 1962 (-0,2 m/an), mais qui s'accroît fortement lors de la période aménagée (-1,2 m/an), en lien avec l'endiguement de l'embouchure. En amont-dérive cette fois (profils 01703 à 01665), et le long d'un segment d'environ 1,7 km, le recul du rivage est significatif au cours de la période naturelle (-0,6 m/an) alors qu'il y a une progression entre 1977 et 2011 (0,4 m/an), en lien là encore avec l'endiguement de l'embouchure de l'Aude. Il est surprenant d'observer ici une érosion du rivage de part et d'autre de l'embouchure au cours de la période naturelle (Figure 6-3), étant donné l'absence d'ouvrages en amont-dérive de cette embouchure qui pourraient affecter le TSL. Puis, jusqu'à l'embouchure de l'Orb (profil 01763), le rivage est stable voire en accrétion entre 1895 et 1962 (0,2 m/an en moyenne), alors qu'il est impacté par une érosion forte durant la période aménagée (-1,1 m/an en moyenne) : l'extension des digues de l'embouchure est à mettre en relation avec cette inversion de tendance dans ce secteur. Cette érosion est cependant contrebalancée par des brise-lames en aval-dérive de l'Orb, permettant ainsi à certaines plages de Valras de prograder vers le large à un rythme moyen d'1 m/an entre 1977 et 2011 (Figure 6-3).

Toujours en remontant vers le nord, au-delà de l'embouchure de l'Orb (profil 01763) et jusqu'à Portiragnes-Plage (profil 01862), le trait de côte s'inscrit dans une dynamique de recul (-0,7 m/an en moyenne) au cours de la période naturelle, alors que l'inverse est observé au cours de la période aménagée (0,4 m/an en moyenne).

Tableau 6-3 - Gradients positifs et négatifs du potentiel de TSL_{R-1895} et TSL_{R-2011} et variations du rivage associées, pour le Narbonnais.

Gradients positifs (recul théorique du rivage)	Emprise (profil initial - profil terminal et distance en km)		grad. + TSL _R (10 ³ m ³ /km/an)		Δ grad. + TSL _{R-2011} / grad. + TSL _{R-1895}	Variations du rivage (m/km/an)	
	1895	2011	1895	2011		1895-1962	1977-2011
Lido des Coussoules	01068 - 01065 (2,0)	01068 - 01065 (2,0)	90	45	0,5	0,3	0,3
Amont-dérive embouchure Orb	01785 - 01763 (1,6)		119		Non persistant	-0,6	
Valras-Plage		01785 - 1703 (5,6)		13	Non persistant		0,0
Aval-dérive embouchure Aude	01665 - 01639 (2,3)		109		Non persistant	0,0	
Saint-Pierre-la-Mer	01589 - 01513 (2,1)	01600 - 01513 (4,0)	71	38	0,5	0,5	0,2
Aval-dérive Narbonne-Plage	01476 - 01462 (1,9)	01462 - 01406 (0,8)	11	38	3,6	0,4	0,6
Gruissan	01406 - 01306 (4,6)	01384 - 01306 (2,6)	13	12	0,9	0,1	0,3
Amont-dérive ancien grau de Grazel	01256 - 01243 (1,5)	01256 - 01207 (2,7)	53	11	0,2	-0,1	-0,1

Gradients négatifs (avancée théorique du rivage)	Emprise (profil initial - profil terminal et distance en km)		grad. - TSL _R (10 ³ m ³ /km/an)		Δ grad. - TSL _{R-2011} / grad. - TSL _{R-1895}	Variations du rivage (m/km/an)	
	1895	2011	1895	2011		1895-1962	1977-2011
Amont-dérive Port-la-Nouvelle	01065 - 01087 (2,6)	01065 - 01087 (2,6)	-50	-62	1,2	0,2	0,2
Portiragnes - Serignan (Plages)	01862 - 01785 (4,0)	01862 - 01785 (4,0)	-43	-43	1,0		
Amont-dérive embouchure Aude	01763 - 01665 (6,1)		-44		Non persistant	0,0	
Vendres-Plage - Grau de Pissevaches		01703 - 01600 (5,7)		-40	Non persistant		-0,1
Narbonne-Plage	01513 - 01476 (1,3)	01513 - 01462 (3,2)	-162	-78	0,5	0,8	-0,1
Amont-dérive Gruissan	01462 - 01406 (0,8)	01406 - 01384 (1,9)	-175	-11	0,1	0,6	0,3
Amont-dérive grau de Grazel	01306 - 01256 (0,6)	01306 - 01256 (0,6)	-17	-100	6,0	0,8	-1,0
Grau de la Vieille Nouvelle	01243 - 01192 (4,7)	01207 - 01192 (3,4)	-28	-47	1,7	0,0	0,1

6.2.3.2 Evolution séculaire du potentiel de TSL_R

Pour la cellule « Narbonnais Nord » (de Portiragnes-Plage au grau de la Vieille Nouvelle, profils 01862 à 01192), l'organisation et les intensités du potentiel de TSL_{R-1895} et du potentiel TSL_{R-2011} sont globalement très proches (Figure 6-3). La répartition et l'intensité du TSL dominant et secondaire montre aussi un comportement similaire dans le temps. Tout juste peut-on constater un potentiel de TSL_{R-1895} localement plus intense sur le profil 01639 au sud du grau de Vendres (Figure 6-3) en raison d'un potentiel de TSL dominant plus important avec la configuration topo-bathymétrique de 1895, le potentiel de TSL secondaire demeurant stable.

6.2.3.3 Gradients du potentiel de TSL_R

Gradients positifs

Dans les résultats, le gradient positif le plus fort se produit en *amont-dérive de l'embouchure de l'Orb* ($120.10^3 \text{ m}^3/\text{km}/\text{an}$) et il est concomitant d'un recul du rivage de $-0,6 \text{ m}/\text{km}/\text{an}$ (Tableau 6-3) : il est donc conforme à la théorie établissant un lien entre gradient du potentiel de TSL_R et variation du rivage. On note toutefois que ce gradient n'est présent que pour la période naturelle : il est difficile d'expliquer l'absence de ce gradient dans les simulations basées sur la bathymétrie de 2011 (ou sa présence avec la bathymétrie de 1895) dans la mesure où la position du rivage en 1895 et 2011 est similaire. En effet, la Figure 6-3 montre que le recul lors de la période naturelle est contrebalancé par une avancée du trait de côte lors de la période aménagée (sans doute en lien avec l'artificialisation de l'embouchure). En outre, la Figure 6-3 indique que si la position de la ligne de base est identique pour les deux périodes, ce n'est pas le cas pour le profil 01763 : la sensibilité du modèle est peut-être en cause dans l'apparition ou non de ce gradient. Enfin, il faut aussi remarquer que l'emprise spatiale de ce gradient n'est pas constante d'une période à l'autre, ce que montre bien la Figure 6-3.

Parmi les 5 segments de côte concernés par des gradients positifs présents à l'échelle séculaire (Tableau 6-3), seul celui localisé en *amont-dérive de l'ancien grau de Grazel* est conforme à la théorie liant gradient et variation du trait de côte puisqu'il est associé à un recul de $-0,1 \text{ m}/\text{km}/\text{an}$, aussi bien pour la période naturelle qu'aménagée. Néanmoins, ce taux constant à l'échelle séculaire n'est *a priori* pas compatible avec la baisse du gradient du potentiel de TSL_R, qui est divisé par 5. De plus, les intensités du *grad.* + TSL_{R-1895} ($50.10^3 \text{ m}^3/\text{km}/\text{an}$) et *grad.* + TSL_{R-2011} ($10.10^3 \text{ m}^3/\text{km}/\text{an}$) sont sans doute négligeables au regard de la sensibilité du modèle (cf. section 3.4). Il faut aussi remarquer que l'emprise spatiale de ce gradient n'est pas constante d'une période à l'autre, ce que montre bien la Figure 6-3 : les simulations reflètent sans doute les changements morphologiques importants liés au recul des plages dans ce secteur.

Gradients négatifs

De Narbonne-Plage à Gruissan, les simulations révèlent l'existence de 3 *grad.* - TSL_{R-1895} (*Narbonne-Plage, amont-dérive de Gruissan, amont-dérive du grau de Grazel*) conformes aux attentes théoriques puisqu'ils sont associés à une progression du rivage (Tableau 6-3). Cependant, la dynamique d'accrétion ne se limite pas à l'emprise spatiale de ces gradients et concerne une portion de littoral bien plus vaste, comme cela est souligné en section 6.2.3.1. En conséquence, leur conformité est ici fortuite. On note en outre que pour la période aménagée, les *grad.* - TSL_{R-2011} de *Narbonne-Plage* et en *amont-dérive du grau de Grazel* sont associés à un recul du rivage, en lien avec la construction d'ouvrage perturbant le TSL (Tableau 6-3). Seul le *grad.* - TSL_{R-2011} en *amont-dérive de Gruissan* est conforme aux attentes théoriques, d'autant plus que l'engraissement des plages est limité à son emprise spatiale (Figure 6-3).

6.2.4 Lido de Sète

6.2.4.1 Variations du rivage

Si l'ensemble du lido de Sète est en recul au cours de la période naturelle (-0,4 m/an en moyenne), il est en revanche caractérisé par une grande hétérogénéité au cours de la période aménagée (Figure 6-4). En effet, en amont et en aval-dérive de Port-Ambonne (profils 02153 et 02168), les résultats indiquent un engraissement important des plages (0,8 m/an en moyenne, avec un pic à 1,3 m/an) mais cependant limité à deux segments de ~400 m (Figure 6-4). Le rivage est ensuite stable jusqu'à hauteur du Castellans (profils 02194 et 02211) où un recul moyen de -0,5 m/an est constaté. A partir du site dit des « trois digues » (profil 02232) il s'inscrit dans une dynamique d'avancée vers le large d'en moyenne 0,5 m/an avant de terminer par de l'érosion à l'approche de l'extrémité nord-est du lido (profil 02293).

6.2.4.2 Evolution séculaire du potentiel de TSL_R

Pour la cellule du lido de Sète, l'organisation et les intensités du potentiel de TSL_{R-1895} et TSL_{R-2011} sont très proches (Figure 6-4). Tout juste peut-on noter un potentiel de TSL_R plus vigoureux avec la configuration topo-bathymétrique de 1895 sur un profil du lido de Sète (profil 02232) en aval-dérive du site dit des « trois digues ». L'écart entre la période naturelle et aménagée résulte d'après les simulations d'un potentiel de TSL dominant plus fort avec la configuration topo-bathymétrique de 1895, le potentiel de TSL secondaire demeurant stable (Figure 6-4).

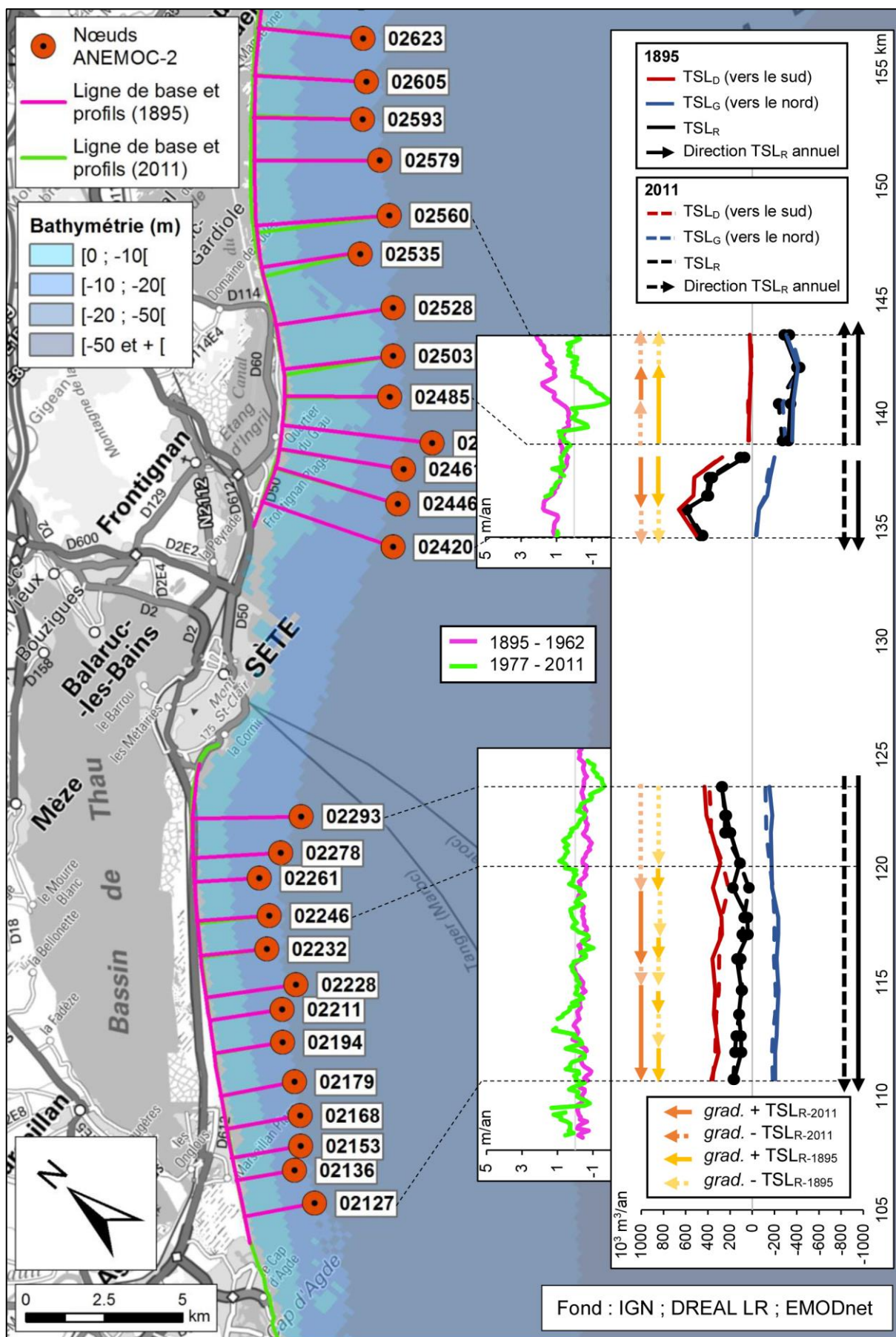


Figure 6-4 - Potentiel de TSL_R-1895 et TSL_R-2011, gradients positifs et négatifs, et évolution du rivage au cours de la période naturelle (1895-1952) et aménagée (1977-2011), pour les lidos de Sète, de Frontignan et des Aresquiers

6.2.4.3 Gradients du potentiel de TSL_R

Gradients positifs

Pour le lido de Sète, si d'après les simulations il est possible d'identifier des *grad.* + TSL_{R-1895} associés à un recul du rivage (Tableau 6-4), il est cependant peu probable qu'ils soient conformes aux attentes théoriques : en effet, il a été souligné précédemment en section 6.2.4.1 que l'ensemble du lido de Sète est en érosion lors de la période naturelle. En outre, ces gradients ne sont plus présents pour la période aménagée, alors que le lido de Sète reste globalement inscrit dans une dynamique de recul (Figure 6-4).

6.2.5 Lido de Frontignan

6.2.5.1 Variations du rivage

L'analyse des variations du rivage indique un recul du trait de côte à rythme moyen d'1,0 m/an pour la période naturelle alors qu'il progresse vers le large au même rythme au cours de la période aménagée (Figure 6-4). Cette tendance à l'accrétion entre 1977 et 2011 est cependant artificiellement obtenue par la construction d'ouvrages perpendiculaire et parallèles au rivage mais aussi par des opérations de rechargement des plages.

6.2.5.2 Evolution séculaire du potentiel de TSL_R

Pour la cellule du lido de Frontignan, la Figure 6-4 révèle que l'organisation et les intensités du potentiel de TSL_{R-1895} et TSL_{R-2011} sont très proches.

6.2.5.3 Gradients du potentiel de TSL_R

Gradients positifs

Le gradient séculaire positif en *amont-dérive du port de Frontignan* n'est que partiellement conforme aux attentes théoriques. En effet, s'il est associé à un recul du rivage au cours de la période naturelle (-0,4 m/km/an), il y a au contraire un engraissement des plages entre 1977 et 2011 (0,4 m/km/an). Cependant, l'inversion de la tendance évolutive du rivage est ici liée à la construction d'ouvrages perpendiculaire et parallèles au rivage mais aussi à des opérations de rechargement des plages (cf. section 6.2.5.1). De plus, lors de la période naturelle, le recul du trait de côte concerne des segments de côte plus vastes que celui couvert par ce gradient (Figure 6-4).

Tableau 6-4 - Gradients positifs et négatifs du potentiel de TSL_{R-1895} et TSL_{R-2011} et variations du rivage associées, pour les lidos de Sète, de Frontignan et des Aresquiers.

Gradients positifs (recul théorique du rivage)	Emprise (profil initial - profil terminal et distance en km)		grad. + TSL _R (10 ³ m ³ /km/an)		$\Delta \text{grad.} + \text{TSL}_{R-2011} / \text{grad.} + \text{TSL}_{R-1895}$	Variations du rivage (m/km/an)	
	1895	2011	1895	2011		1895-1962	1977-2011
Aval-dérive des trois digues	02246 - 02232 (1,0)		60		Non persistant	-0,5	
Le Castellat	02211 - 02194 (1,0)	02232 - 02194 (3,1)	70	32	0,5	-0,4	-0,1
Amont-dérive Marseillan-Plage	02179 - 02168 (1,1)		18		Non persistant	-0,3	
Aval-dérive Marseillan-Plage	02136 - 02127 (1,2)		50		Non persistant	-0,4	
Amont-dérive port de Frontignan	02485 - 02446 (2,4)	02485 - 02446 (2,4)	221	200	0,9	-0,4	0,4
Les Aresquiers	02503 - 02535 (3,2)	02528 - 02535 (1,6)	25	119	4,8	-0,3	-0,6

Gradients négatifs (avancée théorique du rivage)	Emprise (profil initial - profil terminal et distance en km)		grad. - TSL _R (10 ³ m ³ /km/an)		$\Delta \text{grad.} - \text{TSL}_{R-2011} / \text{grad.} - \text{TSL}_{R-1895}$	Variations du rivage (m/km/an)	
	1895	2011	1895	2011		1895-1962	1977-2011
Villero	02293 - 02246 (3,3)	02293 - 02232 (4,4)	-48	-57	1,2	-0,2	0,0
Le Jalabert	02232 - 02211 (2,0)		-70		Non persistant	-0,2	
Le Petit Castellat	02194 - 02179 (1,4)	02194 - 02179 (1,4)	-29	-7	0,3	-0,1	0,0
Marseillan-Plage	02168 - 02136 (1,7)	02179 - 02127 (3,9)	-12	21	Bascule	-0,1	0,0
Aval-dérive port de Frontignan	02446 - 02420 (1,1)	02446 - 02420 (1,1)	-118	-127	1,1	-1,0	0,9
Amont-dérive des Aresquiers		02503 - 02528 (1,6)		-19	Non persistant		0,1
Aval-dérive des Aresquiers	02535 - 02560 (1,4)	02535 - 02560 (1,4)	-86	-64	0,8	-1,1	0,1

6.2.6 Lido des Aresquiers

6.2.6.1 Variations du rivage

Si le lido des Aresquiers est globalement inscrit dans une dynamique de recul entre 1895 et 1962, les tendances sont nettement plus hétérogènes de 1977 à 2011 (Figure 6-4). Ainsi, entre les profils 02485 et 02528, cette section de côte bénéficiant d'enrochement est stable ou légèrement en accrétion (0,2 m/an en moyenne). En aval-dérive des ouvrages, à partir du profil 02528 jusqu'au profil 02535, l'érosion est plus intense lors de la période aménagée qu'au cours de la période naturelle (-0,9 m/an contre -0,8 m/an, en moyenne).

6.2.6.2 Evolution séculaire du potentiel de TSL_R

Pour la cellule du lido des Aresquiers, l'organisation et les intensités du potentiel de TSL_{R-1895} et TSL_{R-2011} sont très proches (Figure 6-4). Tout juste peut-on noter un potentiel de TSL_R plus vigoureux avec la configuration topo-bathymétrique de 1895 sur deux profils (02503 et 02528) en aval-dérive de la zone de divergence aux Aresquiers. L'écart entre la période naturelle et aménagée résulte d'après les simulations d'un potentiel de TSL dominant plus fort avec la configuration topo-bathymétrique de 1895, le potentiel de TSL secondaire demeurant stable (Figure 6-4).

6.2.6.3 Gradients du potentiel de TSL_R

Gradients positifs

Les simulations révèlent un gradient séculaire positif aux *Aresquiers* qui est conforme aux attentes théoriques. En effet, son accroissement d'une période à l'autre est concomitant d'un recul du rivage qui s'accroît, comme le montre bien le Tableau 6-4. Cependant, il faut noter que l'érosion des plages au cours de la période naturelle concerne des segments de côte plus vastes que celui couvert par ce gradient.

6.2.7 Golfe d'Aigues-Mortes

6.2.7.1 Variations du rivage

A l'ouest de Palavas-les-Flots (profil 02642), le trait de côte est clairement ancré dans une dynamique de régression entre 1895 et 1962 (-1,2 m/an en moyenne, avec un maximum de -2,2 m/an) : l'érosion tend toutefois à faiblir lors de la période aménagée, (-0,8 m/an en moyenne), avec ponctuellement des sections stables (Figure 6-5).

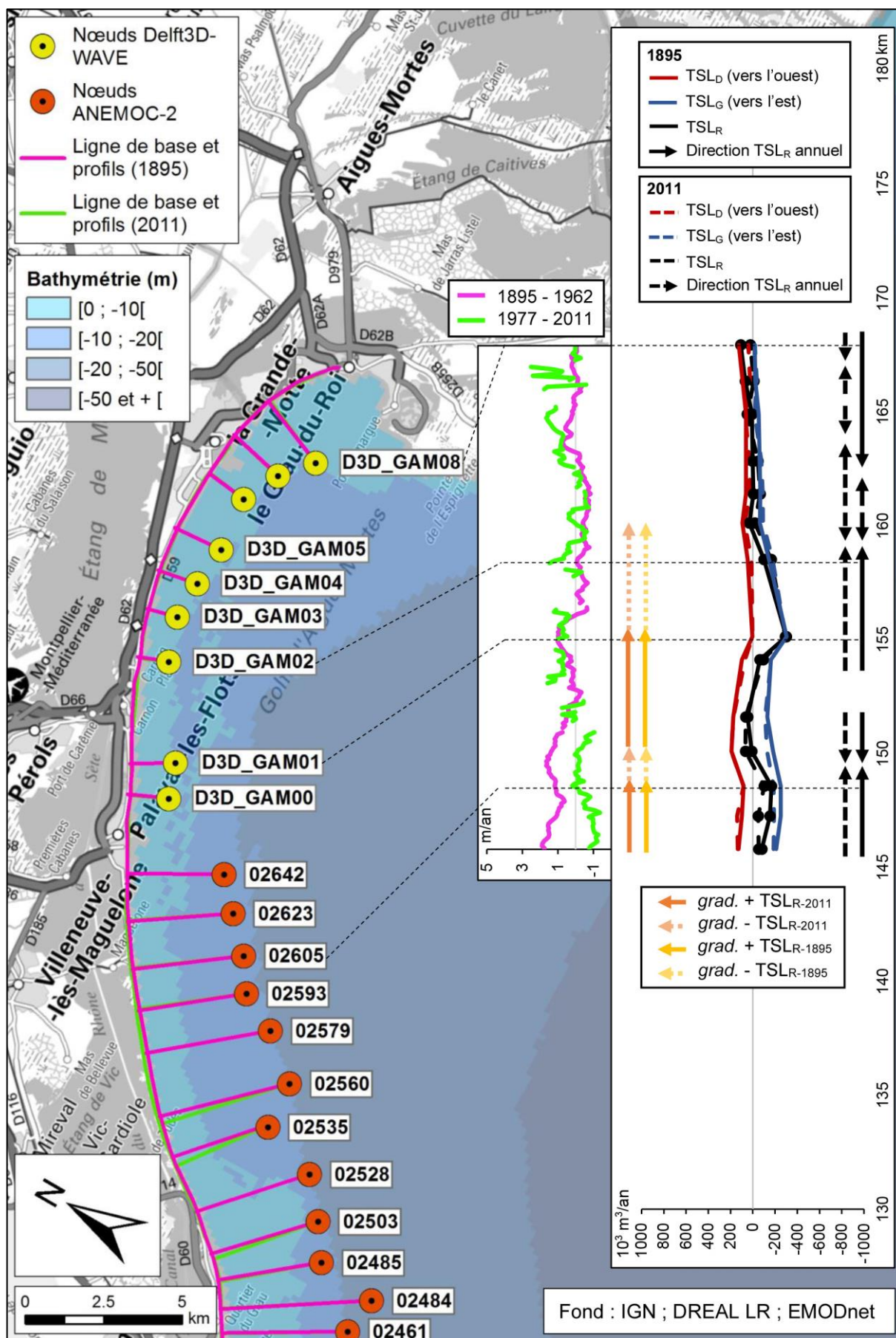


Figure 6-5 - Potentiel de TSL_R-1895 et TSL_R-2011, gradients positifs et négatifs, et évolution du rivage au cours de la période naturelle (1895-1952) et aménagée (1977-2011), pour le golfe d'Aigues-Mortes.

