

# **RAPPORT FINAL DE RECHERCHE**

## **PARTIE SCIENTIFIQUE**

**Juillet 2007**

IMPLIT – Impact des événements extrêmes (tempêtes et surcotes) sur les hydrosystèmes du littoral méditerranéen dans le cadre du changement climatique

GICC-2 (AO 2003)

Coordination : Vincent Moron & François Sabatier (Université d'Aix-Marseille I & CEREGE, UMR 6635 CNRS)

Partenaires : CEREGE (C. Brunel, S. Meulé, V. Moron, F. Sabatier, A. Ullmann), CETMEF – Aix (P. Gaufrière), CETMEF – Compiègne (P. Sergent, V. Laborie), EID Méditerranée (H. Heurtefeux), MEDIAS France (M. Hoepffner, J.L. Boichard), Tour du Valat (P. Chauvelon, M. Pichaud), Université de Compiègne (A. Ouasine)

1. Contexte général.....	6
2. Phase 1 : Analyse climatique et marégraphique.....	9
2.1 Objectifs .....	9
2.2 L'analyse fréquentielle des niveaux marins à Marseille-Endoume (CETMEF-Aix).....	12
2.2.1 Introduction .....	12
2.2.2 Précision et incertitudes .....	14
2.2.3 Contrôle de la série - Prétraitement des données.....	14
2.2.4 La marée prédite.....	15
2.2.5 Phasage de l'analyse.....	20
2.2.6 Outils statistiques d'ajustement et de contrôle .....	21
2.2.7 Mise en oeuvre de la méthode des maxima annuels.....	22
2.2.8 Mise en oeuvre de la méthode sup-seuil.....	28
2.2.9 Représentation synthétique Intensité-Durée-Fréquence .....	33
2.3 La numérisation et la validation des enregistrements marégraphiques du Grau de la Dent, Port-Vendres et Sète (CEREGE).....	35
2.3.1 Numérisation et validation des marégrammes historiques.....	35
2.3.2 Validation des données du Grau de la Dent.....	39
2.3.3 Cohérence spatiale des variations marines autour du Golfe du Lion .	40
2.4 Les conditions atmosphériques contemporaines liées aux surcotes marines (1905-2002) (CEREGE).....	43
2.4.1 La relation moyenne.....	43

2.4.2 Les types de temps et le niveau marin.....	48
2.4.3 La variabilité de la relation au cours du 20 <sup>ème</sup> siècle.....	50
2.5 Les projections sur le 21 <sup>ème</sup> siècle (CEREGE) .....	53
2.5.1 Simulation de la variabilité des surcotes au 21 <sup>ème</sup> siècle.....	54
2.5.2 Variabilité des niveaux marins au 21 <sup>ème</sup> siècle.....	55
3. Phase 2.1 Rôle des tempêtes sur le recul du rivage depuis le milieu du 20 <sup>ème</sup> siècle .....	58
3.1 Objectifs généraux.....	58
3.2. Rôle des tempêtes sur le recul du rivage à long terme (CEREGE).....	58
3.2.1 Contexte général.....	58
3.2.2 Les variations du rivage depuis 150 ans.....	60
3.2.3 Les variations de surfaces.....	63
3.2.4 Conclusion partielle .....	65
3.3 Recul du rivage, overwashes et tempêtes à moyen terme (CEREGE et EID) .....	66
3.3.1 Introduction : l'importance des lidos.....	66
3.3.2 Sites d'études .....	67
3.3.3 Recul du rivage sur les lidos de Maguelone et de Petite Camargue.....	68
3.3.4 Dépôts d'overwash sur les lidos de Maguelone et de Petite Camargue .....	70
3.3.5 Rôle des forçages sur l'évolution à moyen terme des lidos.....	74
3.3.6 Fonctionnement épisodique d'une brèche et d'un dépôt d'overwash ..	75

3.3.7 Impact morphologique des tempêtes sur des profils de plage dans le Languedoc.....	80
4. Phase 2.2. Modélisation des tempêtes sur le profil de plage .....	91
4.1 Objectifs .....	91
4.2 Modélisation hydrodynamique du franchissement du lido de Villeneuve les Maguelone (CETMEF-Compiègne).....	91
4.2.1 Méthodes et modélisation développée .....	91
4.2.2 Résultats .....	94
4.2.3 Conclusion partielle .....	96
4.3 Modélisation de l'érosion des dunes durant les tempêtes en relation avec un changement climatique (CEREGE) .....	96
4.3.1 Introduction .....	96
4.3.2 Morphologie des plages et des dunes .....	97
4.3.3 Méthodes d'analyse .....	100
4.3.4 Résultats .....	103
4.3.5 Conclusion partielle .....	108
4.4 Cas idéal de modélisation 3D des submersions marines d'une dune (UTC et CETMEF) .....	108
4.4.1 Introduction .....	108
4.4.2 Formulation du problème et équations du modèle.....	109
4.4.3 Intégration numérique et discrétisation par éléments finis.....	111
4.4.4 Rappel des équations de déformation de la structure (dune) .....	111
4.4.5 Résultats .....	112

4.4.6 Conclusion et perspectives .....	118
5 Phase 3 : Modélisation du fonctionnement de l'hydrosystème Vaccarès dans l'Île de Camargue en situation de crise hydro climatique.....	120
5.1 Objectifs .....	120
5.2 Méthodologie expérimentale et modélisation (Tour du Valat).....	121
5.2.1 Modélisation du fonctionnement de l'hydrosystème Vaccarès dans l'Île de Camargue en situation de crise hydro climatique.....	121
5.2.2 La structure du modèle conceptuel .....	136
5.2.3 Modélisation hydrodynamique du système Vaccarès .....	138
5.3 Résultats .....	147
5.4 Conclusions .....	166
6. Références.....	167

# 1. Contexte général

IMPLIT s'inscrit dans le thème II. B de l'appel d'offre du GICC, dont il reprend les objectifs. Le couplage entre l'atmosphère terrestre et les océans explique que les changements climatiques aient des effets considérables sur les couches marines superficielles (IPCC, 2001). L'élévation eustatique du niveau marin ne devrait cependant pas dépasser 60 cm à l'horizon 2100 et ne contribuerait que pour une faible part au recul du rivage (Sabatier et Provansal, 2000). Des évaluations récentes (Rahmstorf *et al.*, 2007) montrent cependant que les projections élaborées depuis le premier rapport de l'IPCC (1990) sous-estime plutôt les variations observées que l'inverse. **Les conditions météo-océanographiques régionales sont déterminantes dans l'apparition des surcotes et des fortes houles, qui constituent, de fait, un danger plus important que l'élévation moyenne du plan d'eau.** Ce sont ces phénomènes extrêmes, de forte amplitude et de faible fréquence, qui constituent la contrainte majeure à l'appropriation croissante des espaces côtiers par les populations et leurs activités.

Le projet de recherche se donnait donc pour objectif d'analyser les conditions d'apparition et l'impact des niveaux marins extrêmes sur le littoral du Golfe du Lion. Il pourra constituer une contribution à la mise en application de la loi sur les risques naturels (2003) et des PPRL (Plans de Prévision des Risques Littoraux). La scène régionale étudiée correspond au Golfe du Lion, soit la partie nord-occidentale du bassin méditerranéen et le linéaire côtier de Marseille aux Pyrénées. Ce territoire forme une unité fonctionnelle sur le plan climatique et géomorphologique.

Le climat méditerranéen n'est pas exempt de phénomènes météorologiques violents. Les tempêtes générant les surcotes et les fortes houles, bien que peu fréquentes, sont susceptibles de modifier fortement les conditions littorales (surcotes de + 1.5 m NGF durant les tempêtes cinquantenales et vingtennales de 1982 et 1997). Ces tempêtes sont généralement associées à de fortes dépressions transitant entre le Golfe de Gascogne et la Méditerranée, éventuellement couplées avec un anticyclone sur l'Europe centrale et orientale (Ullmann, 2003). Autrement dit, des modifications morphologiques aux échelles locales (= chaque site) et régionales (= l'ensemble du littoral de Marseille à Port-Vendres) sont fortement déterminées par les conditions météorologiques à une échelle beaucoup plus vaste impliquant la partie centrale et orientale du bassin Atlantique, l'Europe et le bassin méditerranéen. Cet aspect a été rigoureusement analysé durant le projet IMPLIT.

Les plages sableuses sont affectées d'un recul tendanciel depuis au moins un demi-siècle (Durand, 1999 ; Sabatier et Suanez, 2003). Les conditions hydro-dynamiques littorales sont comparables sur tout l'espace concerné, mais le dessin semi-circulaire du Golfe du Lion laisse

présumer de probables “ effets de golfe ”, dont le rôle sur l’amplification des surcotes a déjà été mis en évidence par l’altimétrie spatiale. Il est aussi connu que les différentes orientations du trait de côte modulent la répartition de l’énergie des plus fortes houles, typiquement issues du S et du SE (Bruzzi, 1998). La scène régionale retenue devra donc faire l’objet d’un zonage, appuyé sur une typologie des impacts.

Enfin, si l’activité touristique est un puissant élément d’unité dans la gestion des espaces côtiers, avec les abus immobilier et les erreurs qu’elle a pu engendrer depuis une trentaine d’années, la région étudiée présente plusieurs secteurs spécifiques par leur développement économique (industrie salinière dans le delta du Rhône, Port Autonome de Marseille) ou leur richesse écologique (Parc et Réserve Naturelle de Camargue, Conservatoire du Littoral), sur lesquels les enjeux et les méthodes de la défense côtière sont très différents. L’analyse des forçages climatiques et de leurs impacts sera donc confrontée à différentes stratégies de gestion et d’adaptation aux risques naturels.

L’insertion régionale du projet implique une collaboration avec les acteurs régionaux, service déconcentrés de l’Etat (Services Maritimes, CETMEF), collectivités publiques régionales (Parc Naturel de Camargue) où travaillent des gestionnaires et des ingénieurs à forte “ expérience littorale ”. Ils constitueront un groupe de pilotage, auprès desquels les résultats seront discutés pendant la durée de la recherche.

Le projet IMPLIT reposait sur une quadruple démarche :

(1) Proposer des scénarii de la fréquence et de l’intensité des conditions météorologiques favorables à la genèse des épisodes de surcotes/fortes houles à partir des sorties des modèles climatiques globaux et régionaux forcés par l’augmentation des gaz à effet de serre.

(2) Rechercher les corrélations entre les forçages météorologiques régionaux/locaux et l’aléa littoral (érosion, submersion) à différentes échelles de temps (de l’évènement à la longue durée), afin de dégager les effets de tendance, de stabilisation, voire de rechargement naturel et de déterminer les seuils de fragilité des milieux côtiers. Une modélisation hydro-sédimentaire de l’érosion des dunes pendant les tempêtes extrêmes sera conduite.

(3) Utiliser les données des modèles climatiques et de surcote marines comme forçage pour simuler le fonctionnement de l’hydro-système camarguais en conditions hydro-climatiques extrêmes, pour un éventail varié de conditions initiales précédant l’évènement.

(4) Examiner les dommages que ces impacts apportent aux activités économiques et sociales et la façon dont les décideurs institutionnels régionaux les intègrent dans leur politique de gestion des espaces littoraux, en particulier sur l'espace camarguais.

Ces démarches permettront de proposer des mesures d'adaptation ou de protection pour répondre aux risques d'érosion et de submersion du milieu littoral **en collaboration avec les acteurs institutionnels.**



## 2. Phase 1 : Analyse climatique et marégraphique

### 2.1 Objectifs

Le volet climatique a poursuivi principalement trois buts :

- (i) l'analyse des séries marégraphiques elles-mêmes ;
- (ii) l'analyse des conditions météorologiques associées aux variations du niveau marin ;
- (iii) les projections des conditions météorologiques et des variations marines associées à la fin du 21<sup>ème</sup> siècle en relation avec le changement climatique induit par les activités anthropiques.

Pour certaines séries marégraphiques (par exemple pour celle du Grau de la Dent), l'ensemble de la chaîne de traitement depuis la validation du marégramme original jusqu'à la production de séries numériques a été effectué alors que la série de Marseille était déjà disponible mais pas totalement validée. Le CEREGE et le CETE ont donc analysé la série du Grau de la Dent (1979-1996), puis intégré les enregistrements de Sète et de Port-Vendres (1986-1995) au traitement grâce au logiciel NUNIEAU développé par F. Pons (CETE). Le CETMEF a défini une méthodologie de calcul des valeurs extrêmes de surcotes en Méditerranée et caractérisé les événements de tempête associés en terme fréquentiel. Ces travaux, notamment sur la série historique de Marseille-Endoume (1885-2003) s'inscrivent dans la continuité des travaux sur l'impact des tempêtes sur le littoral oriental du delta du Rhône (Bruzzi, 1998), sur le contrôle de la mesure de niveau marin à Marseille (Woppelmann, 1997) et sur l'inférence statistique des niveaux marins extrêmes (Walton, 2000).

Le second objectif était l'analyse des conditions météorologiques associées aux variations du niveau marin. Les variations du niveau marin résultent de la superposition de plusieurs phénomènes généralement indépendants qui peuvent se distinguer par leurs échelles de temps :

- des phénomènes à **pas de temps court** : les vagues et les houles, les seiches, les tsunamis.
- des phénomènes à **pas de temps moyen** (c'est-à-dire de l'ordre de grandeur de la journée) : la marée astronomique, les modifications du champ barométrique et du vent liées aux perturbations tempérées.

- des phénomènes beaucoup **plus lents** : la variation séculaire du niveau marin liée aux variations thermiques globales et/ou régionales, les ajustements tectoniques et isostatiques ainsi que celles liées à l'alimentation sédimentaire etc.

L'accent a été mis sur les variations du niveau de la mer sur **les échelles de temps allant de quelques heures à quelques jours** qui sont le résultat de deux processus: l'action propre des perturbations tempérées (surcote et décote) se superposant aux mouvements réguliers et prédictibles d'origine astronomique (les marées). Dans le Golfe du Lion, le marnage maximal est de l'ordre de 0.30 m (conditions micro-tidales de type semi-diurne à inégalité diurne). **Les surcotes et leur équivalent négatif, les décotes, résultent de l'influence des forçages météorologiques sur la surface océanique.** Le phénomène consiste en une fluctuation locale et temporaire du niveau marin provoquée par le vent et la pression atmosphérique. L'élévation du niveau de la mer due à de faibles pressions est appelée « *effet barométrique inverse* » : une baisse de pression d'un hectoPascal (hPa) génère une hausse d'un centimètre environ du niveau marin si le système dépressionnaire est stationnaire et après un temps suffisamment long pour obtenir l'équilibre. Cette valeur, observée loin des côtes et en eau profonde, peut être plus ou moins élevée selon la topographie du fond et la vitesse de déplacement de la perturbation. Cet effet est cependant mineur en Méditerranée car elle ne se situe pas sur l'axe préférentiel de déplacement des perturbations tempérées et les dépressions y sont rarement très creusées (les valeurs barométriques inférieures à 1000 hPa sont relativement rares et peu durables) contrairement au rail au-dessus de l'Atlantique Nord (Rogers, 1990).

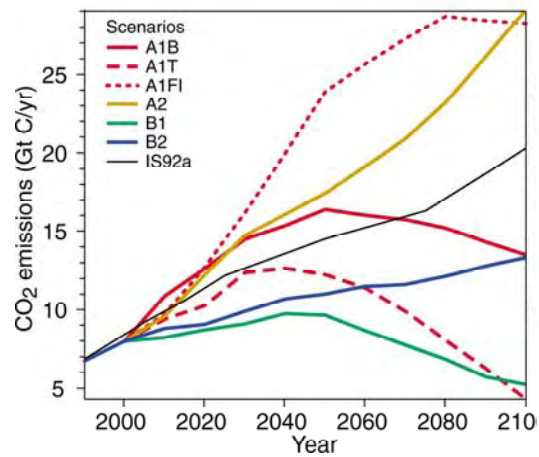
A proximité du littoral, les effets dynamiques prennent de l'ampleur et **le vent devient le principal agent des variations du niveau marin forcées par l'atmosphère.** Il exerce une force de traînée à la surface de l'eau et incline localement le plan d'eau. Les variations du niveau marin se propagent sous la forme d'ondes qui interagissent de manière complexe au gré de la bathymétrie locale et de la morphologie côtière ; on parle d'onde de tempête (*storm surge* en anglais). Ainsi, en Méditerranée Occidentale française, l'effet conjugué de l'orographie sur les vents parallèles à la côte et de la force de Coriolis sur les courants augmente localement le niveau marin. Dans cette zone, les surcotes sont les causes de variation du niveau marin les plus importantes (*extrema* historiques de 1 à 2 mètres observés lors de tempêtes). L'indépendance des phénomènes de surcote et de marée sur la plupart des sites a été mise en évidence par Pugh et Vassie (1978), ce qui permet de considérer la décote et la surcote comme une variable aléatoire, préalable essentiel à l'analyse statistique fréquentielle, notamment en Méditerranée française. Au plan fréquentiel, les surcotes sont des signaux de moyenne fréquence comparativement aux houles et sèches, et correspondent à des perturbations locales qui se dé-corrèlent très vite dans le temps. On observe une montée et une chute rapide de la surface océanique en réponse au forçage atmosphérique.

Les conditions atmosphériques instantanées ont d'abord été abordées à travers les champs barométriques et les enregistrements de vents. La fréquence des conditions atmosphériques générant des surcotes marines a ensuite été analysée sur une base saisonnière et mensuelle afin d'élaborer des fonctions de transfert simple permettant de simuler les propriétés statistiques à partir des champs de pression dans le présent mais aussi dans le futur. Des analyses préliminaires (Ullmann, 2003) ont montré que les surcotes en Camargue (site du Grau de la Dent) étaient principalement déterminées par **une très forte dépression au niveau du Golfe de Gascogne, fréquemment associée à un anticyclone sur le centre ou le nord de l'Europe Centrale**. Cette configuration barométrique suscite un fort vent de secteur sud ainsi que des conditions dépressionnaires sur le Golfe du Lion. Un volet de ce projet était d'étendre cette analyse préliminaire afin de préciser ;

- la stabilité temporelle de la relation entre cette configuration barométrique et les surcotes ;
- l'évolution temporelle, en terme de fréquence et d'intensité, de ces configurations barométriques particulières. La prise en compte d'une longue période (enregistrements marégraphiques de Marseille et du Grau de la Dent et enregistrements barométriques quotidiens depuis un siècle) devrait permettre de tester la stabilité de la relation entre les surcotes et les champs de pression.
- la cohérence régionale sur l'ensemble du Golfe du Lion afin de détecter un signal commun et les éventuelles spécificités de chaque site.
- les relations entre les caractéristiques atmosphériques instantanées et les modes de variation plus lents et d'échelle plus vaste comme l'oscillation nord-atlantique (ONA)

Un dernier volet était de s'intéresser à la simulation de la fréquence et de l'intensité des surcotes à l'horizon 2050-2100 dans le contexte du changement climatique lié aux activités anthropiques. Nous avons eu accès à un ensemble de simulations concernant les scénarios A2 et B2 qui offrent une ouverture suffisante pour proposer un éventail réaliste de simulations (Figure 2.1), car compte tenu de l'impasse partielle du protocole de Kyoto (refus des USA) et la hausse des GES atmosphériques liés au développement dans les pays en voie de développement (taux de croissance triplé entre 2000 et 2004 par rapport à la décennie 1990), les *scénarii* très « optimistes » dans le sens d'une modération de la croissance des GES anthropiques semblent de moins en moins probables. Deux familles de *scénarii* ont été utilisées, produits par Météo France.

Figure 2.1 : Evolution des émissions de dioxyde de carbone selon 4 scénarii différents définis par le SRES.



## 2.2 L'analyse fréquentielle des niveaux marins à Marseille-Endoume (CETMEF-Aix)

### 2.2.1 Introduction

Les variations du niveau de la mer sont mesurées à l'aide de marégraphes côtiers, parfois depuis le XIX<sup>ème</sup> siècle. Ces observations *in situ*, enregistrées sur papier (= les marégrammes), sont complétées aujourd'hui par l'altimétrie spatiale. Elles sont très utiles car elles constituent une référence historique en fournissant la variation relative du niveau de la mer par rapport à la côte. A l'échelle de la façade méditerranéenne française, le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM), organisme national en charge pour la France de la prédiction de la marée, a instrumenté les sites de navigation ayant des enjeux stratégiques (Sète, Marseille, Toulon, Nice, Monaco, Ajaccio). Ces sites de mesures ont été complétés par des instruments installés par les gestionnaires du littoral, mais les séries disponibles se limitent à deux ou trois décennies au maximum, excepté au Grau de la Dent dont les données débutent en 1904.

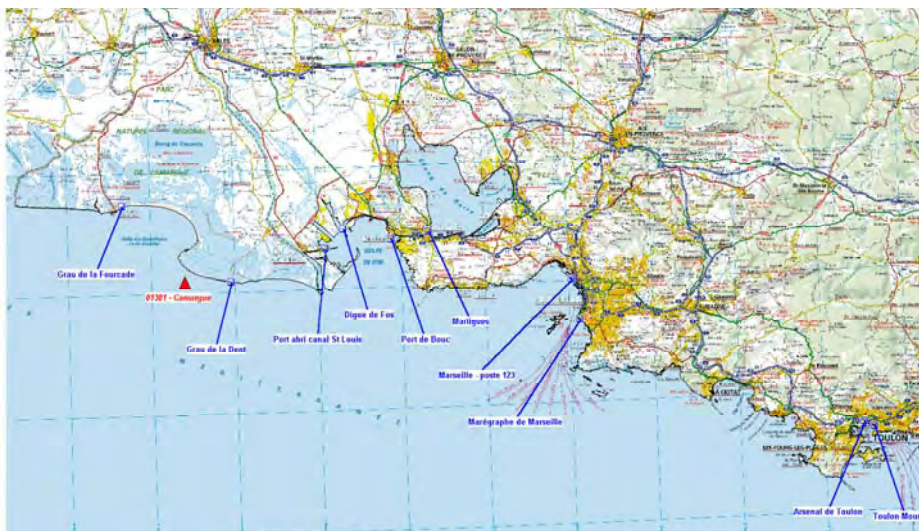
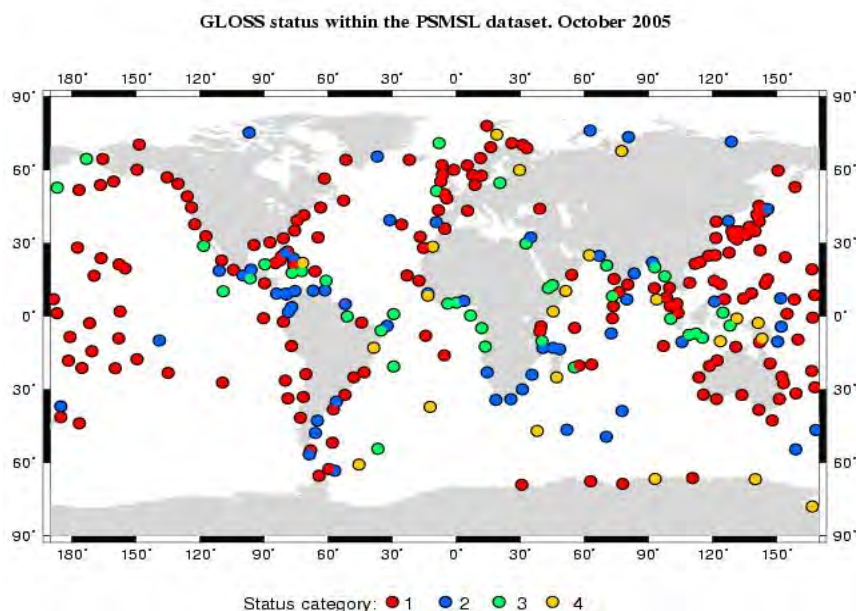


Figure 2.2 : Répartition des enregistrements de la marée de la Camargue à Toulon.

Le marégraphe de Marseille dans l'Anse Calvo (Endoume), en service depuis février 1885, fait partie du réseau du GLOSS (Global Sea Level Observing System) de 1<sup>ère</sup> catégorie (Figure 2.3) et constitue l'une des plus anciennes chroniques au monde au pas horaire (IOC, 1997). La richesse de cette série est unique en Méditerranée française (Figure 2.3). Ainsi, la longueur remarquable de la chronique autorise l'exploration comparative des outils d'analyse fréquentielle, permet l'élaboration d'une méthodologie pour la caractérisation des valeurs extrêmes et l'étude des tendances à long terme (stationnarité, impact du changement climatique).



**Figure 2.3 : Réseau mondial du GLOSS (Brest et Marseille pour la France).**

A l'origine conçu pour la définition du système altimétrique français par le Service du Nivellement Général de la France (NGF), le marégraphe à flotteur de Marseille produit deux séries de mesures :

- les enregistrements sur rouleaux papier, appelés marégrammes, qui fournissent la variation temporelle du niveau de la mer en continu,
- les moyennes temporelles du niveau de la mer obtenues avec le totalisateur.

Le besoin de données numériques horaires a conduit l'Institut Géographique National (IGN), en collaboration avec le SHOM, à numériser les marégrammes et à mettre en place un Marégraphe Côtier Numérique (MCN) en juillet 1998 (Figure 2.4).

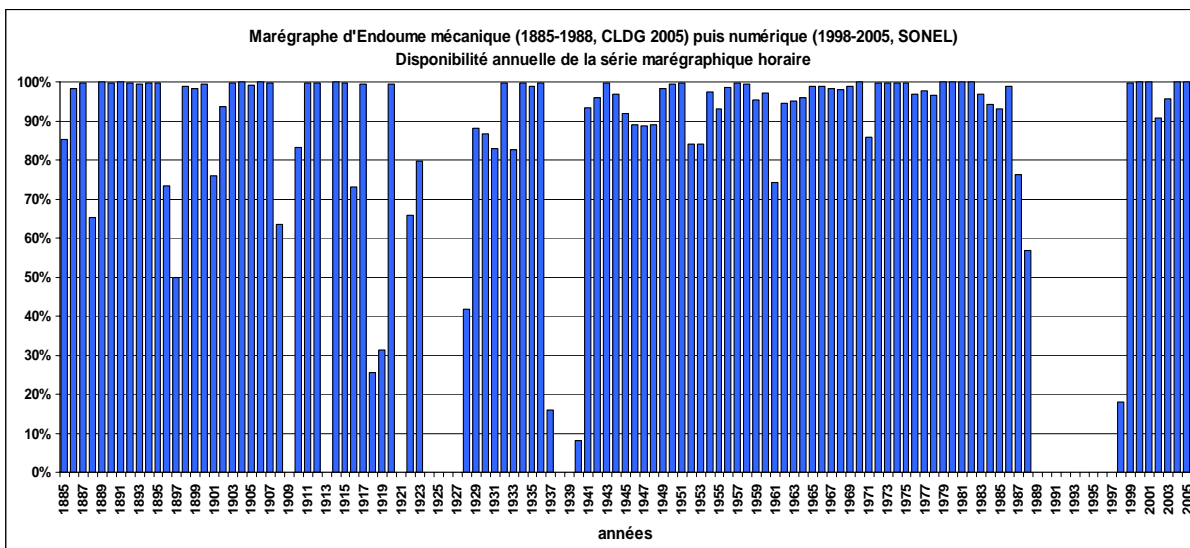


Figure 2.4 : Disponibilité de la série horaire Marseille Endoume (1885-2005).

### 2.2.2 Précision et incertitudes

Dans le cadre du rattachement géodésique des marégraphes par géodésie spatiale dans un système de référence mondial, il a été constaté lors des étalonnages successifs de l'appareil un cycle d'hystérésis ainsi que des frottements mécaniques (Woppelmann, 1997). L'analyse du niveau de stabilité de la référence interne du marégraphe peut atteindre l'ordre de grandeur de la tendance à l'élévation eustatique, d'où l'importance des étalonnages de l'instrument. Un bilan de la qualité des observations du marégraphe de Marseille (1885-1988) a été réalisé mettant en évidence un certain nombre d'erreurs (manipulation des rouleaux, doublons, calages, ...). Il ressort de ce travail que les données du marégraphe historique sont entachées d'une erreur altimétrique de l'ordre de 7 mm qui doit avoir pour origine la numérisation, mais peut également être la résultante de beaucoup d'autres phénomènes, notamment mécaniques, du système. L'estimation de la précision des hauteurs horaires des marégrammes est de 12 millimètres par rapport au totalisateur. Globalement, l'instrument permet de garantir une précision altimétrique de l'ordre de 3 mm avec une bonne stabilité dans le temps. Au niveau temporel, une dérive temporelle importante est relevée allant jusqu'à une heure : entre 1885 et 1960 une légère pente de l'ordre de -30 secondes par an est attribuée à une dérive probable de l'horloge. L'intérêt de l'instrument réside dans la fiabilité des mesures de référence du totalisateur qui ont été l'objet d'étalonnages réguliers et d'une attention particulière pendant des décennies.

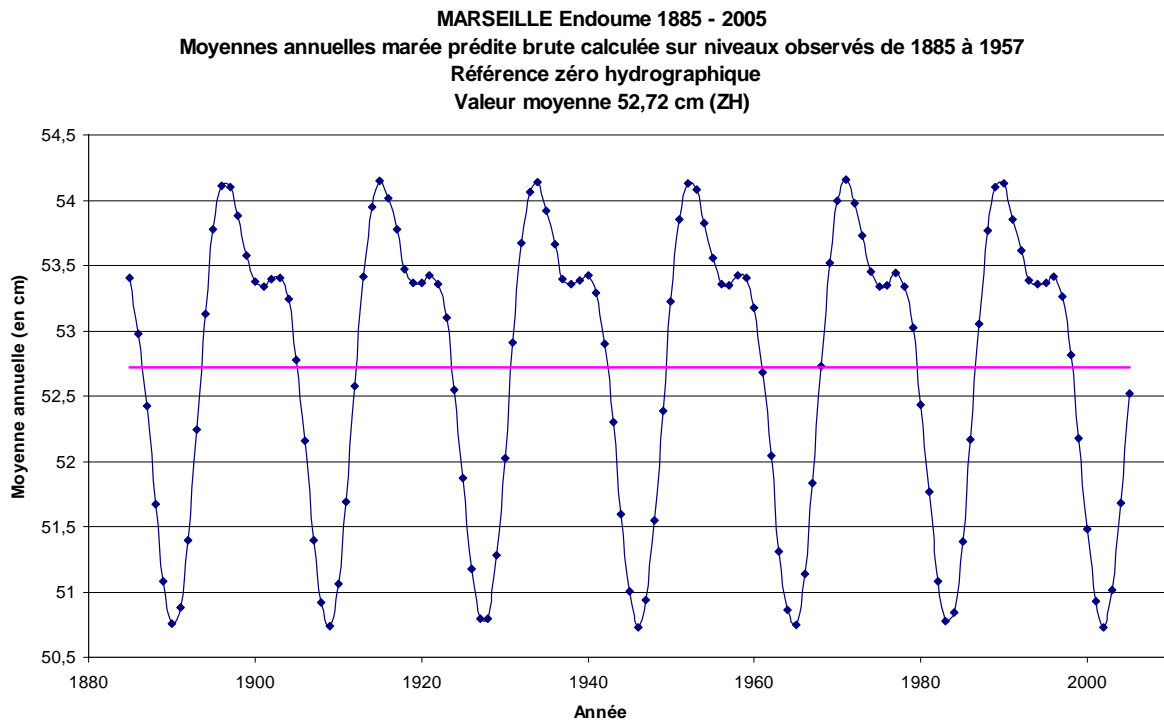
### 2.2.3 Contrôle de la série - Prétraitement des données

L'étude consiste à retraiter les enregistrements de marégraphie côtière, extraire de la donnée de niveau marin la marée astronomique, et analyser la distribution en fréquence du résidu (décote et



- au calage altimétrique de la marée prédite sur la mesure

Il n'existe pas à proprement parler de protocole international pour le calcul de marée. Il y a actuellement tout au plus des recommandations de l'Organisation Hydrographique Internationale (OHI) portant sur les résultats et non sur les méthodes ou une tentative de normalisation de l'OHI Tidal. Les constantes harmoniques séparées par analyse spectrale, puis calculées en amplitude et en phase, ont été déterminées à partir des observations de la période de mesure du niveau marin la plus fiable (1885-1957). Le choix de cette période est cohérent en raison de fortes lacunes des années 1958 à 1960 et du décalage temporel constaté de 1960 à 1988 (1988 étant l'année de l'arrêt du fonctionnement du marégraphe mécanique). En règle générale, un an d'observations est suffisant pour obtenir avec précision des prédictions de marée pour les besoins de la navigation. Toutefois, la composante nodale de la marée ayant une période de 18.6 ans, une prédiction optimale suppose une série observée d'au moins cette période. Les prédictions ont été rapportées au niveau moyen 52.72 cm au dessus du zéro hydrographique (Figure 2.6). Cette valeur conventionnelle est la moyenne de la marée prédite complète (1885-2005).



**Figure 2.6 : Moyennes annuelles de la marée prédite brute.**

La marée prédite constituant la base de temps la plus fiable (mouvement des astres), le pré-traitement des données nécessite un test de synchronisation avec la série des valeurs horaires observées. En effet, de nombreux décalages temporels avec la marée prédite subsistent sur des portions de chronique allant de quelques jours à quelques semaines, résultant de changements



d'heure, de décalage du papier-marégramme, de dérive mécanique du marégraphe, de digitalisation, etc. Compte tenu des conditions micro-tidales, la marée n'a pas d'influence sur la propagation des surcotes les plus fortes; ainsi les forçages météo-marins sont indépendants des marées, ce qui n'est pas le cas dans tous les sites (estuaires, ...).

Il est nécessaire de repérer les portions de chronique décalées par rapport à la marée prédite. L'analyse des événements > au seuil 38 cm (206 situations) et des maxima annuels supérieurs à ce seuil (une trentaine de situations) a montré l'absence de décalage temporel supérieur à 1h, pas de temps des observations (excepté pour l'évènement du 14/12/1908). L'étude complète de la série (1885-2005) laisse à penser que la présence d'un décalage temporel (niveau observé/marée prédite) augmente les valeurs du résidu de surcote. Ainsi les situations étudiées comportent *a priori* de façon exhaustive tous les événements extrêmes sans omission. Pour l'ensemble des événements, le résidu ne présente pas de caractère périodique marqué, ce qui autorise d'une part la validation de la série des extrêmes et d'autre part à procéder à l'étape suivante qui consiste à caler altimétriquement la marée prédite brute sur les niveaux marins observés. Disposant d'une marée prédite correspondant à une hypothèse de stationnarité, plusieurs méthodes sont possibles pour la caler en altimétrie réelle. Compte tenu des nombreuses lacunes des données horaires du marégraphe, le recours aux données du totalisateur pour le calage de la marée sur les observations semble pertinent étant donné que les étalonnages successifs du totalisateur ont eu pour objectif un contrôle de fonctionnement. Trois types de calage sur les données du totalisateur sont envisageables :

- un calage sur les niveaux moyens annuels du totalisateur
- un calage sur les niveaux moyens mensuels du totalisateur
- un calage sur les niveaux moyens journaliers du totalisateur (disponibles à l'IGN).

Les données du totalisateur, de 1885 à 2004, sont téléchargeables sur le site du service permanent du niveau moyen des mers (PSMSL - <http://www.pol.ac.uk/psmsl/>). Le PSMSL est un organisme scientifique international, créé en 1933, chargé de la collecte, de la publication et de la distribution des données des niveaux moyens annuels et mensuels dans le monde. Deux catégories de niveaux moyens de la mer sont disponibles sur ce site : (i) les données "Metric". Il s'agit des données fournies par l'autorité responsable du marégraphe, sans aucun contrôle de la part du PSMSL ; (ii) les données "RLR" (Revised Local Reference), produites par le PSMSL, et ayant subi divers contrôles visant à vérifier la continuité et la stabilité locale de la référence du marégraphe. Les hauteurs d'eau d'un observatoire marégraphique sont alors exprimées dans une autre référence locale, désignée par RLR, qui est *a priori* stable localement.

La référence RLR est définie par rapport à un repère de marée donné, le TGBM (Tide Gauge Bench Mark), suivant un choix arbitraire effectué à l'origine pour qu'il n'y ait aucune ambiguïté

possible avec d'autres références locales du marégraphe. Dans le cas du marégraphe de Marseille, cette référence est à  $-6.84$  m par rapport au zéro NGF. La référence de la chronique horaire du marégraphe de Marseille est le zéro hydrographique. Cette référence, voisine du niveau des plus grandes basses mers astronomiques (SHOM), correspond au zéro de l'échelle de marée du fort Saint-Jean : soit  $-0.329$  m par rapport au zéro NGF69 ou Lallemand. Nous avons donc choisi de travailler dans la référence du zéro hydrographique (cartes marines). Il existe plusieurs méthode de calage à l'aide de la chronique horaire :

- Calage sur une régression linéaire des observations : cette méthode consiste à caler la moyenne annuelle de la marée sur le niveau annuel obtenu par régression linéaire sur l'ensemble des observations de 1885 à 2005. Ce procédé n'est pas fiable compte tenu de la variabilité du niveau moyen à long terme: en effet la tendance n'est pas régulière sur les 120 ans de mesure et le coefficient de corrélation de la régression linéaire  $R^2 = 0.57$  est faible.
- Calage sur les niveaux moyens annuels des observations : cette méthode consiste, pour chaque année, à caler la moyenne annuelle de la marée prédite sur le niveau moyen annuel observé. Cette méthode sous-entend que la moyenne annuelle surcote/décote est nulle. Elle a été utilisée par Dixon et Tawn (1994) sur les côtes anglaises. Cette méthode ne rend pas compte des variations saisonnières altimétriques et sous-entend l'absence de discontinuités dans la série observée.
- Calage sur des épisodes météo-marins calmes : cette méthode consiste à caler la marée prédite brute avec un coefficient annuel correcteur modulable pour atteindre la coïncidence des deux signaux sur un épisode calme. L'analyse saisonnière confirme que les mois les plus calmes en termes de surcote sont juillet et août (Figure 2.7). Le calage se réalise graphiquement en vérifiant parallèlement que les conditions météorologiques de ces épisodes (pression et vent) sont normales. Cette méthode ne rendant pas compte des influences saisonnières sur le niveau du bassin océanique, l'allure de certains évènements intenses de surcote incite à vérifier qu'ils sont bien la conséquence de basses pressions atmosphériques et/ou de vent venant du large. Toutefois, ne disposant pas des données océano-météorologiques pour vérifier cette hypothèse sur l'ensemble de la chronique au pas de temps horaire, le recours systématique à cette méthode n'a pas été possible.

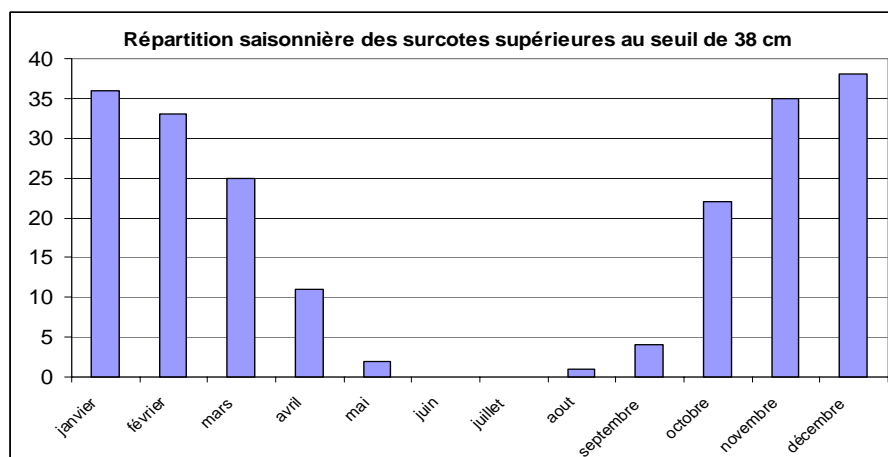


Figure 2.7 : Répartition saisonnière des surcotes supérieures au seuil de 38 cm à Marseille.

- Calage des seuls évènements extrêmes : compte tenu de l'impossibilité de valider l'ensemble de la série horaire, un calage altimétrique des seuls épisodes les plus intenses s'est avéré la méthode la plus adaptée dans le temps imparti pour une perspective d'analyse statistique des évènements extrêmes. La méthode consiste à faire coïncider marée prédite et niveau marin de part et d'autre d'un évènement de surcote en faisant l'hypothèse de faible activité météorologique. Cette méthode a été réalisée sur l'ensemble de la chronique. Un traitement préliminaire des données (macro EXCEL© de Microsoft©) a été nécessaire pour procéder au calage sur le logiciel DP+ (Figure 2.8). Un tel calage est indépendant de la validation absolue de l'ensemble du signal de niveau marin observé et n'est utile qu'à l'extraction des surcotes maximales pour l'ajustement de lois. Le calage altimétrique a été réalisé avec le logiciel DP+ développé par la DIREN Champagne Ardenne. La liste exhaustive des évènements maxima annuels et  $> 38$  cm a été incrémentée d'évènements potentiellement intenses compte tenu du décalage altimétrique important sur certaines portions de la chronique.

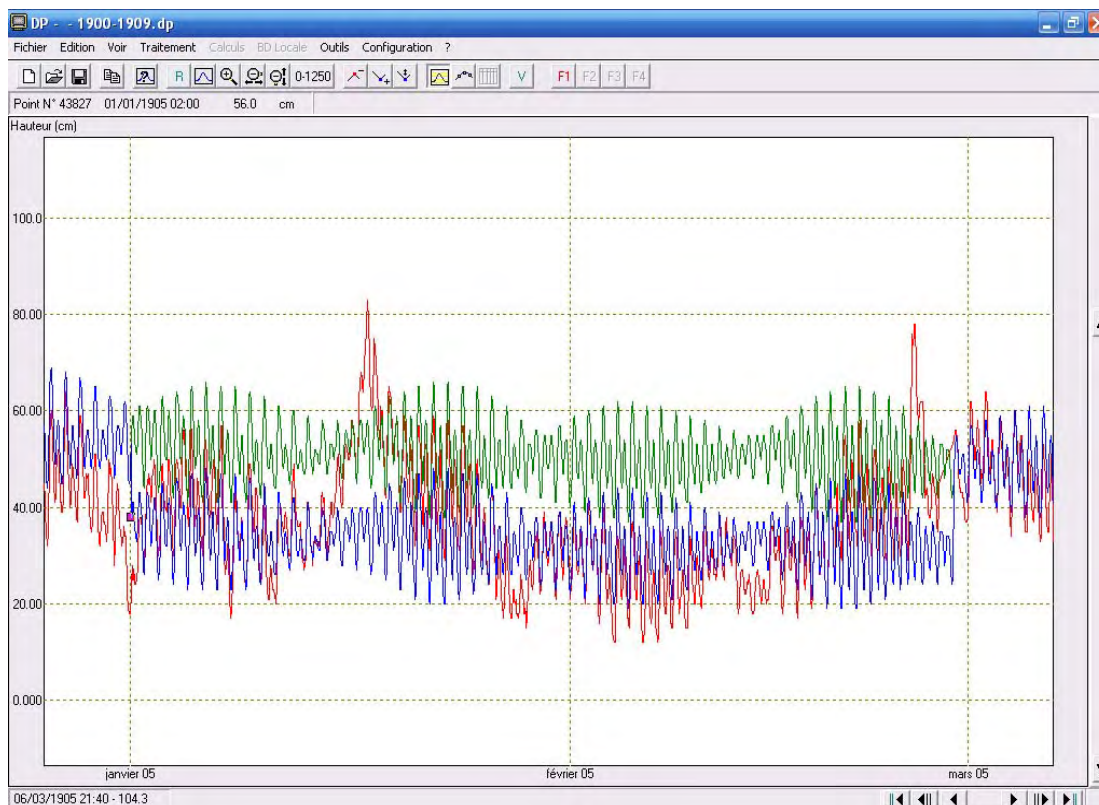


Figure 2.8 : avant (vert) et après calage (bleu) - mois de janvier et février 1905 corrections DP+.

Les valeurs de surcote issues de ce calage n'ont finalement pas été retenues pour l'analyse statistique. Le calage altimétrique a été jugé trop subjectif compte tenu (i) des variations du niveau marin observé de part et d'autre de l'épisode (exemple : 11/2/1887) ; (ii) de l'évolution progressive du plan d'eau (exemple : 11/5/1890) ; (iii) de lacunes (exemple : 29/11/1923).

- Calage sur les niveaux moyens mensuels des observations : cette méthode consiste, pour chaque mois, à caler la moyenne mensuelle de la marée prédite brute sur le niveau moyen mensuel observé. C'est cette méthode qui sera finalement retenue dans la suite de l'étude, la période mensuelle correspondant par ailleurs à la durée physique des rouleaux marégraphiques

### 2.2.5 Phasage de l'analyse

L'analyse fréquentielle est une méthode statistique de prédiction consistant à étudier les événements passés, caractéristiques d'un processus donné, afin d'en définir les probabilités d'apparition future. Cette prédiction est basée sur l'ajustement d'une loi de probabilité à la série des observations passées. Le phasage de l'analyse peut être résumé en neuf étapes (Figure 2.10). La constitution et le contrôle de la série de valeurs ayant été précédemment décrits, il s'agit de

choisir et ajuster un modèle fréquentiel (loi statistique) à la série de données puis contrôler l'ajustement (étapes 4, 5 et 6 de la figure 2.9) : ce sera l'objet des paragraphes suivants. Les phases ultérieures d'analyse et d'exploitation sont présentées dans les sections suivantes où une méthodologie de calcul des surcotes extrêmes sur d'autres sites en Méditerranée est proposée.

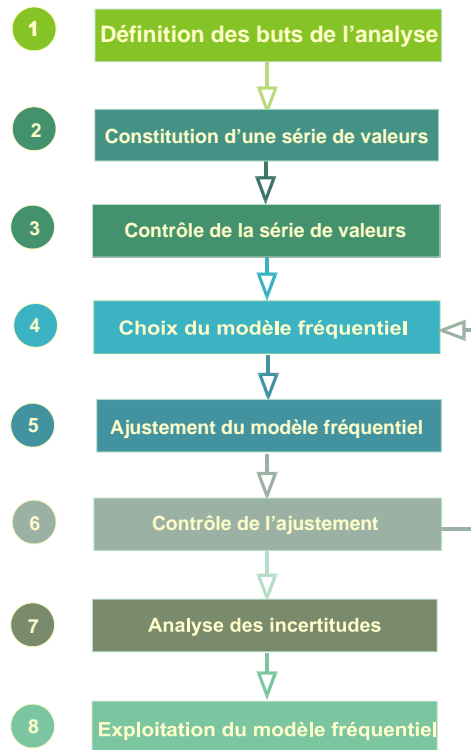


Figure 2.9 : Principales étapes de l'analyse fréquentielle d'après A.Musy (EPFL).

### 2.2.6 Outils statistiques d'ajustement et de contrôle

La méthode développée par le SHOM pour le calcul des valeurs extrêmes de niveau marin en Atlantique et Manche (Simon, 1994) n'est pas applicable en Méditerranée. En effet, d'une part l'échantillonnage des niveaux marins correspondant aux pleines mers n'est pas adapté car le phénomène se développe et s'évanouit en quelques heures, d'autre part la définition même de la variable retenue est différente. Ainsi, au pas de temps horaire (911 650 valeurs) quelques outils d'inférence statistique ont été testés sur la série de Marseille-Endoume avec l'objectif de décrire les queues de distribution et estimer la magnitude des événements extrêmes. L'ajustement consiste à trouver une fonction analytique représentant au mieux la fonction de répartition des surcotes, autrement dit la fréquence relative cumulée ou la probabilité de non-dépassement. Il fait appel classiquement à deux méthodes statistiques :

- *L'analyse fréquentielle des maxima annuels* consiste à classer les plus fortes valeurs annuelles de l'échantillon, associer une fréquence empirique puis choisir parmi les lois usuelles (Gumbel, Weibull, Jenkinson, ...), celle qui s'ajuste le mieux à la série. L'avantage de cette méthode est la simplicité de sa mise en œuvre. En revanche, elle présente l'inconvénient de ne retenir qu'une seule valeur par année. L'information riche des années de tempête n'est pas valorisée alors que les valeurs faibles des années calmes sont sélectionnées pour l'ajustement.
- *L'analyse fréquentielle des valeurs supérieures à un seuil* ou méthode du renouvellement, en anglais POT (Peaks-Over-Threshold) conduit habituellement à de meilleurs ajustements que la méthode par maxima annuels car elle prend en compte l'ensemble de l'information disponible (Lang *et al.*, 1999). Le choix du seuil de référence conditionne la qualité des résultats (Mousavi, 1997) mais correspond à une réalité physique mesurable sur terrain (submersions marines, débordements, brèches du cordon dunaire, ...).

La sélection de l'une ou l'autre de ces méthodes et des différentes lois statistiques ajustées dépend du comportement de la série historique et de l'objectif de l'analyse. Le logiciel utilisé pour les ajustements statistiques, HYFRAN a été développé par l'équipe du Dr. B. Bobée à l'Institut National de la Recherche Scientifique - Eau Terre et Environnement (INRS-ETE) de l'Université du Québec.

### ***2.2.7 Mise en oeuvre de la méthode des maxima annuels***

De multiples lois d'ajustement ont été testées :

- Exponentielle (2p, MV<sup>1</sup>)
- Gamma (2p, MV, MM)
- Gamma généralisée (3p, MV, MM)
- Gamma inverse (MV, MM)
- GEV (MV, MM, MMP)

---

1 les abréviations de cette liste sont définis ici

MV : méthode du maximum de vraisemblance

MM : méthode des moments

MMP : méthode des moments pondérés

BOB : méthode des moments non centrées.

SAM: sundry average method.

WRC : méthode des moments appliquée sur le log des observations.

- Gumbel (MV, MM, MMP)
- Halphen A (MV)
- Log-Normale (MV)
- Log-Normale 3 param. (MV, MM)
- Log-Pearson III (MM (i.e. BOB), SAM, WRC)
- Loi des Fuites (MV, MM)
- Normale (MV)
- Pareto généralisée (MM, MMP)
- Pearson (MV, MM)
- Weibull (MV, MM)

Nous nous sommes limités à des estimations maximales de période de retour de  $T = 500$  ans, soit cinq fois la taille de l'échantillon. L'ajustement avec la loi Pareto généralisée est refusé systématiquement quelque soit la méthode de calage des paramètres. Les ajustements des lois Exponentielle (MV - 2p), Weibull (MM - 2p) et Normale (MV - 2p) ont été rejetés au seuil de 1% (test du  $\chi^2$ ). Pour l'estimation de la surcote centennale, l'ajustement de la loi exponentielle surestime (140 cm) alors que les deux autres sous estiment (82 cm) par rapport à la majorité des autres lois. Pour les périodes de retour inférieures ou égales à 10 ans, l'écart entre les lois est minimale (Figure 2.10). Pour l'estimation de la surcote décennale, l'écart maximum entre deux lois atteint 3% (2 cm) si on exclut les résultats de la loi exponentielle (rejetée au seuil de 1% au test du  $\chi^2$ ).

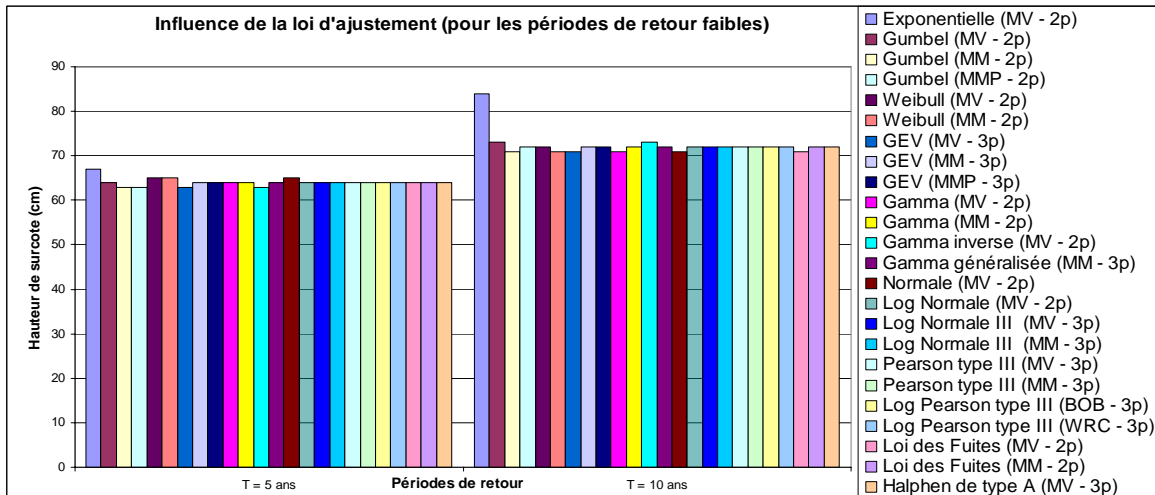


Figure 2.10 : Variations des résultats en fonction de la loi utilisée (faibles périodes de retour).

En revanche, pour des surcotes plus rares, de périodes de retour supérieures ou égales à 100 ans, les différences d'estimation entre les différentes lois sont beaucoup plus marquées (Figure 2.11).

Pour l'estimation de la surcote centennale, l'écart maximum entre deux lois atteint 19% (16 cm), loi exponentielle exclue.

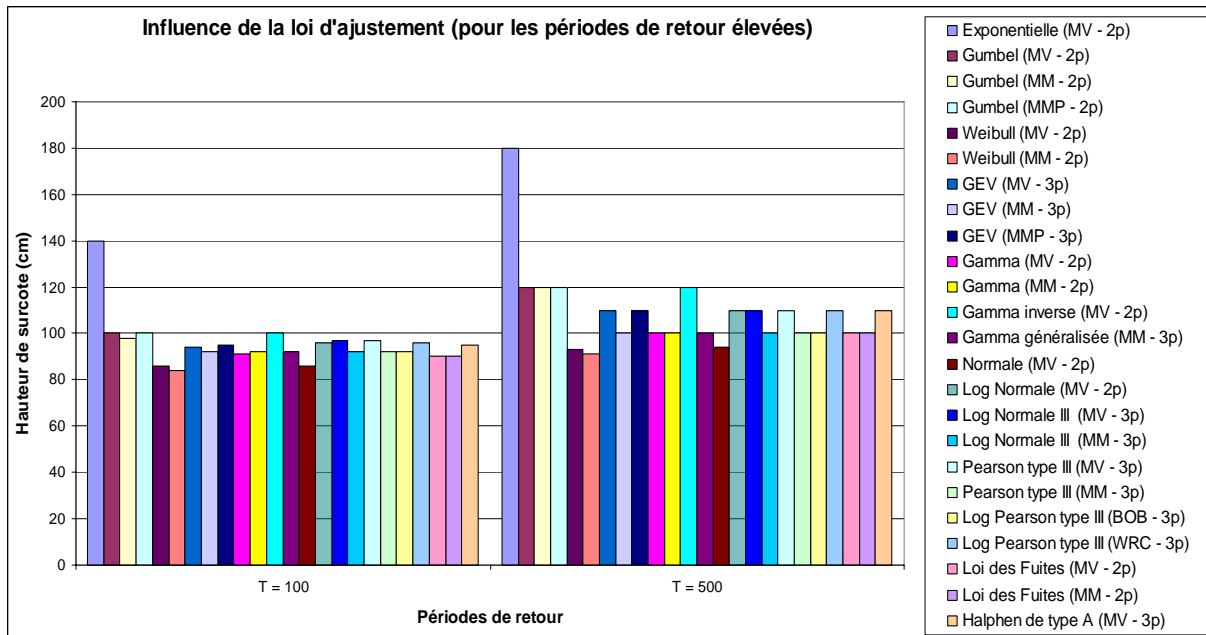


Figure 2.11 : Variations des résultats en fonction de la loi utilisée (fortes périodes de retour).

Les intervalles de confiance relatifs à l'estimation de la surcote centennale sont reportés sur la figure 2.12 ci-dessous:

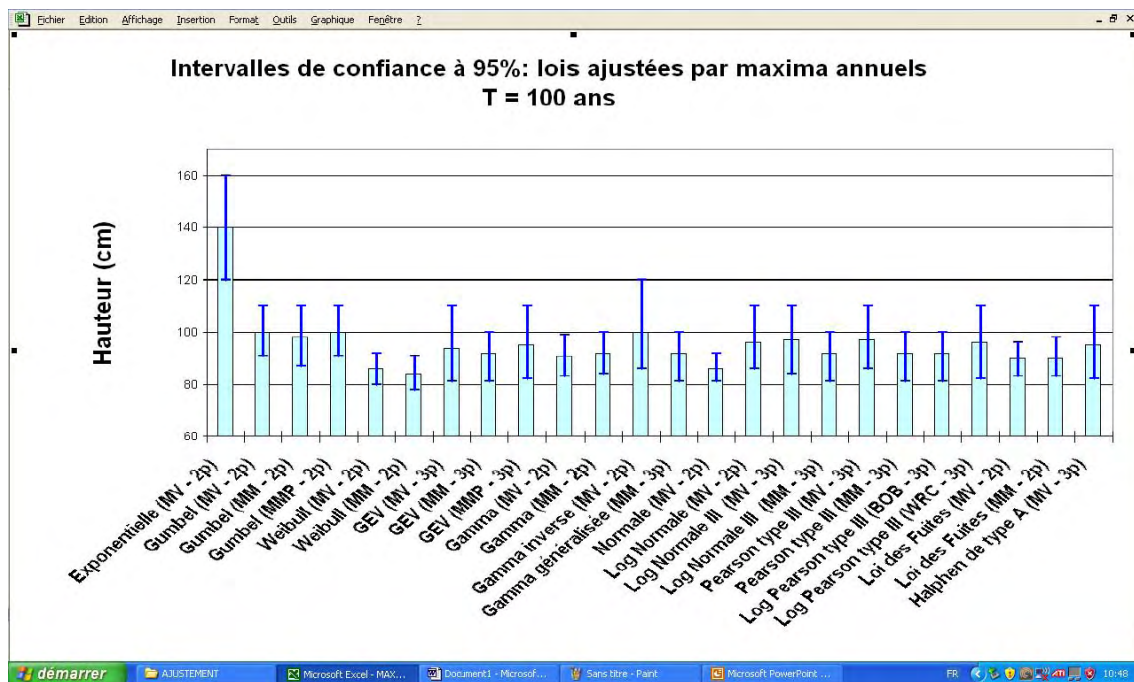


Figure 2.12 : Quantiles centennaux et intervalles de confiance associés.



Les lois à 3 paramètres (GEV, Log normale III, Gamma généralisée, Pearson type III, Log-Pearson III, Halphen A) sont des modèles plus élaborés qui permettent des ajustements plus précis. L'ajustement obtenu avec la loi GEV (MM, 3p) est effectivement de très bonne qualité en queue d'échantillon pour les valeurs extrêmes (Figure 2.13).

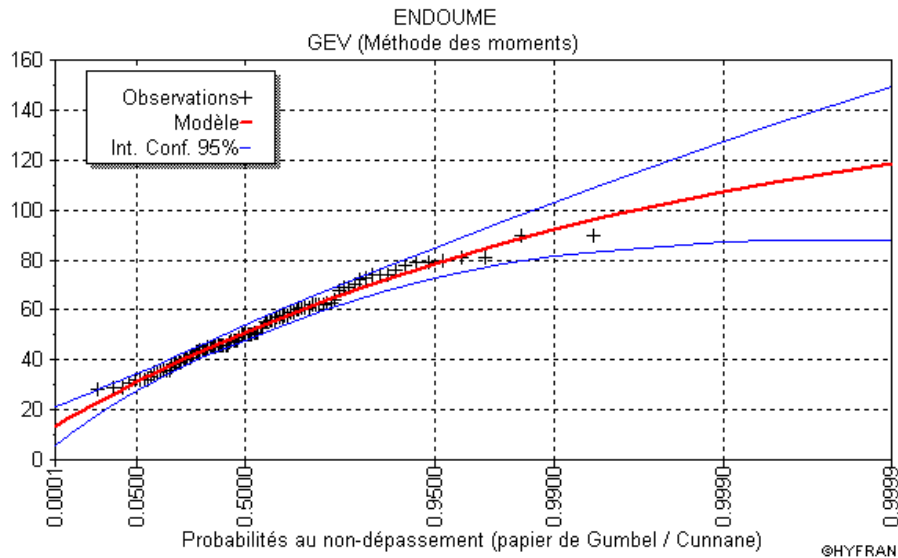


Figure 2.13 : Ajustement par la loi GEV (méthode du maximum de vraisemblance).

En contre partie, pour les valeurs extrêmes ( $T > 100$  ans), l'intervalle de confiance à 95% s'élargit rapidement et ces lois ne sont plus pertinentes car le quantile est estimé de façon certaine (à 95%) sur un intervalle trop large. Cette incertitude correspond à la difficulté d'extrapolation d'une loi à trois paramètres au-delà de la taille de l'échantillon (102 ans). Les intervalles de confiance fournis par les lois à trois paramètres pour la surcote centennale restent cependant du même ordre de grandeur que pour les autres lois. Ils sont même dans certains cas GEV (MM – 3p) et Gamma généralisée (MM – 3p) inférieurs en amplitude à celui de la loi de Gumbel (moments). Pour cette période de retour, on peut donc considérer que les lois GEV (MM – 3p), Gamma généralisée (MM – 3p) correspondent aux meilleurs ajustements. Compte tenu de la précision obtenue avec le troisième paramètre, ces lois serviront de référence pour la comparaison des lois à deux paramètres ( $T < 100$  ans).

Quatre ajustements utilisant des lois à deux paramètres fournissent des estimations supérieures à celles issues des lois à trois paramètres : la loi de Gumbel pour les trois méthodes de calage des paramètres (MV, MM et MMP) et la loi Gamma Inverse (MV – 2p). Ainsi, les surcotes cinquantennales ( $T = 50$  ans) estimées correspondent aux surcotes centennales des lois à 3 paramètres prises comme références : la loi GEV (MM – 3p) et la loi Gamma généralisée (MM – 3p). Parmi tous les ajustements réalisés, les deux ajustements par la loi de Weibull se distinguent

par leur sous estimation des valeurs de surcote centennale avec 82 cm (MV) et 81 cm (MM) (Figure 2.13).

On reproche fréquemment à l'analyse fréquentielle d'être dépendante de la série utilisée. La chronique n'est en effet qu'une réalisation possible de ce qui aurait pu se produire. Or la valeur de la variable aléatoire pour une période de retour donnée évolue en fonction de la série analysée. Quelle confiance peut-on alors accorder aux résultats issus des ajustements précédents ? L'objectif ici est de disposer d'un critère supplémentaire de comparaison entre les différentes lois ajustées à la série de Marseille en critiquant l'influence de la série initiale sur chaque loi d'ajustement utilisée par la méthode du Bootstrap. L'interprétation des résultats du Bootstrap fournit ainsi une indication quant à la robustesse (sensibilité) des lois d'ajustement en fonction de la série utilisée. Le principe général de cette méthode est de ré-échantillonner un grand nombre de fois la série de départ en prélevant avec remise dans la population initiale. Chaque nouvel échantillon, de même taille que la série d'origine, est une réalisation qui aurait pu se produire.

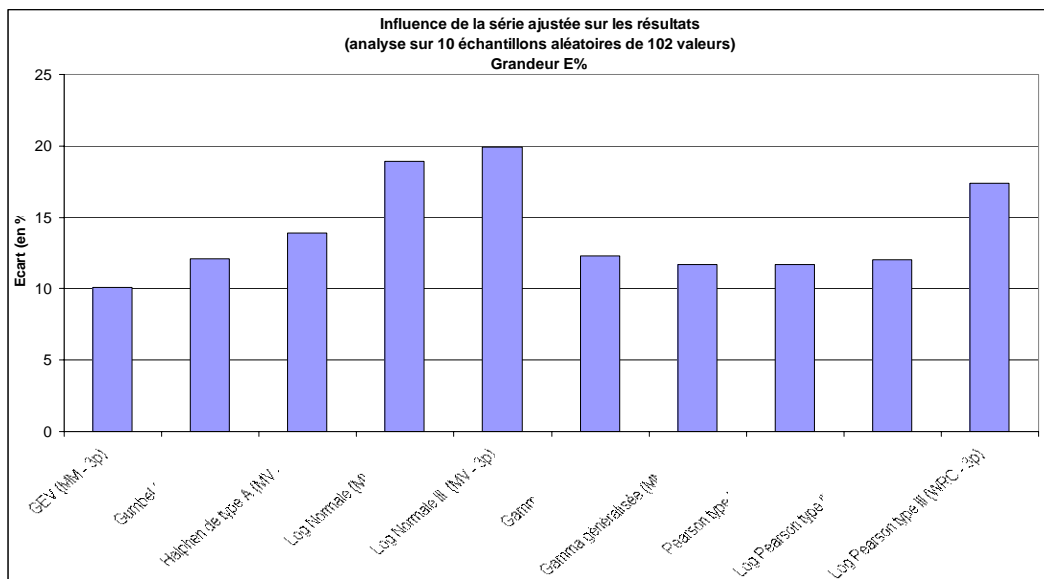


Figure 2.14 : Variabilité des résultats avec la méthode du Bootstrap.

Les nouvelles séries ainsi constituées sont des réalisations aléatoires de valeurs prises dans la série initiale. Ainsi par exemple, certaines valeurs présentes une seule fois dans l'échantillon initial peuvent apparaître à plusieurs reprises dans les séries simulées. A l'inverse, d'autres valeurs présentes dans la série initiale ne figurent pas dans les séries reconstituées pourtant de même taille. La méthode a été utilisée en ré-échantillonnant dix fois la série initiale et en analysant les résultats issus de l'ajustement de ces 10 échantillons. Nous avons choisi la surcote centennale, notée  $S_{100}$  pour caractériser la variabilité des résultats d'ajustement. On définit alors les grandeurs suivantes :

- $S_{100}^0$  est la surcote centennale estimée à partir de la série initiale ;
- $S_{100}^i$  est la surcote centennale estimée à partir de la série ré-échantillonnée n°i ;

- $E$  est l'écart quadratique entre la série des 20  $S_{100}^i$  et la valeur  $S_{100}^0$  ;
- $E\%$  est le rapport entre  $E$  et  $S_{100}^0$

La figure 2.14 montre que les deux lois Log Normale (2p et 3p) et Log Pearson type III (WRC – 3p) sont plus sensibles à la série ajustée que d'autres. Pour la loi Log Pearson type III, la méthode de calage BOB rend l'ajustement moins dépendant de la série que la méthode de calage WRC. A noter la robustesse de la loi GEV (MM – 3p) sur cette série de 10 échantillons.

La figure 2.15 représente l'évolution du quantile centennal de surcote selon plusieurs lois sur les 10 échantillons *bootstrappés* (série initiale non comprise). La plus forte variabilité des lois à trois paramètres est clairement mise en évidence. Les lois à 2 paramètres ont un comportement homogène :

- la loi de **Gumbel** (rouge) a tendance à surestimer ;
- la loi **Gamma** (grise) a tendance à sous estimer ;
- la loi **Log Normale** (2p) (violette) reste dans la partie médiane.

En revanche, les lois à 3 paramètres, souvent confondues, ont plus d'amplitude et sont plus sensibles à la série ajustée :

- les lois **Log Pearson III - WRC** (verte fluo), **Halphen A** (rose) et **Log Normale III** (marron) ;
- le triplet de lois translatées vers le bas par rapport aux précédentes : **Log Pearson III - BOB** (beige), **GEV** (bleu clair) et **Gamma généralisée** (bleu foncé).

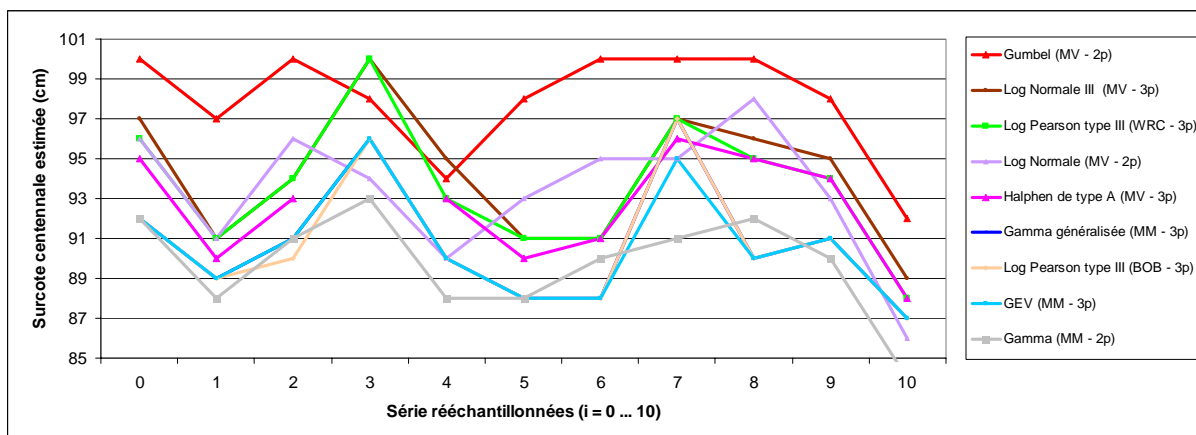


Figure 2.15 : Surcote centennale estimée par la méthode du Bootstrap.

Finalement, l'utilisation d'une loi à 3 paramètres permet de gagner en précision d'ajustement, toutefois l'incertitude sur le résultat est plus forte car la loi est moins robuste (Figure 2.15) et la question se pose de l'influence des valeurs hors sein (*outliers*) pour de telles lois. Cette étude

ayant un caractère méthodologique, les valeurs de quantile ne sont pas exposées pour quantifier l'aléa comme en ingénierie ou pour l'aménagement du territoire où bien souvent l'intervalle de confiance n'est pas indiqué (Figure 2.16) mais dans l'objectif d'explorer les outils statistiques développés en hydrologie et utilisables pour le paramètre surcote marine.

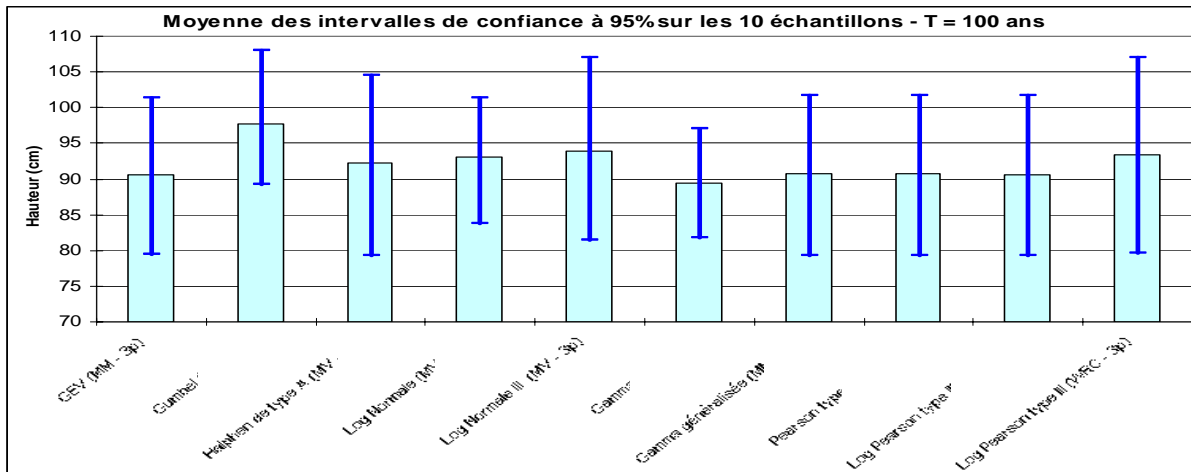


Figure 2.16 : Moyenne des intervalles de confiance sur les 10 échantillons - T = 100 ans.

### 2.2.8 Mise en œuvre de la méthode sup-seuil

L'échantillonnage par valeurs supérieures à un seuil (POT) mise en œuvre dans cette partie permet de mieux prendre en compte l'information contenue dans chacune des années de la chronique contrairement à la méthode des maxima annuels qui ne retient qu'une seule valeur par an. Pour des échantillons de même taille, l'erreur quadratique entre quantiles estimés et théoriques peut être deux à trois fois plus faible en utilisant un échantillonnage par valeurs supérieures à un seuil (Lang, 1995). Cependant, le choix des paramètres d'échantillonnage (seuil retenu et critère temporel d'indépendance entre évènements consécutifs) conditionne la qualité des ajustements. Un épisode exceptionnel de surcote ne saurait se prolonger au-delà de 24 heures en Méditerranée d'après l'information météorologique disponible. Une analyse de la durée entre deux évènements consécutifs sur la chronique de Marseille le confirme :

Pour les tranches de durée supérieure ou égale à 12h-18h, la régularité des faibles pourcentages d'occurrence suggère l'indépendance des évènements consécutifs de surcote. Le critère temporel d'indépendance doit donc au moins être de 12h d'après le graphique. Par itération, des intervalles d'indépendance temporelle sont testés avec le test de Wald-Wolfowitz. L'intervalle temporel de 24h est le premier à satisfaire les conditions d'indépendance requises. Le test appliqué est celui développé par Lang (1999) qui conseille de retenir pour seuil la valeur la plus élevée telle que le nombre moyen de surcote soit supérieur à 2. L'analyse de la répartition du nombre moyen d'évènements par an en fonction du seuil retenu est la suivante :

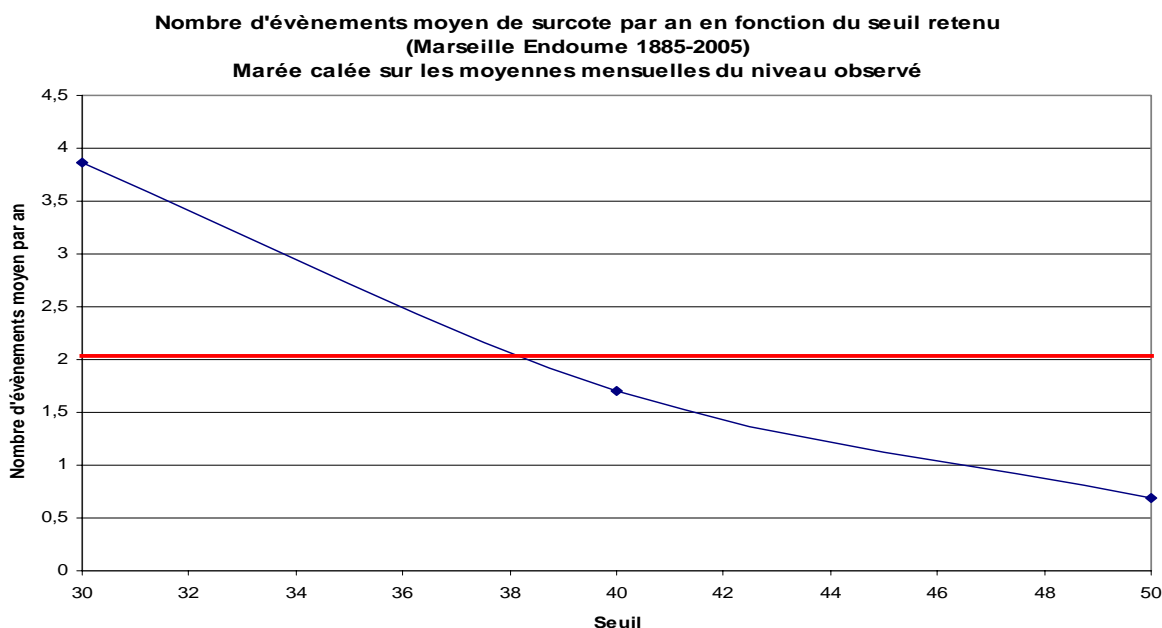


Figure 2.17 : Nombre d'évènements annuels moyens pour différents seuils.