Entre Palavas (profil 02642-D3D_GAM00) et Carnon (profils D3D_GAM01-D3D_GAM02), les plages sont en grande majorité en érosion lors de la période naturelle (-0,4 m/an en moyenne) tandis qu'elles s'engraissent au cours de la période aménagée (0,8 m/an en moyenne). Cependant, là aussi, les plages ont fait l'objet d'aménagements importants (ouvrages perpendiculaire et parallèles au rivage, et rechargements de plages).

A partir de Carnon, la progradation du rivage prédomine jusqu'au Grand Travers (profil D3D_GAM05) entre 1895 et 1962 (0,5 m/an en moyenne), tandis qu'au cours de la période aménagée, la situation est hétérogène, avec des segments en accrétion, en érosion ou stables.

A partir du Grand Travers, l'analyse des variations du rivage révèle qu'en direction de la Grande Motte le trait de côte tend de nouveau à reculer (-0,3 m/an en moyenne) avant de se stabiliser à l'approche du profil D3D_GAM08. En revanche, pour la période aménagée, la tendance est à l'accrétion, à un rythme moyen de 0,9 m/an, un pic à 2,5 m/an étant observé sur une plage aménagée (Figure 6-5).

6.2.7.2 Evolution séculaire du potentiel de TSL_R

De façon générale, l'organisation et les intensités du potentiel de TSL_{R-1895} et TSL_{R-2011} sont très proches. On peut noter cependant que le potentiel de TSL_R est plus vigoureux avec la configuration topo-bathymétrique de 1895 à l'ouest de Palavas-les-Flots (profils 02642 à 02560), l'écart résultant d'un potentiel de TSL dominant plus fort avec la bathymétrie de 1895, le potentiel de TSL secondaire demeurant stable (Figure 6-5).

6.2.7.3 Gradients du potentiel de TSL_R

Comme l'indique la Figure 6-5, seuls les gradients du potentiel de TSL_R à l'ouest du Petit Travers (profil D3D_GAM03) sont décrits, car dans le fond du golfe l'intensité des potentiels de TSL_{R-1895} et TSL_{R-2011} ne permet pas d'identifier des variations longitudinales qui soient significatives au regard de la sensibilité du modèle.

Le Tableau 6-5 indique, à une exception près, que les gradients du potentiel de TSL_R déterminés le long du littoral du golfe d'Aigues-Mortes sont persistants à l'échelle séculaire. Cependant, comme le montre bien le Tableau 6-5, la confrontation de ces gradients aux variations du rivage révèle qu'aucun ne correspond vraiment aux attentes théoriques, qu'ils soient positifs ou négatifs. En effet, le gradient positif en *amont-dérive de Maguelone* correspond aux attentes théoriques de façon fortuite puisque le recul du trait de côte est généralisé, et non pas limité à son emprise spatiale.

Tableau 6-5 - Gradients positifs et négatifs du potentiel de TSL_{R-1895} et TSL_{R-2011} et variations du rivage associées, pour le golfe d'Aigues-Mortes.

Gradients positifs (recul théorique du rivage)	Emprise (profil initial - profil terminal et distance en km)		grad. + TSL _R (10 ³ m ³ /km/an)		$\Delta \text{grad.} + \text{TSL}_{R-2011} / \text{grad.} + \text{TSL}_{R-1895}$	Variations du rivage (m/km/an)	
	1895	2011	1895	2011		1895-1962	1977-2011
Amont-dérive Maguelone	02579 - 02605 (2,8)	02579 - 02605 (2,8)	32	18	0,6	-0,5	-0,3
Palavas-les-Flots	02642 - D3D_GAM01 (3,5)	02642 - D3D_GAM01 (3,5)	86	83	1,0	0,1	0,2

Gradients négatifs (avancée théorique du rivage)	Emprise (profil initial - profil terminal et distance en km)		grad.- TSL _R (10 ³ m ³ /km/an)		$\Delta \text{grad.- TSL}_{R-2011} / \text{grad.- TSL}_{R-1895}$	Variations du rivage (m/km/an)	
	1895	2011	1895	2011		1895-1962	1977-2011
Maguelone	02605 - 02623 (1,5)	02605 - 02623 (1,5)	-113	-67	0,6	-0,9	-0,1
Carnon	D3D_GAM01 - D3D_GAM03 (4,9)	D3D_GAM01 - D3D_GAM03 (4,9)	-61	-55	0,9	0,0	0,1
La Grande-Motte	D3D_GAM08 - D3D_GAM06 (3,0)		-33		Non persistant	0,0	

6.3 Delta du Rhône

6.3.1 Flèche de l'Espiguette et Petite Camargue

6.3.1.1 Variations du rivage

Du Petit Rhône (profil 03225) au Rhône Vif (profil 03063) le recul du rivage est constant à l'échelle séculaire (Figure 6-6), bien qu'il soit plus prononcé pendant la période naturelle (-3,5 m/an en moyenne, avec un maximum de -7 m/an) qu'au cours de la période aménagée (-2,5 m/an, avec un maximum de -4,7 m/an). Au-delà du Rhône Vif, le recul du trait de côte se poursuit à un rythme moyen de -3,7 m/an entre 1895 et 1962, alors qu'entre 1977 et 2011, l'érosion des plages est moindre par rapport au reste de la Petite Camargue, avec un taux de -1,4 m/an en moyenne. Pour la période aménagée, en aval-dérive de la batterie d'épis installés sur l'ensemble de la Petite Camargue (le long du bois des Baronnets et jusqu'au phare de l'Espiguette ; profils 02986 à 02942 ; Figure 6-6), une forte érosion est observée : -3,9 m/an en moyenne, le recul maximum atteignant -6,7 m/an. Puis à hauteur du phare de l'Espiguette (profil 02942), le trait de côte s'inscrit progressivement dans une dynamique d'avancée vers le large, jusqu'à dépasser les 20 m/an le long de la digue d'arrêt des sables. Pour la période naturelle, cette transition se produit environ 1,5 km en amont, à hauteur du bois des Baronnets (profil 02964) : l'engraissement maximal à l'extrémité de la flèche est d'environ 15 m/an (Figure 6-6).

6.3.1.2 Evolution séculaire du potentiel de TSL_R

Dans cette cellule, l'organisation des potentiels de TSL résultant, dominant et secondaire en 1895 et 2011 sont proches (Figure 6-6), mais des différences d'intensité du potentiel de TSL_R sont visibles, en lien avec un potentiel de TSL dominant : celui-ci est notamment plus élevé sur la morphologie de 1895 entre le Petit Rhône (profil 03225) et le Radeau des Deux Pins (profil 03113), et plus faible entre le phare (profil 02942) et la digue de l'Espiguette (profil 02853). Le potentiel de TSL secondaire reste lui strictement identique à l'échelle séculaire sur l'ensemble de la cellule (Figure 6-6).

6.3.1.3 Gradients du potentiel de TSL_R

Gradients positifs

L'intensité divisée par deux en un siècle pour les gradients positifs en *amont-dérive du Rhône Vif* et le long du lieu-dit « *le Chaumadou* » (à l'est du *bois des Baronnets*) s'accompagne d'une réduction du taux de recul du rivage (Tableau 6-6). *A priori*, ils sont donc conformes aux attentes théoriques, cependant on note que leur étendue n'est pas constante d'une période à l'autre, comme le montre la Figure 6-6. De plus, l'analyse des variations du rivage en section 6.3.1.1 révèle une érosion généralisée des plages, qui n'est donc pas limitée à l'emprise spatiale de ces gradients.

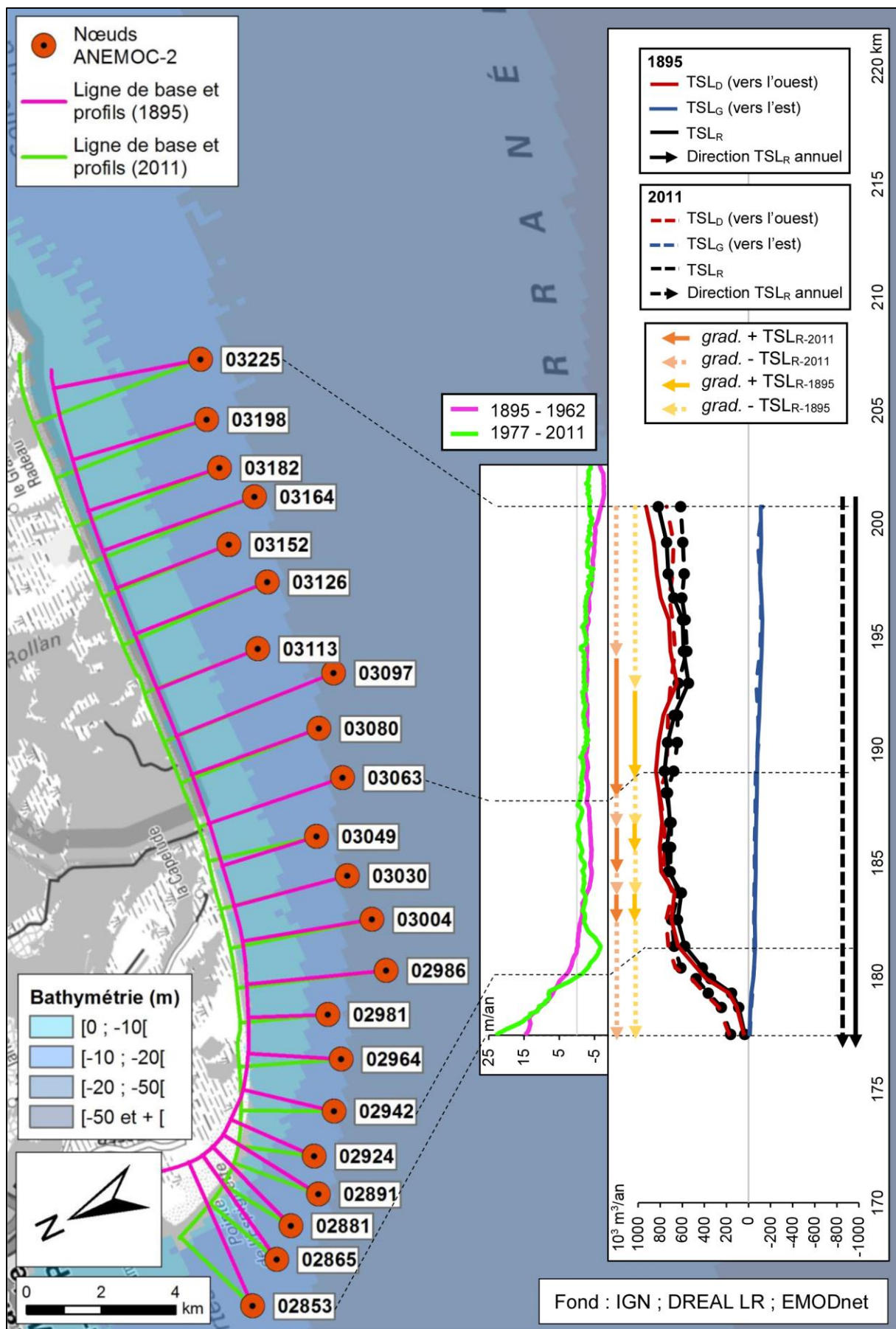


Figure 6-6 - Potentiel de TSL_R-1895 et TSL_R-2011, gradients positifs et négatifs, et évolution du rivage au cours de la période naturelle (1895-1952) et aménagée (1977-2011), de l'Espiguette au Petit Rhône.

Tableau 6-6 - Gradients positifs et négatifs du potentiel de TSL_{R-1895} et TSL_{R-2011} et variations du rivage associées, de l'Espiguette au Petit Rhône.

Gradients positifs (recul théorique du rivage)	Emprise (profil initial - profil terminal et distance en km)		grad. + TSL _R (10 ³ m ³ /km/an)		$\Delta \text{grad.} + \text{TSL}_{R-2011} / \text{grad.} + \text{TSL}_{R-1895}$	Variations du rivage (m/km/an)	
	1895	2011	1895	2011		1895-1962	1977-2011
Amont-dérive Rhône Vif	03113 - 03063 (3,9)	03126 - 03049 (6,2)	56	31	0,5	-0,7	-0,3
Le Chaumadou	03030 - 03004 (1,0)	03030 - 02986 (2,2)	30	14	0,5	-4,0	-0,9
Bois des Baronnets	02981 - 02964 (1,2)	02981 - 02964 (1,2)	25	50	2,0	-4,5	-0,1

Gradients négatifs (avancée théorique du rivage)	Emprise (profil initial - profil terminal et distance en km)		grad. - TSL _R (10 ³ m ³ /km/an)		$\Delta \text{grad.} - \text{TSL}_{R-2011} / \text{grad.} - \text{TSL}_{R-1895}$	Variations du rivage (m/km/an)	
	1895	2011	1895	2011		1895-1962	1977-2011
Aval-dérive Petit Rhône	03225 - 03113 (7,8)	03225 - 03126 (6,4)	-35	-9	0,3	-0,5	-0,5
Aval-dérive Rhône Vif	03063 - 03030 (2,3)	03049 - 03030 (1,3)	-22	-38	1,8	-1,6	-0,6
Amont-dérive bois des Baronnets	03004 - 02981 (2,0)	02986 - 02981 (0,9)	-65	-78	1,2	-1,0	-2,6
Flèche de l'Espiguette	02964 - 02853 (4,5)	02964 - 02853 (4,5)	-136	-118	0,9	1,7	1,6

Gradients négatifs

Seul le gradient négatif de la *flèche de l'Espiguette* respecte les attentes théoriques : ainsi, le Tableau 6-6 indique que sa décroissance sur un siècle s'accompagne aussi d'un ralentissement de la progression du rivage. On note en outre que son emprise spatiale reste constante à l'échelle séculaire dans les simulations, malgré les modifications morphologiques colossales de la flèche de l'Espiguette. Toutefois, on constate sur la Figure 6-6 qu'il n'y a pas une réelle adéquation entre l'emprise du gradient et celle de la zone en progradation de la flèche : si le gradient démarre au profil 02964, les plages ne progressent vers le large qu'à partir du profil 02942 (1,1 km d'écart).

6.3.2 Golfe de Beauduc

6.3.2.1 Variations du rivage

La partie ouest du golfe de Beauduc, la plus exposée aux houles, est durablement inscrite dans une dynamique d'érosion (Figure 6-7), qui s'accroît entre la période naturelle et aménagée, et surtout, concerne un linéaire plus vaste entre 1977 et 2011. Ainsi, entre 1895 et 1962, seul le segment compris entre les profils D3D_GDB00 et D3D_GDB04 est affecté par un recul moyen de -1,7 m/an (avec un maximum de -3,8 m/an). Puis au cours de la période aménagée, la zone en érosion s'étend jusqu'au profil D3D_GDB07 (2,9 km plus à l'est) et le taux d'évolution moyen est plus que doublé, passant ainsi à -3,8 m/an (avec un maximum de -8 m/an). En revanche, l'accrétion dans le fond du golfe reste constante, autour de 4 m/an.

6.3.2.2 Evolution séculaire du potentiel de TSL_R

D'une façon générale, l'organisation et les intensités du potentiel de TSL_{R-1895} et TSL_{R-2011} sont très proches dans le golfe de Beauduc. On peut noter cependant que le potentiel de TSL_R est plus vigoureux avec la configuration topo-bathymétrique de 1895 entre le hameau de Beauduc et le grau de la comtesse (profils D3D_GDB10 à D3D_GDB13), l'écart résultant d'un potentiel de TSL dominant plus fort avec la bathymétrie de 1895, le potentiel de TSL secondaire demeurant identique (Figure 6-7).

6.3.2.3 Gradients du potentiel de TSL_R

Gradients négatifs

Le gradient négatif du potentiel de TSL_R identifié dans les simulations dans le fond du golfe de Beauduc (Figure 6-7) est le seul à être conforme au comportement théorique attendu puisqu'il est concomitant d'une progression du rivage vers le large. On remarque néanmoins que la chute du *grad.* - TSL_R entre les configurations topo-bathymétrique de 1895 et 2011 (divisé par 7) n'est pas retranscrite dans les mêmes proportions au niveau du recul du trait de côte, comme l'indique le Tableau 6-7 rappelant le caractère théorique de cette approche.

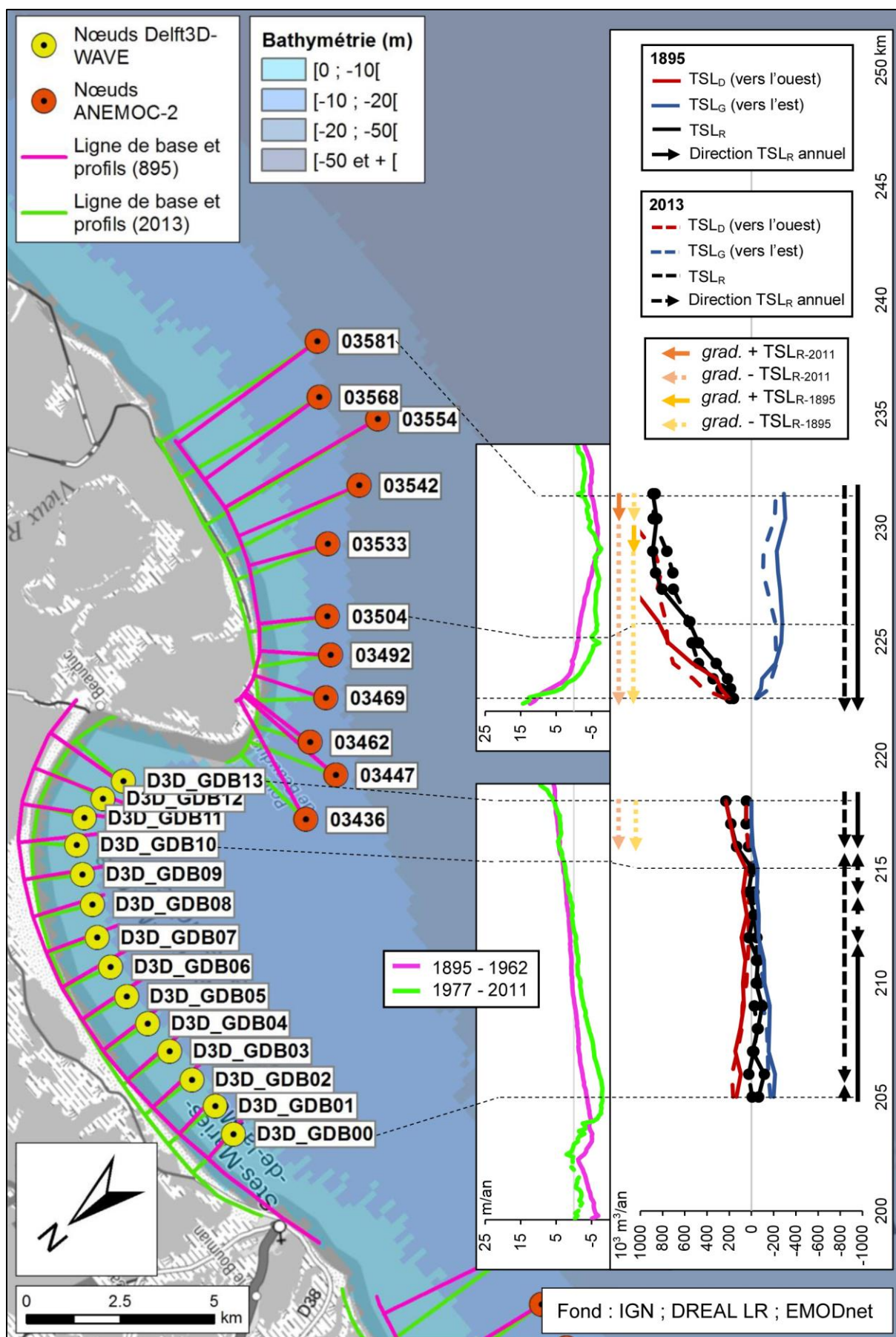


Figure 6-7 - Potentiel de TSL_R-1895 et TSL_R-2011, gradients positifs et négatifs, et évolution du rivage au cours de la période naturelle (1895-1952) et aménagée (1977-2011), pour le golfe et la flèche de Beauduc.

6.3.3 Flèche de Beauduc

6.3.3.1 Variations du rivage

Si la flèche de Beauduc progresse vers le large dès le profil 03492 lors de la période naturelle à un taux moyen de 3,9 m/an (avec un maximum de 10,2 m/an à l'extrémité de la flèche), de 1977 à 2011 la croissance ne démarre quasiment pas avant le profil 03469 (500 m plus à l'ouest), mais le taux moyen d'accrétion est plus important, à 5,9 m/an (avec un maximum de 12,6 m/an). En amont-dérive de la flèche et jusqu'au grau de la Dent, le trait de côte recule à raison de -4,2 m/an entre 1895 et 1962 et -5,3 m/an au cours de la période aménagée. On note toutefois sur la Figure 6-7 qu'en aval-dérive du grau de la Dent (profils 03581 à 03554), l'érosion des plages est plus prononcée lors de la période naturelle (-5,8 m/an en moyenne) qu'entre 1977 et 2011 (-4,2 m/an en moyenne).

6.3.3.2 Evolution séculaire du potentiel de TSL_R

On constate sur la Figure 6-7 que le potentiel de TSL_{R-1895} est plus vigoureux que le potentiel de TSL_{R-2011} en amont-dérive du phare de Beauduc (profils 03533 à 03554), mais il est en revanche plus faible sur la flèche elle-même (profils 03492 à 03447). Là encore le potentiel de TSL dominant est largement en cause dans ces écarts d'une configuration topo-bathymétrique à l'autre, mais si jusqu'à présent le potentiel de TSL secondaire s'est montré systématiquement identique quelle que soit la bathymétrie, on remarque ici qu'il est plus important avec les simulations basées sur les sondes de 1895 (Figure 6-7).

6.3.3.3 Gradients du potentiel de TSL_R

Gradients positifs

Comme le révèle la Figure 6-7, il n'existe pas dans les simulations de gradient positif du potentiel de TSL_R le long de la flèche de Beauduc.

Gradients négatifs

La Figure 6-7 montre bien pour la flèche de Beauduc l'existence d'un décalage entre l'emprise du gradient négatif et celle de la zone en progradation de la flèche : si le gradient démarre au profil 03568 (période naturelle) voire au profil 03554 (période aménagée), en revanche les plages progressent vers le large uniquement à partir du profil 03492 (période naturelle) voire 03469 (période aménagée). Il y a donc un écart d'au minimum 5 km sur une cellule qui en mesure 9.

Tableau 6-7 - Gradients positifs et négatifs du potentiel de TSL_{R-1895} et TSL_{R-2011} et variations du rivage associées, pour le golfe et la flèche de Beauduc.

Gradients négatifs (avancée théorique du rivage)	Emprise (profil initial - profil terminal et distance en km)		grad.- TSL _R (10 ³ m ³ /km/an)		$\Delta \text{grad.} - \text{TSL}_{R-2011} / \text{grad.} - \text{TSL}_{R-1895}$	Variations du rivage (m/km/an)	
	1895	2011	1895	2011		1895-1962	1977-2011
Beauduc - Grau de la comtesse	D3D_GDB13 - D3D_GDB10 (3,0)	D3D_GDB13 - D3D_GDB10 (3,0)	-77	-17	0,2	1,5	1,4
Aval-dérive grau de la Dent	03581 - 03568 (1,1)	03581 - 03568 (1,1)	-27	18	Bascule	-4,5	-2,6
Flèche de Beauduc	03554 - 03436 (6,3)	03568 - 3436 (7,3)	-116	-95	0,8	-0,2	-0,6

6.3.4 Plage de Piémanson

6.3.4.1 Variations du rivage

Ce secteur du delta du Rhône est marqué par un réaménagement anthropique du Rhône (ouverture artificielle du grau de Roustan) qui se produit en 1892, ce qui explique le taux de progression du rivage colossal (8,9 m/an en moyenne, avec un maximum de 18 m/an) à l'extrémité est de la plage de Piémanson (profils 03726 à 03705) entre 1895 et 1962 (Figure 6-8). En revanche, lors de la période aménagée ce secteur est en érosion (-2,4 m/an en moyenne) : ainsi, hormis à proximité immédiate de l'embouchure lors de la période naturelle, les apports sédimentaires du Rhône ne participent pas à un engraissement des zones distales. Le reste de la plage de Piémanson est donc en érosion entre les profils 03705 et 03664, à un taux moyen de -1,4 m/an lors de la période naturelle et -0,5 m/an de 1977 à 2011 (Figure 6-8).