L'optimum statistique est obtenu avec le seuil de 38 centimètres. Cette valeur correspond à celle reconnue comme seuil géomorphologique de référence par Bruzzi (1998). En effet l'observation de terrain et les mesures effectuées sur le comportement des plages lors de six tempêtes camarguaises (1995-1998) met en évidence ce seuil pour l'évolution du stock sédimentaire et du trait de cote. Bruzzi (1998) a constaté que les épisodes de surcotes les plus élevées correspondent également aux tempêtes les plus morphogènes. Ainsi, **un seuillage à 38 cm isole les évènements exceptionnels et confirme l'intérêt des surcotes comme indicateur de magnitude des tempêtes**. En conclusion, les critères retenus sont donc les suivants :

- une durée minimale de 24 heures entre deux évènements indépendants;
- un seuil de 38 cm au-dessous duquel les valeurs de surcote sont exclues.

Le tableau 1.1. présente les caractéristiques principales de la série constituée par l'application de ces critères.

Seuil (cm)	38
Effectif	206
Moyenne (cm)	49
Ecart-type	11
Dépassement moyen (cm)	11
Nombre d'évènements moyen par an	2,02

Tableau 1.1 : Caractéristiques de la série POT retenue.

Le test d'homogénéité sur la série des évènements de surcote permet de savoir s'ils ont pour origine le même phénomène physique. Il s'agit de vérifier les origines climatiques (condition de vents, de courant, pression atmosphérique) de chacun de ces évènements. Dans la bibliographie, l'homogénéité des extrêmes marins est posée comme postulat, aucun impact d'astéroïde ou tsunami majeur n'a été repéré sur la chronique étudiée. Toutefois cette analyse qui dépasse le cadre de cette étude pourrait être faite à l'aide des paramètres météo-marins disponibles à l'IGN. Le test d'indépendance de Wald-Wolfowitz, disponible sous HYFRAN, permet de vérifier qu'il n'existe pas une auto-corrélation de premier ordre significative entre les divers évènements de surcote : c'est-à-dire que le phénomène de surcote est bien un phénomène aléatoire. Le test réalisé sur HYFRAN confirme que l'hypothèse selon laquelle les observations successives séparées de plus de 24h sont indépendantes, peut être acceptée au niveau de signification de 5% (risque de référence usuel en hydrologie continentale).

Pour la méthode des valeurs supérieures à un seuil, il s'agit de vérifier la stationnarité du processus d'occurrence de dépassement du seuil. Les dates d'occurrence de ces dépassements doivent être uniformément réparties dans le temps. Il s'agit là d'un préalable essentiel aux ajustements. Le processus d'occurrence du dépassement du seuil de 38 cm avec un critère temporel d'indépendance est représenté figure 2.18.

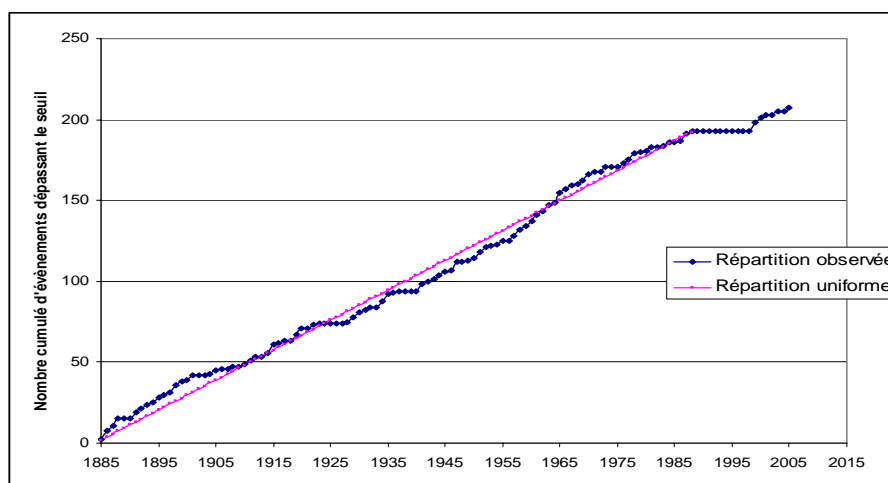


Figure 2.18 : Nombre cumulé d'évènements dépassant le seuil de 38 cm.

Qualitativement, on peut constater que la courbe expérimentale serpente bien autour de la droite théorique, ce qui constitue un premier indicateur de stationnarité. Quantitativement, conseillé pour une série à changement graduel, le test de Kendall réalisé sur HYFRAN a indiqué que l'hypothèse selon laquelle il n'y a aucune tendance dans les observations peut être acceptée au niveau de signification de 5% (risque de référence usuel en hydrologie continentale). L'hypothèse de stationnarité peut donc être acceptée. En laissant de côté la condition d'homogénéité qui ne

peut être étudiée, la série des 206 événements de surcotes supérieures au seuil de 38 cm présente donc des caractéristiques qui la rendent analysable par des outils statistiques.

De même pour la série des maxima annuels, l'ajustement avec la loi Pareto généralisée est refusé systématiquement quelque soit la méthode de calage des paramètres. Pour l'analyse par valeurs supérieures à un seuil, la loi exponentielle (MV – 2p) est habituellement privilégiée. C'est effectivement l'unique loi dont l'ajustement est accepté et au seuil de 5% (test du  $\chi^2$ ). Toutefois, les deux valeurs les plus fortes sortent de l'intervalle de confiance (Figure 2.19).

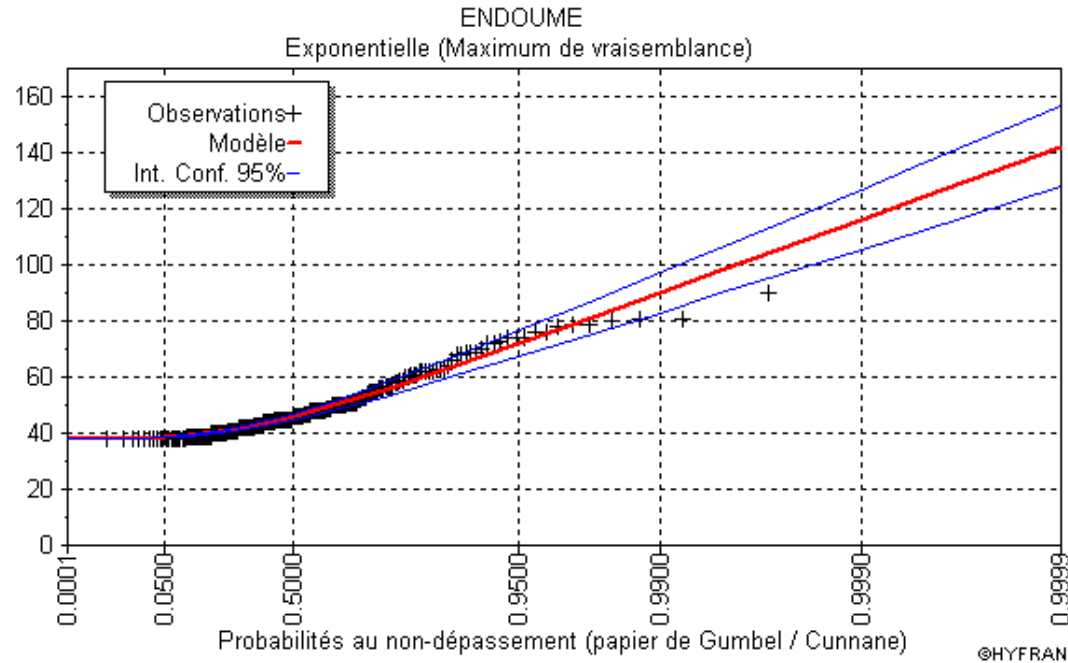


Figure 2.19 : Ajustement de la loi Exponentielle (méthode du maximum de vraisemblance).

L'ajustement de la loi GEV (MV – 3p) est également accepté au seuil de 1% seulement. Cet ajustement surestime la surcote centennale avec une valeur de 130 cm et les valeurs les plus fortes sortent de l'intervalle de confiance. Les lois Gamma, Log Normale, Gumbel et Fuites serpentent autour de l'ajustement et sortent de l'intervalle de confiance aux fréquences courantes. Leur comportement général incite à rejeter les résultats obtenus par ces lois. D'autres lois dont l'ajustement est refusé au test du  $\chi^2$  fournissent de bonnes estimations en queue de distribution (Pearson III et Log Pearson III). Globalement, l'ajustement de la série des valeurs sup-seuil donne une plus faible surcote centennale (environ 85 cm) que l'ajustement des maxima annuels (environ 100 cm).

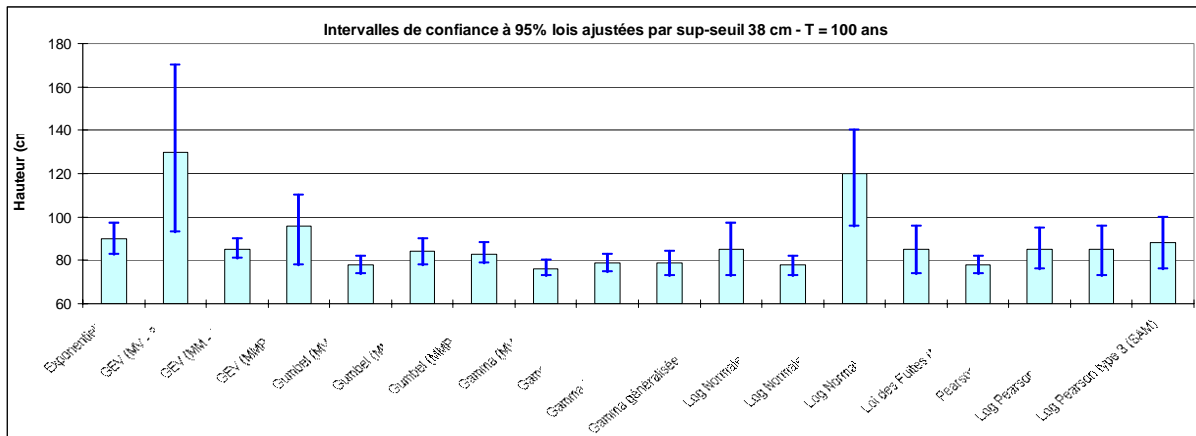


Figure 2.20 : Quantiles centennaux et intervalles de confiance des ajustements de la série des valeurs supérieures au seuil de 38 cm.

L'estimation du quantile centennal de surcote le plus pertinent est de 85 cm (loi Log Pearson III – BOB) dans l'intervalle de confiance à 95% [73, 96] (Figure 2.21).

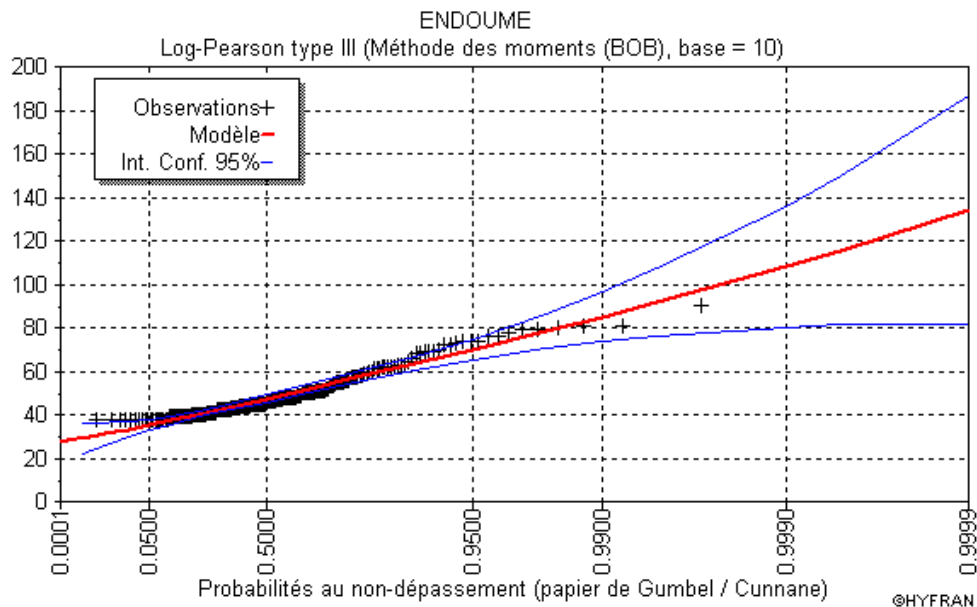


Figure 2.21 : Ajustement de la loi Log Pearson III (méthode spécifique BOB)

En conclusion, les ajustements par la série des valeurs sup-seuils sont plus complexes à mettre en œuvre (constitution et test de la série) et pour un nombre important de lois, 2p comme 3p, l'échantillon serpente autour de la droite théorique et l'ajustement est impossible. Les lois Pearson III – 3p et Log Pearson III – 3p fournissent les meilleurs résultats.

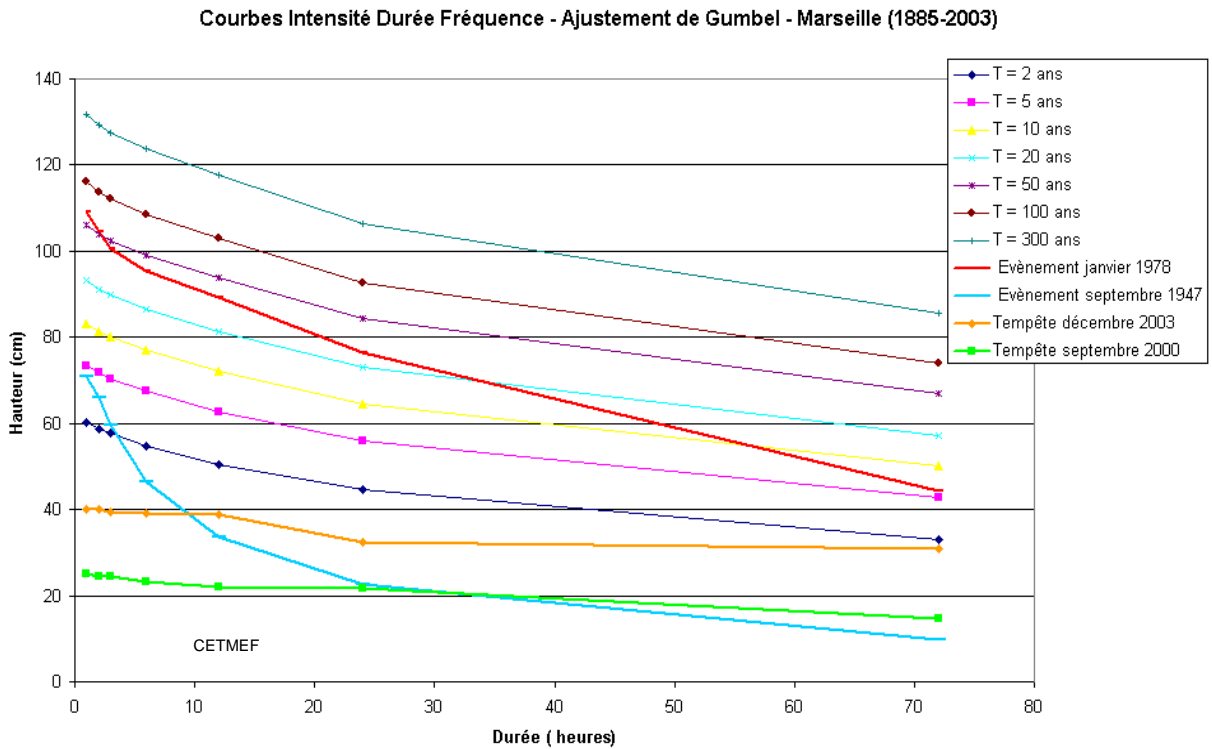


### **2.2.9 Représentation synthétique Intensité-Durée-Fréquence**

L'abondance croissante d'information sur la magnitude des événements naturels et leurs conséquences porte à croire que leur fréquence a augmenté brusquement. Il est donc nécessaire de trouver des indicateurs synthétiques liés à la durée et à l'intensité du phénomène. Dans le domaine maritime côtier, les épisodes de tempêtes caractérisés par les paramètres usuels de houle ( $H_{\max}$ ,  $H_{1/3}$ ) et vent ( $V_{\max}$ , ...) ne rendent pas compte de l'élévation du plan d'eau qui aggrave les impacts. Ainsi, cette dernière partie, en application des résultats d'ajustement de surcote, propose un indicateur statistique synthétique utilisé en hydrologie continentale : les courbes Intensité Durée Fréquence (IdF). Les courbes IdF ont été réalisées avec la méthode des maxima annuels et l'ajustement de Gumbel (MV) compte tenu de sa facilité d'utilisation. L'échantillonnage est réalisé par sélection d'événements de durée variable, en moyenne glissante, sur la série des épisodes de maxima annuels. Les courbes IdF sont présentées ici pour situer en magnitude quelques événements de surcote ou de tempête remarquables sélectionnés dans la base de données marégraphique de Marseille Endoume. Leur description (Figure 2.22) illustre les perspectives d'interprétation fréquentielle des surcotes et tempêtes associées.

- Episode du 28 janvier 1978 : il correspond à la surcote record de la série étudiée. L'évènement est caractérisé par une montée rapide et une décroissance plus lente, la période intense, supérieure à 40 cm s'étalant sur 24 heures. Cet épisode est remarquable sur une durée inférieure à 2 heures ( $50 < T < 100$  ans). Au-delà, l'évènement est beaucoup plus fréquent et la trace sur la courbe IdF intercepte rapidement  $T = 20, 10$  puis 5 ans.
- Episode de septembre 1947 : ce maximum annuel de surcote est un exemple de surcote « éclair » encore plus prononcé. Sa trace sur la courbe IdF témoigne de façon plus marquée de la chute en magnitude de l'épisode ( $T = 5$  ans pour 1 heure à  $T = 2$  ans pour 3 heures). L'évènement n'est pas significatif au-delà.
- Episode de décembre 2003 : cette chronique correspond à la crue historique de Rhône aval. Comme cela a été vu précédemment, la surcote à Marseille – Endoume n'a rien d'exceptionnel quelles que soient les durées d'analyse. La constance de la signature sur les courbes IdF ( $30 \text{ cm} < S < 40 \text{ cm}$ ) ne peut être interprétée comme une stabilité du signal dans le temps, mais indique que l'évènement garde son intensité moyenne sur un pas de temps croissant.
- Episode du 19 septembre 2000 : il correspond à une inondation historique du vieux port en particulier. La crue urbaine des fleuves et ruisseaux côtiers (Aygaldes, Huveaune, ...)

a été influencée dans leur partie aval, par les niveaux marins. L'évènement de surcote sur les courbes IdF témoigne d'un phénomène courant ( $T < 2$  ans).



**Figure 2.22 : Courbe synthétique Intensité Durée Fréquence - Ajustement Gumbel (MV).**

Les dernières tempêtes de janvier 1994 et décembre 1997 n'ont pu être analysées faute de mesure à Marseille (lacune de 1989 à 1998). Il résulte de cette étude de cas que **la représentation IdF à partir des maxima annuels est un bon indicateur de l'amplitude globale des surcotes et permet de les situer en terme de fréquence à différents pas de temps**. Cette représentation originale pour des données marégraphiques est particulièrement utile pour caractériser la magnitude d'un évènement de surcote et comparer des épisodes de tempête entre eux. Les courbes IdF sont donc un indicateur fréquentiel original de la morphologie d'un évènement de surcote. Au niveau temporel, elles donnent une indication de la durée du phénomène. La faible pente de la trace indique que la surcote ne s'essouffle que lentement dans le temps. En moyenne, comme les pluies, les évènements de surcote ont tendance à s'atténuer en intensité avec la durée du phénomène. Finalement, la représentation statistique globale IdF des surcotes, sans décrire la variabilité du phénomène, est précieuse pour caractériser en fréquence, pour l'ensemble d'un épisode, le niveau marin d'une tempête.

## 2.3 La numérisation et la validation des enregistrements marégraphiques du Grau de la Dent, Port-Vendres et Sète (CEREGE)

### *2.3.1 Numérisation et validation des marégrammes historiques*

Un premier résultat important a été de numériser et valider les enregistrements marégraphiques historiques du Grau de la Dent, Port-Vendres et Sète (Figure 2.23). Les marégraphes mécaniques mesurent en continu les variations du niveau marin. Un stylo encreur entraîné par un flotteur trace les variations de la hauteur de la mer sur un papier millimétré placé sur un rouleau, résultant en un marégramme (Figure 2.24). Ces documents sont les seuls permettant d'avoir un recul suffisamment long sur la mesure du niveau marin au 20<sup>ème</sup> siècle. Dans le Golfe du Lion, selon les disponibilités, 900 marégrammes issus du marégraphe du Grau-de-la-Dent couvrant la période 1974 à 1995 ont pu être récupérés dans les archives de la Compagnie Nationale des Salins du Midi et de l'Est (CNSME). 650 marégrammes enregistrés dans le port de Sète (43.10°N – 3.40°E) (Figure 2.24) de 1986 à 1999 et 680 enregistrés à Port-Vendres (43.01°N – 3.02°E) de 1983 à 1997 ont été récupérés au Service Maritime et de la Navigation du Languedoc Roussillon (SMNLR).

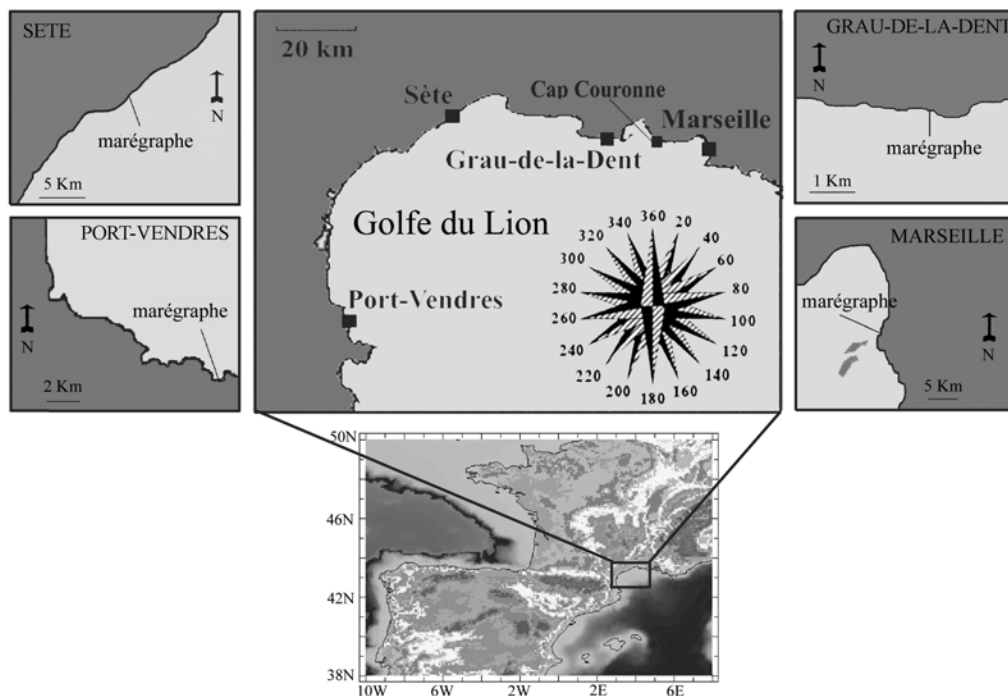


Figure 2.23 : Localisation des stations marégraphiques (Ullmann et Pirazzoli, 2007).

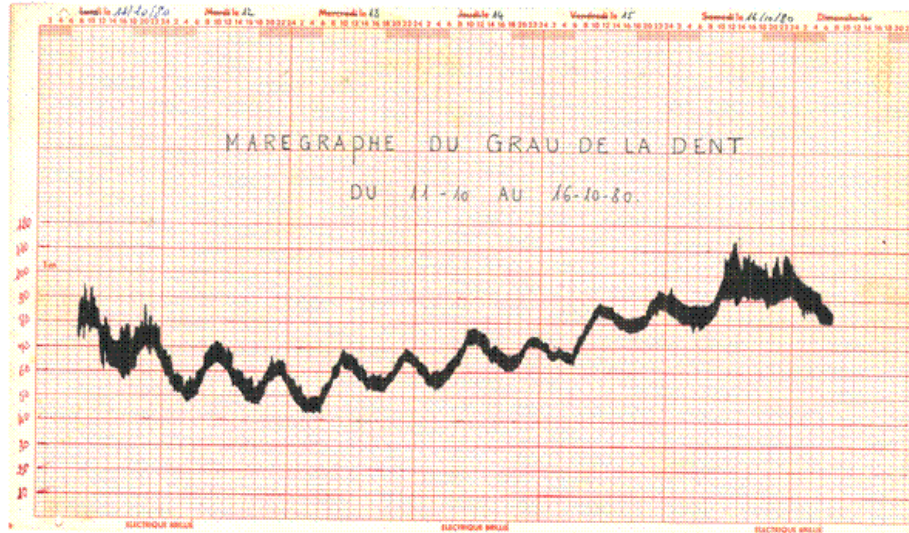
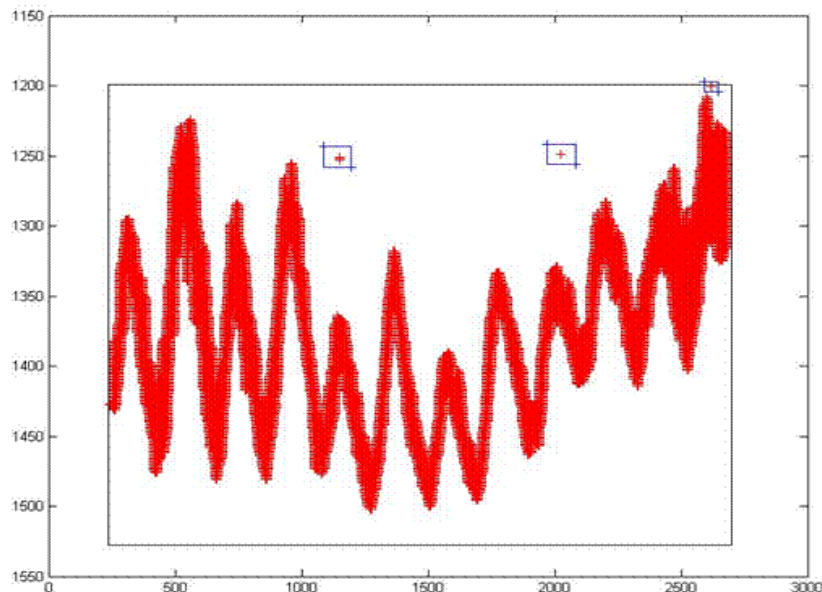


Figure 2.24 : Exemple de marégramme du 11/10/1980 au 16/10/1980.

Les données historiques récupérées sous forme de marégramme ont été digitalisées, numérisées et validées grâce au développement d'un programme informatique au CETE Méditerranée appelé NUNIEAU (« NUMérisation des Niveaux d'EAU ») développé sous environnement MATLAB (Ullmann *et al.*, 2006). Dans un premier temps, tous les marégrammes de chaque station de mesure sont scannés en couleur à une résolution de 200 DPI qui est le meilleur compromis entre la résolution et le poids de l'image numérique. Le logiciel analyse automatiquement chaque image scannée pour produire une série marégraphique numérique continue. Pour chaque marégramme, il est nécessaire de préciser des paramètres d'entrée : la date de début et de fin du marégramme, l'échelle de mesure en temps et en hauteur, les limites de couleur du signal tracé, la localisation du niveau 0 et 4 points d'ancrages et le pas de temps auquel on souhaite récupérer les données numériques. Ces informations sont enregistrées dans un « fichier de calage » (= carte d'identité des marégrammes). Le principe repose alors sur la reconnaissance des pixels du signal de marée tracé sur la feuille et sur le calage des images avec 5 points d'ancrages : les 4 coins et le niveau 0. Les pixels récupérés appartenant au signal de marée sont ensuite convertis en une matrice binaire (1 pour les pixels valides, 0 pour les autres) qui est ensuite transformée en une série numérique continue enregistrée dans un fichier texte (Figure 2.25). Les pixels n'appartenant pas au signal de marée sont éliminés directement sur l'image (Figure 2.25). L'opération est réalisée pour chaque marégramme. Les séries numériques obtenues sont ensuite mises bout à bout par concaténation des fichiers hebdomadaires afin d'obtenir une série marégraphique numérique continue. Enfin, l'heure locale est convertie en temps universel (TU+0). En fin de numérisation, le logiciel crée un « rapport de digitalisation » qui contient l'ensemble des opérations effectuées par l'utilisateur et par le logiciel. Le processus de digitalisation manuelle classique utilisant une table et un stylo à digitaliser est un procédé long et fastidieux. Environ 25

heures de manipulation sont nécessaires pour convertir une année de marégramme en données numériques. Les corrections et la validation des données allongent ensuite considérablement ce travail. Le même travail utilisant NUNIEAU avec un ordinateur standard actuel (3 GHz CPU et 1 Gb RAM) est réduit à 12 heures, incluant les corrections nécessaires à la validation des données (Ullmann *et al.*, 2006). De plus, cette méthodologie permet de pouvoir toujours comprendre les choix effectués lors de la digitalisation et de revenir sur les étapes de travail enregistrées dans le rapport de digitalisation.



**Figure 2.25 : Récupération des pixels à partir du traitement numérique d'un marégramme**

Avant l'utilisation scientifique des données numérisées, il est indispensable de corriger et de valider les séries numériques obtenues. Les erreurs les plus courantes sont les décalages en temps et/ou en hauteur entre la fin d'un marégramme et le début du suivant (Figures 2.26 et 2.27). En général, les décalages en temps entre deux marégrammes consécutifs sont dus aux erreurs de réglage de l'horloge du marégraphe lors du remplacement du marégramme ou à la lente dérive de l'horloge. Les décalages en hauteur sont la plupart du temps entraînés par des erreurs dans le positionnement du niveau 0.

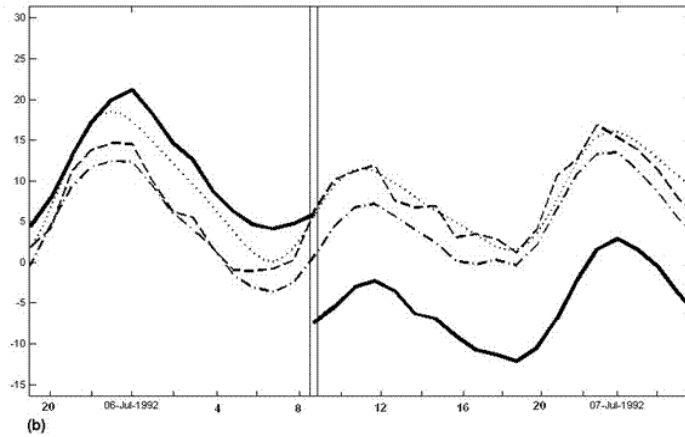


Figure 2.26 : Exemple de décalage en hauteur entre deux marégrammes consécutifs. L'axe vertical représente les hauteurs en cm NGF. Le trait noir gras représente les variations du niveau marin au Grau-de-la-Dent, le trait en tirets et points celles à Port-Vendres, le trait en tirets et points celles à Sète. La ligne pointillée représente les variations de la marée astronomique calculée au Grau-de-la-Dent.

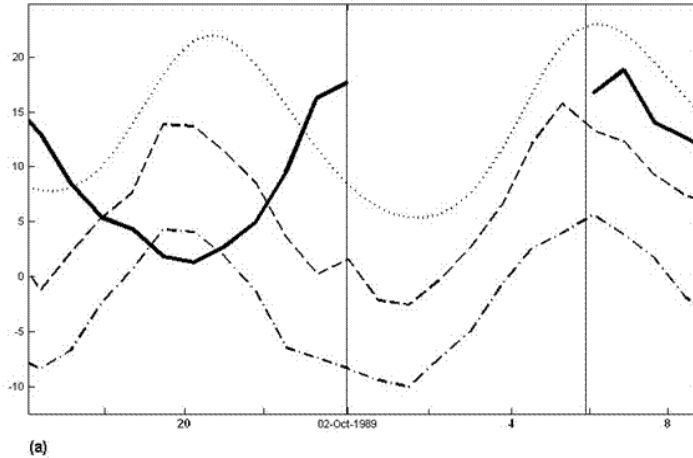


Figure 2.27 : Idem que la figure 2.26 mais avec un exemple de décalage en temps entre deux marégrammes consécutifs

Le logiciel permet dans un premier temps le calcul direct de la marée astronomique incluse dans une série marégraphique. Il nous permet ensuite de visualiser la continuité des semaines successives. La multiplicité des séries marégraphiques en Méditerranée ainsi que le signal de la marée astronomique nous permet l'inter-comparaison permanente entre les variations du niveau marin de la série à valider et celles d'autres stations géographiquement proches (Figures 2.26 et 2.27). Les décalages anormaux en temps et en hauteur sont ainsi décelés et corrigés. **Cette étape technique importante de récupération des données historiques nous a permis de produire une série marégraphique continue et validée au pas de temps horaire au Grau-de-la-Dent de 1974 à 1995, à Sète de 1986 à 1999 et à Port-Vendres de 1983 à 1997.** Les données sont rattachées au zéro NGF (Nivellement général de la France) qui correspond au niveau moyen de la mer à Marseille. Ce niveau a été déterminé en calculant la moyenne arithmétique des hauteurs de la marée sur la période 1885-1897 (Paskoff, 1993). Les données produites seront prochainement

accessibles sur la base de donnée nationale du serveur SONEL (système d'observation du niveau des eaux littorales, <http://www.sonel.org>). Le logiciel NUNIEAU est téléchargeable gratuitement sur le site du CETE Méditerranée (<http://www.cete-mediterranee.fr>).

### 2.3.2 Validation des données du Grau de la Dent

Depuis le début du 20<sup>ème</sup> siècle (1904), les variations du niveau marin sont enregistrées par un marégraphe mécanique implanté dans le port du Grau-de-la-Dent (43°36N – 5°10E) par la Compagnie Nationale des Salins du Midi et de l'Est (CNSME). Un relevé quotidien est effectué à 7 h (heure locale) de 1904 à 2005 (Figure 2.28). Les métadonnées de la mesure sont notées dans les « cahiers de la mer ». En raison de la perte des documents d'archives, cette série souffre pour l'instant d'un hiatus de 11 ans entre 1963 à 1973. Les hauteurs sont exprimées en centimètre NGF (Nivellement Général de la France).

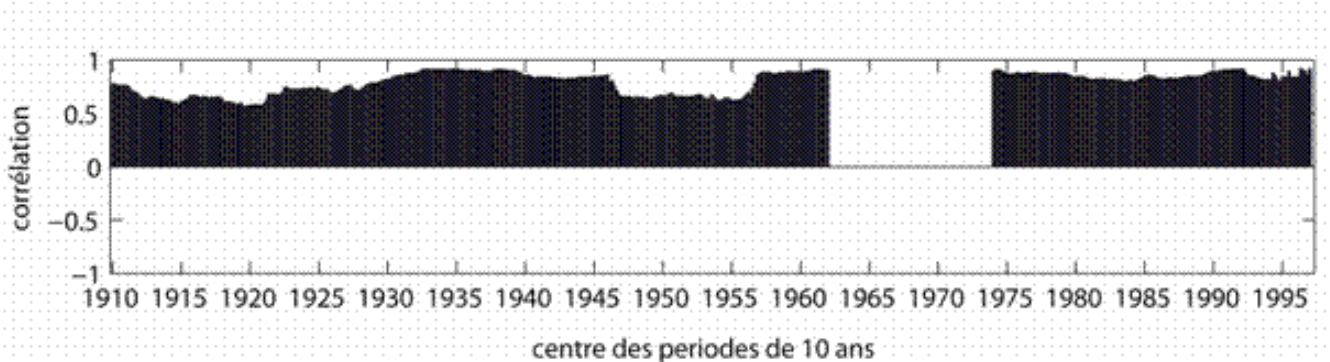


Figure 2.28 : Corrélations glissantes entre les moyennes mensuelles à GD et les moyennes mensuelles à Marseille

La validité des données journalière a été testée par le calcul des corrélations glissantes sur des périodes de 10 ans de 1905 à 2005 entre les moyennes mensuelles hivernales (octobre-mars) calculées au Grau-de-la-Dent et celles de Marseille (40 km à l'est du Grau-de-la-Dent) issues du Permanent Service for Mean Sea Level (<http://www.pol.ac.uk>). Les corrélations sont presque toujours stables au-dessus de 0.80 sauf pour deux périodes où la corrélation diminue entre 1915 et 1922 et entre 1947 et 1958 (Figure 2.28). Cette dernière peut être expliquée en partie par le dysfonctionnement du mécanisme d'enregistrement à Marseille décelé par Douglas en 1997 (Douglas, 1997). La première période correspond à la baisse de la variance temporelle dans les enregistrements journaliers du Grau-de-la-Dent pour une raison inconnue (Ullmann *et al.*, 2007). Hormis cette période, les données marégraphiques journalières du Grau-de-la-Dent peuvent être considérées comme fiables. Cette étape de validation nous a permis d'estimer la vitesse de remontée du niveau marin moyen au Grau-de-la-Dent de 1905 à 2005 à  $+0.2 \pm 0.01$  cm/an avec un intervalle de confiance  $> 99\%$  (Figure 2.29 ; Ullmann *et al.*, 2007).

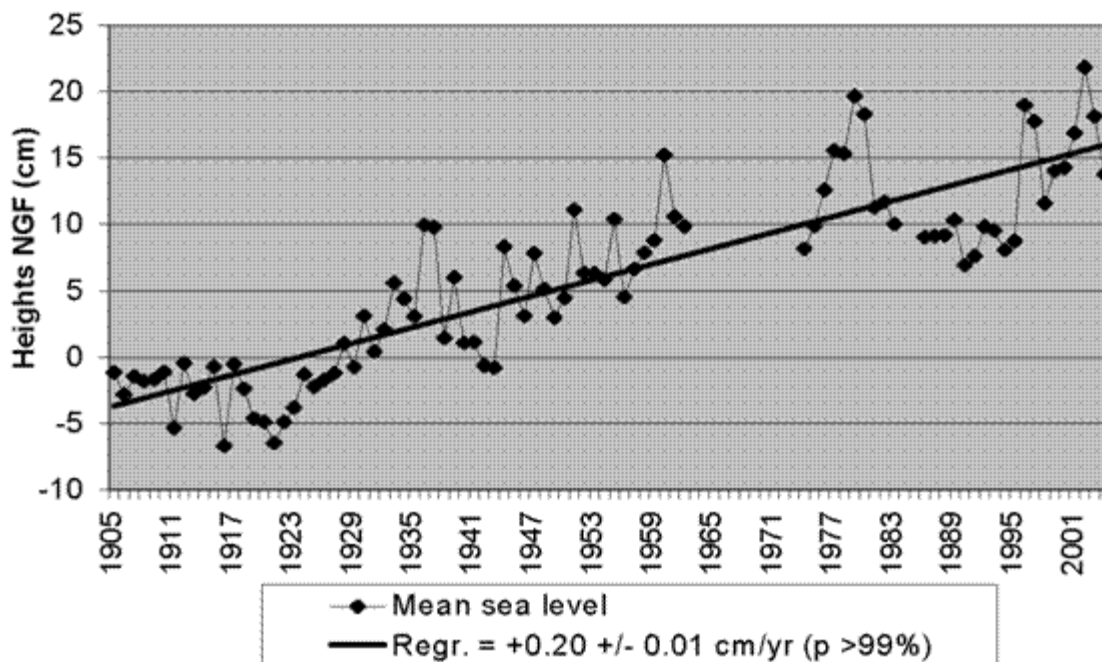


Figure 2.29 : Variation du niveau marin annuel moyen au Grau-de-la-Dent de 1905 à 2005 (p est l'intervalle de confiance de la régression ; Ullmann *et al.*, 2007)

### 2.3.3 Cohérence spatiale des variations marines autour du Golfe du Lion

Les premiers résultats présentés ci-dessus furent obtenus grâce à l'analyse du Grau de la Dent. La variabilité spatiale a été analysée via la comparaison entre 4 sites autour du Golfe du Lion (Figure 2.30). A l'échelle synoptique, les conditions locales sont déterminées par l'interaction entre deux principales échelles spatiales ; (i) l'échelle macro-régionale explicitée dans la section précédente avec une évolution d'ensemble du bassin méditerranéen nord-occidental en liaison avec le forçage des vents *onshore* de surface liés au passage des perturbations tempérées et (ii) l'échelle locale liée à l'orientation de la côte où l'enregistrement du niveau de la mer est effectué.



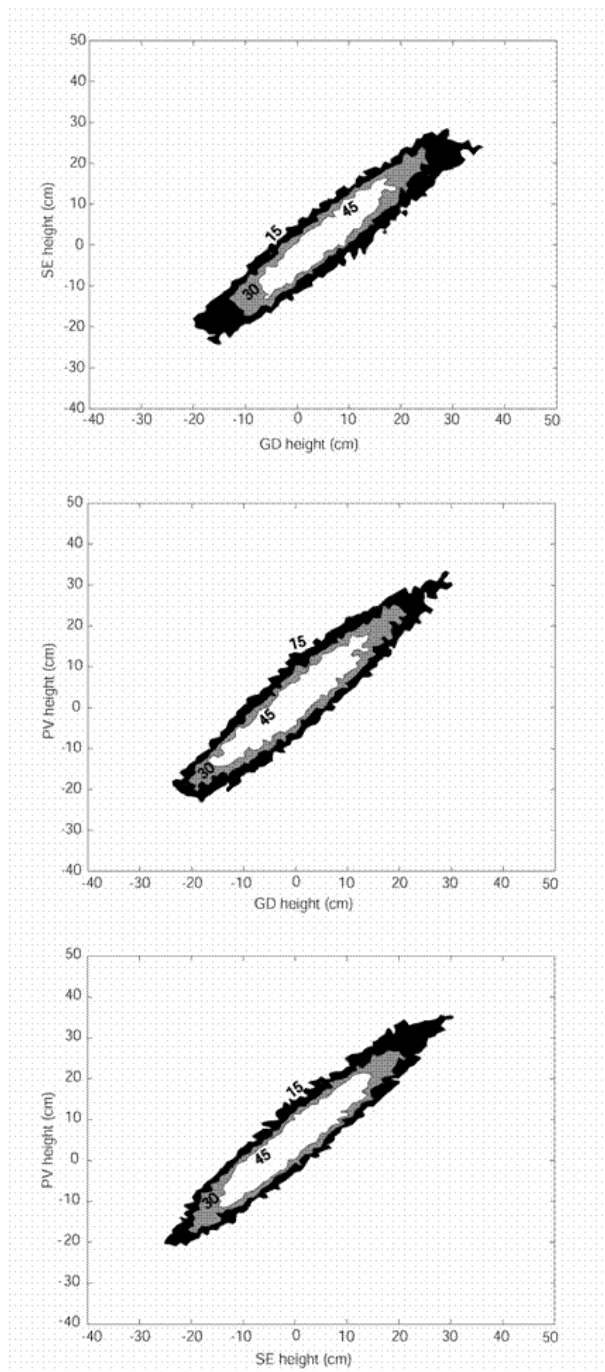


Figure 2.30 : Fréquence des surcotes entre deux stations par classe de valeurs de 1 cm x 1 cm sur la période commune 1986-1995 entre les stations du Grau-de-la-Dent, Sète et Port-Vendres (Ullmann et Moron, 2007).

La variabilité en phase des trois enregistrements est claire. En d'autres termes, une surcote à un endroit particulier du Golfe du Lion ressort d'abord de l'échelle macro-régionale. Cependant,

cela n'exclut évidemment pas des différences de modulation de même que certaines différences liées à l'échelle locale. Ainsi la figure 2.31 présente les fréquences des vents par classes de 20° associées aux surcotes de différentes intensités à Grau de la Dent, Sète, Port-Vendres et Marseille. Il est clair que la majorité des surcotes dans le Golfe du Lion sont associées aux vents de mer de secteur sud à sud-est (Figure 2.31). Cependant, une part non négligeable des fortes surcotes à Port-Vendres et à Marseille sont associées à des vents de secteur nord (20% des surcotes > 40 cm ; Figure 2.31). Les côtes à Marseille (Port-Vendres) sont localement ouvertes à l'ouest (au nord ouest) sur la mer (Figure 2.25). Les vents de soufflant de secteur nord sont capables de pousser la masse d'eau vers ces côtes et d'entraîner un pic local de surcote (Ullmann et Pirazzoli, 2007).

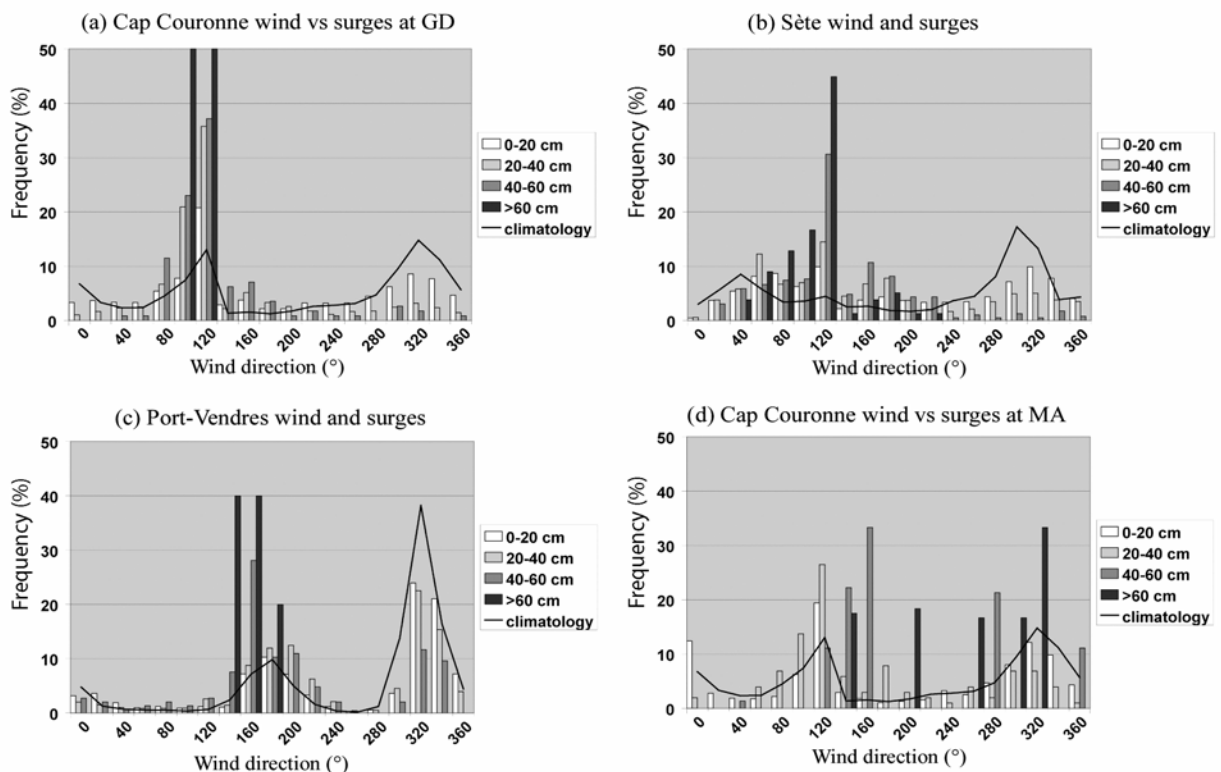
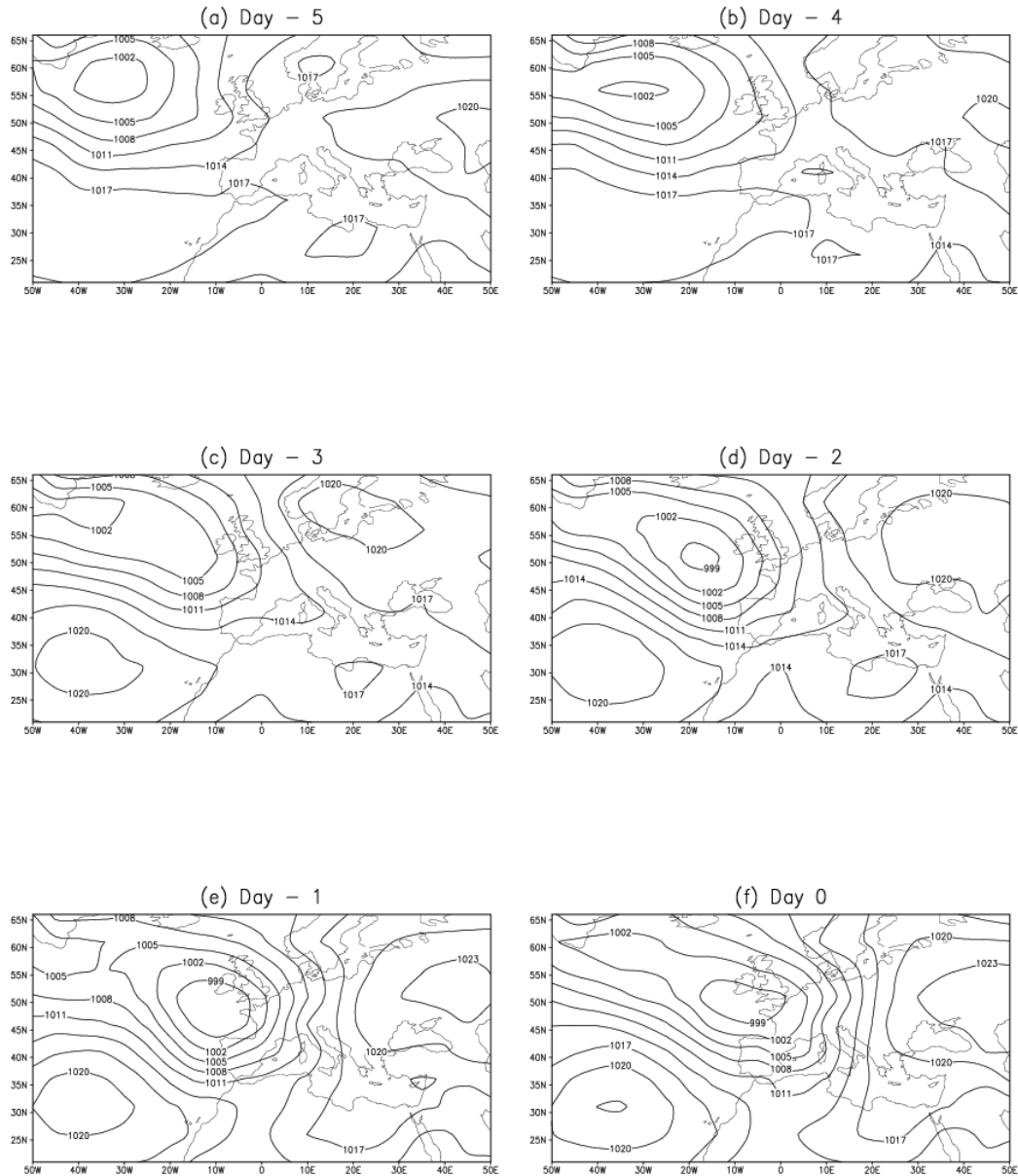


Figure 2.31: Fréquence de la direction des vents associés aux surcotes ordonnées en 4 classes aux différentes stations météorologiques proches des quatre stations marégraphiques (Ullmann et Pirazzoli, 2007).

## **2.4 Les conditions atmosphériques contemporaines liées aux surcotes marines (1905-2002) (CEREGE)**

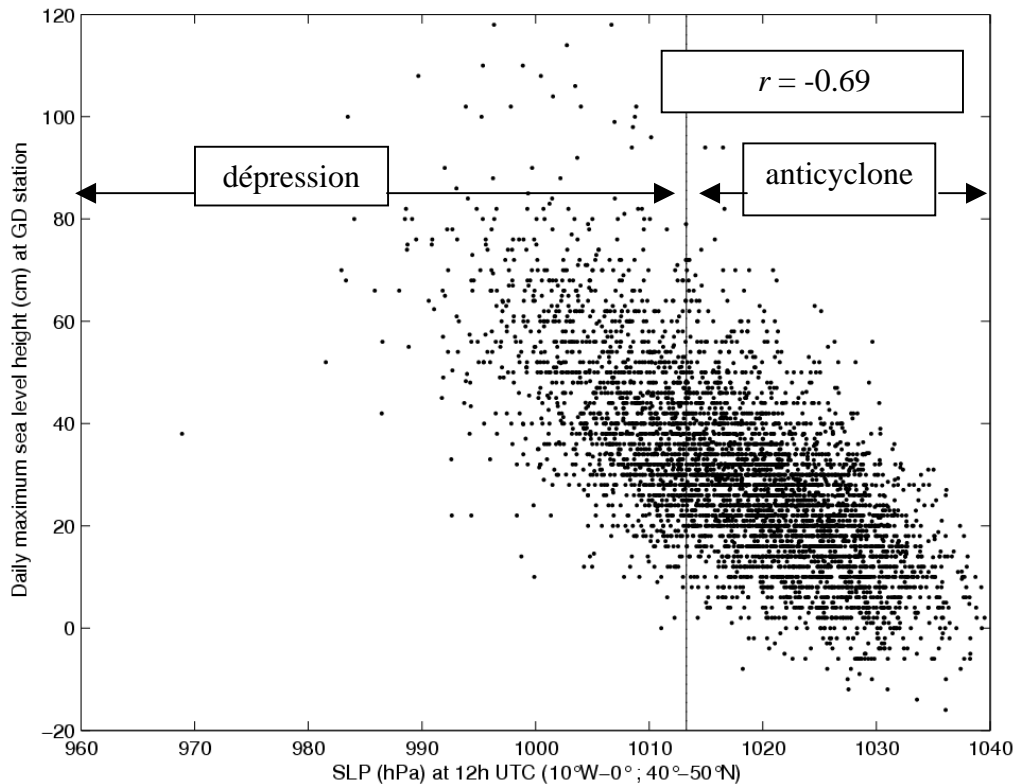
### ***2.4.1 La relation moyenne***

La variabilité de la fréquence et de l'amplitude des surcotes marines est induite par de nombreux phénomènes agissant sur une importante gamme d'échelles spatio-temporelles. A l'échelle synoptique, **le principal forçage est lié au passage des tempêtes extratropicales qui vont élever le niveau marin par effet hydrodynamique mais surtout vont générer des vents**, qui en fonction de la géographie de la côte, tendent à pousser les eaux de surface en direction de la côte. Du point de vue documentaire, il peut être plus intéressant d'analyser les champs de pression qui sont moins bruités que les champs de vents et qui possèdent une plus grande robustesse. Cet effet peut être appréhendé par exemple en analysant les conditions barométriques moyennes enregistrées lors des 20 niveaux marins les plus élevés enregistrés au niveau du Grau de la Dent depuis 1974 (Figure 2.32).



**Figure 2.32 : Pressions moyennes au niveau de la mer (en hPa) entre 5 jours avant et le jour d'un niveau marin > 40 cm au Grau de la Dent (Moron et Ullmann, 2005).**

Les conditions barométriques moyennes sont donc clairement identifiées par un centre dépressionnaire se décalant depuis le centre de l'Atlantique Nord vers le Golfe de Gascogne, puis éventuellement la Méditerranée nord-occidentale. Il existe ainsi une forte corrélation linéaire entre les pressions enregistrées au-dessus du proche Atlantique et le niveau marin quotidien au Grau de la Dent (Figure 2.33). On note cependant une erreur quadratique moyenne non négligeable. En d'autres termes, des conditions dépressionnaires (anticycloniques) sur le proche Atlantique ne sont pas nécessairement associées à de fortes surcotes (décotes) au Grau de la Dent.



**Figure 2.33 : Nuage de point entre la hauteur journalière maximale du niveau marin en ordonnées et la pression atmosphérique au niveau de la mer moyennée sur  $[-10^{\circ}\text{W} - 0^{\circ}\text{W}]$ ,  $[40^{\circ}\text{N} - 45^{\circ}\text{N}]$  en abscisses (Moron et Ullmann, 2005).**

Notons que le rail des perturbations caractéristiques des surcotes dans le Golfe du Lion ne correspond pas à la trajectoire la plus fréquente des perturbations nord-atlantiques qui transitent généralement sur une trajectoire septentrionale (Rogers, 1990). Cependant cette disposition peut être particulièrement favorisée dans certains cas, notamment quand le mode de variation régional (l'ONA) est en phase négative avec un affaiblissement des deux centres d'action semi-permanents que sont la dépression d'Islande au nord et l'anticyclone des Açores au sud (Hurrell, 1995). Ainsi les conditions barométriques particulières aux surcotes marines enregistrées au niveau du Grau de la Dent peuvent être reliées à des modes de variation plus larges et plus persistants.

La relation moyenne peut être utilisée pour construire un premier modèle de régression des niveaux marins en prenant comme prédicteur les pressions moyennes sur le domaine proche Atlantique identifié dans les figures 2.32 et 2.33. Les valeurs prédites correspondent aux percentiles mensuels 75% et 90%, c'est-à-dire les hauteurs d'eau quotidiennes maximales atteintes dans 25% et 10% des cas seulement. C'est un moyen de simuler une propriété statistique pertinente quant aux éventuelles conséquences géomorphologiques. La régression a été réalisée

en validation croisée, c'est-à-dire que 6 mois d'un hiver ont été simulés avec les 26 x 6 mois restants sur la période 1974-2001. Autrement dit, le modèle est appris sur une période et vérifié sur la période restante (Moron et Ullmann, 2005; Moron, 2006). **La corrélation entre simulation et observation est très élevée pour les deux percentiles ( $> 0.75$ ) et l'erreur moyenne à de rares exceptions près est faible, en général inférieure à 10 cm** (Figure 2.34). Cette relation sera utilisée dans la partie de prévision des hauteurs futures dans la dernière partie du volet climatique (cf. section 2.5).

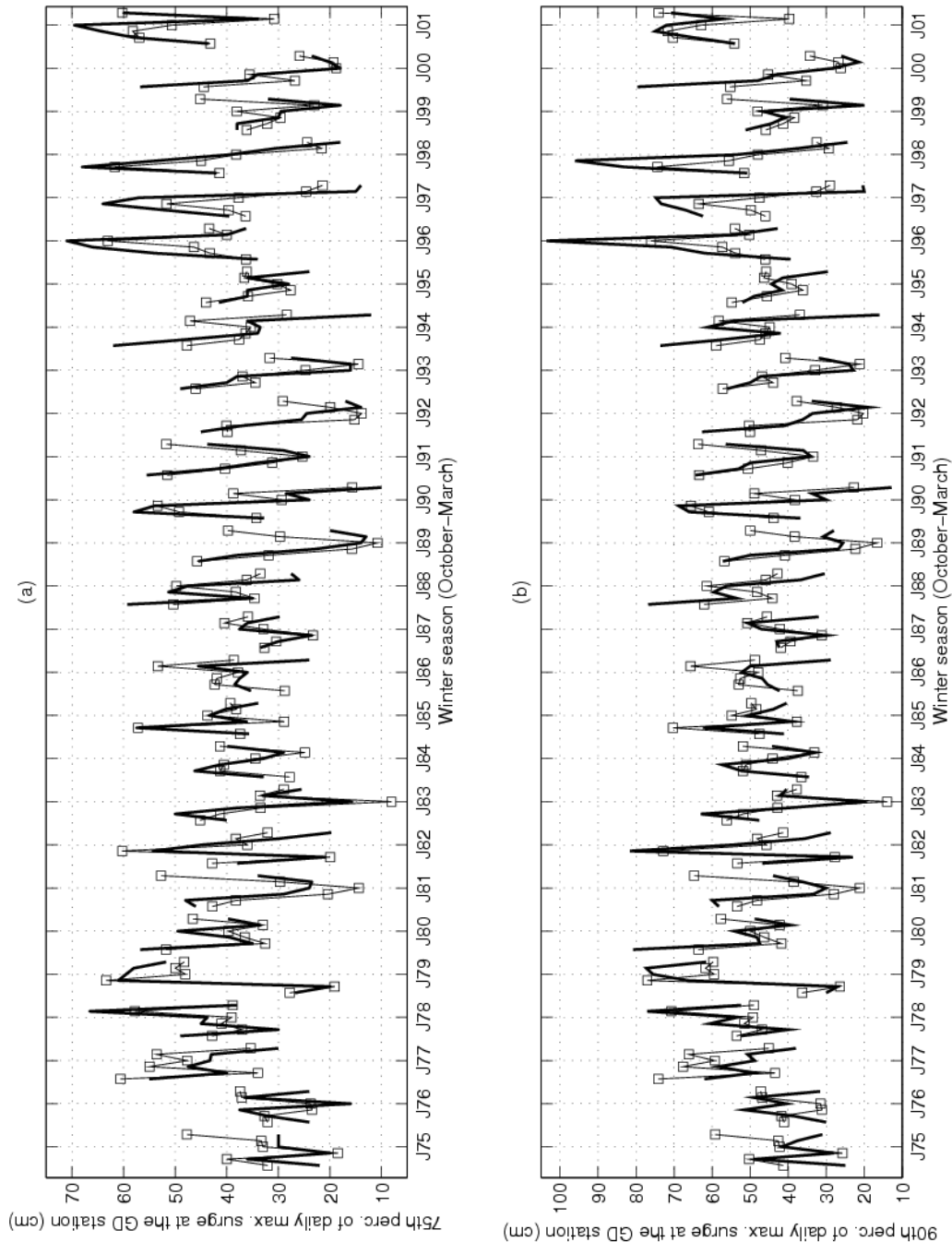


Figure 2.34 : Reconstruction statistique du percentile 75% et 90% mensuels à partir des conditions barométriques moyennes sur  $[10^{\circ}\text{W} - 0^{\circ}\text{W}] [40^{\circ}\text{N} - 45^{\circ}\text{N}]$ . Les valeurs observées sont les traits fins + carrés et les valeurs estimées sont les traits grossés. Le modèle statistique est une régression linéaire en validation croisée (Moron et Ullmann, 2005).

## 2.4.2 Les types de temps et le niveau marin

Une vision synthétique de la circulation atmosphérique peut être appréhendée à travers diverses classifications objectives. Les types de temps constituent ainsi des configurations barométriques qui apparaissent de façon répétitive et relativement persistantes (quelques jours à quelques semaines) et influencent les conditions à des échelles plus fines sur ce laps de temps (Michelangeli *et al.*, 1995; Moron et Plaut, 2003). En général 4 à 5 types de temps macro-régionaux sont définis à l'échelle de l'Atlantique Nord (Figure 2.35).

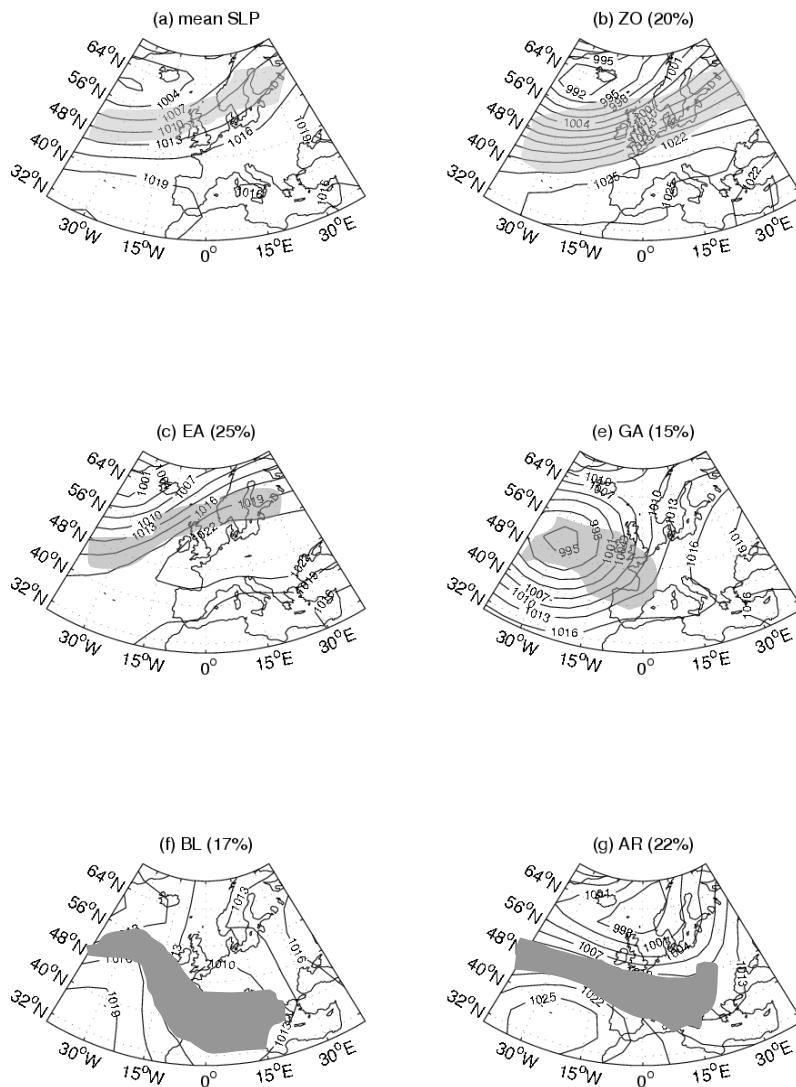
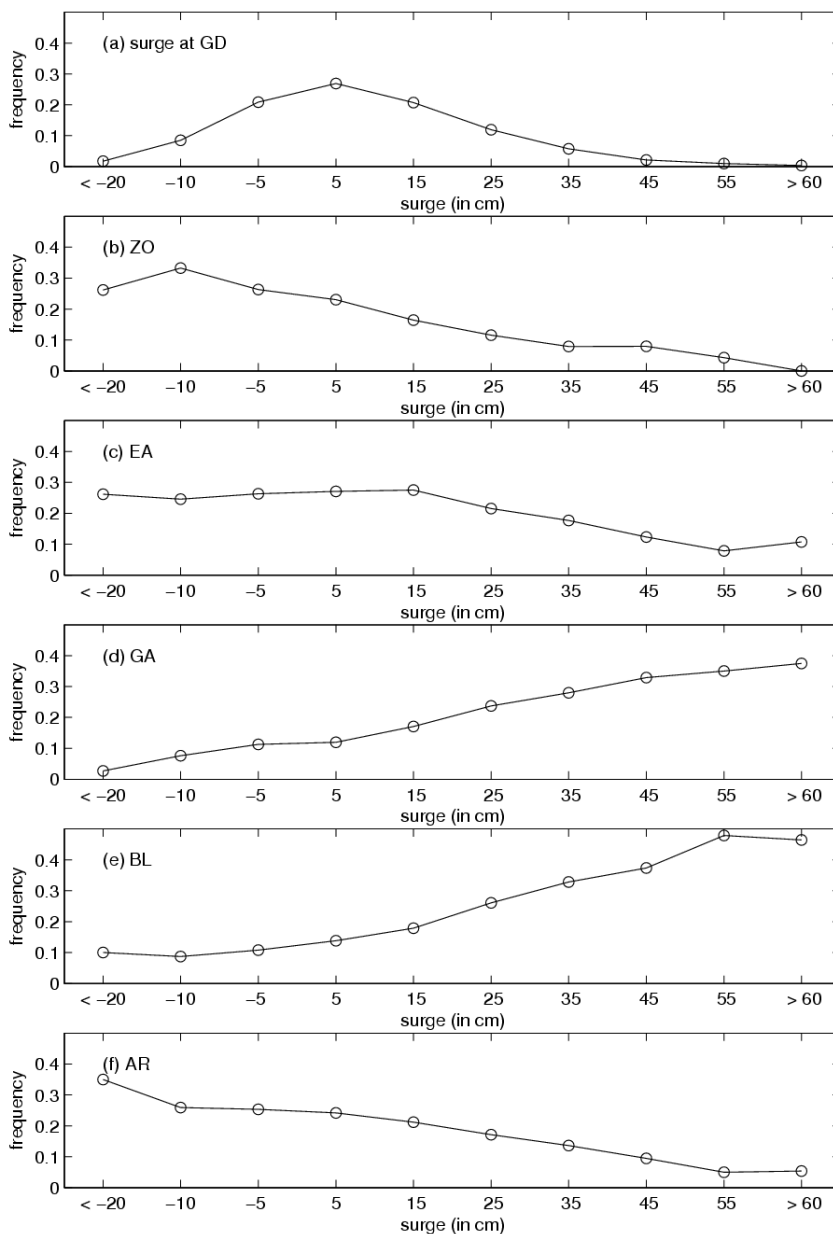


Figure 2.35 : (a) pressions de surface moyenne entre 1904 et 2002 (Octobre-Mars) (données quotidiennes du NCAR). (b-g) pressions moyennes lors des jours classés dans le type « zonal » -ZO- (b), « Est-Atlantique » -EA- (c), « Greenland Above » -GA- (d), « Blocking » (e), « Atlantic Ridge » (f). Les valeurs entre parenthèses donnent le pourcentage des jours classés dans chaque types de temps (Ullmann et Moron, 2007). La trajectoire principale des perturbations tempérées a été rajoutée en gris.

Ces types de temps représentent une vision synthétique de la circulation atmosphérique sur l'Atlantique Nord qui influencent notamment la trajectoire et l'intensité des perturbations tempérées. *A priori*, le type GA est le plus proche de la configuration moyennement préalablement



établie (Figure 2.32) mais les perturbations sont également à une trajectoire inhabituellement méridionale dans le type BL, susceptibles de générer des conditions de vent favorables à une surcote dans le Golfe du Lion (Figure 2.35). Ces deux types apparaissent particulièrement fréquent quand l'oscillation nord-atlantique est en phase négative (Hurrell, 1995). La prééminence des deux types GA et BL dans les épisodes de surcote est confirmée par la figure 2.36 qui montre la répartition fréquentielle des types de temps en fonction des surcotes quotidiennes enregistrées à 7h du matin au Grau de la Dent depuis 1904. La sur-représentation des deux types associés à une ONA négative apparaît particulièrement claire dans les surcotes les plus élevées alors que les autres types voient globalement leur importance relative diminuer (Figure 2.36).



**Figure 2.36 : (a) Fréquence des surcotes au Grau-de-la-Dent par classe d'amplitudes (de 10 en 10 cm). Les fréquences sont indiquées au centre de chaque classe de 10 cm. Fréquence de (b) ZO, (c) EA, (d) GA, (e) BL et (f) AR pour les classes de surcotes sur 1905-2005 (Ullmann et Moron, 2007).**

### 2.4.3 La variabilité de la relation au cours du 20<sup>ème</sup> siècle

Une question importante dans le contexte du changement climatique est la variabilité à long terme des relations entre les conditions atmosphériques et les variations du niveau marin. La figure 2.37 présente les corrélations glissantes entre la fréquence mensuelle des types de temps et le percentile mensuel 75% du niveau des surcotes à Grau de la Dent. La corrélation entre le percentile mensuel 75% et la fréquence mensuelle des types GA (ZO) augmente (diminue) à la fin du 20<sup>ème</sup> siècle (Figure 2.37).

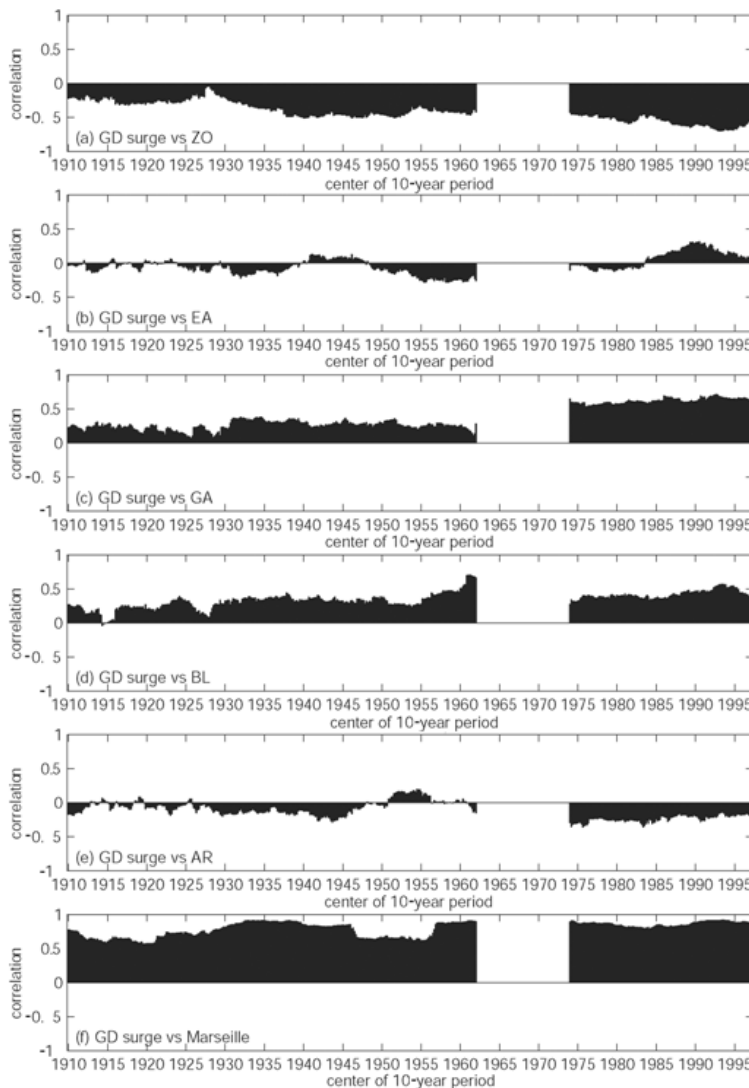
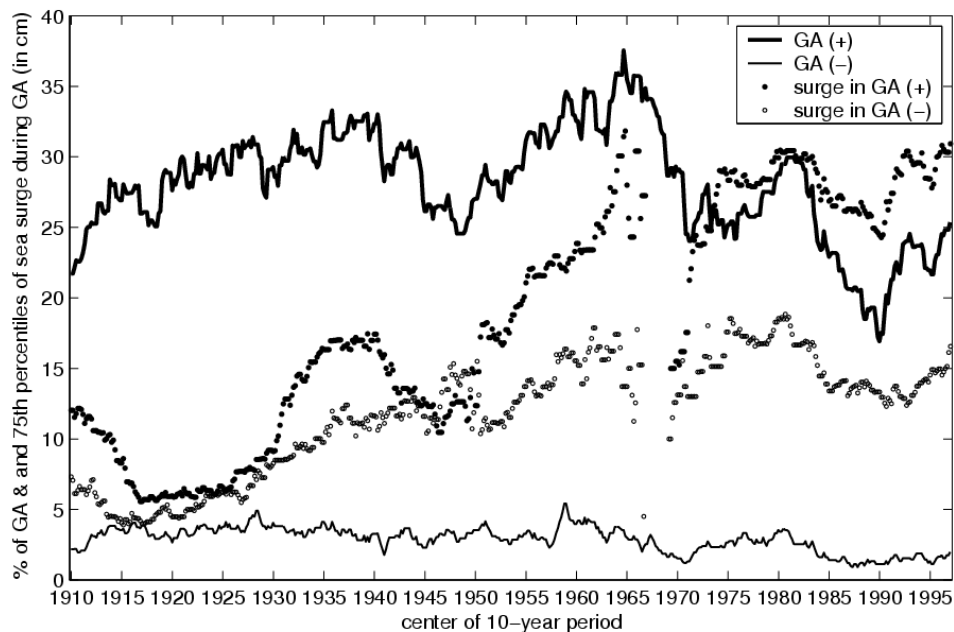


Figure 2.37 : Corrélations glissantes (sur des segments de 60 mois) entre le percentile mensuel 75% des surcotes journalières au Grau-de-la-Dent et la fréquence mensuelle des types de temps (a) ZO, (b) EA, (c) GA, (d) BL, (e) AR et (f) niveau marin mensuel moyen à Marseille (Ullmann et Moron, 2007).