6.3.4.2 Evolution séculaire du potentiel de TSL_R

De façon générale, la Figure 6-8 révèle une organisation et des intensités du potentiel de TSL_{R-1895} et TSL_{R-2011} très proches. On peut noter cependant que le potentiel de TSL dominant et secondaire sont plus vigoureux avec la configuration topo-bathymétrique de 1895, mais l'équilibre entre les deux étant respecté, le potentiel de TSL_R demeure stable.

6.3.4.3 Gradients du potentiel de TSL_R

Gradients positifs

Comme le montre bien la Figure 6-8, il existe dans les simulations pour la période aménagée un gradient positif sur la partie est de la plage de Piémanson, le long du « *trou des Gabians* » : il est conforme aux attentes théoriques puisqu'il est associé à un recul du trait de côte. Cependant, les variations du rivage décrites précédemment en section 6.3.4.1 indiquent que l'érosion du rivage entre 1977 et 2011 concerne une zone plus large que l'emprise de ce gradient. Notons que cette zone, légèrement en forme de baie est complexe car les simulations mettent en évidence un TSL bi-directionnel, le potentiel de TSL vers l'est supérieur à $200.10^3 \text{ m}^3/\text{km}/\text{an}$ étant considérable (Figure 6-8). Le rôle des apports sableux du Rhône au rivage n'est pas clairement résolu puisque ces derniers transitent en relais à des vitesses indéterminées pour l'instant (Boudet *et al.*, 2016).

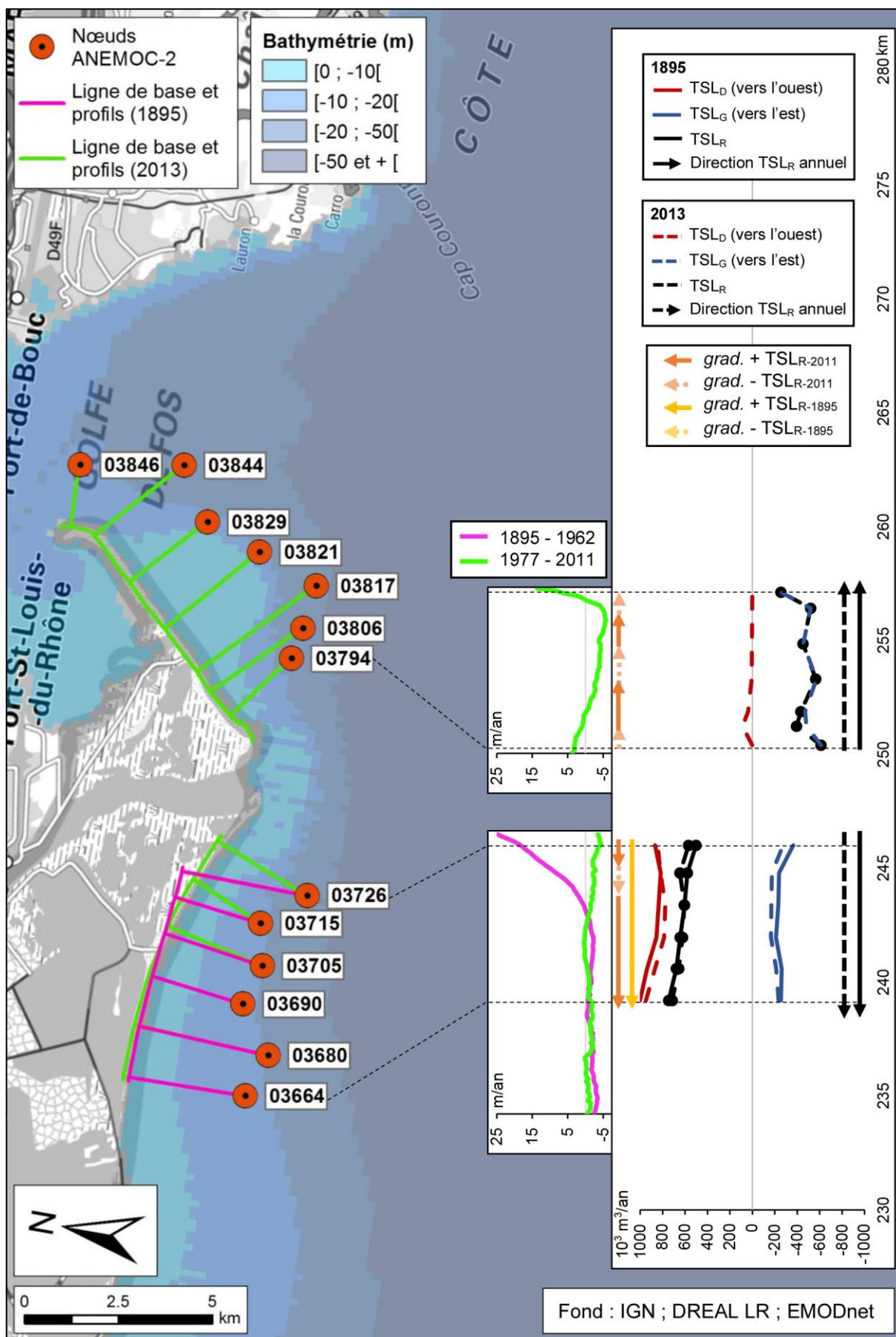


Figure 6-8 - Potentiel de TSL_R-1895 et TSL_R-2011, gradients positifs et négatifs, et évolution du rivage au cours de la période naturelle (1895-1952) et aménagée (1977-2011), de part et d'autre de l'embouchure du Rhône.

6.3.5 Plage Napoléon et flèche de la Gracieuse

6.3.5.1 Variations du rivage

A l'est du Rhône, là aussi, seule la partie la plus proche de l'embouchure (profils 03794 à 03806) est en accrétion (1,8 m/an en moyenne, avec un maximum de 3,2 m/an). Cependant, les données exploitées dans le cadre de cette thèse ne permettent pas de connaître l'évolution du rivage pour la période naturelle : si la plage de Piémanson est en érosion à proximité de l'embouchure entre 1977 et 2011, ce n'est pas le cas de la plage Napoléon (Figure 6-8). Le recul du rivage prédomine ensuite jusqu'au they de la Gracieuse (profil 03844) à un rythme moyen de -3 m/an. La transition avec le secteur en progradation de la flèche de la Gracieuse n'excède pas 300 m : la flèche avance dans le golfe de Fos à une vitesse moyenne de 6,2 m/an entre 1977 et 2011 (avec un maximum de 13,7 m/an).

6.3.5.2 Evolution séculaire du potentiel de TSL_R

A la suite des changements de position des embouchures (Pégoulie, Roustan), les modifications bathymétriques sont telles que le calcul du TSL n'était possible que pour la période récente.

6.3.5.3 Gradients du potentiel de TSL_R

Gradients positifs

Il est possible d'identifier dans les résultats deux gradients positifs du potentiel de TSL_R, l'un étant localisé le long de la *plage Napoléon*, l'autre en *amont-dérive de la flèche de la Gracieuse* (Figure 6-8). Ces deux gradients répondent au comportement théorique attendu puisque ces plages connaissent une érosion. Cependant, dans la mesure où cette érosion s'étend bien au-delà de l'emprise de ces gradients, leur conformité aux attentes théoriques reste insatisfaisante.

Gradients négatifs

Les simulations permettent également de déterminer la présence d'un gradient négatif jouxtant l'embouchure du Rhône, en *amont-dérive du they d'Eugène* (profil 03806), associé à un engraissement de la plage (2,9 m/km/an) mais ici les causes des variations du rivage sont difficiles à distinguer du fait de la proximité de l'embouchure et de ses apports potentiels. Le gradient le plus intense est cependant celui de la *flèche de la Gracieuse*, concomitant de la plus forte avancée du trait de côte sur cette partie du delta du Rhône, comme le montre bien le Tableau 6-8 (5 m/km/an).

Tableau 6-8 - Gradients positifs et négatifs du potentiel de TSL_{R-1895} et TSL_{R-2011} et variations du rivage associées, de part et d'autre de l'embouchure du Rhône.

Gradients positifs (recul théorique du rivage)	Emprise (profil initial - profil terminal et distance en km)		grad. + TSL _R (10 ³ m ³ /km/an)		$\Delta \text{grad.} + \text{TSL}_{R-2011} / \text{grad.} + \text{TSL}_{R-1895}$	Variations du rivage (m/km/an)	
	1895	2011	1895	2011		1895-1962	1977-2011
Plage Piémanson	03726 - 03664 (6,8)	03705 - 03664 (4,2)	37	26	0,7	0,3	-0,1
Trou des Gabians		03726 - 03715 (1,2)		67	Non persistant		-2,2
Plage Napoléon		03806 - 03821 (2,0)		85	Non persistant		-0,7
Amont-dérive flèche de la Gracieuse		03829 - 03844 (1,6)		44	Non persistant		-2,9

Gradients négatifs (avancée théorique du rivage)	Emprise (profil initial - profil terminal et distance en km)		grad.- TSL _R (10 ³ m ³ /km/an)		$\Delta \text{grad.- TSL}_{R-2011} / \text{grad.- TSL}_{R-1895}$	Variations du rivage (m/km/an)	
	1895	2011	1895	2011		1895-1962	1977-2011
Aval-dérive Trou des Gabians		03715 - 03705 (1,4)		-29	Non persistant		-1,4
Amont-dérive They d'Eugène		03794 - 03806 (0,8)		-275	Non persistant		2,9
They de la Balancelle		03821 - 03829 (1,6)		-75	Non persistant		-2,4
Flèche de la Gracieuse		03844 - 03846 (0,7)		-386	Non persistant		5,0

6.4 Synthèse partielle

Le concept qui relie les variations du rivage avec les gradients positifs et négatifs du potentiel de TSL_R se montre le plus souvent décevant : seuls 33 des 73 gradients identifiés sur le golfe du Lion sont fidèles aux attentes théoriques, du moins en première lecture. En effet, dans le détail leur conformité peut être questionnée, en particulier lorsque la tendance d'évolution du rivage qui leur est associée concerne en réalité de plus vastes segments de côte, ce qui laisse donc penser que les variations du rivage ne sont pas simplement liées aux gradients du potentiel de TSL_R . De plus, et c'est particulièrement vrai pour les plages du golfe d'Aigues-Mortes (de Frontignan à la Grande-Motte), les aménagements (rechargements et enrochements) contribuent à modifier la tendance évolutive du trait de côte. Or, les hypothèses de simulation exposées en section 3.3 ne prennent pas en considération ces aspects. Il y a parfois une disproportion entre l'intensité du gradient et l'évolution du trait de côte, qui encore une fois, laisse planer le doute sur le rôle du gradient du potentiel de TSL_R .

Cependant, cette analyse des gradients du potentiel de TSL_R et de leur relation avec l'évolution du trait de côte apporte des éclairages novateurs. Tout d'abord, la calibration sur la flèche de l'Espiguette est confortée par la remarquable concordance entre le gradient négatif du potentiel de TSL_R et l'évolution du rivage vers le large dans ce secteur. Par comparaison, la performance d'Unibest-LT le long de la flèche de Beauduc est bien moindre : en conséquence, une tentative de calibration sur cette dernière se serait probablement heurtée à des difficultés méthodologiques importantes.

Ensuite, il est démontré que certains gradients sont conformes aux attentes théoriques lors de la période naturelle, mais ne le sont plus au cours de la période aménagée, en raison de modifications anthropiques du rivage impactant la tendance évolutive du trait de côte. C'est le cas notamment le long du lido de Frontignan, à proximité de Port-Barcarès et à Port-Leucate.

Les résultats présentés dans ce chapitre dévoilent également l'existence de gradients persistants à l'échelle séculaire. Ainsi, les gradients positifs générant de l'érosion le long des lidos de Frontignan et des Aresquiers perdureront tant que le rivage ne sera pas régularisé : la lutte contre le recul du trait de côte dans ce secteur est certainement vaine à long terme, les opérations d'aménagement n'offrant que de courtes fenêtres de répit à l'échelle séculaire. C'est ce que démontrent Elias *et al.* (2009) et Mil-Homens *et al.* (2013) : les gradients persistants dans le temps se transforment en hotspot d'érosion, en particulier lorsqu'il y a un contrôle géologique comme c'est le cas sur les lidos de Frontignan et des Aresquiers.

Les simulations montrent aussi que certains gradients sont présents lors de la période naturelle mais sont absents pour la période aménagée : ils reflètent le plus souvent la régularisation du rivage par les houles, notamment à proximité des embouchures. C'est typiquement le cas en *aval-dérive de l'embouchure du Tech* ou en *amont-dérive de l'embouchure de l'Orb*.

Il est ici admis l'hypothèse que les climats de houle sont stationnaires à l'échelle séculaire : en conséquence, les différences entre le potentiel de TSL_{R-1895} et TSL_{R-2011} reflètent uniquement les variations de la configuration topo-bathymétrique sur un siècle. Or, dans la grande majorité des cas, l'organisation et l'intensité des potentiels de TSL_{R-1895} et TSL_{R-2011} sont très proches. C'est ainsi que la zone de convergence entre les dérives nord et sud dans le Narbonnais est identique pour la période naturelle et aménagée, de même pour la divergence aux Aresquiers. De manière générale les simulations montrent donc qu'à l'échelle séculaire, l'orientation et l'intensité du TSL demeurent stables et comparables.

7 Conclusion générale

7.1 Organisation des cellules de dérive littorale

Cette section propose de synthétiser les résultats exposés jusqu'à présent, où dans un premier temps le potentiel de TSL_R annuel a été estimé pour année type (chapitre 4). Avec ces premiers résultats, des continuités du potentiel de TSL_R ont été identifiées sur des ensembles plurikilométriques de profils mitoyens. Ce constat a amené à considérer des « cellules de dérive littorale potentielle annuelle » (cf. section 4.3.1), différentes des cellules littorales *stricto sensu* (cf. section 1.1.2). Dans un second temps, le potentiel de TSL_R annuel a été estimé pour chaque année entre 1979 et 2010 (chapitre 5), révélant des variations de direction et d'intensité des dérives littorales potentielles annuelles au regard des résultats obtenus pour une année type.

Sont proposées ici une description ainsi qu'une cartographie des cellules de dérive littorale potentielle annuelle, considérant à la fois l'état de référence, l'année type, mais aussi les variations interannuelles sur 31 ans. Quant aux limites des cellules, à moins qu'une divergence ou une convergence soit constatée dans l'emprise spatiale des simulations, leur nature sera surtout suggérée à la lumière des éléments identifiés dans la synthèse bibliographique. En effet, ce travail de thèse ne permet pas d'évaluer dans quelle proportion les ouvrages perpendiculaires au rivage ou les caps rocheux bloquent le transit littoral. Ces deniers sont pourtant bien souvent qualifiés de limite fixe absolue ou poreuse dans les travaux de géomorphologie expérimentale, comme le suggère la synthèse sur le golfe du Lion (chapitre 2), ou plus généralement les travaux de Bray *et al.* (1995).

7.1.1 Roussillon (Cellule 1)

La modélisation du potentiel de TSL_R (chapitre 4) a révélé l'existence d'une cellule de dérive littorale potentielle annuelle d'Argelès (profil 01056) à Leucate-Plage (profil 01087), avec un potentiel de TSL_R orienté vers le nord sur l'ensemble de la cellule : il s'agit du scénario habituel (20 années 31). Les quelques inversions du potentiel de TSL_R (Figure 5-2) limitées à un profil sont discutées section 4.3.4, tandis que les contraintes de mise en œuvre d'Unibest-LT ne permettant pas la modélisation du potentiel de TSL_R au sud d'Argelès et à hauteur du cap Leucate sont exposées en section 3.3. Par conséquent, il n'est pas possible à partir des résultats de ce travail de thèse de qualifier l'extrémité nord de cette cellule (profil 01058) comme une limite au sens strict du terme (cf. Bray *et al.*, 1995). Toutefois, les simulations montrent une direction nord avant (Cellule 1, Roussillon) et après le cap (Cellule 2, Narbonnais Sud), mais avec une intensité supérieure pour la partie nord (Cellule 2, Narbonnais Sud). Autrement dit, il existerait une variation de l'intensité du potentiel suggérant que le cap puisse être qualifié de limite fixe mais poreuse. C'est ce

que propose notamment Certain (2002), comme le révèle la synthèse bibliographique (section 2.5.1.3).

En outre, il y a entre 1979 et 2010 plusieurs inversions localisées du potentiel TSL_R qui concernent des séries d'au moins deux profils contigus. Ainsi, il faut considérer un scénario plus occasionnel comprenant jusqu'à six cellules de dérive littorale potentielle annuelle entre Argelès et Leucate-Plage (Figure 7-1) :

1. Port d'Argelès (profil 01056) - Argelès-Plage (profil 01019) : potentiel de TSL_R vers le nord ;
 - *Convergence à Argelès-Plage, entre les profils 01019 et 01036 ;*
2. Argelès-Plage (profil 01036) - Embouchure Tech rive droite (profil 01042) : potentiel de TSL_R vers le sud ;
 - *Divergence à l'embouchure de la Tech, entre les profils 01042 et 01001 ;*
3. Saint-Cyprien Sud (profil 01001) - Canet-Plage (profil 00973) : Potentiel de TSL_R vers le nord ;
 - *Convergence au Canet-Plage, entre les profils 00973 et 00977 ;*
4. Canet-Plage (profil 00973) - Embouchure Têt rive droite (profil 00991) : potentiel de TSL_R vers le sud ;
 - *Divergence à l'embouchure de la Têt, entre les profils 00991 et 01008 ;*
5. Embouchure Têt rive gauche (profil 01008) - Port-Leucate (profil 01015) : potentiel de TSL_R vers le nord ;
 - *Convergence (le cas échéant) à Port-Leucate, entre les profils 01015 et 01026 ;*
6. Port-Leucate (profil 01026) - Leucate-Plage (profil 01058) : potentiel de TSL_R vers le sud ou nul.

Les années pour lesquelles cette configuration est constatée sont identifiées comme proches de la normale (1985-1986, 1987-1988, 1991-1992, 1993-1994, 1995-1996, 1997-1998, 1999-2000, 2005-2006, 2007-2008), excepté pour 2004-2005 qui est une anomalie négative de rang 2 (Tableau 5-2).

On notera enfin l'existence d'un scénario exceptionnel où le potentiel de TSL_R est dirigé vers le sud pour plus de 60 % des profils (Figure 7-1) : il s'agit de l'année 1980-1981 qui est identifiée comme la plus forte anomalie négative entre 1979 et 2010 (Tableau 5-2).

7.1.2 Narbonnais Sud (Cellule 2)

Les simulations numériques indiquent que le scénario habituel (21 années sur 31) est celui d'un potentiel TSL_R toujours dirigé vers le nord entre La Franqui (profil 01068) et Sainte-Lucie (profil 01155) (sauf une inversion très ponctuelle discutée en section 4.3.4). Toutefois, il apparaît que pour certaines années cette cellule de dérive littorale potentielle annuelle puisse se réduire et s'interrompre à hauteur de Port-la-Nouvelle (01087) : ce scénario plus occasionnel est identifié à 8 reprises dans les résultats (Figure 7-1). Il se produit lors d'années proches de la normale (1985-1986, 1991-1992, 1993-1994, 1997-1998, 1999-2000, 2005-2006), en situation d'anomalie positive de rang 5 (1995-1996) ou en situation d'anomalie négative de rang 2 (2004-2005). De façon très exceptionnelle,

elle peut s'étendre jusqu'à Narbonne-Plage (profil 01462), comme l'indique la Figure 7-1 pour 1982-1983 (anomalie positive de rang 2). Ce scénario exceptionnel ne se reproduit qu'une fois, lors de l'année 1986-1987 (année proche de la normale), mais les intensités du potentiel de TSL_R sont bien moindres qu'en 1982-1983 (Figure 5-3). Les contraintes de mise en œuvre d'Unibest-LT ne permettant pas la modélisation du potentiel de TSL_R à hauteur du cap Leucate sont exposées en section 3.3. Par conséquent, il n'est pas possible à partir des résultats de ce travail de thèse de qualifier l'extrémité sud de cette cellule (profil 01068) comme une limite au sens strict du terme (cf. Bray *et al.*, 1995). Toutefois, les simulations montrent une direction nord avant (Cellule 1, Roussillon) et après le cap (Cellule 2, Narbonnais Sud), mais avec une intensité supérieure pour la partie nord (Cellule 2, Narbonnais Sud). En d'autres termes, il existerait une variation de l'intensité du potentiel suggérant que le cap puisse être qualifié de limite fixe mais poreuse : ceci est d'ailleurs proposé par Certain (2002) (section 2.5.1.3).

7.1.3 Narbonnais Nord (Cellule 3)

Sur la base du potentiel de TSL_R (cf. section 4.1.2) une cellule de dérive littorale potentielle annuelle a été établie entre Portiragnes-Plage (profil 01862) et le grau de la Vieille Nouvelle (profil 01192), avec un potentiel de TSL_R dirigé vers le sud. Toutefois, comme l'indique la Figure 7-1, ce scénario habituel (21 années sur 31) est parfois supplanté par une configuration plus occasionnelle où le potentiel de TSL_R reste dirigé vers le sud jusqu'à Port-la-Nouvelle (profil 01080) (8 années sur 31). Ce scénario alternatif concerne aussi bien des années proches de la normale (1985-1986, 1991-1992, 1993-1994, 1999-2000, 2004-2005, 2005-2006) que des années en situation d'anomalie positive de rang 1 à 3 (1995-1996 et 1997-1998). Enfin, il existe une configuration exceptionnelle où cette cellule du Narbonnais Nord se contracte et se limite à un segment compris entre Portiragnes-Plage (profil 01862) et Narbonne-Plage (profil 01462) : c'est le cas lors des deux plus fortes anomalies négatives, 1982-1983 et 1986-1987. Les contraintes condamnant toute tentative de modélisation du potentiel de TSL_R entre Portiragnes-Plage et le cap d'Agde sont exposées en section 3.3. Par conséquent, il n'est pas possible à partir des résultats de ce travail de thèse de qualifier l'extrémité nord (profil 01862) comme une limite au sens strict du terme (cf. Bray *et al.*, 1995). Cependant, comme le montre la synthèse bibliographique (cf. section 2.5.2.3) il existe sans aucun doute une continuité du TSL *a minima* depuis la commune de Vias située plus au nord.

7.1.4 Convergence entre les cellules 2 et 3

Comme le montre la Figure 5-3, la section d'avant-côte entre Port-la-Nouvelle (profil 01080) et le grau de la Vieille Nouvelle (profil 01192) se démarque par des intensités du potentiel de TSL_R souvent plus faibles que celles observées de part et d'autre dans les cellules 2 et 3. Le potentiel de TSL_R (cf. section 4.1.2) est faible sur cette section de 5,3 km, et montre de plus que le TSL est sans doute bidirectionnel. A partir des résultats de ce

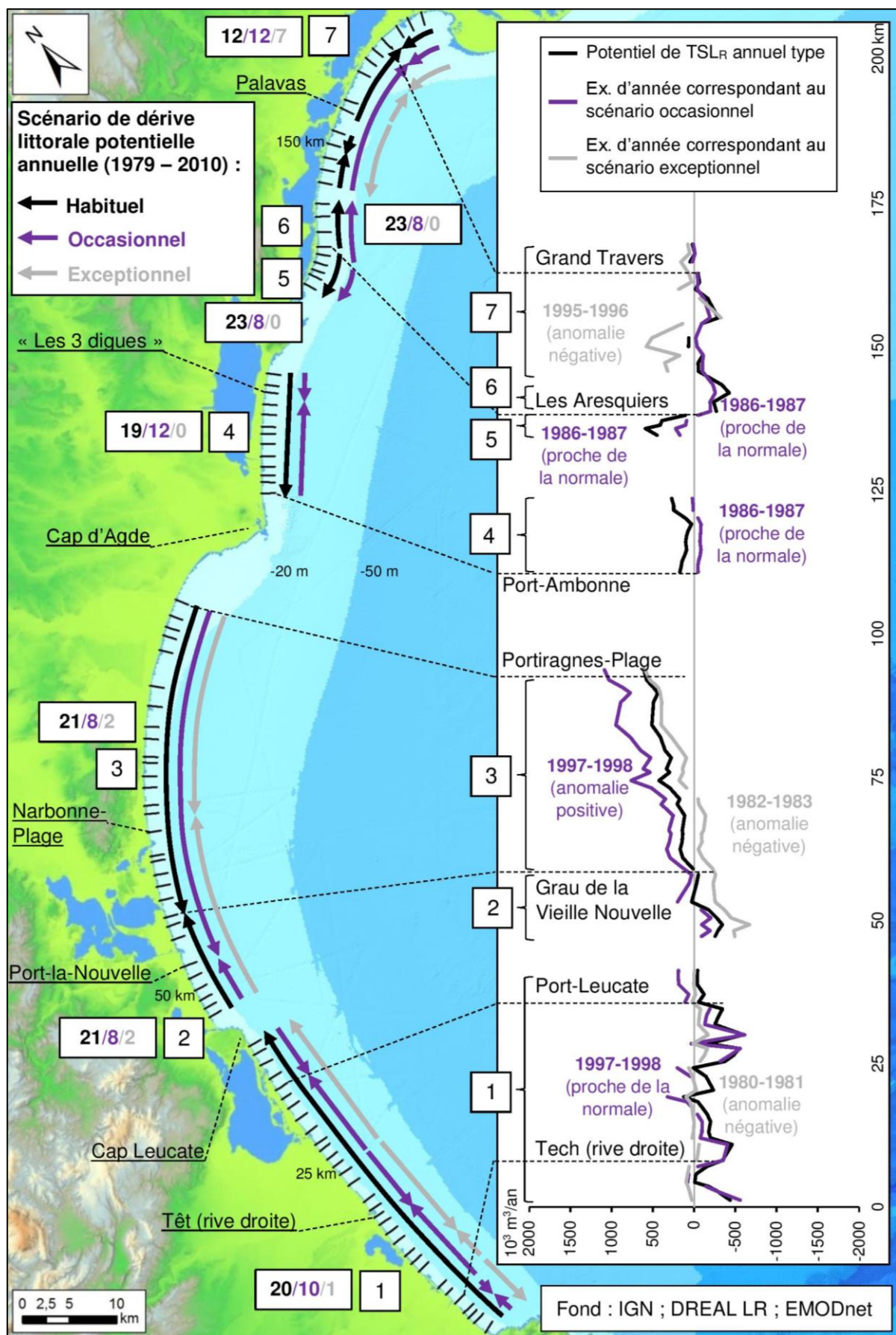


Figure 7-1 - Scénarios de dérive littorale potentielle annuelle, du Roussillon au golfe d'Aigues-Mortes.

travail de thèse, cette section d'avant-côte est considérée comme une zone de convergence entre les cellules 2 et 3, souvent intégrée dans la première (23 années sur 31), et quelques fois dans la seconde (8 années sur 31). Par conséquent, la cellule de dérive littorale potentielle annuelle Narbonnais Sud devrait donc être limitée à la section comprise entre les profils 01068 (La Franqui) - 01087 (Port-la-Nouvelle) et 01862 (Portiragnes-Plage) - 01212 (grau de la Vieille Nouvelle) pour Narbonnais Nord.