Cette modulation peut avoir plusieurs origines. Une influence purement aléatoire peut être exclue en comparant la variation des corrélations avec des couples ré-échantillonnées de façon aléatoire. D'autres causes déterministes peuvent être avancées comme par exemple une modification des structures barométriques associés aux types de temps, comme cela a été constaté sur l'Europe du Nord (Wakelin *et al.*, 2003; Jevrejeva *et al.*, 2006). Cela peut être aussi associé à la hausse générale du niveau de la mer (Cazenave et Nerem, 2004) en liaison avec le réchauffement (Moron, 2003) qui modifierait les conditions de transmission des surcotes dans le Grau de la Dent mais aussi les conditions géomorphologiques locales avec notamment un amaigrissement de la plage qui là encore serait susceptible de modifier la sensibilité locale vis-à-vis du forçage atmosphérique.



**Figure 2.38 : Moyenne des hautes (ligne pleine graissée) et basses (ligne pleine) fréquences mensuelles sur des segments de 60 mois avec les percentiles mensuels 75% des surcotes journalières au Grau-de-la-Dent (cercle (carrée) = surcotes quand GA est plus (moins) fréquent que la moyenne). (Ullmann et Moron, 2007).**

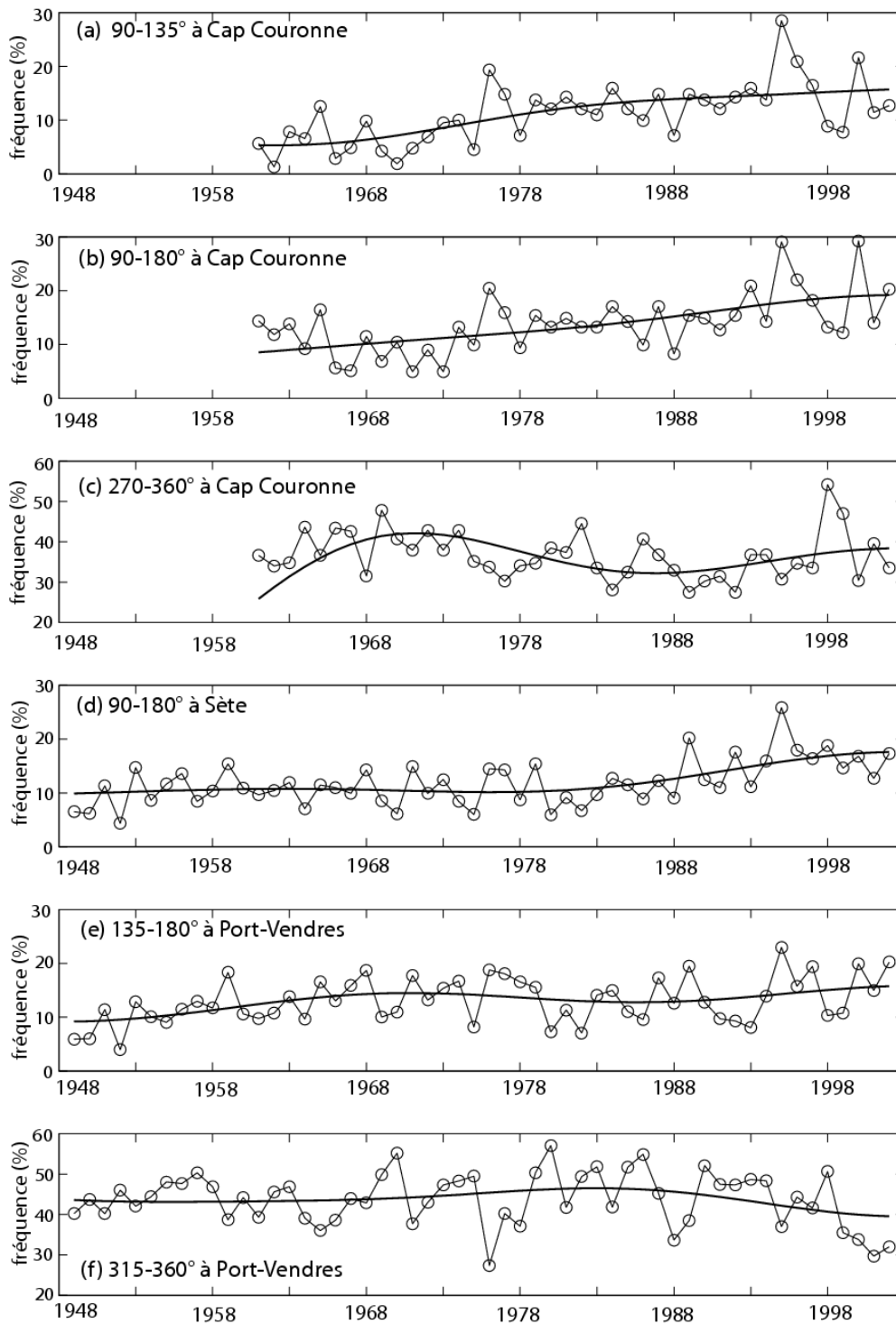


Figure 2.39 : Evolution de la fréquence saisonnière des vents associés aux surcotes au Grau-de-la-Dent à Marseille, à Sète et à Port-Vendres.

La figure 2.38 présente l'évolution séculaire de la fréquence mensuelle des types de temps GA et la moyenne des surcotes associées aux saisons où GA est très (GA+) et peu (GA-) fréquent. On remarque que la fréquence de l'échantillon GA+ (c'est-à-dire les mois où l'oscillation nord-atlantique est négative) est stable sauf à la fin du 20<sup>ème</sup> siècle où on constate une baisse. Ceci est à relier avec la baisse contemporaine de la fréquence des blocages hivernaux, particulièrement sensible depuis le milieu des années 1980 (Hurrell, 1995). Par contre, on constate une hausse de la sensibilité des surcotes aux types GA, c'est-à-dire que **l'écartement entre les deux échantillons GA+ et GA- augmentent depuis 1945 environ et devient approximativement stable depuis les années 1960**. Autrement dit, les surcotes deviennent de plus en plus élevées quand GA est inhabituellement fréquent. La fréquence des vents locaux de secteur sud associés aux surcotes au Grau-de-la-Dent, Marseille, Sète et Port-Vendres montre une augmentation depuis les années 50 témoignant d'une modification atmosphérique en faveur d'une multiplication des surcotes dans le Golfe du Lion (Figure 2.39). Cela montre que tout facteur externe est susceptible de modifier la réactivité des conditions marines locales aux conditions barométriques régionales.

## **2.5 Les projections sur le 21ème siècle (CEREGE)**

Plusieurs éléments conditionnent l'évolution future des niveaux marins mais deux principaux peuvent être isolés à l'échelle qui nous intéressent : (i) la fréquence et l'amplitude des perturbations tempérées et/ou des types de temps impliqués dans la génération des surcotes marines au niveau du Golfe du Lion et (ii) la réponse hydrostatique de la mer à l'élévation générale et régionale des températures. Le second aspect va induire une hausse de + 3.5 mm/an avec une incertitude de 3 à 4 mm suivant les scénarios et l'importance des forçages anthropiques par rapport aux autres facteurs. Des projections récentes montrent que les observations de la période 1975-2006 semblent être dans la fourchette haute, voire même au-delà (Rahmstorf *et al.*, 2007). Cela suggère, que dans le cas où d'autres forçages naturels ne compenseraient pas (comme des éruptions volcaniques majeures et répétées ou une baisse de la constante solaire), **la hausse moyenne du niveau marin devrait se situer entre + 2 mm/an et + 6 mm/an**. A partir de ce constat, on peut construire des scénarios tenant compte du forçage atmosphérique. Il faut notamment essayer de prédire dans quelle mesure le forçage atmosphérique va interagir avec les modifications d'échelle plus vaste et si il est susceptible d'atténuer ou au contraire renforcer les impacts liés à une hausse moyenne quasiment inéluctable.

Les modèles numériques de simulation du climat se basent sur les équations primitives de la mécanique et de la thermodynamique des fluides. Ils résolvent ces équations dans les trois dimensions spatiales et dans le temps. Le modèle ARPEGE climat (Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle) de Météo France simule les pressions de surface au niveau de la mer tous les jours à 0h, 6h, 12h et 18h TU, de 1950 à 2099, sur une grille de résolution spatiale de 2.8° de longitude x 2.8° de latitude couvrant la totalité de la surface terrestre. Seules les données

sur une fenêtre spatiale de  $-40^{\circ}\text{W}$  à  $40^{\circ}\text{E}$  et de  $30^{\circ}\text{N}$  à  $70^{\circ}\text{N}$  ont été extraites grâce à l'aide de J.F. Royer et A. Rascol de Météo France. Trois expériences de simulations sont réalisées à partir des mêmes conditions initiales (Royer *et al.*, 2002) :

- L'expérience SA2 dans laquelle les pressions de surface sont simulées de 1980 à 2100. Le modèle est ici forcé par l'évolution de la concentration atmosphérique des gaz à effet de serre basé sur le scénario A2. Dans ce scénario, la croissance économique et démographique progresse surtout jusqu'au milieu du 21<sup>ème</sup> siècle (IPCC, 2001). Ensuite, ce scénario envisage l'introduction rapide de nouvelles technologies plus efficaces et moins polluantes.
- L'expérience SG2 simule les pressions de surface de 1950 à 2100. Le modèle est forcé par l'évolution de la concentration atmosphérique des gaz à effet de serre basé sur le scénario B2 (IPCC, 2001). Ce scénario implique un profond changement des règles économiques associées à l'adoption massive de technologies propres et l'abandon progressif des sources d'énergie utilisant des combustibles fossiles.
- L'expérience SF2 simule les pressions de surface de 1950 à 2000. Dans cette simulation, le seul forçage est la température de surface de la mer (SST). Les données de cette expérience sont à priori plus proches des observations que celles simulées dans les expériences SA2 et SG2. L'intérêt de cette expérience est alors de vérifier la climatologie du modèle. Cette simulation représente l'expérience de contrôle afin de vérifier les climatologies des expériences SA2 et SG2.

### ***2.5.1 Simulation de la variabilité des surcotes au 21ème siècle***

La variabilité intrasaisonnière et interannuelle de la fréquence et l'intensité des surcotes est simulée de façon robuste par un modèle de régression linéaire avec la pression atmosphérique de surface au niveau du Golfe de Gascogne comme prédicteur (cf. section 2.4 et Figures 2.32-2.33). Partant du constat que la variabilité interannuelle et lente des hauts niveaux marins correspond à la somme de la variabilité du niveau marin moyen et de celle des niveaux forcés par l'atmosphère (Ullmann *et al.*, 2007), on peut construire des *scénarii* afin d'essayer de prédire dans quelle mesure le forçage atmosphérique va interagir avec les modifications d'échelle plus vaste et si il est susceptible d'atténuer ou au contraire renforcer les impacts liés à une hausse moyenne quasiment inéluctable.

Le modèle de régression linéaire qui permet de reconstruire de façon robuste la variabilité interannuelle de la fréquence et de l'intensité des niveaux marins à partir du champ de pression atmosphérique de surface sur le proche océan Atlantique (section 2.4) a été appliqué aux pressions simulées au 21<sup>ème</sup> siècle dans les trois expériences de simulations. **Les percentiles annuels 90% du niveau marin uniquement liés au forçage atmosphérique montrent une stabilité voire même une légère diminution à la fin du 21<sup>ème</sup> siècle dans les deux scénarios**

(Figure 2.40). Cela est cohérent avec le décalage vers le nord du principal rail des perturbations tempérées simulé par la plupart des modèles soumis aux scénarios du changement climatique. On peut toutefois noter que cette variation à la baisse, même dans le cas du scénario SA2 est très faible (Figure 2.40).

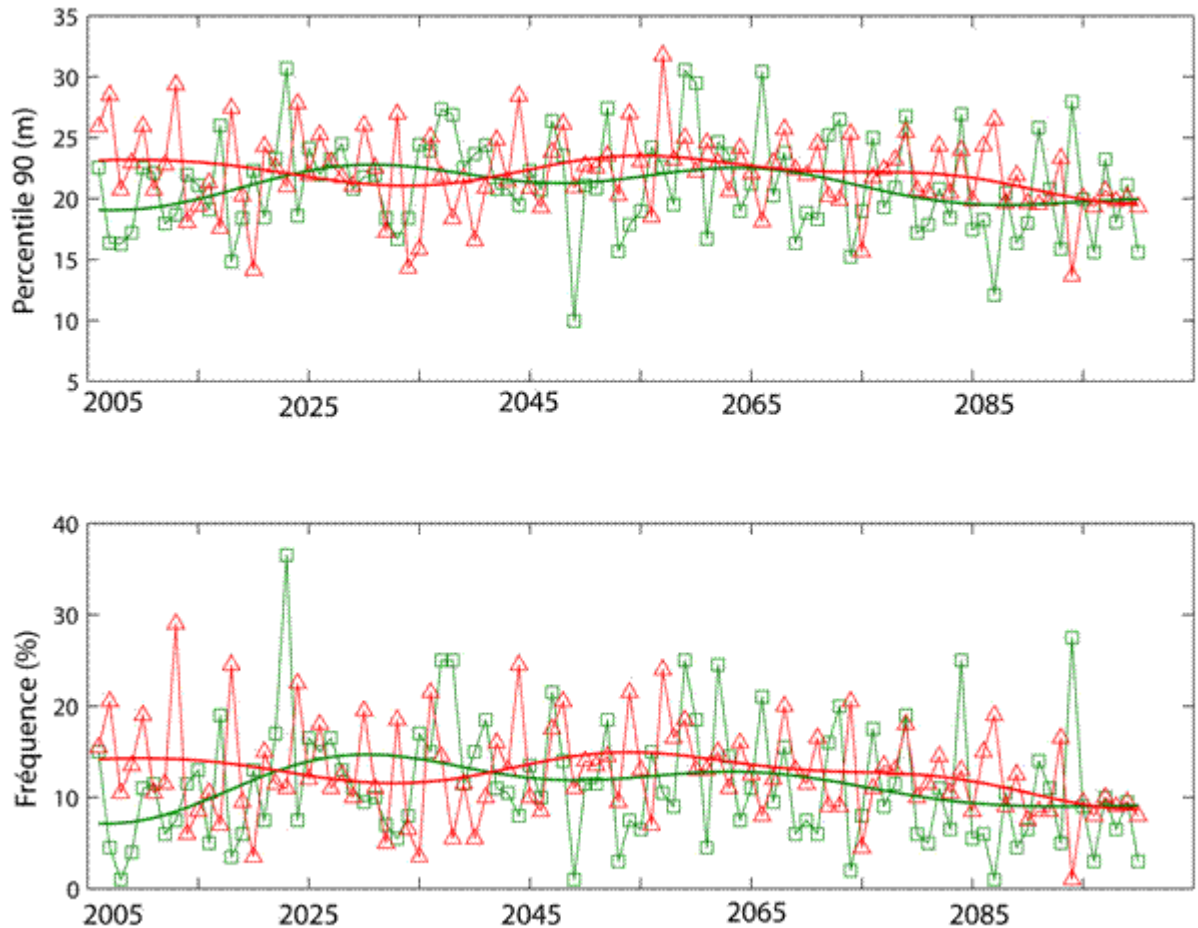


Figure 2.40 : Simulation de la variabilité interannuelle des percentiles 90% du niveau marin (en haut) et de la fréquence des niveaux marins > 20 cm (en bas) de 2005 à 2100 issue de la régression linéaire avec les pressions de surface dans le Golfe de Gascogne (Figures 2.32 et 2.33) simulées dans l'expérience SA2 (ligne verte avec carrée) et SG2 (ligne rouge avec triangle).

### 2.5.2 Variabilité des niveaux marins au 21<sup>ème</sup> siècle

Dans une perspective d'impact, il est nécessaire d'intégrer le forçage lié à la remontée du niveau marin moyen à la variabilité future des surcotes liée uniquement à l'atmosphère afin d'estimer la fréquence et l'intensité future des niveaux marins réellement atteints. La hausse du niveau marin moyen au 21<sup>ème</sup> siècle pour le scénario SA2 (SG2) est estimée entre un minimum de +1.5 mm/an

(+1 mm/an), une moyenne de + 4 mm/an (+ 3 mm/an) et un maximum de + 7.5 mm/an (+ 6.5 mm/an) (IPCC, 2001). En intégrant la remontée du niveau marin moyen aux niveaux marin forcés uniquement par l'atmosphère (modèle de régression linéaire de la section e.1), les percentiles 90% du niveau marin montrent une hausse importante dans les expériences SA2 et SG2 (Figure 2.41). Une différence de vitesse de remontée du niveau marin moyen entre les estimations moyennes et hautes entraîne une élévation différentielle importante des percentiles 90% (Figure 2.41).

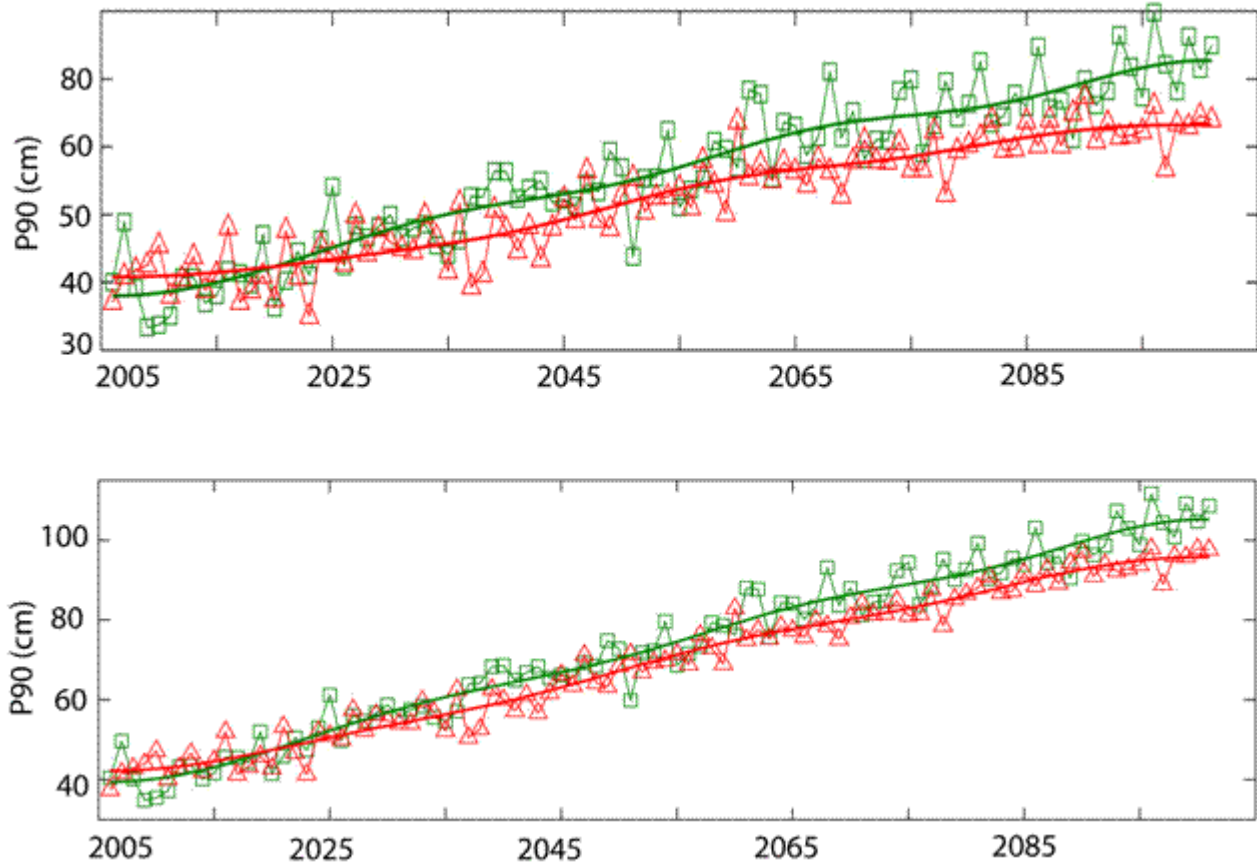


Figure 2.41 : Percentile 90% des niveaux marins pour SA2 (en vert avec carrés) et pour SG2 (en rouge avec triangle) pour l'estimation moyenne de la remonter du niveau marin de +3 mm/an pour SG2 et de + 4 mm/an pour SA2 (en haut) et pour l'estimation haute de +6.5 mm/an pour SG2 et + 7.5 mm/an pour SA2 (en bas).

En terme de fréquence, une différence de vitesse de remontée du niveau marin moyen de 1 mm/an entre le scénario SA2 et SG2 entraîne une variabilité très importante de la fréquence des niveaux > 80 cm, particulièrement à la fin du 21<sup>ème</sup> siècle (Figure 2.42). De plus, dans le cas d'une vitesse de remontée du niveau marin moyen proche des estimations moyennes (+ 3 mm/an pour SG2 et + 4 mm/an pour SA2), la fréquence annuelle des niveaux > 80 cm ne dépasse pas les 10% à la fin de 21<sup>ème</sup> siècle (Figure 2.42). Par contre, **si cette vitesse est proche de l'estimation haute (+ 6.5 mm/an pour SG2 et + 7.5 mm/an pour SA2), la fréquence annuelle des niveaux**



> 80 cm dépasse les 70% pour SA2 et SG2 (Figure 2.42). Autrement dit, une surcote considérée comme très rare actuellement (< de 10 cas durant le 20<sup>ème</sup> siècle) représenterait des conditions fréquentes à la fin du 21<sup>ème</sup> siècle. La fréquence et l'intensité de la variabilité future des hauts niveaux marins sont hautement sensibles à la vitesse de remontée du niveau marin moyen.

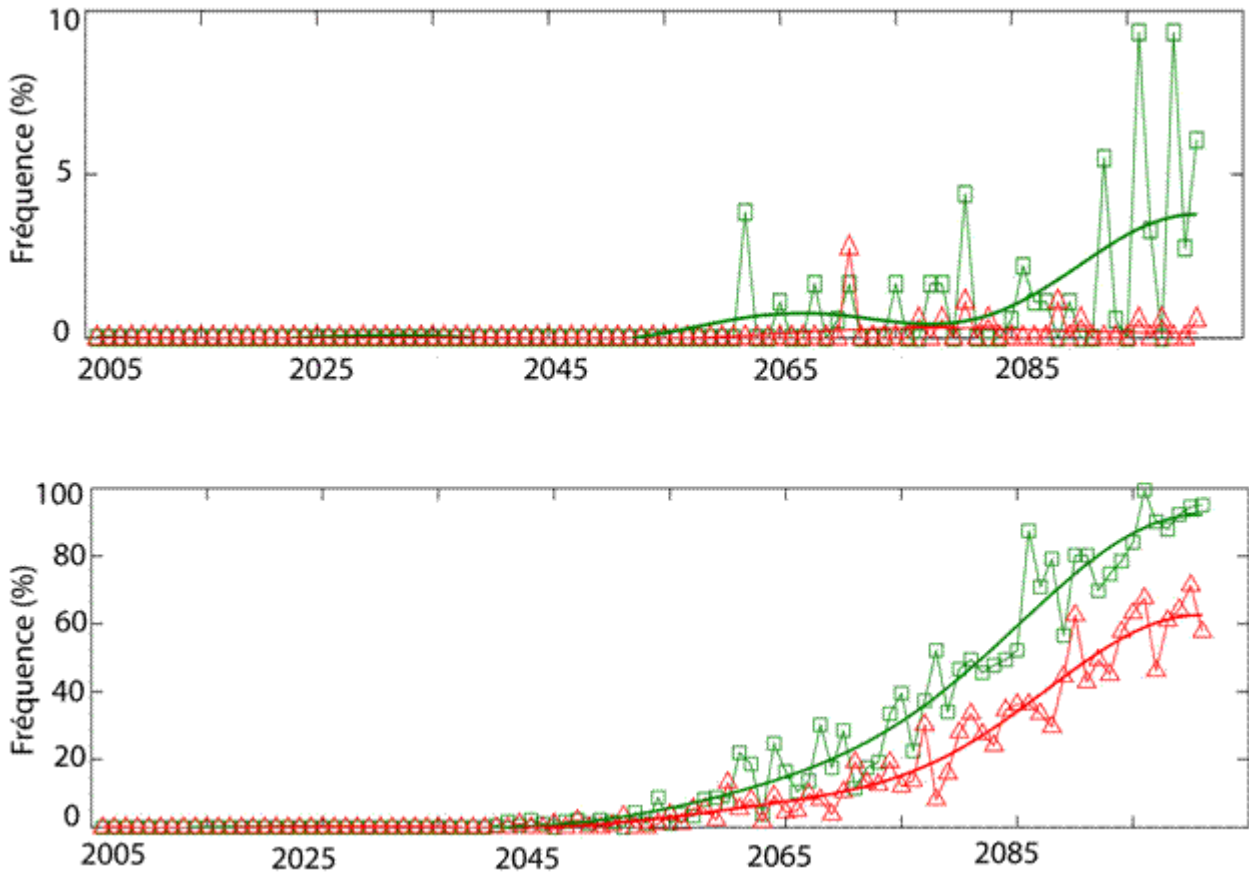


Figure 2.42 : Fréquence annuelle des niveaux marins > 80 cm pour SA2 (en vert avec carrés) et pour SG2 (en rouge avec triangle) pour l'estimation moyenne de la remonter du niveau marin de +3 mm/an pour SG2 et de + 4 mm/an pour SA2 (en haut) et pour l'estimation haute de +6.5 mm/an pour SG2 et + 7.5 mm/an pour SA2 (en bas).

## 3. Phase 2.1 Rôle des tempêtes sur le recul du rivage depuis le milieu du 20ème siècle

### 3.1 Objectifs généraux

Les conditions de la réponse morphologique côtière (variations de la position du rivage, dépôts d'*overwash*, changements des profils de plages) face aux forçages physiques (vent, marégraphie) sont investiguées dans cette phase à différentes échelles spatio-temporelles afin de définir si :

- L'évolution à long terme (150 ans) du rivage est marquée par un changement de tendance depuis les dernières décennies attribuable à un changement des conditions de forçages.
- La fréquence des événements ou leur amplitude peut expliquer le recul du rivage à moyen terme (depuis 50 ans) ainsi que des dépôts de sédiments en arrière des dunes (*overwash*) sur les côtes à lido.
- L'évolution annuelle de profils bathymétriques sont contrôlés par des tempêtes moyennes mais fréquentes ou des tempêtes extrêmes mais isolées.

### 3.2. Rôle des tempêtes sur le recul du rivage à long terme (CEREGE)

#### 3.2.1 Contexte général

Les variations du rivage du Golfe du Lion ont déjà été appréhendées par plusieurs travaux universitaires (Suanez, 1997 ; Durand, 1999 ; Sabatier, 2001) et des collectivités publiques (CETE-Méditerranée, 1997, 2002). Mis à part les travaux du CETE-Méditerranée dont le géo-référencement a fait appel à des techniques aujourd'hui dépassées (StéréoZomm Transfert Scope) et dont la période de base débute dans les années 40, il n'existe pas à ce jour de document global à cette échelle spatio-temporelle. Nous essayons donc de combler cette lacune afin de considérer qualitativement la part respective des forçages naturels (vents, niveau de l'eau, apports fluviaux) de ceux anthropiques (ouvrages fluviaux et côtiers) dans l'évolution des plages du Golfe du Lion. Après un long travail de recherches d'archives, nous avons utilisés des cartes anciennes, des photographies aériennes et des relevés au DGPS pour déterminer et comparer la position du

rivage en 1842, 1895, 1942-44-46, 1977 et 2000. Le tableau 3.1 propose une synthèse qualitative de l'évolution des forçages naturels et anthropiques durant la période d'étude. Les données de vents (Ullmann *et al.*, 2007) tout comme les analyses proposées dans la phase 1 de ce rapport suggèrent que les tempêtes sont légèrement plus intenses depuis la moitié du 20<sup>ème</sup> siècle. La montée de la mer, mesurée en Camargue à +2 mm/an environ est lente en continue durant le 20<sup>ème</sup> siècle (phase 1). Durant la période d'étude (150 ans), l'ensemble des bassins versants enregistre une reforestation tandis que les cours d'eau qui débouchent dans le Golfe du Lion subissent des extractions massives et la mise en place de structures (barrages, seuils...) bloquant et diminuant significativement le transit sédimentaire de la charge grossière vers la mer. Si sur le Rhône, la diminution des crues est bien mise en évidence durant la période d'étude, la situation est moins évidente sur les autres fleuves du Languedoc (Hérault, Orb, Aude), tandis que ceux du Roussillon (Agly, Têt et Tech) ont particulièrement été marqué par la crue historique de 1940 durant laquelle une quantité phénoménale de sédiments a été transportés à la mer. Enfin, le littoral est aujourd'hui équipé de près de 400 ouvrages en enrochements dont les premiers ont été édifiés à partir des années 60 dans le Languedoc-Roussillon en relation avec le développement touristique de cette région tandis qu'en Camargue les principaux ouvrages sont construits dans les années 80 (Tableau 3.1).

	1842	1895	1944	1977	2000
Tempêtes	??	??	??	augmentation	
Niveau de la Mer	montée continue durant la période				
Apports des fleuves	en diminution constante sur tous les sites				
Ouvrages maritimes				années 60s : début en Languedoc-Roussillon  années 80s : début en Camargue	

**Tableau 3.1 : Synthèse des forçages climatiques et anthropiques qui ont affecté les plages du Golfe du Lion depuis 150 ans**

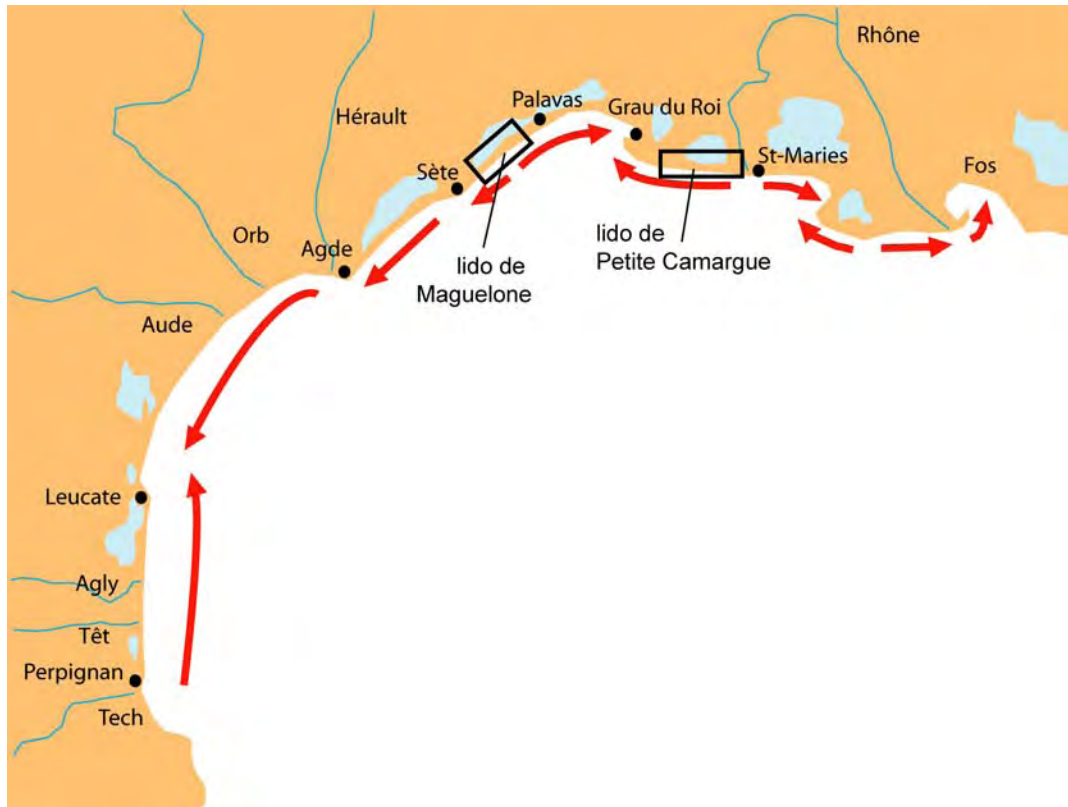
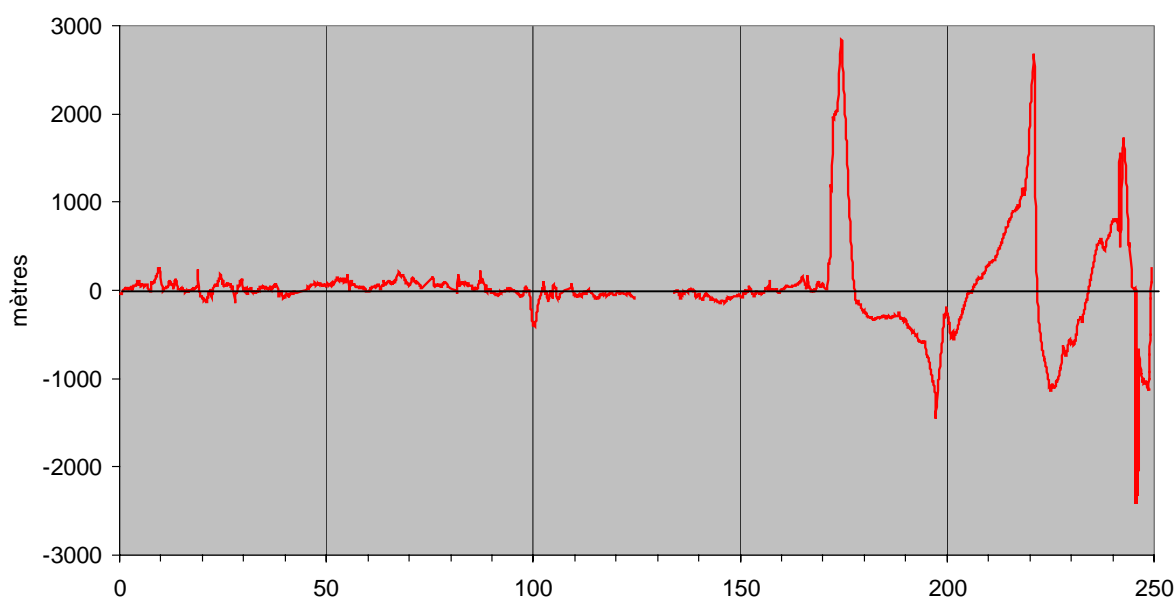
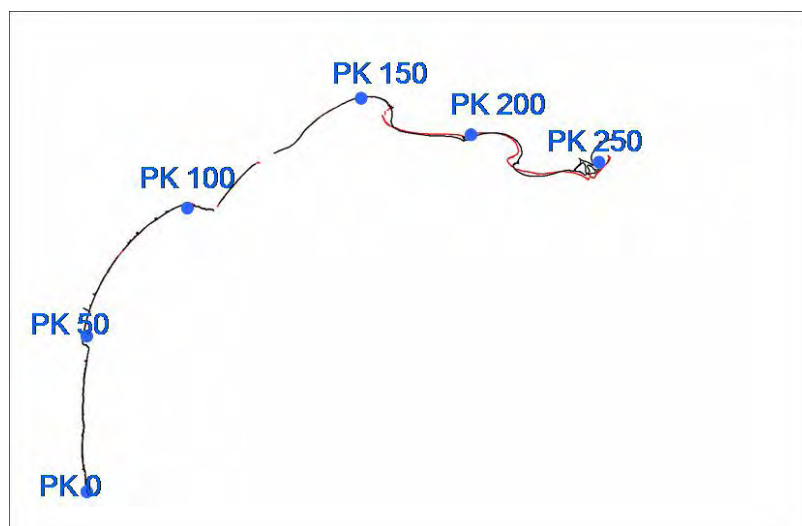


Figure 3.1 : Organisation des transits littoraux *long shore* dans le Golfe du Lion et localisation des lidos de Maguelone et de Petite Camargue.

### 3.2.2 Les variations du rivage depuis 150 ans

A l'échelle du Golfe du Lion, deux ensembles se distinguent : le secteur du Languedoc-Roussillon et celui de Camargue (Figure 3.2). En effet, en Languedoc-Roussillon entre 1842 et 2000, le rivage a avancé ou reculé selon les secteurs de 100 m environ (avec un recul maximum à la Tamarissière de 380 m) tandis que celui de Camargue affiche des valeurs d'avancée allant jusqu'à 2800 m et de recul proches de 1400 m.