7.1.5 Lido de Sète (Cellule 4)

L'estimation du potentiel de TSL_R (cf. section 4.1.3) a permis d'établir une cellule de dérive littorale potentielle annuelle couvrant la totalité du lido de Sète. Celui-ci est toutefois clairement marqué par des inversions du potentiel de TSL_R qui concernent les 2/3 ouest du lido (Figure 5-4), entre Port Ambonne (profil 02127) et le parking des trois digues (profil 02246). Ces inversions se produisent pour des années proches de la normale (1980-1981, 1983-1984, 1986-1987, 1988-1989, 1992-1993, 1994-1995, 1998-1999, 2006-2007, 2008-2009 et 2009-2010) et pour les deux années en situation d'anomalie négative (1982-1983 et 2000-2001). Dans cette configuration d'inversion, le lido de Sète comprend alors deux cellules de dérive littorale potentielle (Figure 7-1) :

1. Port-Ambonne (profil 02127) - Les trois digues (profil 02246) : potentiel de TSL_R vers l'est ;
 - *Convergence au lieu-dit des trois digues, entre les profils 02246 et 02261 ;*
2. Les trois digues (profil 02261) - Sète (profil 02293) : potentiel de TSL_R vers l'ouest.

Les contraintes de mise en œuvre d'Unibest-LT ne permettant pas la modélisation du potentiel de TSL_R à hauteur du cap d'Agde et du mont Saint-Clair à Sète sont exposées en section 3.3. Par conséquent, les résultats de ce travail de thèse ne permettent pas de qualifier les extrémités est (profil 02127) et ouest du lido (profil 02293) comme des limites au sens strict du terme (cf. Bray *et al.*, 1995). Malgré tout, la synthèse bibliographique rappelle que Certain (2002) propose une continuité du TSL_R entre Frontignan et le lido de Sète. Quant au cap d'Agde, si certains auteurs le définissent comme une limite fixe et perméable, paradoxalement son contournement par la dérive littorale n'est jamais clairement établi dans les textes.

7.1.6 Lido de Frontignan (Cellule 5)

Suite à la modélisation du potentiel de TSL_R en section 4.1.4, la cellule de dérive littorale potentielle annuelle du lido de Frontignan est établie entre les profils 02420 (Frontignan-Plage) et 02485 (Mas des Dunes). A cette configuration habituelle (23 années sur 31) se substitue parfois un scénario plus occasionnel où le profil 02485 bascule dans la cellule 6 (Figure 7-1) : en conséquence, la cellule est spatialement moins étendue, le potentiel de TSL_R étant dirigé vers l'ouest uniquement à partir du profil 02484. Les 8 années (sur 31) pour lesquelles cette bascule intervient sont toutes en situation proche de la normale. Les contraintes de mise en œuvre d'Unibest-LT ne permettant pas la modélisation du

potentiel de TSL_R à hauteur du mont Saint-Clair à Sète sont exposées en section 3.3. L'extrémité ouest (profil 02420) de cette cellule ne sera pas qualifiée comme une limite au sens strict du terme (cf. Bray *et al.*, 1995). Toutefois, il est à noter que Certain (2002) propose une continuité du TSL_R entre Frontignan et le lido de Sète.

7.1.7 Lido des Aresquiers (Cellule 6)

L'estimation du potentiel de TSL_R révèle une cellule de dérive littorale potentielle annuelle entre les Aresquiers (profil 02503, Mas des Deux Rives) et le début de l'étang de Pierre-Blanche (profil 02560, Mas d'Angoulême), où la direction résultante du transit potentiel est dirigée vers l'est (Figure 7-1). A cette configuration habituelle (23 années sur 31) se substitue parfois un scénario occasionnel où la cellule s'élargit et intègre le profil 02485. Les 8 années sur 31 pour lesquelles ce phénomène se produit sont toutes en situation proche de la normale, excepté pour 2000-2001 en situation d'anomalie positive de rang 4. La séparation avec le reste du littoral du golfe d'Aigues-Mortes au-delà du profil 02560 est exposée en section 3.6 : comme le montre la Figure 5-5, il y a une continuité du potentiel TSL_R vers l'est.

7.1.8 Divergence entre les cellules 5 et 6

D'après la Figure 5-5, on constate que l'intensité du potentiel de TSL_R sur le profil 02485 est souvent plus faible que pour les profils adjacents. Par conséquent, à partir des résultats de ce travail de thèse, la section d'avant-côte d'environ 1 km entre les profils 02484 (Cellule 5, lido de Frontignan) et 02503 (Cellule 6, lido des Aresquiers) est considérée comme une zone de divergence entre les cellules 5 et 6, le profil 02485 étant souvent intégré dans la première (22 années sur 31), et quelques fois dans la seconde (9 années sur 31). Par conséquent, la cellule de dérive littorale potentielle annuelle « Lido de Frontignan » devrait donc être limitée à la section comprise entre les profils 02420 (Frontignan-Plage) - 02484 (Quartier du Grau), et 02503 (Mas des Deux Rives) – 02560 (Mas d'Angoulême) pour « Lido des Aresquiers ».

7.1.9 Golfe d'Aigues-Mortes (Cellule 7)

La cellule de dérive littorale potentielle annuelle dite du golfe d'Aigues-Mortes englobe un linéaire côtier en réalité plus large que celui du golfe au sens strict car elle repose sur un distinguo opéré au regard du changement de configuration topo-bathymétrique qui intervient au-delà du profil 02560 (orientation du rivage et affleurements rocheux dans l'avant-côte), comme cela est expliqué en section 3.6. On remarque sur la Figure 5-5 que cette cellule 7 se démarque des lidos de Frontignan et des Aresquiers par des potentiels de TSL_R nettement plus faibles. En outre, la modélisation du potentiel de TSL_R en section 4.1.5 suggère que le TSL réel est sans doute largement bidirectionnel sur les 21 km d'avant-côte, entre les profils 02579 (Etang de Pierre Blanche) et D3D_GAM08 (La

Grande-Motte). Si la direction résultante du transit potentiel est constante entre 1979 et 2010 pour les cellules 5 et 6 (hormis dans la zone de divergence), en revanche pour cette cellule 7 de nombreuses inversions sont identifiées dans les simulations numériques (Figure 5-5). Ainsi, le scénario habituel (12 années sur 31) est celui d'une division en quatre cellules (Figure 7-1) :

1. Pierre Blanche (profil 02579) - Maguelone (profil 02605) : potentiel de TSL_R vers l'est ;
 - *Convergence à Maguelone, entre les profils 02605 et 02623 ;*
2. Palavas-les-Flots (profil 02642) - Maguelone (profil 02623) : potentiel de TSL_R vers l'ouest ;
 - *Divergence à Palavas-les-Flots, entre les profils 02623 et 02642 ;*
3. Palavas-les-Flots (profil D3D_GAM00) - Grand Travers (profil D3D_GAM05) : potentiel de TSL_R vers l'est ;
 - *Convergence au Grand Travers, entre les profils D3D_GAM05 et D3D_GAM06 ;*
4. La Grande-Motte (profil D3D_GAM08) - Grand Travers (profil D3D_GAM05) : potentiel de TSL_R vers l'ouest.

Les années concernées par ce scénario (1979-1980, 1981-1982, 1984-1985, 1985-1986, 1987-1988, 1992-1993, 1993-1994, 1996-1997, 1999-2000, 2002-2003, 2004-2005, 2007-2008) sont proches de la normale, sauf 2004-2005 qui est une anomalie négative.

Les simulations montrent l'existence d'un scénario alternatif observé pour 12 années sur 31 avec une configuration comportant seulement deux cellules (Figure 7-1) :

1. Pierre Blanche (profil 02579) - Grand Travers (profil D3D_GAM05) : potentiel de TSL_R vers l'est ;
 - *Convergence au Grand Travers, entre les profils D3D_GAM05 et D3D_GAM06 ;*
2. La Grande-Motte (profil D3D_GAM08) - Grand Travers (profil D3D_GAM05) : potentiel de TSL_R vers l'ouest.

Si la majorité des années pour lesquelles ce scénario est observé sont proches de la normale (1980-1981, 1983-1984, 1986-1987, 1988-1989, 1989-1990, 1994-1995, 1998-1999, 2006-2007, 2008-2009), 1982-1983, 2000-2001 et 2009-2010 sont des anomalies positives.

Une troisième disposition des cellules peut être identifiée pour 1990-1991, 1991-1992, 1997-1998, 2001-2002, 2003-2004, 2005-2006 et comprend trois cellules (Figure 7-1) :

1. Palavas-les-Flots (profil 02642) - Pierre Blanche (profil 02579) : potentiel de TSL_R vers l'ouest ;
 - *Divergence à Palavas-les-Flots, entre les profils 02642 et D3D_GAM00 ;*
2. Palavas-les-Flots (profil D3D_GAM00) - Grand Travers (profil D3D_GAM05) : potentiel de TSL_R vers l'est ;
 - *Convergence au Grand Travers, entre les profils D3D_GAM05 et D3D_GAM06 ;*

3. La Grande-Motte (profil D3D_GAM08) – Grand Travers (profil D3D_GAM05) : potentiel de TSL_R vers l'ouest.

L'année 1995-1996 est une version exacerbée de ce scénario exceptionnel à trois cellules :

1. Carnon (profil D3D_GAM00) - Pierre Blanche (profil 02579) : potentiel de TSL_R vers l'ouest ;
 - *Divergence à Carnon, entre les profils D3D_GAM00 et D3D_GAM01 ;*
2. Carnon (profil D3D_GAM01) – Grand Travers (profil D3D_GAM05) : potentiel de TSL_R vers l'est ;
 - *Convergence au Grand Travers, entre les profils D3D_GAM05 et D3D_GAM06 ;*
3. La Grande-Motte (profil D3D_GAM08) – Grand Travers (profil D3D_GAM05) : potentiel de TSL_R vers l'ouest.

Les contraintes de mise en œuvre d'Unibest-LT ne permettant pas la modélisation du potentiel de TSL_R entre la digue de l'Espiguette (profil 02853, cellule 8) et la Grande-Motte (profil D3D_GAM08) sont exposées en section 3.3. Par conséquent, il n'est pas possible à partir des résultats de ce travail de thèse de qualifier l'extrémité ouest (profil D3D_GAM08) de cette cellule comme une limite au sens strict du terme (cf. Bray *et al.*, 1995).

7.1.10 Flèche de l'Espiguette et Petite Camargue (Cellule 8)

La cellule de dérive littorale potentielle annuelle de la Flèche de l'Espiguette et Petite Camargue, d'après les simulations numériques, s'étend entre les profils 03225 (Petit Rhône) et 02853 (digue de l'Espiguette). Pour cette cellule, il est facile d'identifier une zone en érosion (en amont-dérive) suivie d'une zone en accrétion (en aval-dérive) à travers les différentiels bathymétriques à moyen terme (1984-2009) réalisés pour la calibration d'Unibest-LT (ce que montraient initialement les travaux de Sabatier *et al.* (2006) et Brunel *et al.* (2012)). Si les cellules du Languedoc-Rousillon sont toutes affectées certaines années par des modifications de la direction du potentiel de TSL_R, ce n'est pas le cas ici où il demeure orienté est-ouest de 1979 à 2011. Les scénarios habituel, occasionnel et exceptionnel correspondent alors respectivement aux années proches de la normale, en situation d'anomalie positive et en situation d'anomalie négative. Quant aux limites de cellule, la digue de l'Espiguette constitue bien une limite fixe mais poreuse puisque la zone d'accumulation s'étend au-delà du musoir de cette digue (Figure 3-8). Par contre, les résultats de ce travail de thèse ne sont pas de nature à qualifier l'extrémité ouest (profil 03225) de cette cellule comme une limite au sens strict du terme (cf. Bray *et al.*, 1995). Comme dans les cas précédents, les contraintes de mise en œuvre d'Unibest-LT ne permettant pas la modélisation du potentiel de TSL_R à hauteur des Saintes-Maries-de-la-Mer sont exposées en section 3.3.

7.1.11 Golfe de Beauduc (Cellule 9)

D'après la modélisation du potentiel de TSL_R en section 4.2.2, il s'avère que le transit résultant potentiel dans le golfe de Beauduc est organisé en deux ou trois cellules de dérive littorale potentielle selon les années. Le scénario habituel (20 années sur 31) est le suivant :

1. Saintes-Maries-de-la-Mer (profil D3D_GDB00) – Grau de la Comtesse (profil D3D_GAM10) : potentiel de TSL_R vers l'est ;
 - *Convergence au grau de la Comtesse, entre les profils D3D_GAM10 et D3D_GAM11 ;*
2. Beauduc (profil D3D_GDB13) – Grau de la Comtesse (profil D3D_GAM11) : potentiel de TSL_R vers l'ouest.

Toutefois, pour 11 années sur 31 un scénario qualifié d'occasionnel est observé, où la cellule Beauduc – Grau de la Comtesse évoquée ci-dessus est conservée et à laquelle s'ajoute une troisième cellule, avec un potentiel de TSL_R établi vers l'ouest. Cette dernière est localisée dans la partie du golfe de Beauduc la plus exposée aux houles, à proximité des Saintes-Maries-de-la-Mer. Sa dimension varie d'une année à l'autre :

- Au minimum depuis les Saintes-Maries-de-la-Mer (profil D3D_GAM00) jusqu'au grau de Rousty (profil D3D_GAM03) ;
- Au maximum depuis les Saintes-Maries-de-la-Mer (profil D3D_GAM00) jusqu'au phare de la Gacholle (profil D3D_GAM08).

Ce scénario occasionnel se produit lors des années en situation d'anomalie négative (1995-1996, 1997-1998 et 2003-2004) et lors d'années proches de la normale (1982-1983, 1984-1985, 1985-1986, 1987-1988, 1990-1991, 1995-1996, 1997-1998, 2001-2002, 2002-2003, 2003-2004, 2005-2006, 2007-2008).

S'il est possible d'identifier deux configurations, l'une habituelle, l'autre occasionnelle, la Figure 7-2 montre cependant que le potentiel de TSL_R atteint des intensités significatives uniquement lors du scénario occasionnel en présence de la troisième cellule au transit résultant potentiel dirigé vers l'ouest. Par conséquent, il faut considérer qu'en temps normal le transit résultant potentiel dans l'avant-côte du golfe est négligeable, hormis dans le cas du scénario occasionnel où un transit vers l'ouest est observé dans les simulations pour cette partie du golfe.

L'estimation du potentiel de TSL_R sur la flèche de Beauduc et dans le fond du golfe de Beauduc montre une direction résultante du transit potentiel identique jusqu'au grau de la Comtesse (Figure 4-6) mais l'intensité de ce dernier chute drastiquement entre l'extrémité de la flèche (profil 03436) et le fond du golfe (profil D3D_GAM13). Par conséquent, la flèche peut être considérée comme une limite fixe mais poreuse. Ces observations s'opposent aux travaux de géomorphologie expérimentale à partir desquels Sabatier (2001) a suggéré une alimentation de la flèche de Beauduc, *via* le golfe de Beauduc, par des sédiments ponctionnés sur le lobe du Petit Rhône : selon les simulations réalisées dans le cadre de cette thèse, les directions et les intensités du potentiel de TSL_R

ne souscrivent pas à une telle organisation du TSL où la flèche de Beauduc fait l'objet d'une convergence des dérives littorales.

Les contraintes de mise en œuvre d'Unibest-LT ne permettant pas la modélisation du potentiel de TSL_R à hauteur des Saintes-Maries-de-la-Mer sont exposées en section 3.4. En conséquence, il n'est pas possible à partir des résultats de ce travail de thèse de qualifier l'extrémité ouest (profil D3D_GAM00) de cette cellule comme une limite au sens strict du terme (cf. Bray *et al.*, 1995).

7.1.12 Flèche de Beauduc (Cellule 10)

La cellule de dérive littorale potentielle annuelle de la flèche de Beauduc, d'après les simulations numériques, s'étend entre les profils 03581 (Grau de la Dent) et 03436 (Flèche de Beauduc). Pour cette cellule, il est possible d'identifier clairement une zone en érosion (en amont-dérive) suivie d'une zone en accrétion (en aval-dérive) dans les différentiels bathymétriques à long terme (1895-1974) réalisés par Sabatier *et al.* (2006). La direction du potentiel de TSL_R demeure orientée est-ouest de 1979 à 2011 : par conséquent, les scénarios habituel, occasionnel et exceptionnel correspondent respectivement aux années proches de la normale, en situation d'anomalie positive et en situation d'anomalie négative. Les contraintes de mise en œuvre d'Unibest-LT ne permettant pas la modélisation du potentiel de TSL_R à hauteur du grau de la Dent sont exposées en section 3.3. Il n'est pas possible à partir des résultats de ce travail de thèse de qualifier, en conséquence, l'extrémité est (profil 03581) de cette cellule comme une limite au sens strict du terme (cf. Bray *et al.*, 1995).

7.1.13 Plage de Piémanson (Cellule 11)

La modélisation du potentiel de TSL_R en section 4.2.4 montre une cellule de dérive littorale potentielle annuelle vers l'ouest entre les profils 03726 (embouchure du Rhône) et 03624 (lieu-dit « Paulet »). La direction du potentiel de TSL_R demeure orientée est-ouest de 1979 à 2011 : par conséquent, les scénarios habituel, occasionnel et exceptionnel correspondent respectivement aux années proches de la normale, en situation d'anomalie positive et en situation d'anomalie négative. Les contraintes de mise en œuvre d'Unibest-LT ne permettant pas la modélisation du potentiel de TSL_R à hauteur du grau de la Dent et de l'embouchure du Rhône sont exposées en section 3.3. Les extrémités est et ouest de cette cellule ne seront donc pas qualifiées comme des limites au sens strict du terme (cf. Bray *et al.* 1995). Toutefois, la synthèse bibliographique (cf. section 2.6.4.3) suggère une continuité du transport entre les profils 03624 (Cellule 11, lieu-dit « Paulet ») et 03581 (Cellule 10, grau de la Dent). Par conséquent, il ne s'agirait pas d'une limite au sens strict (cf. Bray *et al.*, 1995), d'autant plus que les intensités et directions du potentiel de TSL_R des cellules 10 et 11 sont concordantes. Ainsi, les résultats de ce travail de thèse tendent à contredire les travaux de Blanc (1977), Suanez (1997) et Sabatier (2001) où le grau de la Dent est caractérisé comme une limite fixe où se produit une divergence des dérives

littorales, d'une part vers la flèche de Beauduc (ouest) et d'autre part vers l'embouchure du Rhône (est). Ces mêmes travaux de géomorphologie expérimentale admettent une alimentation de l'embouchure du Rhône par des sédiments du lobe fossile du grau de la Dent, *via* la plage de Piémanson. Or, selon les simulations réalisées dans le cadre de cette thèse, les directions et les intensités du potentiel de TSL_R ne souscrivent pas à une telle organisation du TSL. En outre, les simulations numériques menées par Boudet *et al.* (2016) démontrent un phénomène de recyclage local des sédiments du lobe pour la formation du poulier de l'embouchure du Rhône.

7.1.14 Plage Napoléon et Flèche de la Gracieuse (Cellule 12)

L'estimation du potentiel de TSL_R dévoile une cellule de dérive littorale potentielle annuelle vers l'est entre les profils 03794 (Embouchure du Rhône) et 03846 (flèche de la Gracieuse). La direction du potentiel de TSL_R demeure orientée ouest-est de 1979 à 2011 : par conséquent, les scénarios habituels, alternatifs et rares correspondent respectivement aux années proches de la normale, en situation d'anomalie positive et en situation d'anomalie négative. La flèche à l'extrémité ouest de cette cellule peut assurément être qualifiée de limite fixe et poreuse, comme le sont *in fine* les extrémités des flèches sableuses du delta du Rhône. Etant donné la direction contraire du potentiel de TSL_R sur les cellules 11 et 12, l'embouchure du Rhône peut être qualifiée de zone de divergence. *A priori*, d'après la synthèse bibliographique, les travaux de géomorphologie expérimentale démontrent le rôle des apports solides du Rhône dans l'engraissement des plages de la cellule 12 : il s'agit donc d'une limite poreuse, et fixe puisque la position de l'embouchure est stable à moyen terme.

7.2 Synthèse

Cette thèse complète une longue série de travaux sur les plages du golfe du Lion, qui, comme l'a révélé la synthèse bibliographique du chapitre 2, sont essentiellement basés sur des méthodes de géomorphologie expérimentale. L'apport novateur de ce travail est donc de prendre en compte directement la houle pour estimer les mouvements sédimentaires longitudinaux. Les études antérieures souffraient de cette lacune sans doute du fait de données de houles disparates et rares.

Comme rappelé en introduction, il convenait à travers ce travail de revisiter le concept de cellule littorale à l'échelle du golfe du Lion car il s'agit depuis plusieurs décennies maintenant de l'unité spatiale de référence pour la gestion du littoral.

Ainsi, le chapitre 4 établit l'organisation et l'intensité du potentiel de TSL_R pour un climat de houle « type » obtenu à partir de 31 ans de houles horaires (base de données ANEMOC-2). Les simulations se révèlent conformes aux travaux antérieurs concernant les directions du potentiel de TSL_R : elles reproduisent notamment la convergence des dérives nord et sud dans le Narbonnais à hauteur du grau de la Vieille Nouvelle ou encore

la divergence aux Aresquiers. Dans le détail, la modélisation apporte un éclairage sur les directions dominantes et secondaires du TSL et dévoile des secteurs où le potentiel de TSL_R est à l'équilibre : c'est le cas en particulier dans les golfes, dans la zone de convergence du Narbonnais, et dans une certaine mesure le long du lido de Sète. Les intensités les plus fortes sont constatées dans les simulations pour les plages du delta du Rhône, avec un maxima en amont dérive des flèches de l'Espiguette, de Beauduc et de la Gracieuse. En Languedoc-Roussillon, les lidos de Sète, de Frontignan et des Aresquiers connaissent un potentiel de TSL_R moins intense qu'en Roussillon et Narbonnais. Les golfes, selon les résultats obtenus ici, tendent vers un potentiel de TSL_R peu significatif en comparaison avec les autres secteurs. Cependant, la hiérarchisation des intensités en Languedoc-Roussillon n'est pas nécessairement attestée dans les travaux antérieurs qui proposent souvent des intensités de TSL quasiment identiques du Roussillon au golfe d'Aigues-Mortes. Or, la morphologie et le cadre hydrodynamique de ces plages (chapitre 2) suggèrent plus de diversité. Les intensités du TSL proposées antérieurement présentent donc elles aussi des incertitudes difficiles à lever alors que les simulations affichent probablement des valeurs trop fortes.

L'analyse des variations interannuelles du potentiel de TSL_R (chapitre 5) est riche en enseignements : les années proches de la normale sont *in fine* les plus fréquentes (80 % des cas), et surtout, les simulations montrent une nette spatialisation des conditions hydrodynamiques à la côte. Ainsi, entre 1979 et 2010, on n'observe pas d'années pour lesquelles la totalité des plages du golfe du Lion *stricto sensu* connaît une situation d'anomalie positive ou négative. Les années 1987-1988, 1995-1996, 1997-1998 et 2003-2004 ressortent clairement comme anomalies positives sur une majorité des plages du golfe du Lion, et mise à part l'année 1987-1988, ces années sont connues pour leurs hivers particulièrement tempétueux. Pour la majorité des plages, l'intensité du potentiel de TSL_R s'avère fortement corrélé au cumul horaire annuel des houles supérieures à 4 m, alors qu'elles ne représentent que 14 heures par an en moyenne pour les plages du golfe du Lion, ce qui rappelle le rôle majeur des événements extrêmes sur le bilan annuel. Quant à l'année 1982-1983, si elle est souvent considérée comme « proche de la normale » selon le seuil statistique retenu ici, la tempête de novembre 1982 est couramment comparée aux événements de 1997 et 2003 en termes de dégâts à la côte. Cela souligne les problèmes liés aux seuils mais aussi tempère peut-être l'importance d'une tempête dans un climat annuel, à moins que cet événement n'ait été surestimé pendant des décennies.

Le concept qui relie les variations du rivage avec les gradients positifs et négatifs du potentiel de TSL_R (chapitre 6) se montre le plus souvent décevant, les attentes théoriques de cette approche n'étant pas systématiquement respectées, mais cette démarche apporte plusieurs éclairages novateurs. Tout d'abord il est montré que certains gradients sont conformes aux attentes théoriques lors de la période naturelle, mais ne le sont plus au cours de la période aménagée, en raison de modifications anthropiques du rivage impactant la tendance évolutive du rivage. C'est le cas notamment le long du lido de Frontignan, à proximité de Port-Barcarès et de Port-Leucate. Ensuite, les résultats présentés dans ce chapitre dévoilent également l'existence de gradients persistants à

l'échelle séculaire. Ainsi, puisque les gradients positifs génèrent de l'érosion le long des lidos de Frontignan et des Aresquiers, en raison du contrôle géologique sous-jacent, ces secteurs resteront *a fortiori* toujours en érosion.

Enfin, l'ensemble de ces résultats amène à proposer différents scénarios d'organisation et d'intensité des cellules de dérive littorale potentielle annuelle. La grande variabilité que soulignent ces cas de figure doit impérativement être considérée par les gestionnaires dans les études d'avant-projet des opérations d'aménagement du littoral. Et conformément aux résultats du projet européen Conscience (par ex. Sánchez-Arcilla *et al.*, 2011) il est d'une impérieuse nécessité que les dynamiques transversales soient réellement prises en compte.

7.3 Eléments de critique

L'estimation du transport sédimentaire longitudinal par modélisation numérique est un exercice difficile, largement critiqué depuis ses origines : afin de nuancer les résultats obtenus dans ce travail de thèse et de bien définir leur portée, une synthèse des griefs couramment émis envers la modélisation est proposée dans cette section. Il s'agit d'autant de verrous à lever dans l'avenir pour parvenir à une amélioration de cette approche méthodologique.

En premier lieu, la complexité des dynamiques hydro-sédimentaires dans l'avant-côte est telle que les modèles admettent un certain nombre d'hypothèses permettant de simplifier la réalité et de ne conserver *a priori* que les processus physiques les plus importants. Néanmoins, de nombreux travaux remettent en question, directement ou non, cette stratégie :

- Smith *et al.* (2003), d'après des expériences en bassin, soulignent l'importance du transport sédimentaire dans la zone de swash qui peut représenter selon leurs résultats 30 à 60 % du TSL, mais Unibest-LT ne permet pas un calcul du transport dans cette zone. Cependant, la taille médiane de grain des plages du golfe du Lion est globalement supérieure (de 0,20 mm au minimum pour le delta du Rhône à 0,85 mm au maximum pour le Roussillon) à celle considérée lors de cette étude (0,15 mm).

- Le cadre méthodologique défini par Longuet-Higgins (1970a, 1970b) pour la détermination du courant longitudinal est initialement applicable à une plage plane (c'est-à-dire sans barre), subhorizontale, et admet l'hypothèse que le TSL ne connaît pas de variations longitudinales de son intensité. Or, des travaux sur les plages à barres 3D du Roussillon (Ferrer *et al.*, 2008; Michaud *et al.*, 2012) ou sur les plages à barres longitudinales du golfe d'Aigues-Mortes (Leredde *et al.*, 2014) montrent au contraire une grande variabilité longitudinale des courants.

- Les campagnes de terrain évoquées dans certains travaux Gervais (2012), Michaud *et al.* (2013) ou Robin *et al.* (2014) mettent en évidence le rôle du vent dans l'hydrodynamisme de l'avant-côte. Or, si le vent est indirectement pris en compte dans la mise en œuvre d'Unibest-LT à travers les données ANEMOC-2 (cf. section 3.5.1.1), la

propagation de la houle depuis le large vers le rivage fait l'impasse sur l'influence de celui-ci.

- Pour Robin *et al.* (2014), la complexité de la stratification des courants dans la colonne d'eau discrédite les modèles intégrant le courant sur la hauteur, comme l'établit le cadre conceptuel de Longuet-Higgins (1970a, 1970b). A l'inverse, les mesures établies sur la plage de Rousty (delta du Rhône) par Petitjean (2016) témoignent de vitesses plutôt homogènes dans la colonne d'eau, ce qui rappelle la complexité des processus physique que la modélisation simplifie.

- La morphologie avant-tempête et la chronologie des événements de haute énergie sont deux aspects qui jouent un rôle considérable dans l'évolution des plages : c'est ce que révèlent par exemple les travaux de Karunarathna *et al.* (2014) ou Gervais *et al.* (2015). Toutefois, Unibest-LT ne permet pas de simuler l'évolution de la morphologie sous-marine : quand bien même un modèle numérique capable de le faire serait utilisé, l'évolution des barres d'avant-côte est rarement reproduite de façon réaliste, ou les temps de calculs ne permettent pas de dépasser l'échelle événementielle, en se cantonnant à une zone restreinte, ce qui a été discuté en section 3.10.

- D'autres facteurs moins couramment évoqués peuvent jouer sur les conditions hydrodynamiques de l'avant-côte, et donc sur le TSL : c'est le cas par exemple des herbiers de Posidonie, les travaux de Leredde *et al.* (2016) dans le golfe d'Aigues-Mortes évoquant une atténuation de 5 à 30 % des hauteurs significatives de houle en fonction des scénarios.

La complexité des dynamiques hydro-sédimentaires dans l'avant-côte est pointée du doigt dans un certain nombre de travaux, comme par exemple ceux de Stutz & Pilkey (1999), Cooper & Pilkey (2004a), Tonk & Masselink (2005) ou Cooper & Pilkey (2007). Ils questionnent la capacité même des instruments à offrir des mesures fiables du TSL pour tout type de temps, en particulier lors des tempêtes. En conséquence, d'après Schoonees & Theron (1993), ou Bayram *et al.* (2007) les modèles de transport élaborés sur ces données de terrain, acquises selon des méthodologies critiquables et incomplètes au regard des conditions hydrodynamiques rencontrées *in-situ*, sont donc *de facto* biaisés. Dès 1980, Clayton critiquait la pertinence de l'approche consistant à comparer des mesures *in-situ* à court terme avec du TSL modélisé *a minima*. En outre, aucune des grandes campagnes de mesures *in-situ* passées en revue par Schoonees & Theron (1993), ou Bayram *et al.* (2007) ne porte sur des durées suffisantes pour s'affranchir de la variabilité interannuelle et ainsi autoriser une modélisation à moyen/long terme. Schoonees (2000) suggère 5 à 8 ans de mesures continues et Silva *et al.* (2012) proposent 10 ans pour rester dans une plage de ± 20 % du TSL moyen. Cette impossibilité d'établir des enregistrements pluriannuels du TSL est pour certains auteurs à l'origine des discordances constatées entre mesures à court terme et estimation du TSL à moyen/long terme : c'est ce que montrent les travaux de Ciavola *et al.* (1997, 1998), Feddersen *et al.* (1998), Esteves *et al.* (2009), Barrio-Parra *et al.* (2013), Mil-Homens *et al.* (2013b). Par conséquent, même si la modélisation conduit à une quantification du TSL, les estimations sont entachées d'une marge d'erreur *a priori* importante mais quasiment impossible à

établir, comme le souligne bien Kamphuis (2013). C'est ainsi que Georgiou & Schindler (2009) avancent pour leur travail de modélisation du TSL une marge d'erreur de 30 à 50 %, malgré une calibration minutieuse, et uniquement en lien avec la modélisation de la houle : l'incertitude associée aux hypothèses admises dans l'équation paramétrisée du TSL n'est pas estimée (ce qui augmente probablement la marge d'erreur).

Dans le golfe du Lion, la redistribution longitudinale des sédiments n'est finalement pas un élément suffisant pour expliquer le bilan sédimentaire largement déficitaire des plages, estimé à 30 million de m³ pour le Languedoc-Roussillon par Brunel *et al.* (2014). Ces derniers estiment par ailleurs, sur la base des travaux de Sabatier *et al.* (2008), que les pertes à terre par washover sont négligeables : en conséquence, l'érosion des plages résulte forcément d'un glissement des sédiments vers le large, par transport dans le profil ou par la déviation vers le large du transport longitudinal à hauteur des ouvrages perpendiculaires au rivage. Cet aspect est évoqué par Aleman (2013) pour les plages du Languedoc-Roussillon, en référence aux travaux de Short (1992) et Kraus *et al.* (1994). Il y a trois décennies maintenant, Tanner (1987) dans un papier intitulé « Where is the river of sand ? » s'inscrivait en faux contre la considération (dominante à l'époque) quasi exclusive des dynamiques longitudinales pour expliquer les variations morphologiques des côtes sableuses. A travers l'étude de cordons sableux sur les côtes de l'Atlantique, du Pacifique, du golfe de Mexico et de la région des Grands Lacs, Tanner (1987) avait démontré très clairement que le seul gradient du TSL ne pouvait expliquer les variations du rivage sur de longues distances. Le rôle secondaire du TSL est également l'une des conclusions du modèle conceptuel d'évolution du rivage hollandais proposé par Stive *et al.* (1990), où les dynamiques transversales sont données comme dominantes.

L'ensemble des points soulevés ici a fait l'objet d'âpres débats au sein de la communauté scientifique, portés notamment par Pilkey et Cooper (Pilkey *et al.*, 1999; Dubois, 1993; Pilkey *et al.*, 1993, 1994, Young *et al.*, 1995, 1997; Pilkey, 1997; Stutz & Pilkey, 1999; Thielier *et al.*, 2000, 2002, Pilkey & Cooper, 2002, 2006; Cooper & Pilkey, 2004a, 2004b, 2007, 2008). Pilkey et Cooper exhortent ainsi la communauté de l'ingénierie côtière à considérer des alternatives aux modèles numériques en vue de procéder à des aménagements côtiers : ils préconisent l'utilisation de modèles conceptuels ou encore soulignent l'importance des retours d'expériences locaux. Sur le pourtour du golfe du Lion, ces efforts ont été financièrement soutenus par la DREAL Languedoc-Roussillon et la DDTM13 ces dernières années, à travers plusieurs partenariats avec le CEFREM (Université de Perpignan) et le CEREGE (Aix Marseille Université). Néanmoins, afin de disposer d'une vision approfondie du fonctionnement sédimentaire des plages du golfe du Lion, ces collectivités publiques ont financé cette thèse de modélisation qui, même imparfaite, complètera les connaissances actuelles car cet outil doit être considéré comme complémentaire des méthodes de géomorphologie expérimentale.

7.4 Perspectives

Malgré ses défauts, la modélisation numérique reste une approche pertinente et continue d'évoluer, comme en témoignent les travaux de :

- Van der Wegen & Jaffe (2013), Scheel *et al.* (2014), Simmons *et al.* (2015), Williams *et al.* (2015) en matière de calibration et d'estimation des incertitudes ;
- Bentley & Karunarathna (2012), Güner *et al.* (2013), Mafi *et al.* (2013) qui proposent des approches innovantes basées sur des méthodes algorithmiques complexes (automates cellulaires, apprentissage par arbre de régression M5, réseaux neuronaux artificiels) ;

Lorsque la modélisation du TSL est un préalable à la prédiction des variations du rivage, des travaux récents proposent des approches méthodologiques innovantes permettant de s'en affranchir : Yates *et al.* (2009), Davidson *et al.* (2010), Yates *et al.*, 2011; Davidson *et al.* (2013), Splinter *et al.* (2014) ou encore Robinet *et al.* (2016). Toutefois, ces solutions nécessitent quand même de recourir à des jeux de données conséquents (lignes de rivages à haute fréquence temporelle et climats de houle) et concernent des zones géographiques limitées.

En définitive, toutes les méthodologies évoquées dans cette conclusion générale comportent des forces et faiblesses : par conséquent, il est clair que les gestionnaires doivent s'appuyer sur une combinaison d'approches complémentaires permettant d'apprécier l'ensemble des dynamiques littorales, longitudinales et transversales.

Bibliographie

Airy, G. B. (1845) 'Tides et Waves', in *Encyclopaedia Metropolitana*, Vol. 5. London, pp. 241–396.

Akouango, E. (1997) *Morphodynamique et dynamique sédimentaire dans le golfe du Lion - Contribution à l'étude de la zone côtière dans l'actuel et le quaternaire récent*. Thèse de doctorat, Université de Perpignan Via Domitia.

Aleman, N. (2013) *Morphodynamique à l'échelle régionale d'une avant-côte microtidale à barres sédimentaires*. Thèse de doctorat, Université de Perpignan Via Domitia.

Aleman, N., Robin, N., Certain, R., Anthony, E. J. et Barusseau, J.-P. (2015) 'Longshore variability of beach states and bar types in a microtidal, storm-influenced, low-energy environment', *Geomorphology*, 241, pp. 175–191.

Aleman, N., Robin, N., Certain, R., Vanroye, C., Barusseau, J., Bouchette, F. et Montmorency, I. I. De (2011) 'Typology of nearshore bars in the Gulf of Lions (France) using LIDAR technology', *Journal of Coastal Research*, SI64, pp. 1–5.

Aloïsi, J.-C. (1986) *Sur un modèle de sédimentation deltaïque. Contribution à la connaissance des marges passives*. Thèse de doctorat, Université de Perpignan.

Aloïsi, J.-C., Monaco, A., Planchais, N., Thommeret, J. et Thommeret, Y. (1978) 'The Holocene transgression in the Golfe du Lion, southwestern France: Paleogeographic and paleobotanical evolution', *Géographie physique et Quaternaire*, 32(2), pp. 145–162.

Aloïsi, J.-C., Monaco, A., Thommeret, J. et Thommeret, Y. (1975) 'Evolution paléogéographique du plateau continental Languedocien dans le cadre du Golfe du Lion. Analyse comparée des données sismiques, sédimentologiques et radiométriques concernant le quaternaire récent', *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, XVII(2), pp. 13–22.

Anthony, E. J. (2015) 'Wave influence in the construction, shaping and destruction of river deltas: A review', *Marine Geology*, 361, pp. 53–78.

Anthony, E. et Sabatier, F. (2012) 'Coastal Stabilization Practice in France', in *Pitfalls of Shoreline Stabilization: Selected Case Studies*, pp. 303–321.

Ashton, A. D. et Giosan, L. (2011) 'Wave-angle control of delta evolution', *Geophysical Research Letters*, 38(13), p. 6.

Bagnold, R. A. et Taylor, G. (1946) 'Motion of Waves in Shallow Water. Interaction between Waves and Sand Bottoms', in *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, pp. 1–18.

Bailard, J. A. (1984) 'A simplified model for longshore sediment transport', in *Proceedings of the 19th International Conference on Coastal Engineering*, pp. 1454–1470.

Balouin, Y., De La Torre, Y. et Tirard, E. (2011) *Les tempêtes marines sur le littoral du Languedoc-Roussillon - Caractérisation et faisabilité d'un réseau de surveillance des tempêtes et de leurs impacts*. Rapport BRGM/RP-59516-FR. Montpellier.

Balouin, Y., Longueville, F. et Colombet, Y. (2015) 'Video Monitoring of soft coastal

defenses at the Lido of Sete, France', in *Conférence Méditerranéenne Côtière et Maritime, Edition 3, Ferrara, Italia (2015)*, pp. 191–196.

Barrio-Parra, F., Ribeiro, M., Bosnic, I., Taborda, R., Rodriguez-Santalla, I. et Cascalho, J. (2013) 'Sediment budget at Fangar Spit (Ebro Delta, Spain): Matching short-term observations with long-term evolution', in *6th SCACR – International Short Course Conference on Applied Coastal Research*, pp. 1–10.

Barusseau, J.-P., Akouango, É., Bâ, M., Descamps, C. et Golf, A. (1996) 'Evidence for short term retreat of the barrier shorelines', *Quaternary Science Reviews*, 15(8–9), pp. 763–771.

Barusseau, J.-P., Radulescu, M., Descamps, C., Akouango, E. et Gerbe, A. (1994) 'Morphosedimentary multiyear changes on a barred coast (Gulf of Lions, Mediterranean Sea, France)', *Marine Geology*, 122(1–2), pp. 47–62.

Bastidas, L. A., Knighton, J. et Kline, S. W. (2015) 'Parameter sensitivity and uncertainty analysis for a storm surge and wave model', *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, 3(10), pp. 6491–6534.

Battjes, J. A. et Janssen, J. P. F. M. (1978) 'Energy loss and set-up due to breaking of random waves', in *Coastal Engineering 1978*, pp. 569–587.

Battjes, J. A. et Stive, M. J. F. (1984) 'Calibration and verification of a dissipation model for random breaking waves', in *Coastal Engineering 1984*, pp. 649–660.

Baykal, C., Ergin, A. et Güler, I. (2012) 'An Energetic Type Model for the Cross-Shore Distribution of Total Longshore Sediment Transport', in *Coastal Engineering 2012*.

Bayram, A., Larson, M. et Hanson, H. (2007) 'A new formula for the total longshore sediment transport rate', *Coastal Engineering*, 54(9), pp. 700–710.

Bayram, A., Larson, M., Miller, H. C. et Kraus, N. C. (2001) 'Cross-shore distribution of longshore sediment transport: comparison between predictive formulas and field measurements', *Coastal Engineering*, 44(2), pp. 79–99.

Bentley, I. et Karunarathna, H. (2012) 'A Novel Cellular Automata Approach To Estuarine Morphodynamic', in *Coastal Engineering 2012*.

Bijker, E. W. (1967) *Some Considerations about scales for Coastal Models with movable Bed*. Thèse de doctorat, Delft University of Technology.

Bijker, E. W. (1971) 'Longshore Transport Computations', *Journal of the Waterways, Harbors and Coastal Engineering Division*, 97(4), pp. 687–701.

Blanc, J.-J. (1977) *Recherche de sedimentologie appliquée au littoral du delta du Rhône, de Fos au Grau du Roi*. Rapport C.N.E.X.O. 75/1193. Marseille.

Blott, S. J. et Pye, K. (2001) 'GRADISTAT: A Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Unconsolidated Sediments', *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, pp. 1237–1248.

Boak, E. H. et Turner, I. L. (2005) 'Shoreline Definition and Detection: A Review', *Journal of Coastal Research*, 21(4), pp. 688–703.

Boeyinga, J., Dusseljee, D. W., Pool, A. D., Schoutens, P., Verduin, F., van Zwicht, B. N. M. et Klein, A. H. F. (2010) 'The effects of a bypass dunefield on the stability of a headland bay beach: A case study', *Coastal Engineering*, 57(2), pp. 152–159.

Booij, N., Ris, R. C. et Holthuijsen, L. H. (1999) 'A third-generation wave model for

coastal regions. I- Model description and validation', *Journal of Geophysical Research*, 104(C4), pp. 7649–7666.

Van den Bos, J. P. (2006) *Design of granular near-bed structures in waves and currents*. Mémoire de master, Delft University of Technology.

Van den Bos, J. P., Verhagen, H. J. et Olthof, J. (2010) 'Low-Mobility Transport of Coarse-Grained Bed Material Under Waves and Currents', in *Coastal Engineering 2010*.

Boudet, L., Sabatier, F. et Radakovitch, O. (2016) 'Modelling of sediment transport pattern in the mouth of the Rhone delta: role of storm and flood events.', *Estuarine, Coastal and Shelf Science Special Issues*, pp. 1–15.

Bowen, A. et Inman, D. (1966) *Budget of littoral sands in the vicinity of Point Arguello, California - Technical Memorandum 19*.

Boyer, J., Duvail, C. et Le Strat, P. (2003) *Le delta du Rhône : géodynamique postglaciaire - Rapport BRGM/RP-52179-FR*.

Brahim, M., Mouelli, I. Ben and Rais, S. (2002) 'Modélisation de l'évolution du trait de côte et de la protection du littoral dans le golfe de Tunis', *Bulletin de l'Institut National Scientifique et Technologique*, 29, pp. 41–52.

Bray, M. J., Carter, D. J. et Hooke, J. M. (1995) 'Littoral Cell Definition and Budgets for Central Southern England', *Journal of Coastal Research*, 11(2), pp. 381–400.

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 de doctorat, Université de Provence Aix-Marseille I.

Brunel, C., Certain, R., Robin, N., Aleman, N., Raynal, O., Barusseau, J.-P. et Sabatier, F. (2012) *Atlas de l'évolution des fonds et des budgets sédimentaires séculaires de l'avant-côte du Languedoc-Roussillon - 1895 / 1984 / 2009*. Rapport. Perpignan.

Brunel, C., Certain, R., Robin, N., Aleman, N., Raynal, O., Guérinel, B. et Dufresne, P. (2014) *REVOLSED - Relation entre l'évolution du trait de côte et le bilan sédimentaire de l'avant-côte du Languedoc-Roussillon. Rapport final*. Rapport. Perpignan.

Brunel, C., Certain, R., Sabatier, F., Robin, N., Barusseau, J.-P., Aleman, N. et Raynal, O. (2014) '20th century sediment budget trends on the Western Gulf of Lions shoreface (France): An application of an integrated method for the study of sediment coastal reservoirs', *Geomorphology*, 204, pp. 625–637.

C.E.R.C. (1984) *Shore Protection Manual - Volumes I et II*. Washington D.C.

C.E.T.E. Méditerranée and I.P.S.E.A.U. (1997) *Evolution du littoral du Languedoc-Roussillon de 1945 à nos jours*.

Capobianco, M., Hanson, H., Larson, M., Steetzel, H., Stive, M. J. F., Chatelus, Y., Aarninkhof, S. et Karambas, T. (2002) 'Nourishment design and evaluation: Applicability of model concepts', *Coastal Engineering*, 47(2), pp. 113–135.

Capobianco, M., Larson, M., Nicholls, R. J. et Kraus, N. C. (1997) 'Depth of Closure: A Contribution to the Reconciliation of Theory, Practise and Evidence', in *Coastal Dynamics '97*, pp. 506–515.

Capobianco, M., de Vriend, H. J., Nicholls, R. J. et Stive, M. J. F. (1993) 'Behaviour-Oriented Models Applied to Shoreface Profile Evolution', in *11th Australasian Conference*

on Coastal and Ocean Engineering, p. 8.

Carmel, Z., Inman, D. L. et Golik, A. (1985) 'Directional wave measurement at Haifa, Israel, and sediment transport along the Nile littoral cell', *Coastal Engineering*, 9(1), pp. 21-36.

Carter, R. W. G. (1988) *Coastal Environments - An Introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines*. Academic Press, London.

Carter, R. W. G., Jennings, S. C. et Orford, J. D. (1990) 'Headland erosion by waves', *Journal of Coastal Research*, 6(3), pp. 517-529.

Cartier, A., Larroudé, P. et Héquette, A. (2013) 'Longshore Sediment Transport Measurements on Sandy Macrotidal Beaches Compared with Sediment Transport Formulae', *Sediment Transport Processes and Their Modelling Applications*, pp. 14-16.

Certain, R. (2002) *Morphodynamique d'une côte sableuse microtidale à barres : le golfe du Lion (Languedoc-Roussillon)*. Thèse de doctorat, Université de Perpignan Via Domitia.

Certain, R., Meulé, S., Rey, V. et Pinazo, C. (2005) 'Wave transformation on a microtidal barred beach (Sète, France)', *Journal of Marine Systems*, 58(1-2), pp. 19-34.

Certain, R., Tessier, B., Courp, T., Barusseau, J. P. et Pauc, H. (2004) 'Reconnaissance par sismique tres haute resolution du remplissage sedimentaire de la lagune de Leucate (Aude et Pyrenees-Orientales - SE France)', *Bulletin de la Société Géologique de France*, 175(1), pp. 35-48.

Christoffersen, J. B. et Jonsson, I. G. (1985) 'Bed friction and dissipation in a combined current and wave motion', *Ocean Engineering*, 12(5), pp. 387-423.