**Figure 3.2 : Variations du rivage entre 1842 et 2000 dans le GdL. En haut : croquis de localisation ; en bas : valeurs du recul. L'axe des abscisses est exprimé en kilomètres et représente la distance entre le début et la fin de la zone d'étude (du Raccou à la Gracieuse)**

Nous avons cherché à déterminer s'il existe une tendance à long terme des variations du rivage entre 1842 et 1977 car cette dernière date marque un changement fondamental dans l'artificialisation du trait de cote. La différence entre Languedoc-Roussillon et Camargue apparaît encore car il n'existe pas de tendance d'évolution du rivage à cette échelle spatio-temporelle en Languedoc-Roussillon alors que les plages de Camargue affichent des évolutions durables dans le temps (Figure 3.3). Les seuls secteurs où la tendance est peu significative correspondent à des zones de transitions entre les plages à bilans positifs et négatifs. Les différences entre le Languedoc-Roussillon et la Camargue proviennent très probablement de leur exposition à la

houle, de leur granulométrie et de leurs modes d'alimentations. En effet, les plages du Languedoc-Roussillon sont globalement orientés N-S (entre Perpignan et Leucate) ou SW-NE (entre Leucate et Carnon) tandis que celles de Camargue ont plutôt une direction E-W. Du fait de ces orientations, les houles de tempêtes, de secteurs S à E sont plutôt frontales dans le Languedoc-Roussillon et obliques en Camargue. On peut donc logiquement supposer que le transit longitudinal soit plus faible en Languedoc-Roussillon qu'en Camargue, comme l'ont déjà prouvé plusieurs travaux (Catalogue Sédimentologique des Côtes Françaises, EDF, 1984). La présence d'accumulations sédimentaires (flèches de la Gracieuse, de Beauduc et de l'Espiguette) atteste aussi d'un transport *long shore* plus élevé en Camargue car des telles zones puits sont absentes en Languedoc-Roussillon. De plus, la granulométrie plus fine en Camargue permet au transport *long shore* d'être plus effectif pour une même force de houle. Les faibles variations du rivage en Languedoc-Roussillon doivent peut être aussi suggérer des transits *cross-shore* importants.

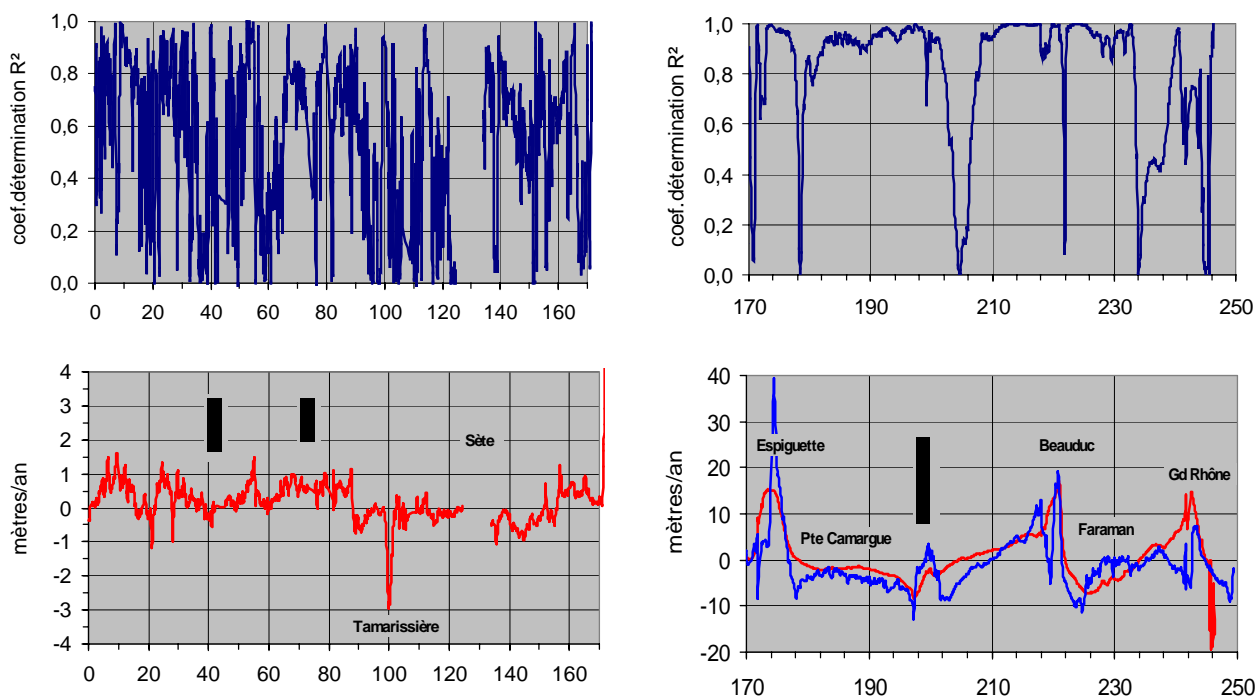


Figure 3.3 : En haut : coefficients de détermination ( $R^2$ ) et en bas : tendances linéaires des variations du rivage (m/an) entre 1842 et 1977 (courbe rouge) et 1977-2000 (courbe bleue pour le delta du Rhône). Dans les deux cas, l'axe des abscisses est exprimé en kilomètres et représente la distance entre le début et la fin de la zone d'étude (du Raccou à la Gracieuse).

Enfin, le rôle des apports fluviaux différents sur les deux sites doit aussi être évoqué. Tout comme pour le Rhône, les petits fleuves côtiers du Languedoc-Roussillon apportent des sédiments durant les crues mais, au contraire du Rhône, les dépôts aux embouchures sont plus facilement remobilisés par les houles du fait de la faiblesse des débits durant les périodes hors

crues de ces fleuves. Le rôle de « pourvoyeur » de sédiments de l'Agly, du Têt et de la Tech aux plages limitrophes a déjà été démontré (CETE, 1997, 2003 ; Durand, 1999) mais à des échelles temporelles plus courtes (50-100 ans). Ces entrées sédimentaires épisodiques viennent donc alimenter ponctuellement les plages limitrophes ce qui explique aussi l'absence de tendances d'évolution sur le rivage du Languedoc-Roussillon à l'échelle spatio-temporelle investie.

En Camargue (Figure 3.3), il était donc possible de comparer l'évolution à long terme entre 1842 et 1977 à celle récente entre 1977 et 2000 durant laquelle les forçages climatiques sont plus intenses (Tableau 3.1). Pour les secteurs en érosion de Petite Camargue et à l'Est des Stes-Maries-de-la-Mer, l'érosion est plus forte. Sur le premier secteur, cette augmentation du recul du rivage s'établit malgré la construction d'ouvrages en enrochements censés fixer la position du rivage. **Le rôle de l'augmentation de la force des forçages peut être mis en évidence**, mais l'épuisement du stock sédimentaire joue aussi probablement un rôle sur l'augmentation du recul. De plus, on peut aussi envisager que les ouvrages en enrochements construits sur ce secteur, surtout dans les années 80's ont joué un rôle inverse et ont accéléré le recul du rivage. La diminution des apports fluviaux doit aussi être évoquée mais ce secteur n'est pas préférentiellement alimenté en sables vifs de l'embouchure du Petit Rhône dont les apports prennent plutôt une direction contraire (Blanc, 1977; Sabatier, 2001). A l'est des Stes-Maries-de-la-Mer, l'érosion est accéléré (PK 205), à cause d'une érosion en aval dérive causée par les ouvrages en enrochements qui ont inversé la tendance (recul puis avancée) du rivage devant le village (Samat, 2007). A Faraman, l'érosion à long terme est ponctuellement annulée à l'Est mais augmentée à l'Ouest. Dans ce secteur équipé de digues et d'épis, il devient difficile (impossible) de distinguer le rôle de l'augmentation des forçages météorologiques sur l'évolution du rivage car la stabilisation correspond aux enrochements et l'augmentation de l'érosion s'explique par une érosion en aval dérive (PK 220) (Suanez, 1997; Samat, 2007). Au niveau du Grand Rhône, les variations (très importantes) du rivage sont directement contrôlées par le déplacement des embouchures (Sabatier *et al.*, 2006) ce qui complique la lecture du rôle des forçages météorologiques de ce secteur.

### ***3.2.3 Les variations de surfaces***

Entre 1842 et 2000, le bilan (gain-pertes) des plages du Golfe du Lion est positif et s'élève environ à +13 km<sup>2</sup>. Dans le détail, ce bilan est encore positif en entre 1977 et 2000 mais il diminue régulièrement depuis 1842 puisqu'il passe de 0.15 km<sup>2</sup>/an entre 1842 et 1895 à 0.02 km<sup>2</sup>/an entre 1977 à 2000 (Figure 3.4). Cette diminution s'explique par une augmentation significative des pertes alors que les gains sont relativement stables. Compte tenu du faible nombre de relevés à cette échelle spatio-temporelle, **il est difficile de conclure à une augmentation des pertes en relation directe avec une augmentation des tempêtes à partir du milieu du 20<sup>ème</sup> siècle**. Par contre, on remarque que les efforts d'enrochements des plages pour

limiter le recul du rivage ne se soldent finalement pas par une diminution de l'érosion. L'augmentation des pertes peut aussi être rattachée à la diminution des apports fluviaux dont les sédiments participent de moins en moins à l'engraissement des plages.

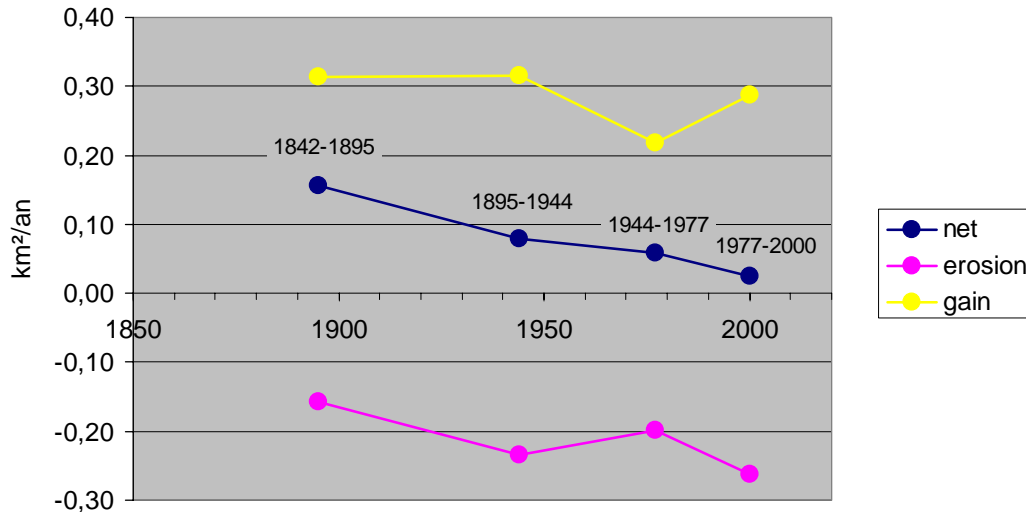


Figure 3.4 : Evolution annuelle des surfaces gagnées, perdues et de leur bilan entre chaque dates

Les secteurs en gains concernent 4 types différents: (1) les plages à proximité des embouchures, (2) les accumulations liées aux ouvrages, (3) les plages en avancée chroniques tels que les flèches (Gracieuse, Beauduc, Espiguette) et les golfes (Beauduc, Aigues-Mortes, la Franqui) qui correspondent à des zones puits et (4) les plages où les avancées sont en relations avec les déplacement latéraux des ondulations du rivage (surtout dans le Roussillon). Ces 4 différents types ont fait l'objet d'une analyse spécifique afin de déterminer leur rôle respectif sur les gains totaux. La figure 3.5 fait d'abord ressortir la forte diminution de la sédimentation à proximité des embouchures en relation avec la diminution des apports fluviaux. Ensuite, les gains liés à la présence des ouvrages sont finalement faibles dans le bilan total tandis que les zones puits (flèches et golfes) ne montrent pas d'évolution spécifique. Les « autres » accumulations, liées au déplacement des ondulations de la ligne du rivage, ne montrent pas de tendance évidente durant la période d'étude.



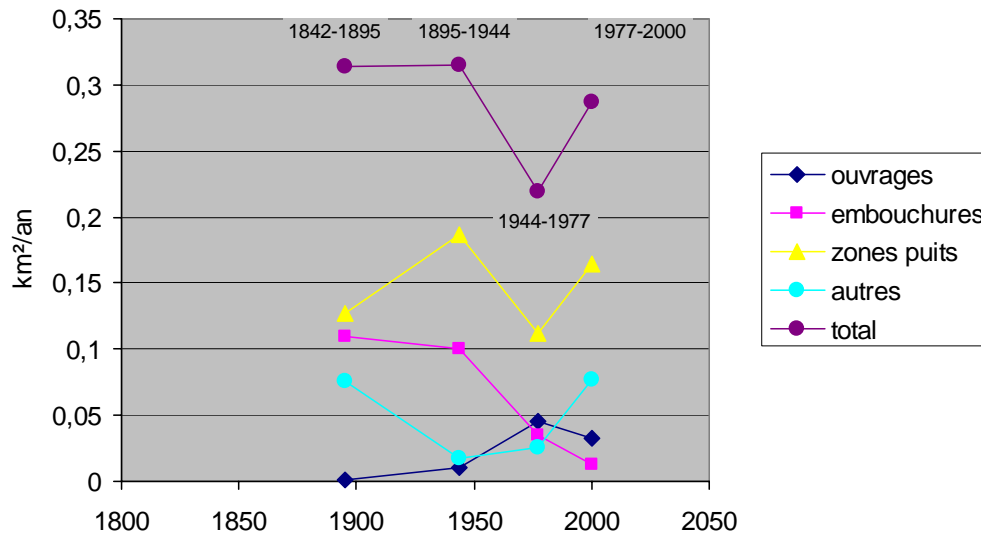


Figure 3.5 : Evolution annuelle des différents types de gains entre chaque dates

### 3.2.4 Conclusion partielle

L'analyse des variations du rivage à long terme (1842-1895-1944-1977 et 2000) se fait dans un contexte général de diminution des apports sédimentaires fluviaux, de lente montée de la mer, d'artificialisation du rivage depuis les années 60 et d'une augmentation sensible des tempêtes depuis les années 70. Nous mettons d'abord en évidence une différenciation entre les plages du Languedoc-Roussillon, à faibles variations et sans tendance évidente durant la période d'étude, et celle du delta du Rhône, à forte mobilité où les secteurs en avancée et en gains sont spatialement bien identifiés. En Camargue, le secteur de Petite Camargue indique un recul plus élevé sur les 30 dernières années qui peut s'expliquer en partie par une augmentation des forçages climatiques mais d'autres facteurs (ouvrages) bruitent l'analyse. A l'échelle du Golfe du Lion, les surfaces perdues suite aux variations du rivage augmentent, et ce, malgré les ouvrages de « protection » côtière qui se sont généralisés depuis 30 ans environ. Compte tenu du fait que les valeurs des secteurs en gains sont relativement stables durant la période d'étude, le bilan net, qui était largement positif entre 1842 et 1895, a diminué d'un facteur 6 en 150 ans. **L'impact du changement climatique est difficile à appréhender du fait du rôle important de la diminution des apports fluviaux et des ouvrages de défense côtière qui perturbent les dynamiques naturelles. Cependant cette évolution est évidemment influencé par l'augmentation de l'intensité des tempêtes depuis le milieu du 20<sup>ème</sup> siècle (cf. phase 1), mais aussi par la lente montée de la mer qui permet aux houles de tempêtes d'attaquer le profil de plage de plus en plus haut. Compte tenu de la diminution des apports fluviaux, de l'efficacité relative des ouvrages en enrochement à stabiliser le rivage, une augmentation des forçages climatiques ne fera qu'accroître la vulnérabilité des plages du Golfe du Lion. A**

ce stade, une analyse quantitative n'est pas réalisable mais ce résultat devra être pris en compte par les aménageurs.

### 3.3 Recul du rivage, overwashes et tempêtes à moyen terme (CEREGE et EID)

#### 3.3.1 Introduction : l'importance des lidos

Les lidos correspondent à des accumulations sableuses comprises entre la mer et une lagune qui jouent le rôle de défenses côtières naturelles en protégeant les cotes des attaques directes des vagues lors des épisodes violents de tempêtes, ainsi que de l'élévation du niveau des eaux. Ces bandes de sable de forme allongée généralement parallèles à la cote sont des environnements très répandus dans le Golfe du Lion. En théorie, leur évolution dépend principalement des volumes sédimentaires mobilisés, de l'énergie des houles et des variations marégraphiques auxquelles elles sont soumises.

Lors d'épisodes de tempêtes violentes, le cordon littoral séparant la mer de la lagune peut être franchi par les vagues de manière ponctuelle en plusieurs endroits (*overwash* par *run-up*) ou franchi de manière continue sur la majorité de son linéaire (*overflow* ou *overwash* par inondation). Ces deux phénomènes peuvent également se produire simultanément en des points différents du cordon. Le franchissement du cordon dunaire lors des épisodes de tempêtes conduit généralement à son érosion et à un processus caractéristique de l'*overwash*, à savoir sa migration vers l'intérieur des terres (phénomène de *rollover*). En fait, lorsque le recul du rivage s'accompagne de dépôts de tempêtes dans la lagune, on peut alors considérer qu'il y a un transfert de matière et même si le lido recule, il n'est pas véritablement en érosion (Sabatier *et al.*, 2004). **Ce processus se produisant durant les tempêtes, on peut logiquement s'interroger sur l'effet du changement climatique sur ces environnements dans le cas d'une augmentation de l'intensité et/ou de la durée des tempêtes.** Cette partie analyse le recul du rivage et les dépôts d'*overwash* sur les lidos de Maguelonne et de Petite Camargue depuis le milieu du 20<sup>ème</sup> siècle. Il est donc important, dans l'hypothèse d'un changement climatique de déterminer si :

- le recul des lidos et les dépôts d'*overwash* se réalisent effectivement en équilibre sédimentaire
- les ouvrages de défense côtière (épis et digues) modifient cette dynamique naturelle
- des relations évidentes avec les forçages météorologiques existent

### 3.3.2 Sites d'études

Le lido de Maguelone est situé dans le Golfe d'Aigues-Mortes, au nord du Golfe du Lion. Ce cordon littoral, large de 50 à 200 m environ s'étend sur 5 km. Les dunes culminent environ à 3 m NGF mais aujourd'hui plusieurs brèches sont ouvertes dans le cordon dunaire. Le lido de Maguelone sépare la Méditerranée, de l'étang de Pierre Blanche, lui-même bordé par le canal de navigation du Rhône à Sète. Le lido de Petite Camargue s'étend sur 8 km environ entre le Petit Rhône et l'ancien Rhône Vif. Le cordon dunaire est aussi discontinue et présente plusieurs ouvertures aujourd'hui barrées par des digues. Au début des années 60's, le littoral de Petite Camargue a d'abord été équipé par une digue basse (environ +1 m NGF) constituée de limons, de galets et de tout venants afin de limiter les intrusions marines dans les secteurs dépourvus de dunes. A l'origine, cet ouvrage se situait entre 50 et 150 m du rivage afin de conserver une distance suffisante pour ne pas perturber les variations saisonnières et naturelles du rivage. A la même époque, 5 épis test sont construits à l'Est du Rhône Vif. Ces épis, inclinés à 60° par rapport au rivage, n'ayant pas permis de stabiliser le rivage et de protéger les dunes anciennes situées en arrière, ce calibrage ne sera pas renouvelé. La première batterie d'épis perpendiculaires au rivage (10 ouvrages) est réalisée sur le littoral de Petite Camargue en 1975 pour servir de test. Suite à des résultats jugés positifs après 5 années d'observations, cette technique va progressivement s'imposer sur le littoral de Petite Camargue, surtout entre 1984 et 1986. A la fin des années 90's, 110 épis seront construits. Les intrusions marines n'étant pas stoppées par les épis et des brèches ayant été ouvertes durant les plus fortes tempêtes, une nouvelle digue en enrochement (+ 2.2 m NGF) est progressivement construite en arrière de la plage, approximativement au niveau théorique de la position de la dune ou a proximité immédiate du trait de côte.

Nous avons réalisé cette étude sur les lidos de Maguelonne et de Petite Camargue du fait des données disponibles, des enjeux humains importants (canal, route pour Maguelonne et industrie du sel pour la Petite Camargue) mais aussi pour pouvoir comparer la réponse de ces deux sites faces à des tempêtes communes. En effet, les sites sont seulement distants d'une dizaine de kilomètres et ils sont exposés aux mêmes tempêtes. Par contre, les houles déferlantes de SE sont plutôt perpendiculaires au niveau du lido de Maguelonne alors qu'elles sont obliques devant celui de Petite Camargue, ce qui, a priori, devrait avoir des conséquences importantes sur les dépôts d'*overwash*. Ces deux lidos ont subi les tempêtes extrêmes de novembre 1982 et de décembre 1997 qui restent les événements récents les plus forts. Nous faisons donc l'hypothèse que ces tempêtes ont jouées un rôle déterminant dans l'évolution à moyen terme des lidos de Maguelone et de Petite Camargue.

### 3.3.3 Recul du rivage sur les lidos de Maguelone et de Petite Camargue

L'analyse des surfaces perdues sur les deux lidos suite au recul du rivage repose sur le traitement de photographies aériennes verticales et de relevés au DGPS (Figure 2.6). Les dates utilisées sont les suivantes : Petite Camargue : 1947 ; 1953/54 ; 1965 ; 1975 ; 1980 ; 1982 ; 1984 ; 1985, 1989, 1992, 1995, 1996, 1997, 1998, 2001, 2003, 2005 et Maguelonne : 1946 ; 1953, 1971 ; 1977 ; 1982 ; 1986 ; 1987 ; 1989 ; 1992 ; 1993 ; 1995 ; 1997 ; 2000 ; 2001

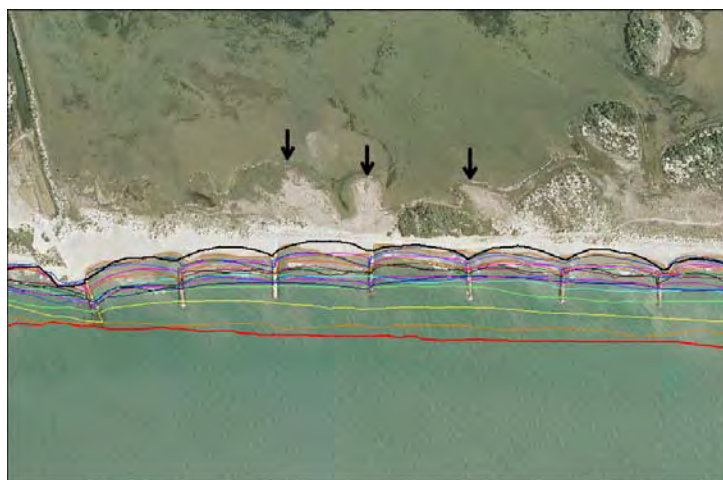
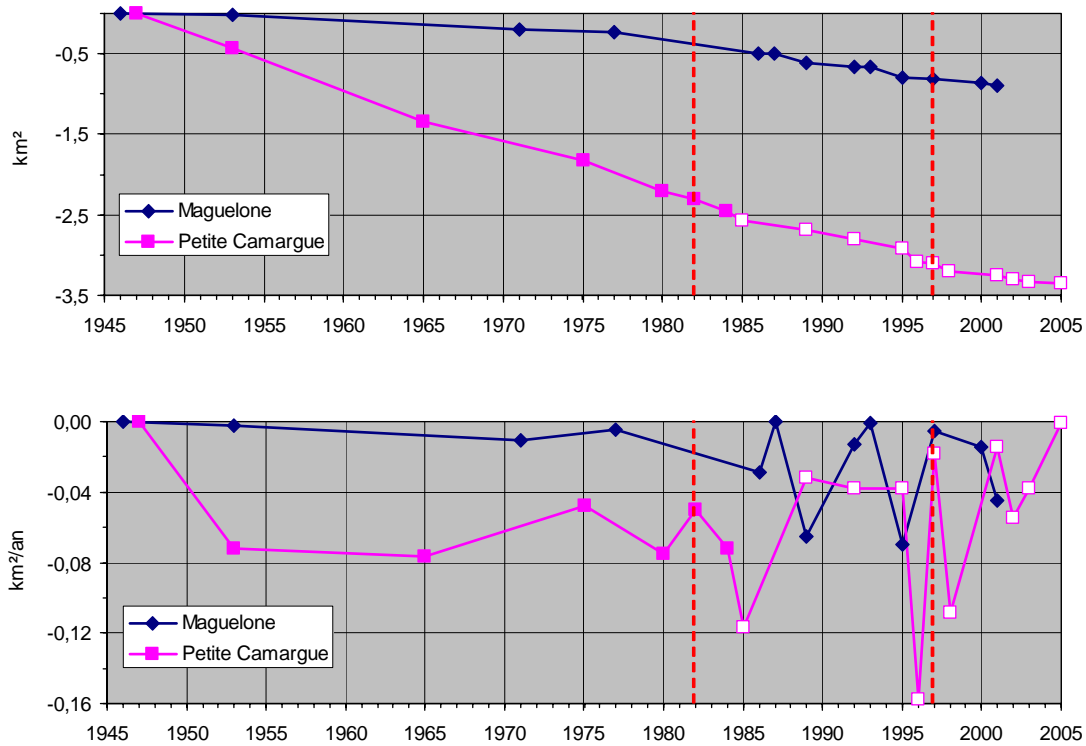


Figure 3.6 : Un exemple du recul du rivage en Petite Camargue. Les traits de différentes couleurs localisent la position du rivage entre 1947 (en rouge gras) et 2005 (en noir gras). Les flèches noires représentent les dépôts d'*overwash* dans les étangs. Le fond correspond à la BDortho de l'IGN de 2003.

Les deux lidos reculent durant la période étudiée (Figure 3.7). Le lido de Maguelone a perdu près de 0.75 km<sup>2</sup> depuis la moitié du 20<sup>ème</sup> siècle. Les clichés aériens de 1986 indiquent une période charnière puisque à partir de cette date les pertes du rivage deviennent légèrement plus importantes. Cette évolution du lido de Maguelone est en relation directe avec la tempête de 1982 dont nous disposons de photographies aériennes mais pour lesquelles il n'était pas possible de localiser le trait de cote suite à la situation post-tempête des clichés aériens. La tempête de 1997 est marquée par une période érosive entre 1997 et 2000 mais d'autres périodes, durant lesquelles les tempêtes ont été moins fortes enregistrent des pertes surfaciques plus importante (entre 1987 et 1989 ; 1993 et 1995 ; puis 2000 et 2001). A partir de 1986, les pertes affichent des variations inter-dates plus importantes que durant la période précédente mais il s'agit aussi d'un résultat lié à l'échantillonnage.

Le lido de Petite Camargue a perdu presque 3.5 km<sup>2</sup> en 50 ans. Sur l'ensemble de la période, le recul semble continu, mais dans le détail nous distinguons des vitesses variables peu affectées par la présence des ouvrages en enrochement à cette échelle de temps. En effet, si les épis ont permis

de limiter puis stabiliser l'érosion pendant 10 ans après leur construction, les années 1996 et 1998 sont marquées par des reculs importants. Ces deux périodes correspondent à des hivers particulièrement fournis en tempêtes (cf. infra : *Impact morphologique des tempêtes sur des profils*). Par contre, la tempête exceptionnelle de 1982 se traduit par une érosion moyenne. De plus, le rivage recule significativement en 1985 alors qu'aucune tempête exceptionnelle n'a été observée.



**Figure 3.7 : En haut : surfaces perdues cumulées ; en bas : surfaces perdues moyennées par an des lidos de Maguelone et de Petite Camargue. Les tirets rouges localisent les tempêtes extrêmes de 1982 et 1997. Les carrés violets à fonds blancs représentent les périodes où le littoral de Petite Camargue est équipé d'enrochements barrant le transit *long shore* (épis)**

Pour les deux lidos, les années marquées par des pertes importantes sont toujours suivies par des années où le rivage recule de manière moins forte. Ce comportement peut avoir deux origines : (1) les tempêtes extrêmes qui contribuent à faire reculer le littoral sont rares et ne se produisent pas deux années de suite, ou (2) le prisme littoral réagit par relaxation et compense ses pertes plusieurs mois après à un événement déstabilisateur. Il est difficile de conclure sur l'une ou l'autre des deux hypothèses mais nous verrons dans le paragraphe suivant que les variations du rivage sont finalement très mal expliquées par les indices climatiques de tempêtes que nous avons retenus. L'hypothèse d'une réadaptation pluri mensuelle à pluri annuelle du système est donc probable, d'autant que ce comportement inclue un événement extrême.

### **3.3.4 Dépôts d'*overwash* sur les lidos de Maguelone et de Petite Camargue**

L'analyse des dépôts d'*overwash* sur les deux lidos repose sur le traitement de photographies aériennes verticales. Les dates utilisées sont les suivantes : Petite Camargue : 1953/54 ; 1965 ; 1975 ; 1980 ; 1982 ; 1984 ; 1985, 1989, 1992, 1995, 1996, 1997, 1998, 2001, 2003 et Maguelonne : 1953 ; 1962 ; 1971 ; 1977 ; 1982 ; 1986 ; 1992 ; 1995 ; 2001.

La limite des dépôts d'*overwash* dans les lagunes ont été cartographiées et leur surface calculées. Cette approche présente cependant l'inconvénient de ne considérer que les dépôts extrêmes. En effet, des tempêtes moyennes peuvent s'étendre sur des cônes d'*overwash* mis en place précédemment mais sans en augmenter leur surface. Dans ce cas de figure, nous n'avons pas pu cartographier les dépôts. L'historique des dépôts d'*overwash* sur le lido de Maguelone (Figure 3.8) montre que c'est après la tempête de 1982 que des dépôts se sont produits. En effet, nous n'avons pas observé de dépôts entre 1947 et 1986 alors que les périodes suivantes (1986 à 2001) indiquent plusieurs brèches (4 à 7) associées des dépôts d'*overwash* dans l'étang. Il semble que la tempête de 1982 soit particulièrement déstabilisatrice même si elle ne se traduit pas directement par des *overwashes* dans l'étang. En effet, il est probable que cet événement extrême ait érodé et affaiblit le cordon dunaire sans réellement parvenir à la franchir. Dans ces conditions, les tempêtes suivantes, moins fortes, ont la capacité de franchir le cordon dunaire et de déposer des sables dans l'étang (Figure 3.9). **Par conséquent, si la force des tempêtes est un élément important pour pouvoir induire potentiellement des dépôts d'*overwash*, la morphologie anté-tempêtes est tout aussi déterminante.** Nous faisons donc l'hypothèse que le cordon dunaire, bien formé entre 1947 et 1982, pouvait limiter les intrusions marines. La largeur de la plage doit aussi être considérée car l'analyse des variations du rivage (cf. paragraphe précédent) a indiqué un recul régulier du rivage, ce qui permet aux houles de tempêtes moyennes d'attaquer progressivement le cordon dunaire plus facilement. Il semble donc que **la situation de 1982 représente un seuil morphologique** sur lequel est venue s'abattre une tempête extrême produisant un déséquilibre qui contraint le prisme sédimentaire du lido à se réadapter ensuite. Les dépôts d'*overwash* sont une des manifestations géomorphologique de ce déséquilibre et de la recherche du système à se ré-adapter aux forçages. La tempête extrême de 1997 ne produit pas les mêmes effets car elle n'était pas précédée par une période de stabilité du cordon mais se produit finalement peu de temps après l'événement déstabilisateur de 1982. De plus, l'échantillonnage (1995-2001) et le fait que cette tempête soit relativement récente, ne nous donne pas le recul nécessaire pour en analyser les impacts dans une perspective à long terme.

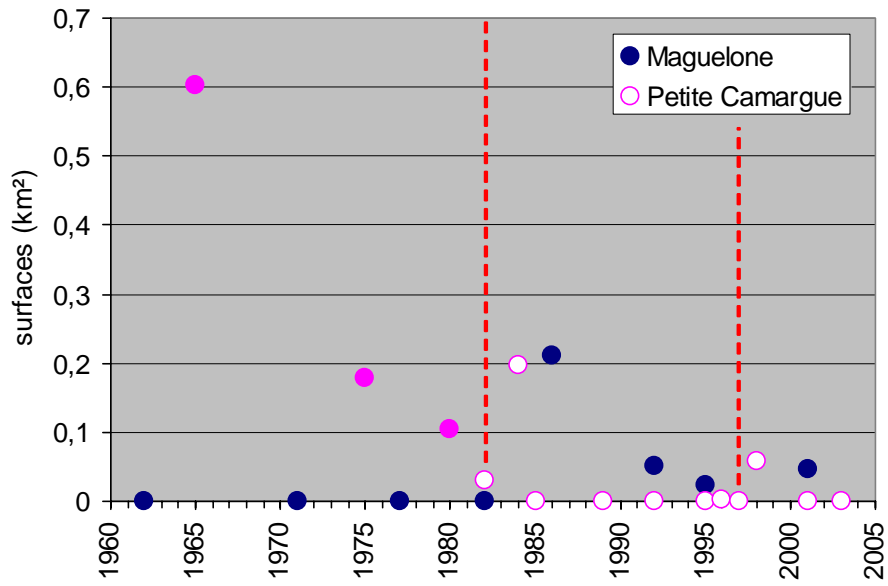
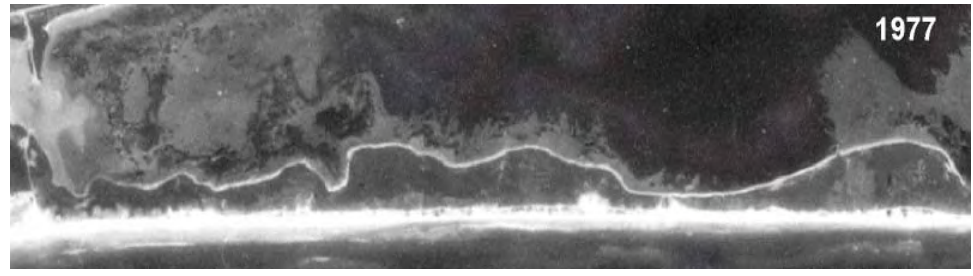
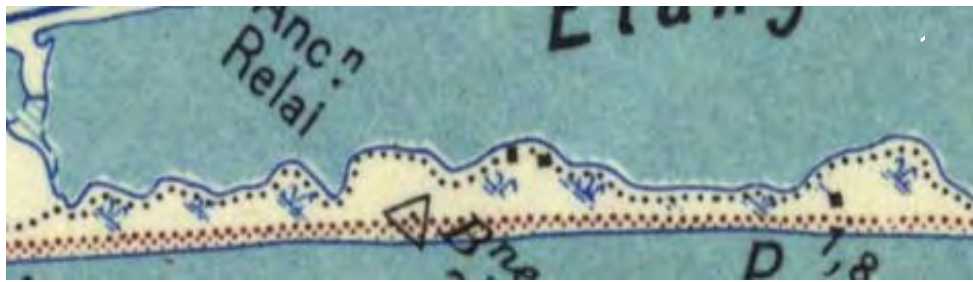


Figure 3.8 : Surface des dépôts d'overwash par périodes sur les lidos de Maguelone et de Petite Camargue (les ronds blancs indiquent les périodes durant lesquelles des ouvrages limitent les submersions marines-digues). Les traits rouges représentent les tempêtes exceptionnelles de 1982 et 1997.



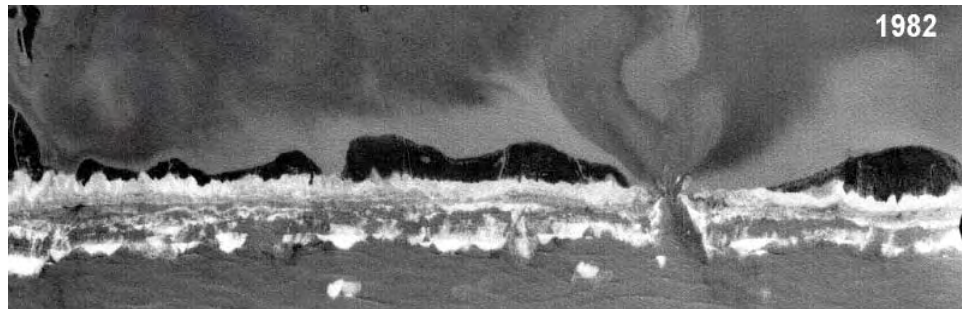


Figure 3.9. Un exemple de dépôts d'overwash dans la lagune sur le lido de Maguelonne entre 1953 et 1995 (d'après Heurtefeux *et al.*, 2006)

L'historique des dépôts d'*overwash* en Petite Camargue (Figure 3.8) indique une évolution différente. En effet, la période 1947 à 1980 est pourvue de plusieurs dépôts d'*overwash* (6 à 11 brèches) tandis que les périodes ultérieures, hormis les intervalles 1982-1984 et 1997-1998, se distinguent par une absence de dépôts de tempêtes dans les étangs. Cette distinction est liée à la présence de digues d'arrière ligne qui limitent les intrusions marines et donc leurs dépôts sédimentaires. Le fonctionnement naturel du lido de Petite Camargue correspond donc à la fois à un secteur où le rivage recule rapidement (cf. paragraphe précédent) et sur lequel une translation vers la terre se produit. La construction des digues a bloqué ce mécanisme naturel de réajustement du profil de plage qui permet au prisme sédimentaire de reculer et de s'élever en



comblant progressivement les étangs (Sabatier *et al.*, 2004). **En perturbant ce mécanisme, la Petite Camargue devient donc plus vulnérable à la montée de la mer.** Les digues n'ont par contre pas résisté aux événements extrêmes de 1982 et 1997 puisque des dépôts sont observés sur les clichés aériens de 1984 et 1998. A long terme et d'un strict point de vue géomorphologique, cette faiblesse, devient un avantage puisqu'il semble que les digues ne puissent pas jouer leur rôle mais laissent « passer » les dépôts de tempêtes. Ce site se trouve donc dans une situation paradoxale et problématique puisque le maintien de l'activité économique dépend de la stabilité du prisme littoral en place tandis que les dynamiques naturelles forcent le système vers un comportement contraire. **Dans l'hypothèse d'une augmentation des tempêtes et/ou des surcotes, cette situation ne fera qu'empirer et rendra problématique le maintien des activités économiques dans ce secteur.**

La relation entre le recul du rivage, exprimé en pertes surfacique, et les dépôts d'*overwash* indique d'abord que toutes les périodes où le rivage recule ne sont pas nécessairement associées à des dépôts d'*overwash* (Figure 3.10). Cette évolution est liée à la présence des digues en Petite Camargue mais correspond aussi à l'évolution naturelle du lido de Maguelonne entre 1947 et 1986. Par contre, durant les tempêtes extrêmes de 1982 et 1997, l'analyse par photo-interprétation témoigne d'une bonne relation entre recul du rivage et dépôts d'*overwash*, et ce, même sur le lido de Petite Camargue équipée de digues. Ces données confirment la faiblesse des ouvrages en enrochements à résister aux événements extrêmes.