Chrzastowski, M. J., Thompson, T. A. et Trask, C. B. (1994) 'Coastal Geomorphology and Littoral Cell Divisions Along the Illinois-Indiana Coast of Lake Michigan', *Journal of Great Lakes Research*, 20(1), pp. 27-43.

Ciavola, P., Dias, N., Ferreira, Ó., Taborda, R. et Dias, J. M. A. (1998) 'Fluorescent sands for measurements of longshore transport rates: a case study from Praia de Faro in southern Portugal', *Geo-Marine Letters*, 18(1), pp. 49-57.

Ciavola, P., Taborda, R., Ferreira, O. et Dias, J. A. (1997) 'Field Measurements of Longshore Sand Transport and Control Processes on a Steep Meso-Tidal beach in Portugal', *Journal of Coastal Research*, 13(4), pp. 1119-1129.

Clairefond, P. (1977) *Le golfe des Saintes-Maries-de-la-Mer (Camargue). Étude sédimentologique. Aménagement et protection*. Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille 1.

Clayton, K. M. (1980) 'Beach sediment budgets and coastal modification', *Progress in Physical Geography*, 4(4), pp. 471-486.

Cohen, O., Dolique, F., Anthony, E. J. et Héquette, A. (2002) 'L'approche morphodynamique en géomorphologie littorale', in *Le littoral - Regards, pratiques et savoirs - Etudes offertes à Fernand verger*, pp. 191-214.

Cooper, J. A. G. et Pilkey, O. H. (2004) 'Alternatives to the Mathematical Modeling of Beaches', *Journal of Coastal Research*, 20(3), pp. 641-644.

Cooper, J. A. G. et Pilkey, O. H. (2004) 'Longshore drift: Trapped in an expected universe', *Journal of Sedimentary Research*, 74(5), pp. 599-606.

Cooper, J. A. G. et Pilkey, O. H. (2007) 'Field measurement and quantification of longshore sediment transport: an unattainable goal?', *Geological Society, London, Special Publications*, 274(1), pp. 37–43.

Cooper, J. A. G. et Pilkey, O. H. (2008) 'Discussion of: Broker et al., 2007. Morphological modelling: A Tool for Optimisation of Coastal Structures. *Journal of Coastal Research*, 23, 1148–1158', *Journal of Coastal Research*, 24(3), pp. 814–816.

Cooper, N. J. et Pontee, N. I. (2006) 'Appraisal and evolution of the littoral "sediment cell" concept in applied coastal management: Experiences from England and Wales', *Ocean & Coastal Management*, 49(7–8), pp. 498–510.

Crowell, M., Leatherman, S. P. et Buckley, M. K. (1991) 'Historical Shoreline Change: Error Analysis and Mapping Accuracy', *Journal of Coastal Research*, 7(3), pp. 839–852.

Dalrymple, R. A. et Thompson, W. W. (1976) 'Study of equilibrium beach profiles', *Proceedings of the 15th Coastal Engineering Conference*, pp. 1277–1296.

Daly, C. J., Bryan, K. R., Gonzalez, M. R., Klein, A. H. F. et Winter, C. (2014) 'Effect of selection and sequencing of representative wave conditions on process-based predictions of equilibrium embayed beach morphology', *Ocean Dynamics*, 64(6), pp. 863–877.

Dan, S., Stive, M. J. F., Walstra, D.-J. R. et Panin, N. (2009) 'Wave climate, coastal sediment budget and shoreline changes for the Danube Delta', *Marine Geology*, 262, pp. 39–49.

Davidson, M. A., Lewis, R. P. et Turner, I. L. (2010) 'Forecasting seasonal to multi-year shoreline change', *Coastal Engineering*, 57(6), pp. 620–629.

Davidson, M. A., Splinter, K. D. et Turner, I. L. (2013) 'A simple equilibrium model for predicting shoreline change', *Coastal Engineering*, 73, pp. 191–202.

Davies, A. G., Soulsby, R. L. et King, H. L. (1988) 'A Numerical Model of the Combined Wave and Current Bottom Boundary Layer', *Journal of Geophysical Research*, 93(C1), pp. 491–508.

Davies, J. L. (1974) 'The coastal sediment compartment', *Australian Geographical Studies*, 12(2), pp. 139–151.

Dean, R. G. (1991) 'Equilibrium Beach Profiles: Characteristics and Applications', *Journal of Coastal Research*, 7(1), pp. 53–84.

Deigaard, R., Fredsøe, J. et Hedegaard, I. B. (1986) 'Suspended Sediment in the Surf Zone', *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 112(1), pp. 115–128.

Deltares (2011) *UNIBEST-CL+ manual*.

Van Dijk, M. D. (2005) *Morphological analysis and optimization of Dubai nourishments*. Mémoire de master, Delft University of Technology.

Le Dissez, A., Lagroy de Croutte, E., Waeles, B. et Ouriqua, J. (2015) 'Entre lagune et méditerranée : étude des échanges étang-mer et de la dynamique littorale de Port-La nouvelle', in *Rencontres Universitaires de Génie Civil, Mai 2015, Bayonne*.

Dolan, R., Hayden, B. et Heywood, J. (1978) 'Analysis of coastal erosion and storm surge hazards', *Coastal Engineering*, 2, pp. 41–53.

Dubois, R. N. (1993) 'Discussion of Orrin Pilkey, Robert S. Young, Stanley R. Riggs, A. W. Sam Smith, Huiyan Wu and Walter D. Pilkey, 1993. The Concept of Shoreface Profile of Equilibrium: A Critical Review. *Journal of Coastal Research*, 9(1), 255–278', *Journal of*

Coastal Research, 9(4), pp. 1146–1148.

Duboul-Ravazet, C. (1956) 'Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du delta du Rhône', *Mémoires de la Société Géologique de France*, pp. 35–76.

Van Duin, M. J. P., Wiersma, N. R., Walstra, D.-J. R., Van Rijn, L. C. et Stive, M. J. F. (2004) 'Nourishing the shoreface: observations and hindcasting of the Egmond case, The Netherlands', *Coastal Engineering*, 51(8–9), pp. 813–837.

Durand, P. (1998) 'Cinématique d'un littoral sableux à partir de photographies aériennes et de cartes topographiques. Exemple du littoral d'Argelès-Plage à Saint-Cyprien (Roussillon, France)/Kinematics of a sandy shoreline deduced from the analysis of aerial photographs and', *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 4(4), pp. 155–166.

Durand, P. (1999) *L'évolution des plages de l'ouest du golfe du lion au XXème siècle. Cinématique du trait de côte, dynamique sédimentaire, analyse prévisionnelle*. 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*, 7(1), pp. 55–68.

Einstein, H. A. (1950) *The bed load function for sediment transportation in open channel flows*. Washington, D.C.

Elias, E. P. L., Barnard, P. L. et Brocatus, J. (2009) 'Littoral Transport Rates in the Santa Barbara Littoral Cell : A Process-Based Model Analysis', *Journal of Coastal Research*, SI56, pp. 947–951.

Elias, E. P. L. et Hansen, J. E. (2013) 'Understanding processes controlling sediment transports at the mouth of a highly energetic inlet system (San Francisco Bay, CA)', *Marine Geology*, 345, pp. 207–220.

Elias, E. P. L. et Van Der Spek, A. J. F. (2006) 'Long-term morphodynamic evolution of Texel Inlet and its ebb-tidal delta (The Netherlands)', *Marine Geology*, 225, pp. 5–21.

Elie de Beaumont, L. (1845) *Leçons de géologie pratique, professées au Collège de France, pendant l'année scolaire 1843-1844 - Tome premier*. P. Bertrand, Paris.

Esteves, L. S., Williams, J. J. et Lisniewski, M. A. (2009) 'Measuring and modelling longshore sediment transport', *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 83(1), pp. 47–59.

Fanget, A.-S., Bassetti, M.-A., Arnaud, M., Chiffolleau, J.-F., Cossa, D., Goineau, A., Fontanier, C., Buscail, R., Jouet, G., Maillet, G. M., Negri, A., Dennielou, B. et Berné, S. (2013) 'Historical evolution and extreme climate events during the last 400 years on the Rhone prodelta (NW Mediterranean)', *Marine Geology*, 346, pp. 375–391.

Feddersen, F., Guza, R. T., Elgar, S. et Herbers, T. H. C. (1998) 'Alongshore momentum balances in the nearshore', *Journal of Geophysical Research*, 103(C8), p. 15667.

Ferrer, P., Benabdellouahed, M., Certain, R., Tessier, B., Barusseau, J. P. et Bouchette, F. (2010) 'The Late Holocene sediment infilling and beach barrier dynamics of the Thau lagoon (Gulf of Lions, Mediterranean sea, SE France)', *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181(2), pp. 197–209.

Ferrer, P., Bujan, N., Certain, R. et Leredde, Y. (2008) 'Caractérisation hydrodynamique sur un littoral à barres festonnées du golfe du Lion (Leucate, France) : mesures in situ et

modélisation', in *Xèmes Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, Sophia Antipolis*, pp. 71–80.

Frijlink, H. C. (1952) 'Discussion des formules de débit solide de Kalisnke, Einstein et Meyer-Peter et Mueller compte tenu des mesures récentes de transport dans les rivières néerlandaises', *Journal Hydraulique Société Hydraulique de France*, 2, pp. 98–103.

Gaillot, S. et 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 : Relief, Processus, Environnement*, 7(1), pp. 47–54.

Galloway, W. E. et Hobday, D. K. (1996) *Terrigenous Clastic Depositional Systems*. Springer, Berlin.

Gao, S. et Collins, M. (1992) 'Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors"', *Sedimentary Geology*, 81(1–2), pp. 47–60.

Gao, S. et Collins, M. (1994) 'Analysis of grain size trends, for defining sediment transport pathways in marine environments', *Journal of Coastal Research*, 17(1), pp. 70–78.

Georgiou, I. Y. et Schindler, J. K. (2009) 'Wave forecasting and longshore sediment transport gradients along a transgressive barrier island: Chandeleur Islands, Louisiana', *Geo-Marine Letters*, 29(6), pp. 467–476.

Gervais, M. (2012) *Impacts morphologiques des surcotes et vagues de tempêtes sur le littoral méditerranéen*. Thèse de doctorat, Université de Perpignan Via Domitia.

Gervais, M., Balouin, Y. et Belon, R. (2012) 'Morphological response and coastal dynamics associated with major storm events along the Gulf of Lions Coastline, France', *Geomorphology*, 143–144, pp. 69–80.

Gervais, M., Balouin, Y. et Certain, R. (2013) 'The Major Control Parameters of Storm Morphological Evolution on a Microtidal Barred Beach', in *Coastal Dynamics 2013*, pp. 725–736.

Gervais, M., Balouin, Y. et Certain, R. (2015) 'A conceptual morphodynamic model including storm impacts for microtidal barred beaches', in *Conférence Méditerranéenne Côtière et Maritime, Edition 3, Ferrara, Italia (2015)*.

Giardino, A., Werf, J. Van Der and Ormondt, M. Van (2010) *Simulating Coastal Morphodynamics with Delft3D: case study Egmond aan Zee*.

Giosan, L., Bokuniewicz, H., Panin, N. et Postolache, I. (1999) 'Longshore sediment transport pattern along the Romanian Danube delta coast', *Journal of Coastal Research*, 15(4), pp. 859–871.

Grant, W. D. et Madsen, O. S. (1979) 'Combined Wave and Current Interaction With a Rough Bottom', *Journal of Geophysical Research*, 84(8), pp. 1797–1808.

Griggs, G. B. (1987) 'Littoral cells and harbor dredging along the California coast', *Environmental Geology and Water Sciences*, 10(1), pp. 7–20.

Guillén, J. et Jiménez, J. A. (1995) 'Process behind the Longshore Variation of the Sediment Grain Size in the Ebro Delta Coast', *Journal of Coastal Research*, 11(1), pp. 205–218.

Güner, H. A. A., Yüksel, Y. et Çevik, E. Ö. (2013) 'Longshore Sediment Transport—Field Data and Estimations Using Neural Networks, Numerical Model, and Empirical Models', *Journal of Coastal Research*, 29(2), pp. 311–324.

Hallermeier, R. J. (1977) *Calculating a Yearly Limit Depth to the Active Beach Profile*. Rapport TP 77-9, Fort-Belvoir.

Hallermeier, R. J. (1978) 'Uses for a calculated limit depth to beach erosion', *Coastal Engineering*, pp. 1493–1512.

Hallermeier, R. J. (1981) 'A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate', *Coastal Engineering*, 4, pp. 253–277.

Hansen, J. E., Elias, E., List, J. H., Erikson, L. H. et Barnard, P. L. (2013) 'Tidally influenced alongshore circulation at an inlet-adjacent shoreline', *Continental Shelf Research*, 56, pp. 26–38.

Hanson, H. (1989) 'GENESIS - A generalized shoreline change numerical model', *Journal of Coastal Research*, 1(5), pp. 1–27.

Hanson, H. et Kraus, N. C. (1989) *GENESIS: GENERALized model for Simulating Shoreline change - Rapport CERC-89-19*. Washington, D.C.

Hayden, B., Dolan, R. et Felder, W. (1978) 'Spatial and temporal analyses of shoreline variations', *Coastal Engineering*, 2, pp. 351–361.

Hinton, C. et Nicholls, R. J. (1998) 'Spatial and Temporal Behaviour of Depth of Closure Along the Holland Coast', in *26th International Conference on Coastal Engineering*, pp. 2913–2925.

Huynh-thanh, S. et Temperville, A. (1990) 'A Numerical Model of the Rough Turbulent Boundary Layer in Combined Wave and Current Interaction', *Coastal Engineering*, pp. 853–866.

Idier, D., Castelle, B., Charles, E. et Mallet, C. (2013) 'Longshore sediment flux hindcast: spatio-temporal variability along the SW Atlantic coast of France', *Journal of Coastal Research*, SI65, pp. 1785–1790.

Inman, D. L. et Bagnold, R. A. (1963) *Littoral processes: The Sea: Ideas and Observations, vol. 3 The Earth Beneath The Sea*. Interscience, New-York.

Inman, D. L. et Frautschy, J. D. (1966) 'Littoral Processes and the Development of Shorelines', in *Coastal Engineering: Santa Barbara Specialty Conference*, pp. 511–536.

Inman, D. L., Komar, P. D. et Bowen, A. J. (1968) 'Longshore Transport of Sand', in *11th Conference on Coastal Engineering*, pp. 298–306.

Jiménez, J. A. et Sánchez-Arcilla, A. (1993) 'Medium-term coastal response at the Ebro delta, Spain', *Marine Geology*, 114(1–2), pp. 105–118.

Jiménez, J. A., Sánchez-Arcilla, A., Valdemoro, H. I., Gracia, V. et Nieto, F. (1997) 'Processes reshaping the Ebro delta', *Marine Geology*, 144(1–3), pp. 59–79.

Jonsson, I. (1966) 'Wave boundary layers and friction factors', in *Coastal Engineering Proceedings*, pp. 127–148.

Kaiser, M. F. M. et Frihy, O. E. (2009) 'Validity of the Equilibrium Beach Profiles: Nile Delta Coastal Zone, Egypt', *Geomorphology*, 107(1–2), pp. 25–31.

Kamphuis, J. W. (2000) *Introduction to Coastal Engineering and Management*. World

Scientific, Singapore.

Kamphuis, J. W. (2013) 'Uncertainty, research, science and engineering in coastal dynamics', in *Coastal Dynamics 2013*.

Karunarathna, H., Pender, D., Ranasinghe, R., Short, A. D. et Reeve, D. E. (2014) 'The effects of storm clustering on beach profile variability', *Marine Geology*, 348, pp. 103–112.

Kergadallan, X. (2010) *Analyse des données de houle – Sète, mesures du 21/05/2003 au 31/10/2009*. Rapport. Plouzané.

Knezek, E. B. (1997) *Equilibrium Beach profile Measurement and Sediment Analysis: Mustang Island, Texas*. Mémoire de master, Naval Postgraduate School.

Komar, P. D. (1976) *Beach Processes and Sedimentation*. Prentice-Hall Inc, Englewood Cliffs, New Jersey.

Komar, P. D. et Inman, D. L. (1970) 'Longshore Sand Transport on Beaches', *Journal of Geophysical Research*, 75(30), pp. 5914–5927.

Kraus, N. C., Hanson, H. et Blomgren, S. H. (1994) 'Modern functional design of groin systems', in *International Conference on Coastal Engineering 1994*, pp. 1327–1342.

Kruit, C. (1955) 'Sediments of the Rhône Delta: grain-size and microfona', *Verhandelingen van het Koninklijk Mijnbouwkundig Genootschap, Geologische serie deel*, 15, pp. 395-501.

Kulling, B. et Sabatier, F. (2015) *Modélisation du potentiel de transport sédimentaire longitudinal résultant annuel de l'avant-côte du Languedoc-Roussillon*. Rapport. Aix-en-Provence.

Kulling, B. et Sabatier, F. (2016) *Modélisation du potentiel de transport sédimentaire longitudinal résultant annuel (1979 - 2010) de l'avant-côte du Languedoc-Roussillon*. Rapport. Aix-en-Provence.

Kulling, B. et Sabatier, F. (2017) *Modélisation historique (1895) du potentiel de transport longitudinal résultant annuel sur l'avant-côte du Languedoc-Roussillon*. Rapport. Aix-en-Provence.

Kulling, B., Sabatier, F. et Anthony, E. (2016) 'Modélisation du potentiel de transport sédimentaire longitudinal des plages du Languedoc-Roussillon', *XIVèmes Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, Toulon*, pp. 229–238.

L.C.H.F. (1984) *Catalogue sédimentologique des côtes françaises - Côtes de la Méditerranée de la frontière espagnole à la frontière italienne*.

L'Homer, A., Bazile, A., Thommeret, J. et Thommeret, Y. (1981) 'Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7000 BP à nos jours, variations du niveau marin', *Oceanis*, 7(4), pp. 389–408.

De La Torre, Y., Balouin, Y. et Morel, O. (2013) « Réseau Tempête » *Languedoc-Roussillon : activité 2012-2013 et développement des outils en ligne*. Rapport BRGM-59516-FR, Montpellier.

Laïbi, R. A., Anthony, E. J., Almar, R., Castelle, B., Senechal, N. et Kestenare, E. (2014) 'Longshore drift cell development on the human-impacted Bight of Benin sand barrier coast, West Africa', *Journal of Coastal Research*, SI70, pp. 78–83.

Lavoie, C., Jiménez, J. A., Canals, M., Lastras, G., De Mol, B., Amblas, D., Liqueste, C., De

Batist, M. et Hughes Clarke, J. E. (2014) 'Influence on present-day coastal dynamics and evolution of a relict subaqueous delta lobe: Sol de riu lobe, Ebro delta', *Continental Shelf Research*, 74, pp. 94–104.

Lawrence, P. et Davidson-Arnott, R. (1997) 'Alongshore wave energy and sediment transport on southeastern Lake Huron, Ontario, Canada', *Journal of Coastal Research*, 13(4), pp. 1004–1015.

van Leeuwen, B., Augustijn, D. C. M., van Wesenbeeck, B. K., Hulscher, S. J. M. H. et de Vries, M. B. (2010) 'Modeling the influence of a young mussel bed on fine sediment dynamics on an intertidal flat in the Wadden Sea', *Ecological Engineering*, 36(2), pp. 145–153.

Leredde, Y., Begny, K., Michaud, H., Schvartz, T., Thorin, S. et Marsaleix, P. (2016) 'L'atténuation des vagues par les herbiers de Posidonies, un service écosystémique contre l'érosion côtière', in *XIVèmes Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, Toulon*.

Leredde, Y., Michaud, H., Berthebaud, E., Lauer-Lerrede, C., Marsaleix, P., Estournel, C., Guerinel, B., Thorin, S., Schvartz, T. et Richard, C. (2014) 'Modélisation numérique de l'hydrodynamique sédimentaire dans la baie d'Aigues-Mortes (Languedoc-Roussillon, France). Application à la géomorphodynamique et à la remise en suspension des sédiments rechargés sur les plages', in *XIIIèmes Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, Dunkerque*, pp. 447–458.

Lesser, G. R., Roelvink, D. J., van Kester, J. A. T. M. et Stelling, G. S. (2004) 'Development and validation of a three-dimensional morphological model', *Coastal Engineering*, 51(8–9), pp. 883–915.

Longuet-Higgins, M. S. (1970a) 'Longshore currents generated by obliquely incident sea waves: 1', *Journal of Geophysical Research*, 75(33), pp. 6778–6789.

Longuet-Higgins, M. S. (1970b) 'Longshore currents generated by obliquely incident sea waves: 2', *Journal of Geophysical Research*, 75(33), pp. 6790–6801.

Longuet-Higgins, M. S. et Stewart, R. W. (1964) 'Radiation stresses in water waves; a physical discussion, with applications', *Deep Sea Research*, 11(4), pp. 529–562.

Ludka, B. C., Guza, R. T., O'Reilly, W. C. et Yates, M. L. (2015) 'Field evidence of beach profile evolution toward equilibrium', *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(11), pp. 7574–7597.

Mafi, S., Yeganeh-bakhtiary, A. et Kazeminezhad, M. H. (2013) 'Prediction formula for longshore sediment transport rate with M5' algorithm', *Journal of Coastal Research*, 65(65), pp. 2149–2154.

Maillet, G. M. (2005) *Relations sédimentaires récentes et actuelles entre un fleuve et son delta en milieu microtidal: Exemple de l'embouchure du Rhône*. Thèse de doctorat, Université de Provence Aix-Marseille I.

Maillet, G. M., Sabatier, F., Rousseau, D., Provansal, M. et Fleury, T. J. (2006) 'Connexions entre le Rhône et son delta (partie 1) : évolution du trait de côte du delta du Rhône depuis le milieu du XIXème siècle', *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 12(2), pp. 111–124.

Marsh, S. W., Nicholls, R. J., Kroon, A. et Hoekstra, P. (1998) 'Assessment of Depth of Closure on a Nourished Beach: Terschelling, The Netherlands', in *26th International Conference on Coastal Engineering*, pp. 3110–3123.

Martin, R. (1977) 'Evolution de deux lagunes du Roussillon depuis le maximum marin holocène', *Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire*, 14(4), pp. 108–111.

Martinho, C. T., Dillenburg, S. R. et Hesp, P. (2009) 'Wave Energy and Longshore Sediment Transport Gradients Controlling Barrier Evolution in Rio Grande do Sul, Brazil', *Journal of Coastal Research*, 25(2), pp. 285–293.

Masselink, G. (1992) 'Longshore Variation of Grain Size Distribution along the Coast of the Rhône Delta, Southern France: A Test of the "McLaren Model"', *Journal of Coastal Research*, 8(2), pp. 286–291.

Le Mauff, B. et Waeles, B. (2016) 'Analyse des mécanismes d'érosion le long du passage du Gois, Vendée', in *XIVèmes Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, Toulon*.

McBride, R. A., Byrnes, M. R. et Hiland, M. W. (1995) 'Geomorphic response-type model for barrier coastlines: a regional perspective', *Marine Geology*, 126(1–4), pp. 143–159.

Van der Meer, J. W. (1990) *Extreme shallow water conditions - Design curves for uniform sloping beaches*. Rapport Delf Hydraulics H198. Delft.

Meftah, K., Ouahsine, A., Smaoui, H. et Sergent, P. (2008) 'Etude numérique pour la formation et la migration de structures sous-marines : application à la plage de Rousty', in *Xèmes Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, Sophia Antipolis*, pp. 395–404.

Michaud, H., Marsaleix, P., Leredde, Y., Estournel, C., Bourrin, F., Lyard, F., Mayet, C. et Ardhuin, F. (2012) 'Three-dimensional modelling of wave-induced current from the surf zone to the inner shelf', *Ocean Science*, 8(4), pp. 657–681.

Michaud, H., Robin, N., Estournel, C., Marsaleix, P., Leredde, Y., Certain, R. et Bouchette, F. (2013) '3D Hydrodynamic modelling of a microtidal barred beach (Sète, NW Mediterranean Sea) during storm conditions', in *Coastal Dynamics 2013*, pp. 1183–1194.

Mil-Homens, J., Ranasinghe, R., van Thiel de Vries, J. S. M. et Stive, M. J. F. (2013a) 'Influence of Profile Features on Longshore Sediment Transport', in *Coastal Dynamics 2013*, pp. 1219–1228.

Mil-Homens, J., Ranasinghe, R., van Thiel de Vries, J. S. M. et Stive, M. J. F. (2013b) 'Re-evaluation and improvement of three commonly used bulk longshore sediment transport formulas', *Coastal Engineering*, 75, pp. 29–39.

Monaco, A. (1971) *Contribution à l'étude géologique et sédimentologique de plateau continental du Roussillon*. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc.

Morellato, D., Sabatier, F., Pons, F. et Gaufrès, P. (2004) 'Comparaison de deux modèles cross-shore d'érosion des plages (Site de Rousty, Delta du Rhône, France)', in *VIIIèmes Journées Nationales Génie Côtier- Génie Civil, Compiègne*, pp. 203–210.

Myrhaug, D. et Slaattelid, O. H. (1990) 'A rational approach to wave-current friction coefficients for rough, smooth and transitional turbulent flow', *Coastal Engineering*, 14, pp. 265–293.