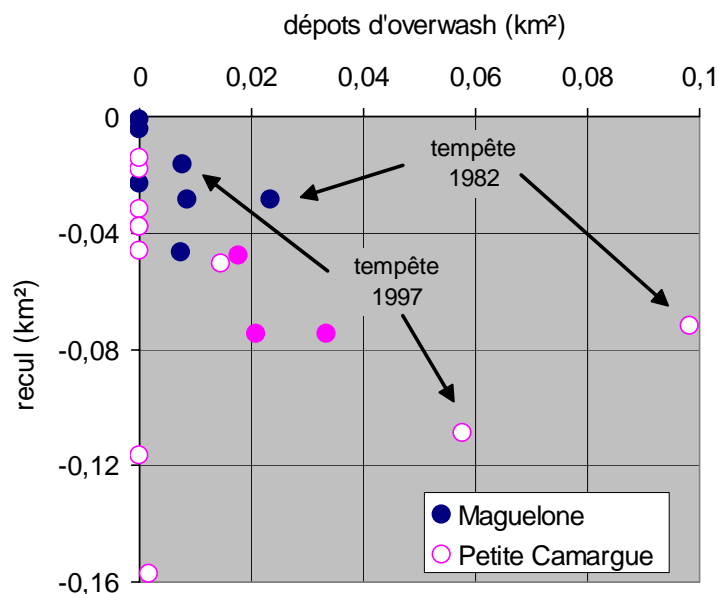


Figure 3.10 : Pertes surfaciques versus dépôts d'*overwash* sur les lidos de Maguelonne et de Petite Camargue (les ronds blancs indiquent les périodes durant lesquelles des ouvrages limitent les submersions marines).

### 3.3.5 Rôle des forçages sur l'évolution à moyen terme des lidos.

Des corrélations entre les variations du rivage, les dépôts d'*overwash* et les forçages météorologiques ont été recherchés en utilisant les données de la station Météo France de Sète (depuis 1948) et le marégraphe du Grau de la Dent (depuis 1904). Nous avons retenus les critères suivants :

- La fréquence hivernale des niveaux marins supérieurs à 40 et 60 cm NGF
- Le niveau maximum de la mer durant l'hiver
- Le nombre d'évènements par hiver où le vent de mer est supérieur à 10 m/s
- Le nombre d'évènements par hiver où le vent de mer est supérieur à 10 m/s durant plus de 24 heures continues
- Le nombre d'évènements par hiver où le vent de mer est supérieur à 15 m/s
- Le nombre d'évènements par hiver où le vent de mer est supérieur à 15 m/s durant plus de 24 heures continues
- Le nombre de situations de pressions où la situation GA est présente (cf. phase 1)

Après enquête auprès de Météo-France, il est apparu que la station de Sète a été modifiée en 1995, puis des travaux sur le bâtiment qui accueille la station ont été réalisés durant 1996. De plus, une analyse de validation des données conduite par Ullmann *et al.* (2007) indique qu'à partir de 1995, les données montrent parfois des valeurs aberrantes. Il n'a pas été possible de déterminer les valeurs cohérentes ou entachées d'erreurs.

	Petite Camargue	Maguelone
<b>Nbr de niveaux marins &gt;40 cm</b>	0.05	-0.16
<b>Nbr de niveaux marins &gt;60 cm</b>	-0.05	0.02
<b>Niveaux marins max</b>	-0.10	-0.33
<b>Nbr de cas où vent de mer &gt; 15 m/s</b>	0.16	0.22
<b>Nbr de cas où vent de mer &gt; 15 m/s et &gt;24 h</b>	0.35	-0.20
<b>Nbr de cas où vent de mer &gt; 10 m/s</b>	0.21	-0.40
<b>Nbr de cas où vent de mer &gt; 10 m/s et &gt;24 h</b>	0.33	-0.49
<b>Nbr de GA</b>	-0.40	-0.28

Tableau 3.2 : Matrice de corrélations entre les pertes surfaciques et les forçages

Le tableau 3.2 ne montre pas de relations évidentes entre les pertes surfaciques liées au recul du rivage et les forçages météorologique. *A priori* ce résultat est décevant car nous avons formulé une hypothèse de relations simples entre la morphologie et les forçages. L'absence de relations évidente est attribuable à plusieurs facteurs. Tout d'abord, le jeu de données peut être remis en cause puisque, par exemple, des lacunes sont présentes pour les données de niveau de la mer entre 1962 et 1973. De plus, durant cette période, il existe peu de données morphologiques tandis que si les années suivantes sont mieux fournies en données (climatiques et morphologiques), les aménagements viennent largement perturber les évolutions naturelles déjà complexes. **Ensuite,**

ces résultats suggèrent aussi que les tempêtes ne sont pas les seuls éléments qui contrôlent l'évolution à moyen-long terme du rivage. En effet, les périodes moins énergétiques et celles de beau temps doivent très probablement être aussi considérées. Les effets de sites, surtout mis en évidence à travers les dépôts d'*overwash*, jouent aussi un rôle important. **Par conséquent, il n'est pas possible à ce stade de proposer une relation évidente entre les tempêtes et l'érosion littorale.**

### ***3.3.6 Fonctionnement épisodique d'une brèche et d'un dépôt d'overwash***

#### ***3.3.6.1 Objectifs***

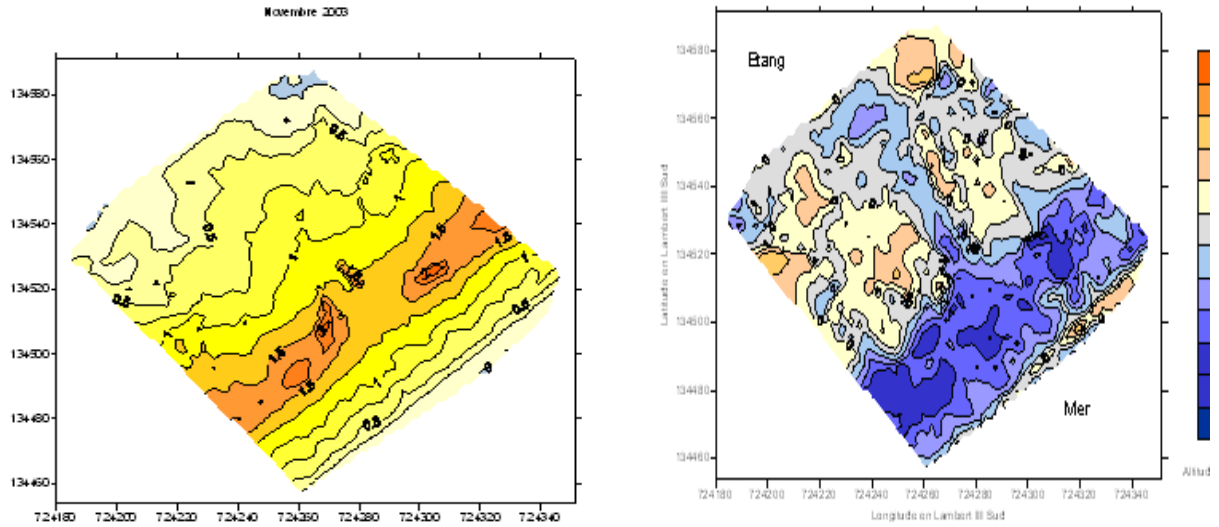
Une brèche dans le cordon dunaire du lido de Maguelonne (Figure 3.11) a pu être suivie durant la saison hivernale 2003-2004 à partir de relevés topographiques de précision fournis par l'EID Méditerranée. Ces relevés permettent d'étudier les transferts de sédiment et de comprendre plus précisément la translation du lido vers l'étang. Les deux levés ont été effectués le 04 novembre 2003 soit quelques jours après une tempête et l'autre le 24 mars 2004 (aucun épisode tempétueux ne s'est produit après cette date). Durant ces quatre mois, deux événements tempétueux se sont produits sur le littoral, les plus violents de la saison : l'épisode du 03 et 04 décembre 2003 et la tempête du 21 Février 2004.



Figure 3.11 : Dépôt d'*overwash* du lido de Maguelonne suivi durant l'hiver 2003-2004 (cliché EID Méditerranée)

#### ***3.3.6.2 Comparaison générale des MNT***

La comparaison générale des deux levés de terrain entre novembre 2003 et mars 2004 met en évidence une évolution sur la période hivernale 2003-2004 liée principalement aux deux tempêtes subies par le cordon dunaire.



**Figure 3.12 : A gauche : MNT de la plage en novembre 2003. A droite : comparaison des MNT (mars 2004-novembre 2003) (EID Méditerranée, 2004)**

Sur le secteur étudié, le haut de plage est composé de quelques dunes résiduelles de type nebkas, maintenues par des touffes d'oyats, et la pente de la dune côté baie est inverse à celle de sa face maritime. En quatre mois ces caractéristiques ne sont pas fondamentalement modifiées. Cependant, on note des certaines transformations: les dunes ont toutes été arasées, un véritable chenal d'écoulement a continué de se creuser au milieu du mince cordon dunaire pour y former une surface plane, le trait de côte a reculé d'environ 2.5 mètres. Le lido s'est donc étalé vers l'étang (Figures 3.12)

L'analyse de profils longitudinaux sur la berme, le cordon dunaire et le chenal d'écoulement côté étang (Figure 3.13) permet de conclure à la formation d'un chenal d'écoulement principal lors des tempêtes et à l'ouverture de la brèche en repoussant du matériel de façon latérale. On observe également sur ces profils la formation d'autres chenaux d'écoulement toujours avec des accumulations latérales de sédiments sur les côtés.

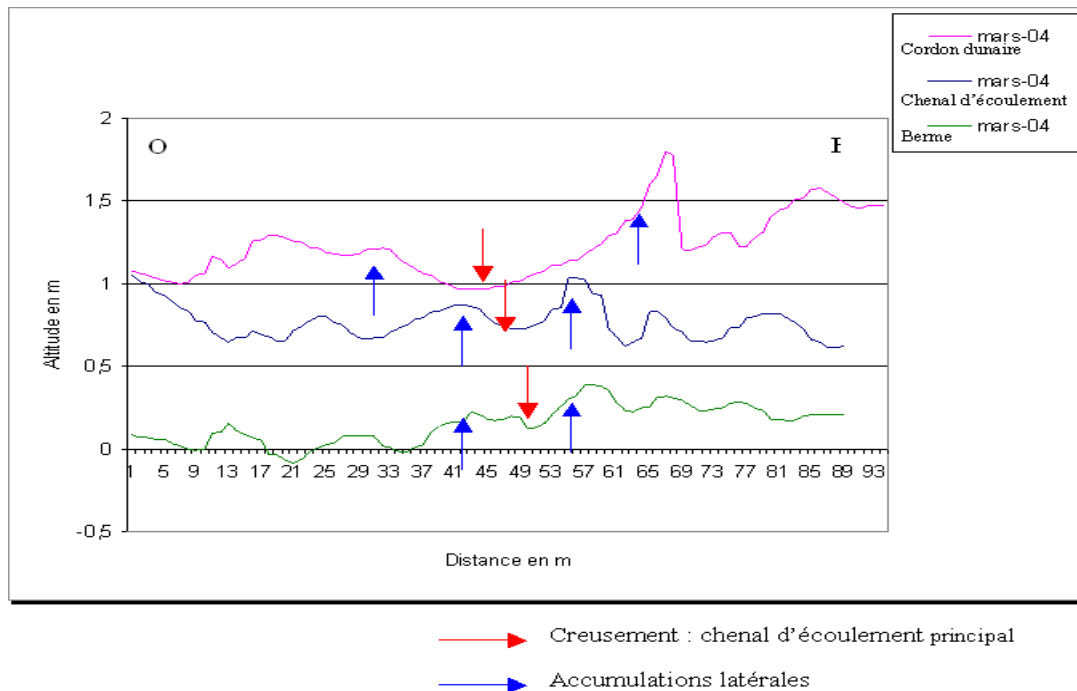


Figure 3.13 : Comparaison de profils longitudinaux de la berme, du cordon dunaire, de la plage et de l'arrière dune coté étang (EID, 2004)

### 3.3.6.3 Analyse des volumes de sédiments mobilisés

L'analyse du stock sédimentaire calculé à différentes altitudes montre que les crêtes de dunes ont été arasées (l'étage supérieur à 2 m a disparu) et que c'est à partir de 0.5 m que le lido s'érode le plus, alors que les étages d'altitude comprises entre -0.574 et 0.5 m voient leur part de matériel sédimentaire augmenter, soit côté mer, soit côté étang (Figure 3.14). Par ailleurs, la perte de matériel issue de l'érosion de la plage est en partie récupérée en arrière du cordon dunaire témoignant d'une translation de la dune vers l'intérieur des étangs. Ainsi, sur 880 m<sup>3</sup> de sédiments érodés en quatre mois au pied de la dune côté mer (entre les cotes 0 et 1 m NGF), plus de 360 m<sup>3</sup> ont été récupérés en arrière du cordon dunaire dont 56 m<sup>3</sup> dans l'étang. Par ailleurs, ces 56 m<sup>3</sup> de sédiments se retrouvent sur une surface d'environ 446 m<sup>2</sup> et témoignent d'une morphologie propre aux phénomènes d'*overwash* : une forme étalée en forme de lobe (« *washover fan* »).

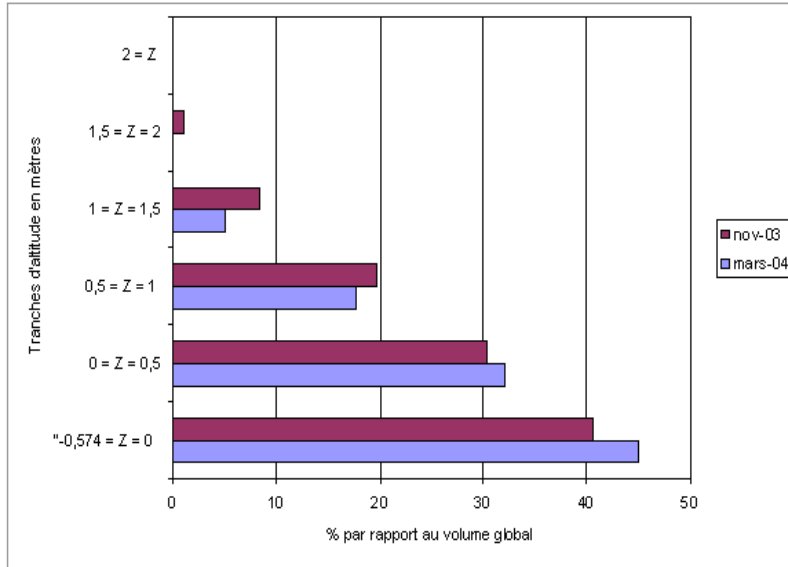


Figure 3.14 : Evolution du stock sédimentaire par tranche d'altitude durant l'hiver 2003-2004 (EID, 2004)

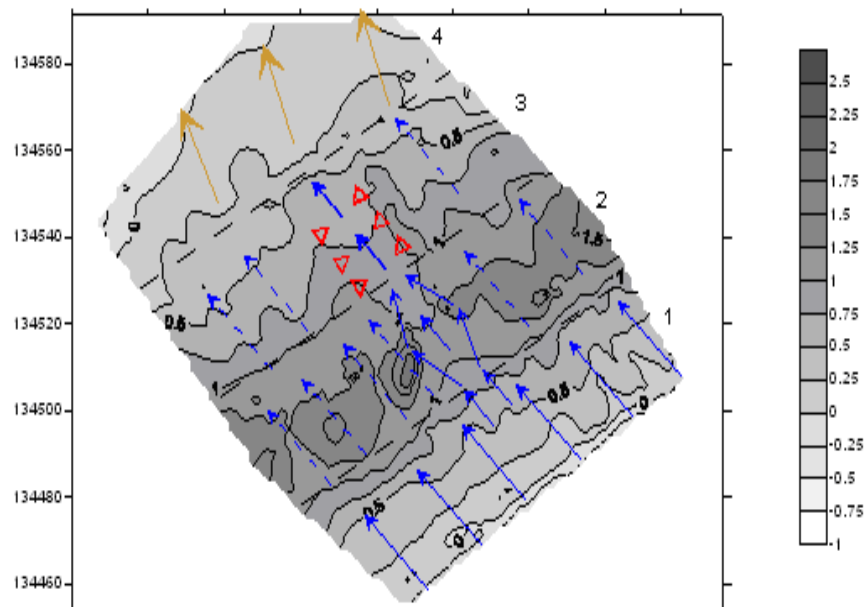
#### 3.3.6.4 Schéma de fonctionnement des brèches du lido de Villeneuve les Maguelone

L'ensemble de cette analyse aboutit à la constatation d'une érosion généralisée, mais si le stock a diminué, il a également été remanié par les différents épisodes d'*overwash* consécutifs aux houles des tempêtes des 3 et 4 décembre 2003 et du 21 février 2004 subies par le cordon dunaire. Ce phénomène se produit de façon longitudinale et transversale. D'une part, une brèche et un chenal d'écoulement principal se creusent aux endroits les plus fragiles et dans le même temps l'eau marine repousse devant elle du matériel sédimentaire vers l'étang pour former une langue sableuse qui comble progressivement celui-ci. D'autre part des accumulations sableuses bordent le chenal ou les chenaux secondaires. Le fonctionnement séquentiel du cordon dunaire soumis à un épisode d'*overwash* peut alors être décrit de la manière suivante (Figure 3.15) :

- 1°) la surcote et les houles de tempête repoussent l'eau marine vers l'étang. La pente de la plage est régulière et la masse d'eau progresse en écoulement transcritique tout en mobilisant du matériel.
- 2°) à l'approche du cordon dunaire les vagues les plus hautes parviennent à franchir celui-ci tandis que le reste de la lame d'eau s'engouffre par des points dépressionnaires et en particulier par le chenal déjà creusé lors des tempêtes précédentes. Cette concentration de l'énergie des vagues provoque un élargissement du chenal primitif. De plus, l'eau a tendance à se diffuser car elle doit passer le sommet du cordon ; elle creuse de façon latérale. A ce niveau une grande quantité de matériel est arrachée et mobilisée à la dune et à la plage par les intrusions marines.
- 3°) une fois la dune franchie par l'écoulement, le chenal principal se maintient en se rétrécissant, la pente inverse côté baie concourant plutôt à une incision de la plage par l'écoulement. La contrainte de cisaillement exercée par l'écoulement sur le fond est

accentuée par l'augmentation de la pente entre le sommet du cordon dunaire et la concavité basale qui conduit à la formation d'un chenal. L'eau contenue dans ce chenal dépose tout d'abord le matériel de façon latérale sous la forme d'accumulations sableuses jusqu'à la concavité, puis vers l'avant de façon plus diffuse. Aux bords de l'étang, le matériel s'étale dans le sens de la plus forte pente en fonction de la topographie local pré existante.

A cette échelle spatio-temporelle, le recul du trait de côte au niveau de la plage est totalement compensé du côté de l'étang et le déficit en volume de sédiments de la plage est en partie récupéré en arrière des dunes. On assiste donc bien à un phénomène de *rollover* du cordon dunaire accompagné d'une érosion quasi-généralisée de la dune en place. **Bloquer ce mécanisme par la construction de digues se traduirait par une augmentation artificielle de l'érosion liée au phénomènes de réflexion. Dans l'hypothèse d'une augmentation des tempêtes, il convient de laisser reculer le cordon littoral là où les activités humaines situées en arrière ne sont pas en danger.**



1. Du trait de côte au pied de dune:

→ La lame d'eau se diffuse de façon régulière vers l'avant

2. Au niveau du cordon dunaire:

→ Une grande quantité d'eau s'engouffre dans le chenal préalablement tracé tout en s'étalant à cause de la perte de vitesse

- - - → Les vagues les plus puissantes parviennent à araser les dunes

### 3. Au niveau de la pente inverse vers l'étang:



L'eau prend de la vitesse et incise la plage tout en repoussant du matériel latéralement

### 4. De la rupture de pente à l'étang:



En pente plus douce l'eau dépose le matériel arraché précédemment et forme la langue de sable

Figure 3.15 : Schématisation de la circulation transversale de l'eau lors de l'ouverture d'une brèche (d'après EID, 2004)

#### **3.3.6.5 Conclusion partielle**

Cette partie a cherché à définir si l'évolution à moyen terme des lidos de Maguelone et de Petite Camargue montre des relations simples avec les forçages climatiques (tempêtes). Nous montrons que deux lidos qui reçoivent les mêmes tempêtes ne se comportent pas toujours de manière identique, ce qui rend difficile une modélisation conceptuelle globalisante extrapolable aux autres lidos du Golfe du Lion. Dans les deux cas, nous montrons une érosion chronique où les tempêtes extrêmes jouent un rôle d'accélérateur et/ou de déstabilisateur. Cependant, la force des tempêtes sur le recul du rivage ou les dépôts d'*overwash* n'est pas le seul paramètre à prendre en compte car nous suggérons aussi que la morphologie ante tempête et le rééquilibrage du prisme littoral intervient aussi largement sur la morphodynamique littorale. Cette dernière relation est probablement composée de relations non linéaires dont la durée est encore inconnue. **A l'avenir, une augmentation des tempêtes (quelque soit la forme de cette variation), se traduira par des érosions plus importantes que celles qui ont été mesurée mais cette augmentation interviendra sur des systèmes qui sont déjà fragiles. Compte tenu des résultats mitigés des enrochements déjà déployés sur la Petite Camargue, les techniques des protections futurs qui chercheraient à ralentir le recul du rivage devront intégrer le comportement « type » des lidos et autoriser les dépôts d'*overwash* pour permettre une translation du cordon littoral sans augmenter artificiellement l'érosion.**

### **3.3.7 Impact morphologique des tempêtes sur des profils de plage dans le Languedoc**

#### **3.3.7.1 Introduction**

Il est reconnu depuis longtemps que les tempêtes ont tendance à déplacer rapidement les sables vers le large, alors que sous l'influence de conditions calmes, les sables sont remontés vers le rivage, entraînant l'accrétion de la plage. Comme les tempêtes redistribuent rapidement les sédiments d'une plage, elles peuvent être le principal facteur de contrôle de la mobilité du profil



de plage à court terme (< 10 ans). Pourtant, alors que les tempêtes ont été reconnues depuis longtemps comme un agent majeur de la morphodynamique des plages, leur influence sur l'évolution à long terme du littoral n'est pas encore bien définie. En effet, durant ces événements de forte énergie, l'équilibre sédimentaire des plages est fortement modifié, et il est difficile de prédire l'évolution post-tempête, ou d'anticiper la redistribution sédimentaire du profil. De plus, dans l'hypothèse d'un changement climatique qui entraînerait une augmentation de la fréquence et/ou de l'intensité des tempêtes, la réponse morphologique est mal connue. Par conséquent il est légitime de s'interroger sur la relation entre l'évolution annuelle des profils en fonction des différents types tempêtes. Dans cette partie, nous analysons les impacts morphologique des différentes tempêtes sur le littoral du Languedoc (Figure 3.16), en comparant l'impact d'une série de tempêtes moyennes mais nombreuses durant l'hiver 1995-1996, à l'hiver 1997-1998 pourvu d'une tempête exceptionnelle en Décembre 1997. Nous analysons l'interaction entre les tempêtes et la morphologie sous-marine, sur la base de 32 profils collectés entre 1986 et 2001 par le Service Maritime du Languedoc Roussillon (SMNLR) (Figure 3.16). L'influence potentielle des tempêtes est révélée par la comparaison de la tendance des taux d'érosion avant et après les tempêtes.

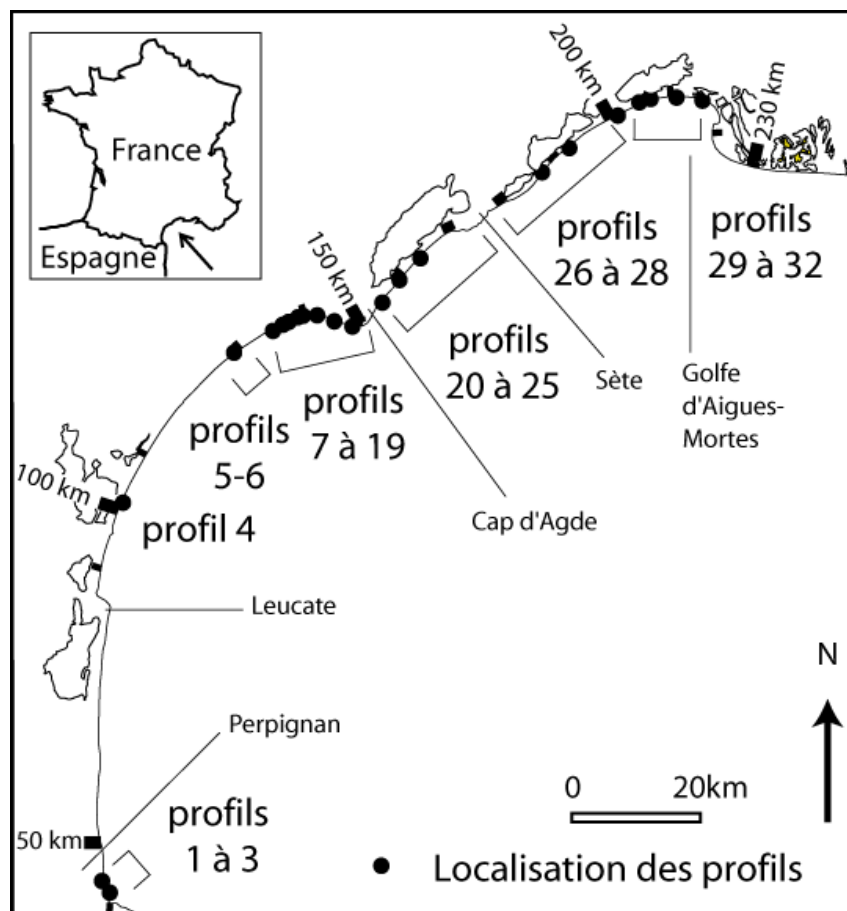


Figure 3.16. Carte de localisation des profils.

### 3.3.7.2 Conditions marines dans le Languedoc-Roussillon durant la période d'étude

Les vagues de tempêtes dans le Languedoc-Roussillon proviennent du secteur sud-est à est, et la hauteur significative des vagues de tempêtes est proche de 3.3 m avec une période de 7 s. Dans la plupart des cas, ces événements de haute énergie sont concentrés en hiver, entre les mois de Novembre et Mars. Entre 1988 et 2000, on observe deux hivers particuliers : l'hiver 1995-1996 durant lequel des tempêtes moyennes sont très fréquentes au contraire de l'hiver 1997-1998 où une seule tempête exceptionnelle domine (Figure 3.17).

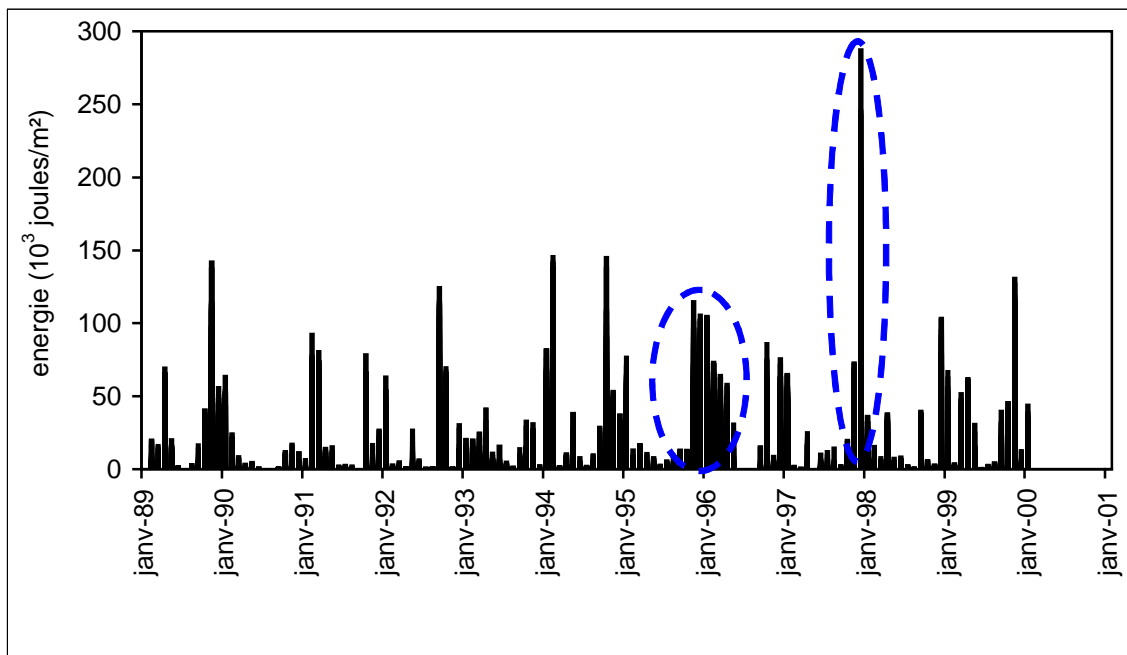


Figure 3.17 : Energie (wave power) des vagues calculée à partir des valeurs de houle seuillée à 2.5 m, enregistrée à Sète de Novembre 1988 à Janvier 2000, par pas de 30 minutes (Energie =  $(1/16) * 9,81 * H_{1/3}^2$  -exprimée en Watts). Les périodes cerclées de bleu correspondent aux tempêtes des hivers 1995-96 et 1997-98.

L'hiver 1995-96 a été marquée des tempêtes d'énergie moyenne, mais fréquentes (Figure 3.18). En effet, alors qu'en moyenne les années précédentes comptent 4 événements tempétueux (houle supérieure à 2.5 m), on compte 11 tempêtes pour le seul hiver 1995-96. Chaque tempête développe une énergie 2 à 4 fois inférieure à la tempête exceptionnelle de 1997 (Energie de 200 à 900 watts durant les tempêtes de 1995, contre 1537 watts pour la grande tempête de 1997). Cependant, l'énergie cumulée au cours de ces tempêtes (4880 watts) est 3 à 4 fois supérieure à l'énergie développée par la tempête de 1997 (1537 watts). Cette situation particulière devrait permettre de mesurer la réponse des profils à un forçage d'intensité moyenne, mais de forte fréquence.

L'hiver 1997-98 est marqué par deux tempêtes qui sont survenues coup sur coup à la fin de l'année 1997 : une tempête d'intensité moyenne en novembre, et la tempête exceptionnelle de décembre (Figure 3.19). Il s'agit d'une tempête de secteur ESE en Languedoc et SE dans le Roussillon. Cet événement a débuté le 16 Décembre pour atteindre son paroxysme entre 18 et 22 h le même jour. Elle s'est ensuite poursuivie, avec une moindre intensité, pendant trois jours à Marseillan et deux jours au cap Béar : la durée totale de l'épisode à été de 84 heures à Marseillan et 60 h au cap Béar. C'est la plus forte tempête qu'ait connue le littoral du GdL depuis celle de novembre 1982. La tempête qui l'a précédé de quelques semaines n'a rien eut de comparable : dans le Roussillon, la tempête d'octobre 1997 a duré deux jours avec un vent maximum de 71 Km/h et à Marseillan, elle a duré trois jours, avec une Hsig maxima de 3,87 m associée à un vent de 81 Km/h à Sète et une hauteur d'eau de +0.78 m NGF au marégraphe du port.

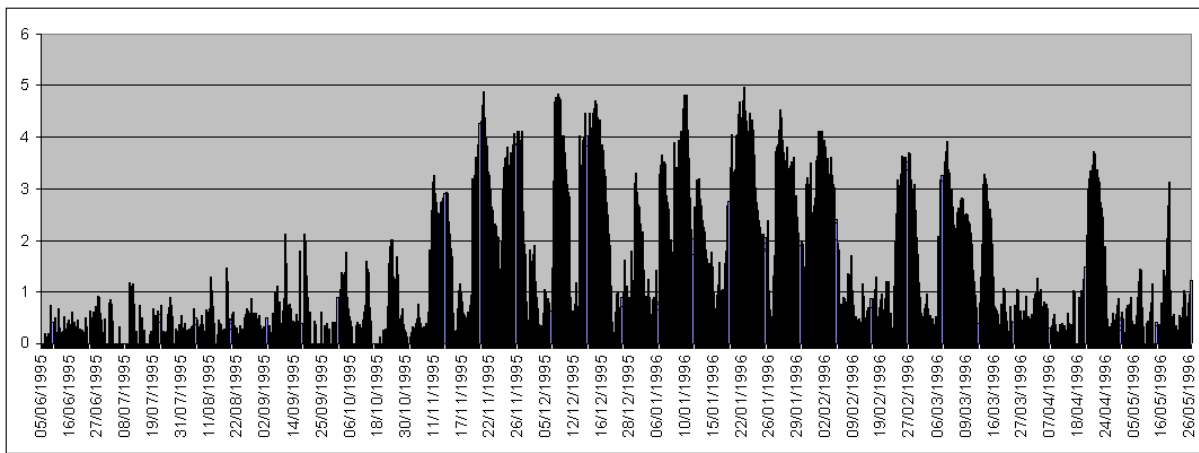


Figure 3.18 : Hauteurs significatives de la houle à Sète, de Juin 1995 à Mai 1996.

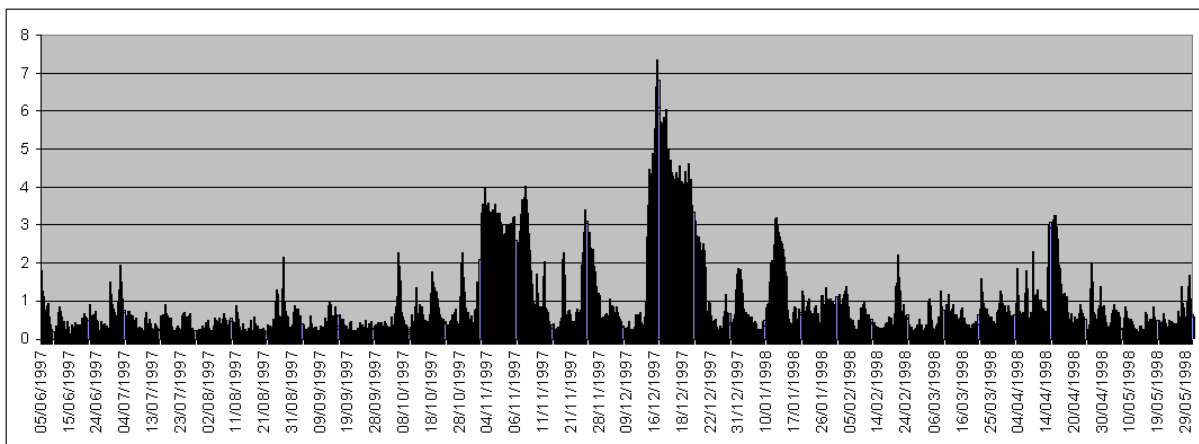


Figure 3.19 : Hauteurs significatives de houle à Sète de Juin 1997 à Mai 1998.

Durant l'hiver 1995-96, aucune crue notable n'est enregistrée. Par contre, durant l'hiver 1997-98 si l'activité hydrologique n'est guère soutenue dans le Roussillon, où les trois cours d'eau n'ont pas enregistré de crue, l'Orb et l'Hérault ont chacun connu une crue importante (vingtennale) lors de la tempête de décembre 1997. L'Orb a de surcroît enregistré une crue quinquennale en novembre 1997.

### 3.3.7.3 Rapport entre l'évolution des profils et l'énergie des tempêtes

Le rapport entre l'évolution des volumes par profil entre chaque levé annuel est mis en relation avec l'énergie calculée sur la même période, afin de chercher s'il existe une relation entre les volumes érodé ou gagnés et l'énergie développée. Ainsi, sur 110 périodes d'un an maximum, le volume des profils (gagnés ou perdus) est comparé à l'énergie développée par la houle. La large répartition des valeurs de la figure 3.20 montre que la réponse des profils peut être très différente pour un même seuil d'énergie. Par conséquent, à ce stade, il n'est pas possible de relier l'évolution morphologique des profils aux houles.