Nicholls, R. J., Larson, M., Capobianco, M. et Birkemeier, W. A. (1998) 'Depth of Closure: Improving Understanding and Prediction', in *26th Coastal Engineering Conference*, pp. 2888–2901.

Nienhuis, J. H., Ashton, A. D., Roos, P. C., Hulscher, S. J. M. H. et Giosan, L. (2013) 'Wave

reworking of abandoned deltas', *Geophysical Research Letters*, 40(22), pp. 5899–5903.

O'Connor, B. A. et Yoo, D. (1988) 'Mean bed friction of combined wave/current flow', *Coastal Engineering*, 12, pp. 1–21.

Ouahsine, A., Smaoui, H., Meftah, K., Sergent, P. et Sabatier, F. (2013) 'Numerical study of coastal sandbar migration, by hydro-morphodynamical coupling', *Environmental Fluid Mechanics*, 13(2), pp. 169–187.

Ould Elmoustapha, A., Levoy, F., Monfort, O. et Koutitonsky, V. G. (2007) 'A Numerical Forecast of Shoreline Evolution after Harbour Construction in Nouakchott, Mauritania', *Journal of Coastal Research*, 23(6), pp. 1409–1417.

Pelnard-Considère, R. (1956) 'Essai de théorie de l'évolution des formes de rivage en plages de sable et de galets', in *4èmes journées de l'hydraulique - Les énergies de la mer*, pp. 289–301.

Petitjean, L. (2016) *Étude des plages sableuses : relations entre les vagues le niveau d'eau, la nappe et la morphologie*. Thèse de doctorat, Université de Toulon.

Pilkey, O. H. (1997) 'Reply to: Hillyer, T. M. et Stakhiv, E. Z., 1997. Discussing of: Pilkey, O. H., 1996. The fox guarding the hen house (editorial). *Journal of Coastal Research*, 11(3), iii-v.', *Journal of Coastal Research*, 13(1), pp. 265–267.

Pilkey, O. H. et Cooper, J. A. G. (2002) 'Longshore Transport Volumes: A Critical View', *Journal of Coastal Research*, SI36, pp. 572–580.

Pilkey, O. H. et Cooper, J. A. G. (2006) 'Discussion of: Cowell et al., 2006. Management of Uncertainty in Predicting Climate-Change Impacts on Beaches, *Journal of Coastal Research*, 22(1), 232–245.', *Journal of Coastal Research*, 22(6), pp. 1577–1579.

Pilkey, O. H., Thieler, R. E., Young, R. S. et Bush, D. M. (1999) 'Reply to: Houston, J.R., Rejoinder to: Pilkey, D.H., Young, R.S., Thieler, E.R., Jacobs, B.S., Katuna, M.P., Lennon, G. et Moeller, M.E., 1996~ Reply to Houston, J. R., A discussion of the Generalized Model for Simulating Shoreline Change (GENESIS).', *Journal of Coastal Research*, 15(1), pp. 277–279.

Pilkey, O. H., Young, R. S., Bush, D. M. et Thieler, R. E. (1994) 'Predicting the behaviour of beaches: alternatives to models', in *Littoral 94*, pp. 53–60.

Pilkey, O. H., Young, R. S., Riggs, S. R., Smith, A. W. S., Wu, H. et Pilkey, W. D. (1993) 'The concept of shoreface profile of equilibrium: a critical review', *Journal of Coastal Research*, 9(1), pp. 255–278.

Plaine, J. (2013) *Efficacité et impact d'un rechargement artificiel sur une plage microtidale*. Mémoire de master, Université du Littoral - Côte d'Opale

Prieur, M. (2011) 'Le Protocole de Madrid à la Convention de Barcelone relatif à la gestion intégrée des zones côtières de la Méditerranée', *VertigO*, (Hors-série 9).

Raynal, O., Bouchette, F., Certain, R., Sabatier, P., Lofi, J., Seranne, M., Dezileau, L., Briquieu, L., Ferrer, P. et Courp, T. (2010) 'Holocene evolution of a Languedocian lagoonal environment controlled by inherited coastal morphology (northern Gulf of Lions, France)', *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181(2), pp. 211–224.

Raynal, O., Bouchette, F., Certain, R., Séranne, M., Dezileau, L., Sabatier, P., Lofi, J., Hy, A. B. X., Briquieu, L., Pezard, P. et Tessier, B. (2009) 'Control of alongshore-oriented sand spits on the dynamics of a wave-dominated coastal system (Holocene deposits, northern Gulf of Lions, France)', *Marine Geology*, 264(3–4), pp. 242–257.

Raynal, O., Certain, R., Brunel, C., Aleman, N., Robin, N., Guérinel, B. et Montel, L. (2015) *LITTOSIS - Analyse volumétrique et granulométrique du prisme sableux littoral du Languedoc-Roussillon. Rapport final*. Perpignan.

Raynal, O., Certain, R. et Guérinel, B. (2010) *Plan de Gestion des Sédiments du Languedoc-Roussillon - Tache A2 - Les pratiques de gestion des sédiments à l'échelle mondiale*. Rapport. Perpignan.

Raynal, O., Certain, R. et Guérinel, B. (2011a) *Plan de Gestion des Sédiments du Languedoc-Roussillon - Tache A1 - Les pratiques de gestion des sédiments dans le Languedoc-Roussillon*. Rapport. Perpignan.

Raynal, O., Certain, R. et Guérinel, B. (2011b) *Plan de Gestion des Sédiments du Languedoc-Roussillon - Tache B - Identification des données topo-bathymétriques et sédimentologiques nécessaires au PGSLR*. Rapport. Perpignan.

Rey, T., Lefevre, D. et Vella, C. (2009) 'Deltaic plain development and environmental changes in the Petite Camargue, Rhone Delta, France, in the past 2000 years', *Quaternary Research*, 71(3), pp. 284–294.

Van Rijn, L. C. (1993) *Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas*. Aqua Publications, Amsterdam.

Van Rijn, L. C. (1997) 'Sediment transport and budget of the central coastal zone of Holland', *Coastal Engineering*, 32, pp. 61–90.

Van Rijn, L. C. (2014) 'A simple general expression for longshore transport of sand, gravel and shingle', *Coastal Engineering*, 90, pp. 23–39.

Van Rijn, L. C. et Walstra, D. J. . (2004) *Description of TRANSPOR2004 and Implementation in Delft3D-ONLINE*. Rapport Z3748. Delft.

Robertson V, W., Zhang, K., Finkl, C. W. et Whitman, D. (2008) 'Hydrodynamic and geologic influence of event-dependent depth of closure along the South Florida Atlantic Coast', *Marine Geology*, 252(3–4), pp. 156–165.

Robin, N., Certain, R., Bouchette, F., Anthony, E. J., Meulé, S. et Aleman, N. (2014) 'Wave-driven circulation over a double nearshore bar system during storm conditions', *Journal of Coastal Research*, SI70, pp. 84–89.

Robin, N., Certain, R., Godon, C., Aleman, N., Gervais, M., Bouchette, F., Meulé, S., Barusseau, J.-P., Ferrer, P., Balouin, Y. et Brambilla, E. (2010) 'Caractérisation des profils de courants pendant des événements de tempête sur une plage à barre rectiligne en milieu microtidal', in *XIèmes Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, Les Sables d'Olonne*, pp. 113–120.

Robinet, A., Castelle, B., Idier, D., Le Cozannet, G., Déqué, M. et Charles, E. (2016) 'Statistical modeling of interannual shoreline change driven by North Atlantic climate variability spanning 2000-2014 in the Bay of Biscay', *Geo-Marine Letters*, 36, pp. 479–490.

Rosati, J. D. (2005) 'Concepts in Sediment Budgets', *Journal of Coastal Research*, 21(2), pp. 307–322.

Rossouw, J. (1989) *Design waves for the South African coastline*. Thèse de doctorat, University of Stellenbosch.

Rouse, H. (1937) 'Nomogram for the settling velocity of spheres', in *Division of Geology and Geography, Exhibit D of the Report of the Commission on Sedimentation, 1936-1937*.

Washington, D.C., pp. 57–64.

Le Roux, J. P. (1992) 'Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors" - comment', *Sedimentary Geology*, 90(1–2), pp. 47–60.

Ruggiero, P., Buijsman, M., Kaminsky, G. M. et Gelfenbaum, G. (2010) 'Modeling the effects of wave climate and sediment supply variability on large-scale shoreline change', *Marine Geology*, 273(1–4), pp. 127–140.

Sabatier, F. (2001) *Fonctionnement et dynamiques morpho-sédimentaires du littoral du delta du Rhône*. Thèse de doctorat, Université de Provence Aix-Marseille I.

Sabatier, F. et Anthony, E. (2015) 'The Sand Spits of the Rhône River Delta: Formation, Dynamics, Sediment Budgets and Management', in *Sand and Gravel Spits*, pp. 195–207.

Sabatier, F., Anthony, E. J., Héquette, A., Suanez, S., Musereau, J., Ruz, M. H., Regnaud, H. et Régnault, H. (2009) 'Morphodynamics of beach/dune systems: examples from the coast of France', *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 15(1), pp. 3–22.

Sabatier, F., Chaibi, M. et Chauvelon, P. (2007) 'Transport éolien par vent de mer et alimentation sédimentaire des dunes de Camargue', *Méditerranée*, 108, pp. 83–90.

Sabatier, F. et Hanot, B. (2012) *Les variations du rivage du Languedoc-Roussillon - Phase 1 - Les variations du rivage du Languedoc-Roussillon entre 1895 et 2009*. Rapport. Aix-en-Provence.

Sabatier, F., Hanot, B. et Gosset, D. (2012) *Les variations du rivage du Languedoc-Roussillon - Phase 2 - Les variations du rivage du Roussillon à haute fréquence spatio-temporelle (1895 et 2011)*. Rapport. Aix-en-Provence.

Sabatier, F., Maillet, G., Provansal, M., Fleury, T.-J., Suanez, S. et Vella, C. (2006) 'Sediment budget of the Rhône delta shoreface since the middle of the 19th century', *Marine Geology*, 234(1–4), pp. 143–157.

Sabatier, F., Plaine, J. et Kulling, B. (2017) *Une approche scientifique pour une connaissance des risques littoraux en Camargue*. Rapport. Aix-en-Provence.

Sabatier, F. et Provansal, M. (2000) 'Sandbar morphology on the Espiguette spit, Mediterranean Sea, France', in *Marine Sandwave Dynamics*, pp. 179–187.

Sabatier, F., Samat, O., Chaibi, M., Lambert, A. et Pons, F. (2004) 'Transport sédimentaire de la dune à la zone du déferlement sur une plage sableuse soumise à des vents de terre', in *VIIIèmes Journées Nationales Génie Côtier- Génie Civil, Compiègne*, pp. 223–229.

Sabatier, F., Samat, O., Ullmann, A. et Suanez, S. (2009) 'Connecting large-scale coastal behaviour with coastal management of the Rhône delta', *Geomorphology*, 107(1–2), pp. 79–89.

Sabatier, F., Stive, M. J. F. et Pons, F. (2004) 'Longshore variation of depth of closure on a micro-tidal wave-dominated coast', in *Coastal Engineering 2004*.

Sabatier, F. et Suanez, S. (2003) 'Evolution of the Rhône delta coast since the end of the 19th century', *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 9(4), pp. 283–300.

Sabatier, P., Dezileau, L., Barbier, M., Raynal, O., Lofi, J., Briquieu, L., Condomines, M., Bouchette, F., Certain, R., Van Grafenstein, U., Jorda, C. et Blanchemanche, P. (2010) 'Late-Holocene evolution of a coastal lagoon in the Gulf of Lions (South of France)', *Bulletin de*

la Société Géologique de France, 181(1), pp. 27–36.

Sabatier, P., Dezileau, L., Condomines, M., Briquieu, L., Colin, C., Bouchette, F., Le Duff, M. et Blanchemanche, P. (2008) 'Reconstruction of paleostorm events in a coastal lagoon (Hérault, South of France)', *Marine Geology*, 251(3–4), pp. 224–232.

Samaras, A. G. et Koutitas, C. G. (2014) 'Comparison of three longshore sediment transport rate formulae in shoreline evolution modeling near stream mouths', *Ocean Engineering*, 92, pp. 255–266.

Samat, O. (2007) *Efficacité et impact des ouvrages en enrochement sur les plages microtidales. Le cas du Languedoc et du delta du Rhône*. Thèse de doctorat, Université de Provence Aix-Marseille I.

Sánchez-Arcilla, A., Jiménez, J. A. et Marchand, M. (2011) 'Managing coastal evolution in a more sustainable manner. The Conscience approach', *Ocean & Coastal Management*, 54(12), pp. 951–955.

Sánchez, A., Skahill, B., Scharffenberg, W. et Smith, C. H. (2015) *Computer-Based Model Calibration and Uncertainty Analysis: Terms and Concepts*. Rapport ERDC/CHL CHETN-I-86.

Scheel, F., de Boer, W. P., Brinkman, R., Luijendijk, A. P. et Ranasinghe, R. (2014) 'On the Generic Utilization of Probabilistic Methods for Quantification of Uncertainty in Process-Based Morphodynamic Model Applications', in *Coastal Engineering 2014*, p. 10.

Schoonees, J. S. (2000) 'Annual variation in the net longshore sediment transport rate', *Coastal Engineering*, 40(2), pp. 141–160.

Schoonees, J. S. et Theron, A. K. (1993) 'Review of the field-data base for longshore sediment transport', *Coastal Engineering*, 19(1–2), pp. 1–25.

Short, A. D. (1992) 'Beach systems of the central Netherlands coast: Processes, morphology and structural impacts in a storm driven multi-bar system', *Marine Geology*, 107(1–2), pp. 103–137.

Short, A. D. et Aagaard, T. (1993) 'Single and Multi-Bar Beach Change Models', *Journal of Coastal Research*, SI 15, pp. 141–157.

Silva, A. N., Taborda, R., Bertin, X. et Dodet, G. (2012) 'Seasonal to Decadal Variability of Longshore Sand Transport at the Northwest Coast of Portugal', *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 138(6), pp. 464–472.

Silva, P. A., Bertin, X., Fortunato, A. B. et Oliveira, A. (2009) 'Intercomparison of Sediment Transport Formulas in Current and Combined Wave-Current Conditions', *Journal of Coastal Research*, SI56, pp. 559–563.

Simmons, J. A., Marshall, L. A., Turner, I. L., Splinter, K. D., Cox, R. J., Harley, M. D., Hanslow, D. J. et Kinsela, M. A. (2015) 'A more rigorous approach to calibrating and assessing the uncertainty of coastal numerical models', *Australasian Coasts & Ports Conference 2015*, p. 7.

Smith, E. R., Wang, P. et Zhang, J. (2003) 'Evaluation of the CERC Formula Using Large-Scale Model Data', *Geology Faculty Publications*, pp. 1–13.

SOGREAH (2003) *Etude générale pour la protection du golfe d'Aigues-Mortes*. Rapport.

Soomere, T., Kask, A., Kask, J. et Healy, T. (2008) 'Modelling of wave climate and

sediment transport patterns at a tideless embayed beach, Pirita Beac, Estonia', in *Baltic Sea Science Congress*.

Soulsby, R. L. (1997) *Dynamics of Marine Sands: A Manual for Practical Applications*. T. Telford, London.

Splinter, K. D., Turner, I. L. et Davidson, M. A. (2013) 'How much data is enough? The importance of morphological sampling interval and duration for calibration of empirical shoreline models', *Coastal Engineering*, 77, pp. 14–27.

Splinter, K. D., Turner, I. L., Davidson, M. A., Barnard, P., Castelle, B. et Oltman-Shay, J. (2014) 'A generalized equilibrium model for predicting daily to interannual shoreline response', *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119(9), pp. 1936–1958.

Stapor, F. W. (1971) 'Sediment budgets on a compartmented low-to-moderate energy coast in northwest Florida', *Marine Geology*, 10(2), pp. 1–7.

Stapor, F. W. et May, J. P. (1983) 'The cellular nature of littoral drift along the northeast Florida coast', *Marine Geology*, 51(3–4), pp. 217–237.

Stive, M. J. F., Roelvink, D. J. A. et de Vriend, H. J. (1990) 'Large-Scale Coastal Evolution Concept', in *Coastal Engineering 1990*, pp. 1962–1974.

Stive, M. J. F. et de Vriend, H. J. (1995) 'Modelling shoreface profile evolution', *Marine Geology*, 126(1–4), pp. 235–248.

Stone, G. W., Stapor, F. W., May, J. P. et Morgan, J. P. (1992) 'Multiple sediment sources and a cellular, non-integrated, longshore drift system: Northwest Florida and southeast Alabama coast, USA', *Marine Geology*, 105(1–4), pp. 141–154.

Stutz, M. L. et Pilkey, O. H. (1999) 'Discussion of: Wang, P.; N.C. Kraus, and R.A. Davis. 1998. Total Longshore Sediment Transport Rate in the Surf Zone: Field Measurements and Empirical Predictions. *Journal of Coastal Research*, 14(1), 269–282.', *Journal of Coastal Research*, 15(1), pp. 272–274.

Suanez, S. (1997) *Dynamiques sédimentaires actuelles et récentes de la frange littorale orientale du Delta du Rhône*. Thèse de doctorat, Université de Provence.

Suanez, S. (2010) *La question du bilan sédimentaire des côtes d'accumulation. Rôle des forçages naturels et anthropiques dans les processus morphodynamiques analysés à partir de quelques exemples pris en Méditerranée et en Bretagne*. Thèse de doctorat, Université de Caen - Basse Normandie.

Suanez, S. et Bruzzi, C. (1999) 'Shoreline management and its implications for coastal processes in the eastern part of the Rhône delta', *Journal of Coastal Conservation*, 5(1), pp. 1–12.

Suanez, S., Bruzzi, C. et Arnoux-Chiavassa, S. (1998) 'Données récentes sur l'évolution des fonds marins dans le secteur oriental du delta du Rhône (plage Napoléon et flèche de la Gracieuse)', *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 4(4), pp. 291–311.

Suanez, S. et Provansal, M. (1993) 'Étude des modifications morphosédimentaires du littoral à l'embouchure du Rhône : plages de Piémanson et Napoléon', *Méditerranée*, 78(3–4), pp. 43–56.

Suanez, S. et Provansal, M. (1998) 'Large scale evolution of the littoral of the Rhone delta (Southeast France)', *Journal of Coastal Research*, 14(2), pp. 493–501.

Szmytkiewicz, M., Biegowski, J., Kaczmarek, L. M., Okroj, T., Ostrowski, R., Pruszek, Z. et Rozynski, G. (2000) 'Coastline changes nearby harbour structures : comparative analysis of one-line models versus field data', *Coastal Engineering*, 40(2), pp. 119–139.

Tanner, W. F. (1987) 'Where Is the "River of Sand"?', *Journal of Coastal Research*, 3(3), pp. 377–386.

Thieler, E. R., Himmelstoss, E. A., Zichichi, J. L. et Ergul, A. (2009) *Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 4.0 - An ArcGIS extension for calculating shoreline change - U.S Geological Survey Open-File Report 2008-1278*.

Thieler, E. R., Pilkey, O. H., Young, R. S., Bush, D. M. et Chai, F. (2000) 'The use of mathematical models to predict beach behaviour for US coastal engineering: a critical review', *Journal of Coastal Research*, 16(1), pp. 48–70.

Thieler, E. R., Pilkey, O. H., Young, R. S., Bush, D. M. et Chai, F. (2002) 'Reply to: Dubois, R. N., 2000. Discussion of: E. Robert Thieler, Orrin H. Pilkey, Jr., Robert S. Young, David M. Bush, and Fei Chai, 2000. The Use of Mathematical Models to Predict Beach Behavior for U.S. Coastal Engineering: A Critical Review', *Journal of Coastal Research*, 18(1), pp. 194–195.

Thornton, E. B. et Guza, R. T. (1986) 'Surf Zone Longshore Currents and Random Waves: Field Data and Models', *American Meteorological Society*, 16, pp. 1165–1178.

Tiberi-Wadier, A.-L., Laugel, A. et Benoit, M. (2014) 'Construction of the numerical wave databases ANEMOC-2 on the Mediterranean Sea and the Atlantic Ocean through hindcast simulations over the period 1979-2010', in *SimHydro 2014: Modelling of rapid transitory flows*.

Tonk, A. et Masselink, G. (2005) 'Evaluation of Longshore Transport Equations with OBS Sensors, Streamer Traps, and Fluorescent Tracer', *Journal of Coastal Research*, 21(5), pp. 915–931.

Trouw, K., Zimmermann, N., Mathys, M., Delgado, R. et Roelvink, D. J. A. (2012) 'Numerical Modelling of Hydrodynamics and Sediment Transport in the Surf Zone : a Sensitivity Study With Different Types of Numerical Models', in *Coastal Engineering 2012*, pp. 1–12.

U.S.A.C.E. (2002) *Coastal Engineering Manual. Engineer Manual 1110-2-1100*. Washington, D.C.

Ullmann, A. (2008) *Surcotes dans le Golfe du Lion et conditions atmosphériques : variabilité contemporaine et future (1900 - 2100)*. Thèse de doctorat, Université Aix-Marseille 1.

Ullmann, A., Pirazzoli, P. A. et Moron, V. (2008) 'Sea surges around the Gulf of Lions and atmospheric conditions', *Global and Planetary Change*, 63(2–3), pp. 203–214.

Vanroye, C. et Bouchette, F. (2009) 'Atlas hydrodynamique du littoral Languedoc-Roussillon', in *Conférence Méditerranéenne Côtière et Maritime, Edition 1, Hammamet, Tunisie (2009)*, pp. 163–166.

Vella, C., Fleury, T.-J., Raccasi, G., Provansal, M., Sabatier, F. et Bourcier, M. (2005) 'Evolution of the Rhône delta plain in the Holocene', *Marine Geology*, 222–223, pp. 235–265.

de Vriend, H. J., Capobianco, M., Chesher, T., de Swart, H. E., Latteaux, B. et Stive, M. J. F.

(1993) 'Approaches to long-term modelling of coastal morphology: a review', *Coastal Engineering*, 21(1-3), pp. 225-269.

de Vriend, H. J., Zyserman, J., Nicholson, J., Roelvink, J. A., Pêchon, P. et Southgate, H. N. (1993) 'Medium-term 2DH coastal area modelling', *Coastal Engineering*, 21(1-3), pp. 193-224.

Waeles, B., Ouriqua, J., Le Dissez, A., Walther, R., Claverie, G., Schwartz, T., Palud, C., Davignon, J. et Sourisseau, H. (2015) 'Campagne de mesures pour l'étude de l'hydrodynamique côtière au voisinage de Port-La Nouvelle', in *Rencontres Universitaires de Génie Civil, Mai 2015, Bayonne*.

Wallace, H. M. (1993) *Coastal Sand Transport and Morphodynamics : A Review of Field Data - Report SR 355 (Issue A)*.

Walstra, D. J. R., Hoekstra, R., Tonnon, P. K. et Ruessink, B. G. (2013) 'Input reduction for long-term morphodynamic simulations in wave-dominated coastal settings', *Coastal Engineering*, 77, pp. 57-70.

Walstra, D. J. R., Van Rijn, L. C., Van Ormondt, M., Brière, C. et Talmon, A. M. (2007) 'The effects of bed slope and wave skewness on sediment transport and morphology', in *6th International Symposium on Coastal Engineering and Science of Coastal Sediment Processes*, p. 14.

Wang, P., Ebersole, B. A. et Smith, E. R. (2002) *Longshore Sand Transport – Initial Results from Large-Scale Sediment Transport Facility - Technical Note ERDC/CHL CHETN-II-46*.

Wang, P. et Kraus, N. C. (2005) 'Beach Profile Equilibrium and Patterns of Wave Decay and Energy Dissipation across the Surf Zone Elucidated in a Large-Scale Laboratory Experiment', *Journal of Coastal Research*, 21(3), pp. 522-534.

van der Wegen, M. et Jaffe, B. E. (2013) 'Towards a probabilistic assessment of process-based, morphodynamic models', *Coastal Engineering*, 75, pp. 52-63.

Van Wellen, E., Chadwick, A. J. et Mason, T. (2000) 'A review and assessment of longshore sediment transport equations for coarse-grained beaches', *Coastal Engineering*, 40(3), pp. 243-275.

Wijnberg, K. M. et Terwindt, J. H. J. (1995) 'Extracting decadal morphological behaviour from high-resolution, long-term bathymetric surveys along the Holland coast using eigenfunction analysis', *Marine Geology*, 126(1-4), pp. 301-330.

Williams, J. J., Conduché, T. et Esteves, L. S. (2015) 'Modelling long-term morphodynamics in practice: uncertainties and compromises', in *Coastal Sediments 2015*, p. 11.

Wright, L. D. et Short, A. D. (1984) 'Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis', *Marine Geology*, 56(1-4), pp. 93-118.

Yates, M. L., Guza, R. T. et O'Reilly, W. C. (2009) 'Equilibrium shoreline response: Observations and modeling', *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(9), pp. 1-16.

Yates, M. L., Guza, R. T., O'Reilly, W. C., Hansen, J. E. et Barnard, P. L. (2011) 'Equilibrium shoreline response of a high wave energy beach', *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(4), pp. 1-13.

Young, R. S., Bush, D. M., Pilkey, O. H. et Thieler, E. R. (1997) 'Reply to: Bodge, K. R., 1997. Discussion of: Young, R.S., Pilkey, O.H., Bush, D.M., and Thieler, E.R., 1995. A Discussion of

the Generalized Model for Simulating Shoreline Change (GENESIS). *Journal of Coastal Research*, 11(3), 875-886.', *Journal of Coastal Research*, 13(3), pp. 954-955.

Young, R. S., Pilkey, O. H., Bush, D. M. et Thieler, E. R. (1995) 'A discussion of the generalized model for simulating shoreline change (GENESIS)', *Journal of Coastal Research*, 11(3), pp. 875-886.

Zimmermann, N., Trouw, K., Wang, L., Mathys, M., Delgado, R. et Verwaest, T. (2012) 'Longshore Transport and Sedimentation in a Navigation Channel At Blankenberge (Belgium)', in *Coastal Engineering 2012*.

Liste des figures

Figure 1-1 - Schéma de la circulation sédimentaire de l'avant-côte d'après Inman & Frautschy (1966).....	1
Figure 1-2 - Schéma des cellules littorales le long de la côte californienne selon les travaux d'Inman & Frautschy (1966).....	3
Figure 1-3 - Classification des limites du transport sédimentaire longitudinal (Bray <i>et al.</i> , 1995).....	4
Figure 1-4 - Schéma récapitulant la terminologie adoptée dans ce travail pour désigner le TSL.....	7
Figure 1-5 - Schéma conceptuel établissant le lien entre les variations du rivage et l'énergie de la houle d'après Carter (1988).....	8
Figure 2-1 - Cartographie schématique resituant le golfe du Lion par rapport aux côtes françaises de Méditerranée.....	11
Figure 2-2 - Reconstruction paléogéographique de la formation du cordon de Sète pendant la transgression Holocène proposée par Ferrer <i>et al.</i> (2010).....	12
Figure 2-3 - Etapes principales de la construction Holocène du delta du Rhône proposées par Vella <i>et al.</i> (2005).....	13
Figure 2-4 - Morphologie des barres d'avant-côte (A et B), profils bathymétriques (D) et roses de houles (C) pour le secteur du Roussillon, d'Argelès au cap Leucate.....	20
Figure 2-5 - Modélisation de la direction et de l'intensité des courants de fond au pic de la tempête du 21 février 2004 (4h30 du matin), à l'embouchure de la Têt (Michaud <i>et al.</i> , 2012).....	22
Figure 2-6 - Organisation et intensité du TSL d'après les travaux antérieurs, pour le secteur du Roussillon, d'Argelès au cap Leucate.....	24
Figure 2-7 - Profil longitudinal extrait du LiDAR 2011 sur la barre externe, au sud de Portiragnes-Plage ; le profil est localisé sur la Figure 2-8 A.....	25
Figure 2-8 - Morphologie des barres d'avant-côte (A et B), profils bathymétriques (D) et roses de houles (C) pour le secteur du Narbonnais, de La Franqui à Portiragnes-Plage.....	26
Figure 2-9 - Organisation et intensité du TSL d'après les travaux antérieurs, pour le secteur du Narbonnais, de La Franqui à Portiragnes-Plage.....	28
Figure 2-10 - Morphologie des barres d'avant-côte (A et B), profils bathymétriques (D) et roses de houles (C) pour le secteur du lido de Sète.....	30
Figure 2-11 - Profil longitudinal extrait du LiDAR 2011 dans la fosse externe à l'ouest de Port Ambonne ; le profil est localisé sur la Figure 2-10 A.....	31
Figure 2-12 - Organisation et intensité du TSL d'après les travaux antérieurs, pour le secteur du lido de Sète.....	33
Figure 2-13 - Morphologie des barres d'avant-côte (A et B), profils bathymétriques (D) et roses de houles (C) pour le secteur du golfe d'Aigues-Mortes, de Frontignan à l'Espiguette.....	35

Figure 2-14 - Modélisation des courants de surface (a, c) et près du fond (b, d) au pic de la tempête du 26 décembre 2008 (19h00) dans le golfe d'Aigues-Mortes (Leredde <i>et al.</i> , 2014).	37
Figure 2-15 - Organisation et intensité du TSL d'après les travaux antérieurs, pour le secteur du golfe d'Aigues-Mortes.....	38
Figure 2-16 - Principales étapes de la formation du delta du Rhône depuis 2000 ans d'après Blanc (1977), sur la base des travaux de Kruit (1955) & Duboul-Ravazet (1956).	40
Figure 2-17 - Evolution du delta du Rhône depuis le XVIII ^{ème} siècle en lien avec la dérive littorale (Sabatier & Anthony, 2015).	40
Figure 2-18 - Morphologie des barres d'avant-côte (A et B), profils bathymétriques (D) et roses de houles (C), de la digue de l'Espiguette au Petit Rhône.....	42
Figure 2-19 - Profil longitudinal extrait du LiDAR 2011 dans la fosse externe au droit du phare de l'Espiguette ; le profil est localisé sur la Figure 2-18 A.....	43
Figure 2-20 - Organisation et intensité du TSL d'après les travaux antérieurs, pour le secteur de la flèche de l'Espiguette et de la Petite Camargue.	44
Figure 2-21 - Morphologie des barres d'avant-côte (A et B), profils bathymétriques (D) et roses de houles (C) pour le secteur du golfe de Beauduc.	46
Figure 2-22 - Profil longitudinal extrait du Litto3D 2015 dans la fosse externe à l'ouest du grau de la Comtesse ; le profil est localisé sur la Figure 2-21 B.....	47
Figure 2-23 - Intensité ($m.s^{-1}$) des composantes longitudinales (E) et transversales (D) du courant lors de la campagne ROUSTY1412 (Petitjean, 2016).....	48
Figure 2-24 - Organisation et intensité du TSL d'après les travaux antérieurs, pour le secteur du golfe de Beauduc.	49
Figure 2-25 - Morphologie des barres d'avant-côte (A et B), profils bathymétriques (D) et roses de houles (C) pour le secteur de la flèche de Beauduc.....	51
Figure 2-26 - Profil longitudinal extrait du Litto3D 2015 sur la face interne de la barre externe, à l'ouest du grau de la Dent ; le profil est localisé sur la Figure 2-25 B.	52
Figure 2-27 - Organisation et intensité du TSL d'après les travaux antérieurs, pour le secteur de la flèche de Beauduc.	54
Figure 2-28 - Profil longitudinal extrait du Litto3D 2015 dans la fosse externe de la partie ouest de la plage de Piémanson ; le profil est localisé sur la Figure 2-29 A.	55
Figure 2-29 - Morphologie des barres d'avant-côte (A et B), profils bathymétriques (D) et roses de houles (C) pour le secteur de la plage de Piémanson.....	56
Figure 2-30 - Organisation et intensité du TSL d'après les travaux antérieurs, pour le secteur de la plage de Piémanson.	58
Figure 2-31 - Morphologie des barres d'avant-côte (A et B), profils bathymétriques (D) et roses de houles (C) pour le secteur de la plage Napoléon et de la flèche de la Gracieuse.	60
Figure 2-32 - Profil longitudinal extrait sur la barre interne entre la plage Napoléon et la flèche de la Gracieuse ; le profil est localisé sur la Figure 2-31 B.	61
Figure 2-33 - Organisation et intensité du TSL d'après les travaux antérieurs, pour le secteur de la plage Napoléon et de la flèche de la Gracieuse.....	62

Figure 3-1 - Plages temporelles couvertes par les séries CANDHIS. Chaque changement de couleur intervient après une interruption d'au moins 72h dans les mesures.	77
Figure 3-2 - Estimation des hauteurs significatives H_{m0} à partir des mesures du houlographe de l'Espiguette (identifiant CANDHIS : 03001). Chaque changement de couleur intervient après une interruption d'au moins 72h dans les mesures.	78
Figure 3-3 - Biais, erreur quadratique moyenne, indice de dispersion et asymétrie entre ANEMOC-2 et les mesures d'altimétrie spatiale, pour la période 2003-2005 (Tiberi-Wadier <i>et al.</i> , 2014).	79
Figure 3-4 - Localisation des échantillons sédimentaires, des nœuds ANEMOC-2 et des profils topo-bathymétriques avec en fond les emprises des LiDAR et des sondes – Ouest du golfe du Lion (Roussillon et Narbonnais).....	82
Figure 3-5 - Localisation des échantillons sédimentaires, des nœuds ANEMOC-2 et des profils topo-bathymétriques avec en fond les emprises des LiDAR et des sondes (zoom sur Saint-Pierre-la-Mer) – Nord du golfe du Lion (lido de Sète, golfe d'Aigues-Mortes, delta du Rhône).	83
Figure 3-6 - Valeurs moyennes de D_{10} , D_{50} et D_{90} déterminées pour l'ensemble de la zone d'étude.	85
Figure 3-7 - Schéma du fonctionnement d'Unibest-LT détaillant les données en entrée du modèle (climat de houle et profil topo-bathymétrique).....	85
Figure 3-8 - Cartographie de la zone de calibration (flèche de l'Espiguette) et comparaison des volumes mesurés vs. calculés.....	91
Figure 4-1 - Potentiels de TSL_R , TSL_D et TSL_G pour une année type (1979-2010), d'Argelès au cap Leucate.	96
Figure 4-2 - Potentiels de TSL_R , TSL_D et TSL_G pour une année type (1979-2010), de La Franqui à Portiragnes-Plage.....	98
Figure 4-3 - Potentiels de TSL_R , TSL_D et TSL_G pour une année type (1979-2010), pour les lidos de Sète, de Frontignan et des Aresquiers.	101
Figure 4-4 - Potentiels de TSL_R , TSL_D et TSL_G pour une année type (1979-2010), pour le golfe d'Aigues-Mortes.	103
Figure 4-5 - Potentiels de TSL_R , TSL_D et TSL_G pour une année type (1979-2010), de la flèche de l'Espiguette au Petit-Rhône.....	105
Figure 4-6 - Potentiels de TSL_R , TSL_D et TSL_G pour une année type (1979-2010), des Saintes-Maries-de-la-Mer au grau de la Dent.	107
Figure 4-7 - Potentiels de TSL_R , TSL_D et TSL_G pour une année type (1979-2010), de part et d'autre de l'embouchure du Rhône.	109
Figure 4-8 - Ratio TSL dominant / secondaire annuel « type », du Roussillon au lido des Aresquiers.	119
Figure 4-9 - Potentiel de TSL_T annuel « type », du Roussillon au lido des Aresquiers.	119
Figure 4-10 - Ratio TSL dominant / secondaire annuel « type », du golfe d'Aigues-Mortes à la flèche de la Gracieuse.	120
Figure 4-11 - Potentiel de TSL_T annuel « type », du golfe d'Aigues-Mortes à la flèche de l'Espiguette.	120

Figure 5-1 - Schéma récapitulatif des cellules de dérive littorale potentielle annuelle du golfe du Lion, définies sur la base du potentiel de TSL _R annuel « type » (chapitre 4).....	123
Figure 5-2 - Potentiel de TSL _R annuel (10 ³ m ³ /an) profil par profil de 1979 à 2010, pour le Roussillon.	129
Figure 5-3 - Potentiel de TSL _R annuel (10 ³ m ³ /an) profil par profil de 1979 à 2010, pour l'ensemble du Narbonnais, Nord et Sud compris.....	134
Figure 5-4 - Potentiel de TSL _R annuel (10 ³ m ³ /an) profil par profil de 1979 à 2010, pour le lido de Sète.	137
Figure 5-5 - Potentiel de TSL _R annuel (10 ³ m ³ /an) profil par profil de 1979 à 2010, de Frontignan au Grau-du-Roi.....	145
Figure 5-6 - Potentiel de TSL _R annuel (10 ³ m ³ /an) profil par profil de 1979 à 2010, de la flèche de l'Espiguette au Petit Rhône.....	148
Figure 5-7 - Potentiel de TSL _R annuel (10 ³ m ³ /an) profil par profil de 1979 à 2010, pour le golfe et la flèche de Beauduc.	153
Figure 5-8 - Potentiel de TSL _R annuel (10 ³ m ³ /an) profil par profil de 1979 à 2010, pour la plage de Piémansond'une part et la plage de Napoléon ainsi que la flèche de la Gracieuse d'autre part.	159
Figure 5-9 - Récapitulatif des anomalies positives et négatives à l'échelle du golfe du Lion.	164
Figure 5-10 - Evolution (%) du potentiel de TSL _R annuel par rapport à la normale, cumul horaire annuel par classe de hauteur, hauteur maximale atteinte 12 h par an (Hsx), hauteur significative maximale annuelle, et coefficients de corrélation avec l'évolution du potentiel de TSL _R annuel ; pour le Roussillon.	169
Figure 5-11 - Evolution (%) du potentiel de TSL _R annuel par rapport à la normale, cumul horaire annuel par classe de hauteur, hauteur maximale atteinte 12 h par an (Hsx), hauteur significative maximale annuelle, et coefficients de corrélation avec l'évolution du potentiel de TSL _R annuel ; pour le Narbonnais Sud.	171
Figure 5-12 - Evolution (%) du potentiel de TSL _R annuel par rapport à la normale, cumul horaire annuel par classe de hauteur, hauteur maximale atteinte 12 h par an (Hsx), hauteur significative maximale annuelle, et coefficients de corrélation avec l'évolution du potentiel de TSL _R annuel ; pour le Narbonnais Nord.	173
Figure 5-13 - Evolution (%) du potentiel de TSL _R annuel par rapport à la normale, cumul horaire annuel par classe de hauteur, hauteur maximale atteinte 12 h par an (Hsx), hauteur significative maximale annuelle, et coefficients de corrélation avec l'évolution du potentiel de TSL _R annuel ; pour le lido de Sète.....	175
Figure 5-14 - Evolution (%) du potentiel de TSL _R annuel par rapport à la normale, cumul horaire annuel par classe de hauteur, hauteur maximale atteinte 12 h par an (Hsx), hauteur significative maximale annuelle, et coefficients de corrélation avec l'évolution du potentiel de TSL _R annuel ; pour le lido de Frontignan.	177
Figure 5-15 - Evolution (%) du potentiel de TSL _R annuel par rapport à la normale, cumul horaire annuel par classe de hauteur, hauteur maximale atteinte 12 h par an (Hsx), hauteur significative maximale annuelle, et coefficients de corrélation avec l'évolution du potentiel de TSL _R annuel ; pour le lido des Aresquiers.	179

Figure 5-16 - Evolution (%) du potentiel de TSL _R annuel par rapport à la normale, cumul horaire annuel par classe de hauteur, hauteur maximale atteinte 12 h par an (Hsx), hauteur significative maximale annuelle, et coefficients de corrélation avec l'évolution du potentiel de TSL _R annuel ; de l'Espiguette au Petit Rhône.	181
Figure 5-17 - Evolution (%) du potentiel de TSL _R annuel par rapport à la normale, cumul horaire annuel par classe de hauteur, hauteur maximale atteinte 12 h par an (Hsx), hauteur significative maximale annuelle, et coefficients de corrélation avec l'évolution du potentiel de TSL _R annuel ; pour la flèche de Beauduc.	183
Figure 5-18 - Evolution (%) du potentiel de TSL _R annuel par rapport à la normale, cumul horaire annuel par classe de hauteur, hauteur maximale atteinte 12 h par an (Hsx), hauteur significative maximale annuelle, et coefficients de corrélation avec l'évolution du potentiel de TSL _R annuel ; pour la plage de Piémanson.	185
Figure 5-19 - Evolution (%) du potentiel de TSL _R annuel par rapport à la normale, cumul horaire annuel par classe de hauteur, hauteur maximale atteinte 12 h par an (Hsx), hauteur significative maximale annuelle, et coefficients de corrélation avec l'évolution du potentiel de TSL _R annuel ; de l'embouchure du Rhône à la Gracieuse.	187
Figure 6-1 - Schéma détaillant le calcul des gradients positifs et négatifs des potentiels de TSL _{R-1895} (cadre du haut) et TSL _{R-2011} (cadre du bas), cf. emprise sur carte de la Figure 6-3.	193
Figure 6-2 - Potentiel de TSL _{R-1895} et TSL _{R-2011} , gradients positifs et négatifs, et évolution du rivage au cours de la période naturelle (1895-1952) et aménagée (1977-2011), pour le Roussillon.	197
Figure 6-3 - Potentiel de TSL _{R-1895} et TSL _{R-2011} , gradients positifs et négatifs, et évolution du rivage au cours de la période naturelle (1895-1952) et aménagée (1977-2011), pour le Narbonnais.	203
Figure 6-4 - Potentiel de TSL _{R-1895} et TSL _{R-2011} , gradients positifs et négatifs, et évolution du rivage au cours de la période naturelle (1895-1952) et aménagée (1977-2011), pour les lidos de Sète, de Frontignan et des Aresquiers.	208
Figure 6-5 - Potentiel de TSL _{R-1895} et TSL _{R-2011} , gradients positifs et négatifs, et évolution du rivage au cours de la période naturelle (1895-1952) et aménagée (1977-2011), pour le golfe d'Aigues-Mortes.	212
Figure 6-6 - Potentiel de TSL _{R-1895} et TSL _{R-2011} , gradients positifs et négatifs, et évolution du rivage au cours de la période naturelle (1895-1952) et aménagée (1977-2011), de l'Espiguette au Petit Rhône.	216
Figure 6-7 - Potentiel de TSL _{R-1895} et TSL _{R-2011} , gradients positifs et négatifs, et évolution du rivage au cours de la période naturelle (1895-1952) et aménagée (1977-2011), pour le golfe et la flèche de Beauduc.	219
Figure 6-8 - Potentiel de TSL _{R-1895} et TSL _{R-2011} , gradients positifs et négatifs, et évolution du rivage au cours de la période naturelle (1895-1952) et aménagée (1977-2011), de part et d'autre de l'embouchure du Rhône.	223
Figure 7-1 - Scénarios de dérive littorale potentielle annuelle, du Roussillon au golfe d'Aigues-Mortes.	231

Figure 7-2 - Scénarios de dérive littorale potentielle annuelle, de la flèche de l'Espiguette à la flèche de la Gracieuse.....	237
--	-----

Liste des tableaux

Tableau 3-1 - Coefficients de détermination des régressions linéaires simples sur les hauteurs significatives des séries CANDHIS, ANEMOC et ANEMOC-2.....	79
Tableau 3-2 - Indicateurs statistiques pour une série de climats ANEMOC-2 originaux et discrétisés en Petite Camargue (les identifiants des nœuds sont donnés dans la colonne de gauche).....	81
Tableau 3-3 - Découpage spatial de la zone d'étude pour la mise en œuvre du modèle Unibest-LT.....	86
Tableau 3-4 - Zones non modélisées en raison des contraintes de mise en œuvre du modèle Unibest-LT.....	87
Tableau 3-5 - Volumes mesurés vs. calculés dans la zone de calibration.....	92
Tableau 4-1 - Typologie des limites de cellule de dérive littorale potentielle annuelle identifiées dans la zone d'étude via les ruptures dans la continuité longitudinale du potentiel de TSL_R	115
Tableau 4-2 - Comparaison des intensités du potentiel de TSL_R annuel modélisé dans cette thèse aux valeurs des travaux antérieurs.....	118
Tableau 4-3 - Ratio TSL dominant / secondaire, moyenne du potentiel de TSL_R et TSL_T annuel « type » et ratio TSL_T/TSL_R , du Roussillon à la flèche de la Gracieuse.....	121
Tableau 5-1 - Cas type d'évolution des potentiels de TSL dominant et secondaire entre 1979 et 2010 par rapport à la normale ; les valeurs sont des pourcentages (%) et le codage est donné dans le texte.....	125
Tableau 5-2 - Evolution (%) par rapport à la normale du potentiel de TSL_R , du potentiel de TSL_T , du ratio TSL dom./sec., du potentiel de TSL dominant et du potentiel de TSL secondaire, pour le Roussillon.....	127
Tableau 5-3 - Evolution (%) par rapport à la normale du potentiel de TSL_R , du potentiel de TSL_T , du ratio TSL dom./sec., du potentiel de TSL dominant et du potentiel de TSL secondaire, pour le Narbonnais Sud.....	131
Tableau 5-4 - Evolution (%) par rapport à la normale du potentiel de TSL_R , du potentiel de TSL_T , du ratio TSL dom./sec., du potentiel de TSL dominant et du potentiel de TSL secondaire, pour le Narbonnais Nord.....	133
Tableau 5-5 - Evolution (%) par rapport à la normale du potentiel de TSL_R , du potentiel de TSL_T , du ratio TSL dom./sec., du potentiel de TSL dominant et du potentiel de TSL secondaire, pour le lido de Sète.....	136
Tableau 5-6 - Evolution (%) par rapport à la normale du potentiel de TSL_R , du potentiel de TSL_T , du ratio TSL dom./sec., du potentiel de TSL dominant et du potentiel de TSL secondaire, pour le lido de Frontignan.....	139
Tableau 5-7 - Evolution (%) par rapport à la normale du potentiel de TSL_R , du potentiel de TSL_T , du ratio TSL dom./sec., du potentiel de TSL dominant et du potentiel de TSL secondaire, pour le lido des Aresquiers.....	141

Tableau 5-8 - Evolution (%) par rapport à la normale du potentiel de TSL _R , du potentiel de TSL _T , du ratio TSL dom./sec., du potentiel de TSL dominant et du potentiel de TSL secondaire, pour le golfe d'Aigues-Mortes	143
Tableau 5-9 - Evolution (%) par rapport à la normale du potentiel de TSL _R , du potentiel de TSL _T , du ratio TSL dom./sec., du potentiel de TSL dominant et du potentiel de TSL secondaire, de la flèche de l'Espiguette au Petit Rhône.....	147
Tableau 5-10 - Evolution (%) par rapport à la normale du potentiel de TSL _R , du potentiel de TSL _T , du ratio TSL dom./sec., du potentiel de TSL dominant et du potentiel de TSL secondaire, pour le golfe de Beauduc.	150
Tableau 5-11 - Evolution (%) par rapport à la normale du potentiel de TSL _R , du potentiel de TSL _T , du ratio TSL dom./sec., du potentiel de TSL dominant et du potentiel de TSL secondaire, pour la flèche de Beauduc.	152
Tableau 5-12 - Evolution (%) par rapport à la normale du potentiel de TSL _R , du potentiel de TSL _T , du ratio TSL dom./sec., du potentiel de TSL dominant et du potentiel de TSL secondaire, pour la plage de Piémanson.	155
Tableau 5-13 - Evolution (%) par rapport à la normale du potentiel de TSL _R , du potentiel de TSL _T , du ratio TSL dom./sec., du potentiel de TSL dominant et du potentiel de TSL secondaire, pour la plage Napoléon et la flèche de la Gracieuse.....	158
Tableau 5-14 - Comparaison par cellule de l'intensité moyenne du potentiel de TSL _R : moyenne sur 31 ans vs. Année type.....	161
Tableau 5-15 - Coefficients de corrélation entre le cumul horaire annuel par classe de hauteur et le potentiel de TSL _R annuel ; par cellule de dérive littorale potentielle annuelle.	188
Tableau 6-1 - Tableau récapitulatif des correspondances entre gradient du potentiel de TSL _R et évolution du rivage : les cas de figure partiellement conformes sont en orange, tandis que les situations pleinement contraires aux attentes théoriques sont en rouge.	194
Tableau 6-2 - Gradients positifs et négatifs du potentiel de TSL _{R-1895} et TSL _{R-2011} et variations du rivage associées, pour le Roussillon.....	199
Tableau 6-3 - Gradients positifs et négatifs du potentiel de TSL _{R-1895} et TSL _{R-2011} et variations du rivage associées, pour le Narbonnais.....	205
Tableau 6-4 - Gradients positifs et négatifs du potentiel de TSL _{R-1895} et TSL _{R-2011} et variations du rivage associées, pour les lidos de Sète, de Frontignan et des Aresquiers.	210
Tableau 6-5 - Gradients positifs et négatifs du potentiel de TSL _{R-1895} et TSL _{R-2011} et variations du rivage associées, pour le golfe d'Aigues-Mortes.....	214
Tableau 6-6 - Gradients positifs et négatifs du potentiel de TSL _{R-1895} et TSL _{R-2011} et variations du rivage associées, de l'Espiguette au Petit Rhône.....	217
Tableau 6-7 - Gradients positifs et négatifs du potentiel de TSL _{R-1895} et TSL _{R-2011} et variations du rivage associées, de l'Espiguette au Petit Rhône.....	221
Tableau 6-8 - Gradients positifs et négatifs du potentiel de TSL _{R-1895} et TSL _{R-2011} et variations du rivage associées, de part et d'autre de l'embouchure du Rhône.....	225