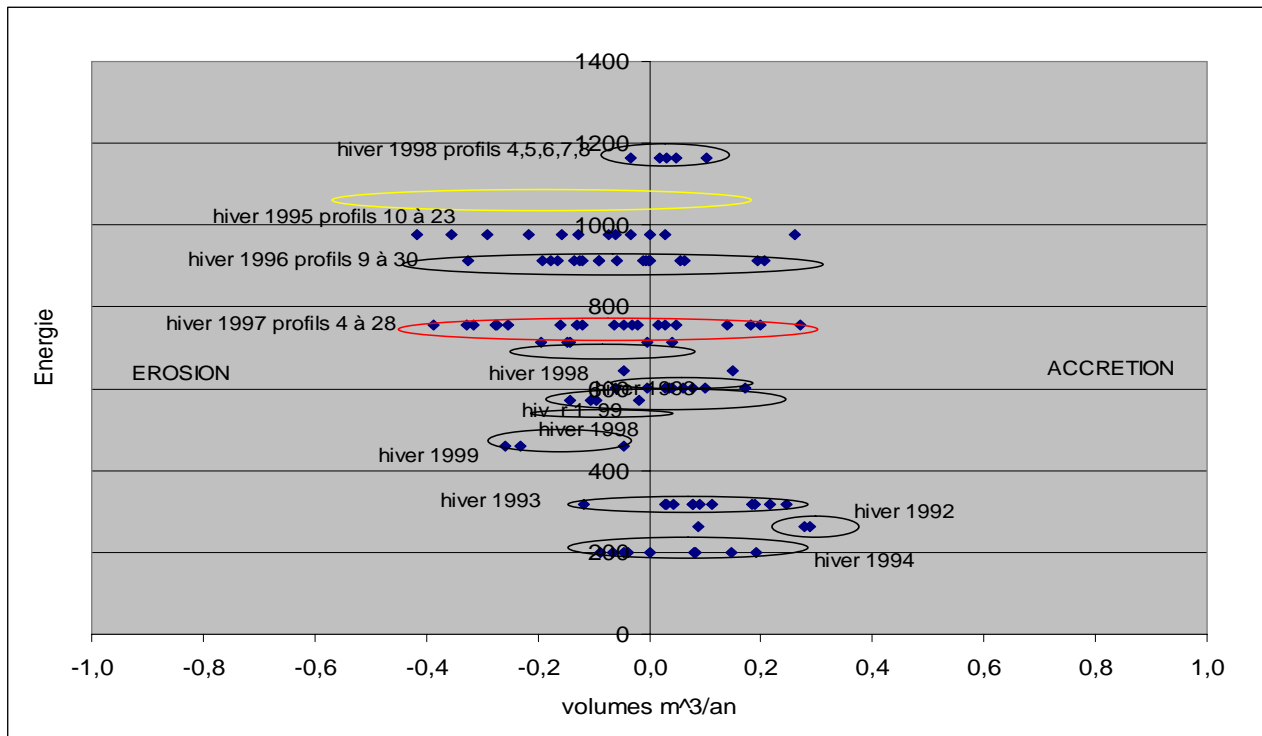


Figure 3.20 : Rapport entre le bilan sédimentaire annuel et l'énergie de la houle annuelle entre les levés de profils.

### 3.3.7.4 Impact morphologique des tempêtes de 1995-96 et de 1997-98

Deux profils ont été sélectionnés pour illustrer l'impact des tempêtes de l'hiver 1995-96 et celui de l'hiver 1997-98 (profil 12 et 17) (Figures 3.21 et 3.22). Ces profils sont représentatifs de l'évolution des sites étudiés et sont situés au sud de l'embouchure de l'Hérault (Figure 3.16). En règle générale sur les secteurs en érosion, les tempêtes de 1995-96 ont été plus « déplaçantes » et moins érosives que la forte tempête de 1997-98. En effet, les tempêtes de 1995-96, moyennes mais fréquentes ont modifié la morphologie du profil en déplaçant la barre vers le large, sans forcément entraîner une érosion importante du profil (évolution visible sur les profils 4, 6, 9, 24, 25, 26, 27, 28 et 29). Par contre, la tempête de 1997 n'a pas modifié la morphologie du profil, car les barres ne se sont pas déplacées, (Figure 3.21) mais les formes mises en places en 1995 ont été érodées : on mesure généralement une disparition progressive de la barre externe en relation avec la perte de volume du profil. Cette évolution avait été observée par Certain (2002) sans toutefois caractériser énergétiquement et différencier les deux hivers.

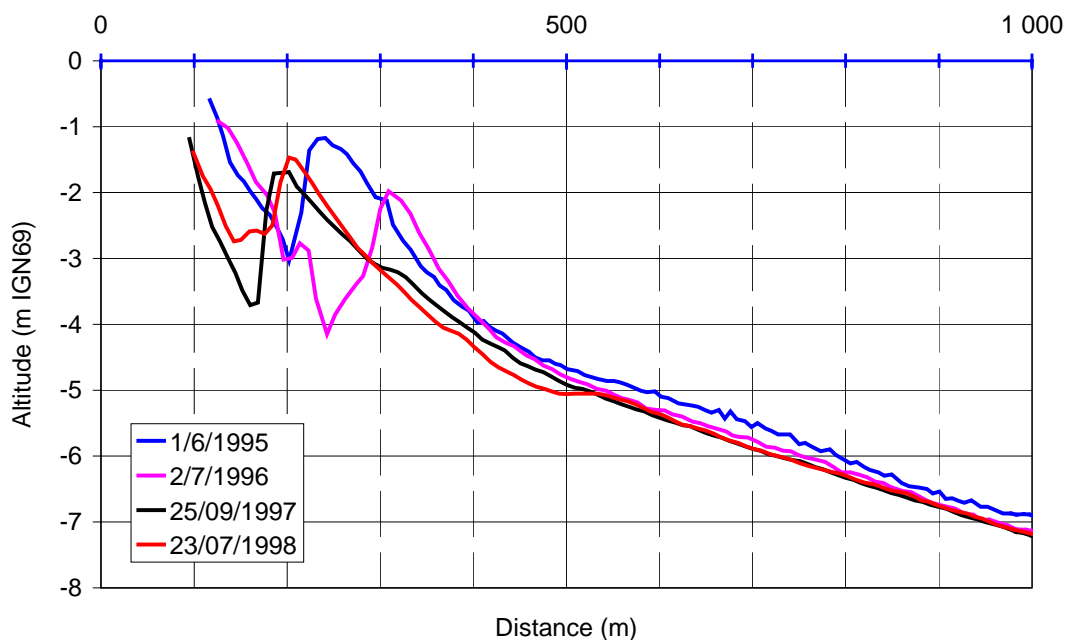


Figure 3.21 : Evolution du profil 12 sous l'impact des tempêtes de 1995-96 et de 1997-98. La barre recule suite aux tempêtes de 1995-96, tandis que entre 1997-98, le déplacement est moins prononcé.

En absence d'apports sédimentaires (période 1995-1996), les profils d'embouchures connaissent une forte érosion, comme le profil 17 entre 1995-96, qui perd du volume en relation avec l'érosion de la partie haute du profil émergé (Figure 3.22). Par contre entre 1997-98, suite aux crues et à la tempête le profil reprend sa morphologie et son volume de 1995. Ce profil, comme les profils 6, 7, 16, 18 et 19, montre un comportement double : en situation d'érosion en absence d'apports sédimentaires, et en équilibre « maximum » lorsqu'il bénéficie d'apports sédimentaires.

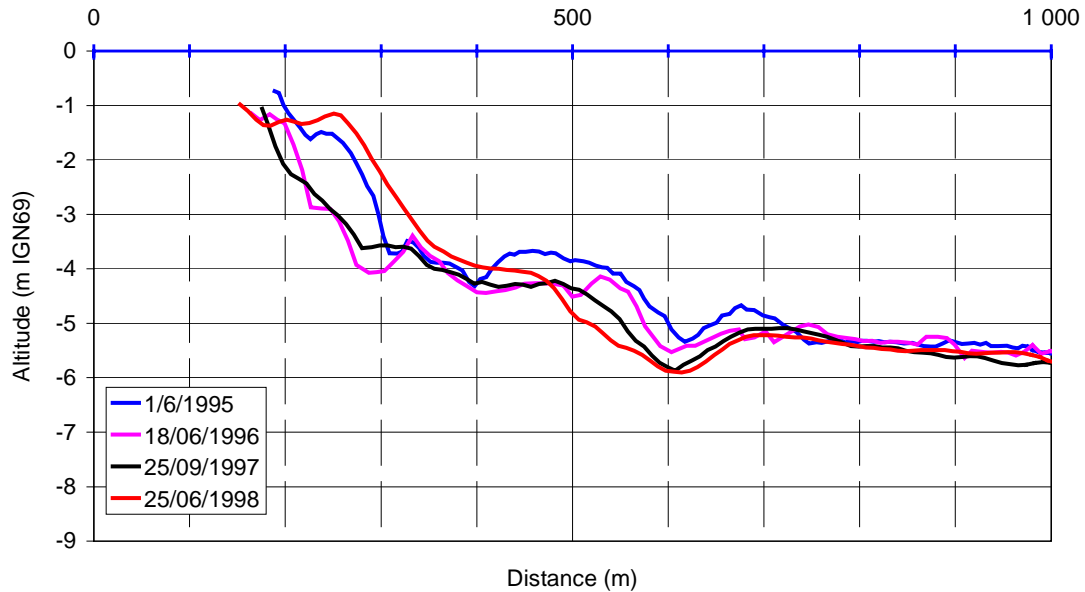


Figure 3.22 : Evolution du profil 17 (proximité de l'embouchure de l'Hérault). Suite aux tempêtes de l'hiver 1995-96 le profil est en érosion (surtout la partie haute), tandis que sous l'influence de la crue de l'Hérault et des tempêtes de l'hiver 1997-98, les sédiments sont remontés en haut de profil et le volume est comparable à la période avant les tempêtes de 1995. Sur cet exemple, il est aussi possible que les rechargements artificiels en sables expliquent l'engraissement des petits fonds.

### 3.3.7.5 Evolution des bilans sédimentaires et classifications

Les bilans sédimentaires sont étudiés sur 32 profils afin de comparer la réponse morphologique des profils annuelle aux deux types de tempêtes durant les hivers 1995-96 et 1997-98. En moyenne, sur l'ensemble des profils étudiés les tempêtes entre 1995 et 1996 ont perdus  $0,04 \text{ m}^3/\text{ml}/\text{an}$ . Entre 1997 et 1998, les profils affichent des pertes de  $0,08 \text{ m}^3/\text{ml}/\text{an}$ . En moyenne, sur les 32 profils, l'érosion domine donc durant les deux périodes. Par contre, dans le détail, ces deux types de tempêtes n'ont pas eu les mêmes conséquences morphologiques.

Entre 1995 et 1996, période caractérisée par des tempêtes moyennes mais fréquentes, la réponse morphologique des profils distingue trois cas (Figure 3.23). Deux zones sont en accrétion au nord, du cap d'Agde au Grau du Roi (profils 22 à 32), et au sud au niveau d'Argelès. Une zone est en érosion importante : entre l'embouchure de l'Hérault et de l'Orb (profils 6 à 18). Les tempêtes de 1995-1996 ont donc entraîné une érosion importante, excepté les zones en aval dérive littorale, et les lidos de Sète et de Maguelone où les tempêtes de 1995 ont été constructives.

Entre 1997 et 1998, période caractérisée par une tempête extrême isolée, trois types de comportement des profils se dessinent aussi mais de façon quasi inversée. Au nord, les lidos de Sète et de Maguelone perdent du volume (profils 22 à 32). Au sud, l'érosion domine depuis

Argèlès à l'embouchure du Libron (profils 2 à 5). Seuls les profils à proximité des embouchures de l'Hérault (profils 16 à 21) et de l'Orb (profil 7) connaissent une accrétion significative.

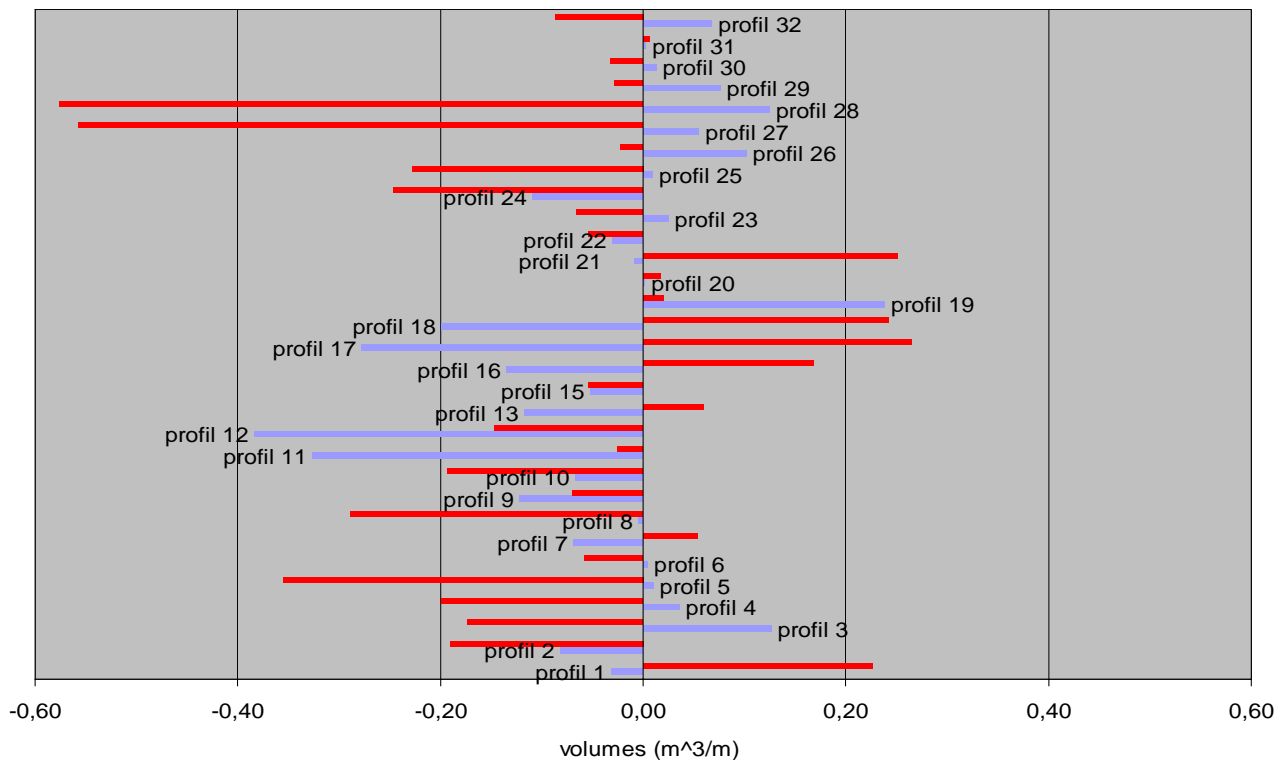


Figure 3.23 : Evolution du volume des 32 profils étudiés entre 1995-1996 (bleue) et 1997-1998 (rouge).

Il ressort finalement 4 comportements « type » des profils du Languedoc-Roussillon sous l'influence des tempêtes étudiées.

Le premier groupe comporte des profils relativement stables (profils 6, 15, 26, 29, 30, 31, 32). Ces profils sont relativement stables dans le temps et leur évolution ne semble pas marquée par l'impact des tempêtes. Ils se situent en majorité dans la partie extrême Nord de la zone d'étude dans, le golfe d'Aigues Mortes (29, 30, 31, 32). Cette faible mobilité s'explique par la zone d'abris aux houles de tempêtes de cette zone.

La seconde catégorie de profils décrit une érosion constante (profils 2, 9, 10, 11, 12 et 24). Ces profils correspondent soit à des zones loin de tout apport sédimentaire, comme le profil 24 sur le lido entre Sète et Agde, ou à des zones influencées par des aménagements (9, 10, 11, 12), au niveau de Vias. Les tempêtes sont destructrices quelque soit leur type car ces secteurs connaissent tendance à l'érosion à moyen-long terme (cf phase 2. *Rôle des tempêtes sur le recul du rivage*)

Le troisième type correspond à des profils au bilan sédimentaire inversé (profils en érosion entre 1995-96 et en accrétion entre 1997-98). Ces profils enregistrent l'impact des crues et peut être aussi de phase de rechargements. En effet, chaque profil en accrétion importante entre 1997-98 se situe à proximité immédiate de l'embouchure d'un fleuve qui a connu une crue importante en 1997. Les apports sédimentaires de ces fleuves sont redistribués sur les profils les plus proches, et la dispersion des sables est limitée. En effet, les profils en accrétion lors des périodes de crues se limitent à une bande littorale à proximité des embouchures (par exemple les profils distants de plus de 2 km de l'embouchure de l'Hérault ne profitent pas des apports sédimentaires, et plus on s'éloigne des embouchures moins l'accrétion mesurée est importante). Les sables sont donc peu redistribués latéralement. Par contre en absence d'apports sédimentaires par les crues, ces profils connaissent une érosion significative. Après enquête auprès des Services Maritimes, il est aussi apparu que le secteur de la Tamarissière est sujet à des phases de rechargements. Cependant, nous n'avons pas pu bénéficier d'un historique et d'une estimation volumique. Par conséquent cette hypothèse doit aussi être envisagée. Néanmoins, la coïncidence de phase de gains sédimentaires et de crues ne peut être due au hasard.

Enfin, le quatrième et dernier type rassemble des profils en accrétion entre 199-96 et 1997-98 (profils 1, 19 et 21). Le profil 1 profite de la dérive littorale et de l'érosion des zones en amont en 97. Au droit de la digue de l'embouchure de l'Hérault, la profil 19, est influencé par sa situation particulière d'abri derrière la digue et à proximité de l'embouchure du plus grand fleuve de la zone étudiée. Enfin, le profil 21 est dans une situation similaire au profil 19 : au droit d'une digue contre laquelle se produisent des accumulations en provenance de l'ouest. Ces profils en accrétion correspondent à des situations particulières d'aval dérive proche d'un aménagement bloquant les apports de la dérive littorale. Il est par contre intéressant de souligner que dans ces secteurs, l'impact épisodique des tempêtes est lissé par le bilan sédimentaire à long-moyen terme (phase 2. *Rôle des tempêtes sur le recul du rivage*).

### ***3.3.7.6 Organisation spatiale des différents types de comportements morphologiques***

Sur la bande littorale d'Agde au Grau du Roi, les tempêtes de 1995-96 auraient permis de remonter des sables vers l'avant côte, sans pour autant en perdre vers le large, ou vers les terres. Ces apports ne semblent provenir du transit littoral, puisque l'on ne mesure pas d'érosion évidente en aval dérive. Inversement la tempête de 1997 aurait entraîné des pertes de sédiments hors des profils d'étude : vers le large et sur la plage émergée par processus d'*overwash* (cf phase 2. *Dépôts d'overwash sur les lidos*). L'érosion de la plage dépend de son état précédent la tempête, qui dépend en retour de la différence entre la fréquence des tempêtes et le temps de récupération de la plage. L'érosion de la plage est accentuée lorsque la fréquence des tempêtes est supérieure au temps de récupération de la plage, spécialement lorsque les apports sont limités. La fréquence moyenne des tempêtes significatives dépasse le temps requis pour la récupération



volumique et morphologique de la plage. Cependant, le manque d'apports de sables laisse les plages vulnérables face aux futures tempêtes, car le volume de sables ramené par les périodes de beau temps ou apporté des secteurs adjacents, sont insuffisants pour compenser le volume de sable érodé par une tempête isolée mais forte. Ce fonctionnement semble valable pour la bande littorale du Grau du Roi à Agde où il n'y a pas d'apports sédimentaires fluviaux significatifs. **Il est donc envisageable qu'une augmentation des fréquences des tempêtes moyennes puisse être favorable à l'évolution des volumes des profils de ces plages, et inversement, des tempêtes peu fréquentes mais de plus forte intensité seraient la cause d'une érosion accrue.**

Dans les secteurs proches des embouchures, c'est-à-dire, en général au sud d'Agde, Sur plusieurs profils, on mesure une très forte érosion entre 1995 et 1996, et de très forts gains entre 1997 et 1998. L'importance des stocks sédimentaires disponibles sur la plage sous-marine explique probablement le caractère plutôt constructif de la tempête de 1997 pour ces profils. Les crues des années précédentes ont accumulé des quantités importantes de matériel sur la plage sous marine. Ce matériel a été propulsé en direction de la plage lors de la tempête qui par son caractère exceptionnel, a entraîné d'importants phénomènes de submersion. Dans ce secteur, on peut supposer que les apports de l'Hérault, et de l'Orb en 1997, ont une influence prépondérante sur les profils proches de leurs embouchures, et sont responsables des gains mesurés. Ainsi, les crues de l'Orb au cours des dernières années, dont la crue vingtennale qui a coïncidé avec la tempête de 1997, ont probablement permis l'apport de sédiments et leur piégeage sur les profils proches. L'influence des apports fluviaux est limitée aux profils proches des embouchures car les profils éloignés témoignent d'évolution différente. Des phases de rechargement artificiel des plages dont nous n'avons pas retrouvé d'historique, pourraient nuancer ces conclusions. Néanmoins, ces opérations concernent essentiellement les plages proches de l'embouchure de l'Hérault et la concordance morphologique des profils qui engraisent à proximité des embouchures après des crues importantes ne peut être attribuée à des phases de rechargement généralisées. Pour les zones sous influence des fleuves côtiers, si une tempête frappe l'embouchure alors qu'il n'y a pas d'apport sédimentaire, on peut s'attendre à une importante érosion de la zone, comme entre 1995 et 1996 à l'embouchure de l'Hérault (profils 16, 17, 18), et de l'Orb (profil 7). Entre 1995 et 1996, en absence d'apports fluviaux, ces profils passent sous contrôle dominant de la houle, puis reviennent sous contrôle des apports sédimentaire entre 1997 et 1998. Ces profils sont les plus « instables » dans le temps puisqu'ils connaissent les variations les plus importantes, en relation avec l'importance des sédiments disponibles ou pas. Pour ces secteurs, la réponse des profils aux tempêtes semble fortement contrôlée par la disponibilité ou non des sédiments apportés par les fleuves.

En revanche, dans les secteurs où la plage sous marine est faiblement alimentée par les apports fluviaux, les périodes que nous comparons aux caractéristiques de tempête différentes se sont avérées destructrices. Les transferts transversaux que génèrent les tempêtes se produisent au

détriment de la plage. La zone située au Sud de Vias connaît donc une érosion continue à toutes les échelles étudiées : cette zone sans apports sédimentaire fluviaux dépend des apports de la dérive littorale sur le moyen ou long terme (phase 2. *Rôle des tempêtes sur le recul du rivage*). A cela se rajoute l'impact des infrastructures qui empiètent sur la plage favorisant le démaigrissement des profils en renforçant l'impact du déferlement et des phénomènes de réflexion.

### **3.3.7.8 Conclusion partielle**

La faible densité de profils et le nombre limité de campagnes ne permettent pas d'appréhender les phénomènes décrits dans cette partie avec toute la précision nécessaire. Par exemple, pour la tempête de 1997, l'analyse repose sur des profils qui n'enregistrent pas l'unique impact de la tempête de décembre, puisque auparavant, une tempête d'intensité moyenne s'était produite (les 13 et 14 octobre dans le Roussillon et du 4 au 6 Novembre en Languedoc). Il faut donc considérer que les mesures enregistrent l'impact d'une très forte tempête « préparée » quelques semaines plus tôt par une tempête d'intensité moindre. Dans une même optique, mais à une échelle plus large, il est possible que l'impact morphologique des tempêtes de 1995-96 soit encore présent en 1997. La difficulté d'interpréter les données des profils bathymétriques est aussi liée à leur représentativité variable en fonction de leur espacement et au degré d'homogénéité du littoral, perturbée par la multiplication des ouvrages à la mer.

Les deux types d'hivers aux tempêtes différentes, moyennes mais fréquentes (1995-1996), ou extrêmes et rares (1997-1998) entraînent des impacts morphologiques variables. La réponse morphologique des profils face à ces deux types d'événements se traduit par 4 types différents : des profils en gains ou en érosion constantes, des profils qui évoluent peu et des profils à tendances inversées. La présence de sables disponible aux embouchures ou non, et enfin la morphologie du profil anté-tempêtes sont par contre des éléments qui influencent largement la réponse morphologique des profils face aux tempêtes. Les ouvrages et le rechargement artificiel contrôlent aussi partiellement la réponse morphologique des profils mais leur importance n'a pu être quantifiée. **Des tempêtes isolées mais très fortes comme la tempêtes de 1997, entraînent une importante érosion du littoral, mais peuvent s'accompagner de fortes crues qui viennent compenser les pertes sédimentaires (ex : crues de l'Hérault et de l'Orb). Des tempêtes fréquentes comme durant l'hiver 1995-1996, peuvent favoriser l'accrétion de profils pour peu que des sédiments soient disponibles. Par contre, il n'a pas été possible de distinguer lequel des deux types d'hiver est le plus érosif compte tenu des différences de réponses des profils pour lesquels la morphologie anté-tempête et les apports fluviaux jouent un rôle déterminant. Le forçage météorologique ne doit donc pas être considéré comme le seul paramètre qui contrôle la morpho-dynamique du profil ce qui complexifie l'analyse de l'impact du CC sur les phénomènes érosifs du littoral.**

## 4. Phase 2.2. Modélisation des tempêtes sur le profil de plage

### 4.1 Objectifs

Les parties précédentes ont démontré l'importance des processus d'*overwash* pour le maintien ou non des cordons littoraux (lidos). Ce mécanisme décrit à long, moyen et court terme se produit lorsque les tempêtes érodent et débordent le cordon dunaire. Compte tenu de l'importance de ce processus, de l'influence logique qu'aurait une augmentation de l'intensité et/ou de la fréquence et/ou de la durée des tempêtes et de la difficulté à instrumenter des cordons littoraux durant des événements extrêmes, une approche de modélisation doit être envisagée. Dans cette partie nous avons donc :

- Utilisé un code de calcul (ARTEMIS et TELEMAC 2D) pour réaliser une simulation du franchissement du cordon dunaire du lido de Maguelone pour lequel des données de terrain étaient disponibles
- Utilisé un modèle d'ingénierie côtière (Sbeach) pour simuler l'impact du changement climatique sur les plages en érosion de Camargue
- Développé un code de calcul 3D pour un cas idéal de submersion des dunes (digues)

### 4.2 Modélisation hydrodynamique du franchissement du lido de Villeneuve les Maguelone (CETMEF-Compiègne)

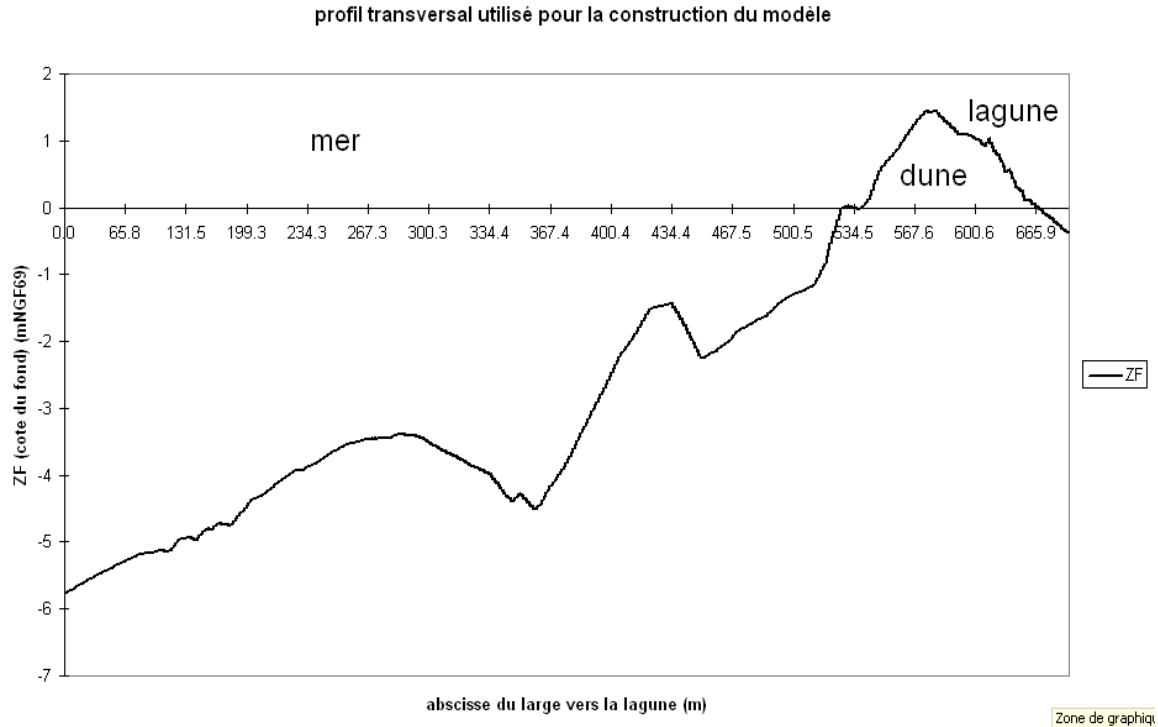
#### 4.2.1 Méthodes et modélisation développée

La modélisation du franchissement du cordon dunaire du lido de Maguelonne se base sur des mesures faites durant la tempête des 3 et 4 décembre 2003. Les houles sont issues de la base de données CANDHIS (houlographe de Sète non directionnel à -30 m de fond) et les données marégraphiques (Sète) mises à disposition par le SMNLR. Les relevés topographiques ont été réalisés par l'EID et ceux de la bathymétrie par le SMNLR.

La figure 4.1 montre que la cote altimétrique de la portion de dune modélisée, située au niveau de la brèche, qui correspond à la situation de décembre 2003, se situe aux environs de 1.44 m NGF. La cote de la crête, même dans ce point dépressionnaire, étant supérieure au niveau moyen du

plan d'eau pendant la tempête, on peut en conclure que les franchissements subis par la barrière sableuse pendant l'événement de décembre 2003 sont des franchissements liés au *set-up* et au *run-up*. Dans la mesure où le cordon dunaire a été franchi et qu'1 mètre sépare la cote du plan d'eau mesuré (comprenant la surcote et la marée) de la cote de la dune, c'est que les contributions totales de la houle, via le *set-up* et le *run-up*, excèdent 1 mètre. L'objectif est donc de calculer le *set-up* de la houle au droit du cordon dunaire de Villeneuve les Maguelone en utilisant les courants de houle calculés par ARTEMIS (décrit dans le paragraphe suivant), et de les injecter ensuite dans le code courantologique bidimensionnel TELEMAC2D.

A partir de la bathymétrie mise à disposition par l'EID Méditerranée et le SMNLR sur notre secteur d'étude, un modèle bi-dimensionnel a été construit en utilisant MATISSE, le mailleur de la chaîne de calcul TELEMAC. La discrétisation du domaine de calcul s'est faite par éléments finis triangulaires. Il s'agit d'un modèle bi-dimensionnel dont le profil transversal est reproduit suivant  $y$  (cas-test mono-dimensionnel) au droit de la partie de la dune comprenant la brèche étudiée dans la partie précédente (recul du rivage, *overwash* et tempêtes à moyen terme). Le modèle fait 700 m de long sur 5 m de large. Le maillage utilisé est régulier ; les mailles font 1 m dans le sens longitudinal et de 1 m à 2 m dans le sens transversal (2 m à la frontière maritime et 1 m près du rivage). Le modèle bi-dimensionnel ainsi construit comprend 3308 noeuds. Il a été nécessaire de porter la frontière maritime là où la profondeur avoisine les -6 m afin de la situer suffisamment loin de la zone de déferlement. Le code de calcul ARTEMIS est basé sur la résolution de l'équation de Berkhoff (*mild slope equations*), modèle bi-dimensionnel qui décrit la réfraction et la diffraction d'une houle monochromatique par des fonds lentement variables en espace et des obstacles lentement immergés. Pour une description très complète du code ARTEMIS et du modèle de Berkhoff, le lecteur se reportera à Aelbrecht (2002). Dans ARTEMIS nous avons modifié le modèle de Berkhoff et ajouté des termes de telle sorte de pouvoir prendre en compte les dissipations d'énergie par déferlement et par frottement sur le fond.



**Figure 4.1 : Coupe transversale du modèle construit**

Les données de houle indiquent que la tempête du 4 décembre 2003 a connu son point culminant le 4 décembre à 7h00 avec une hauteur significative de 4.87 m et une période de houle correspondante de 10.2 s. Cette hauteur de houle était associée à une surélévation du plan d'eau moyen relativement normale pour la saison à + 0.9 m NGF au maximum de l'événement. La houle au pic de la tempête a été propagée à la frontière du modèle par la théorie de la houle linéaire. Le critère de déferlement utilisé est celui de Miche imposé à 0.8 et la méthode de Dally est utilisée pour la dissipation de l'énergie de la houle par déferlement avec les paramètres  $K_{dally} = 0.275$  et  $G_{dally} = 0.475$ , compte-tenu des pentes côté maritime du profil transversal.

Afin de calculer la surélévation du plan d'eau liée à la houle (*set-up*), le même maillage a été utilisé dans le cadre d'un calcul courantologique à l'aide du code de calcul TELEMAC qui résout les équations de Saint-Venant bi-dimensionnelles et s'appuie sur une résolution par la méthode des éléments finis. Sur la frontière maritime, la cote de surface libre est imposée à 0.9 m NGF. Les forces de radiation calculées par ARTEMIS sont imposées sur l'ensemble du domaine (de manière physique, logiquement, elles ne sont non-nulles que du côté maritime). Des tests de sensibilité sur le coefficient de Strickler et la viscosité ont montré que les résultats n'étaient pas sensibles à ces paramètres du côté maritime. Côté lagune, la sortie est libre.

## 4.2.2 Résultats

La figure 4.2 montre les houles calculées par ARTEMIS sur notre domaine d'étude. On obtient une hauteur de houle de 4.7 à 6 m de profondeur. On observe bien la décroissance de la houle au passage de la 1<sup>ère</sup> barre de déferlement puis du relèvement des fonds. Ces variations de la houle conduisent à la présence de forces de radiation dans la 1<sup>ère</sup> zone de déferlement et près la plage, comme le montre également la figure 4.2. En réalité, les forces de radiation ne s'appliquant que là où il y a de l'eau, seuls les deux premiers pics seront utilisés lors du calcul courantologique. Comme on s'y attendait, les forces de radiation selon l'axe longitudinal (parallèle à la cote) sont quasiment nulles.

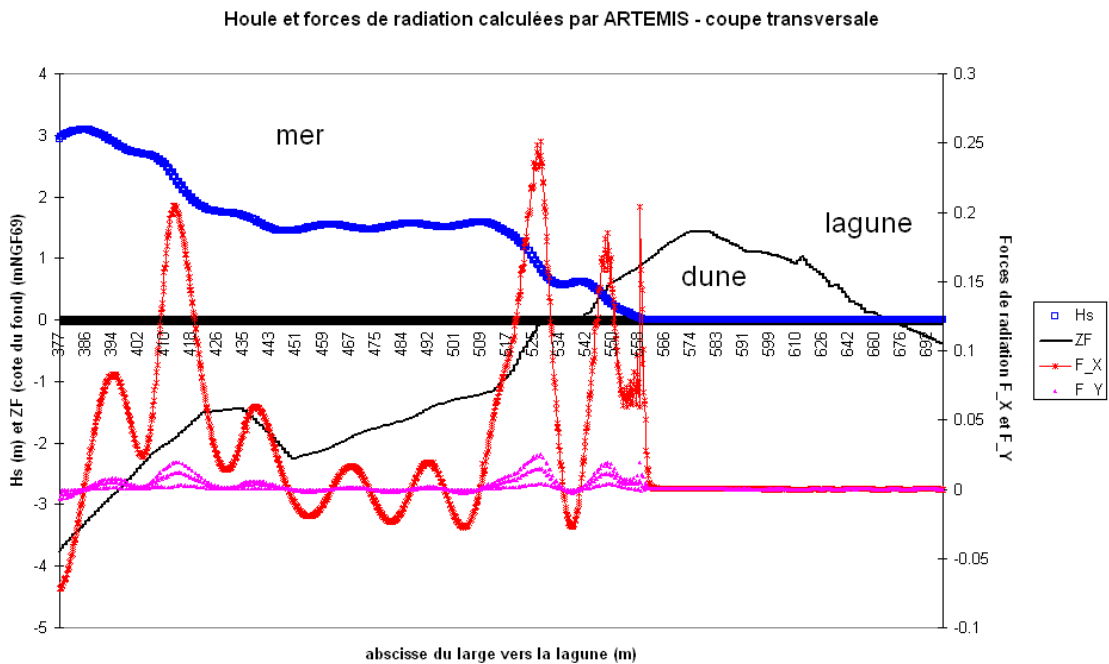


Figure 4.2 : Profil transversal de la houle et forces de radiation calculées par ARTEMIS

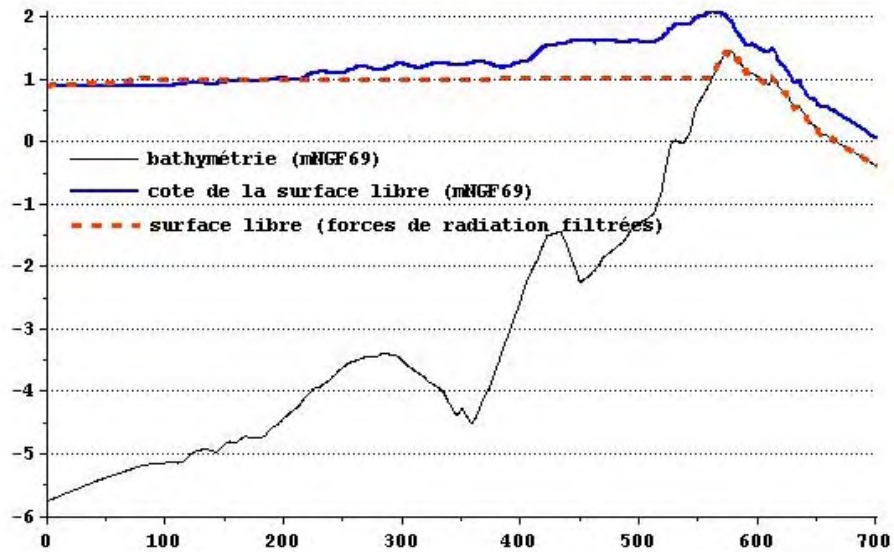


Figure 4.3 : Profil transversal de la surface libre calculée par TELEMAC (en bleu) (en rouge en filtrant les contraintes de radiation lorsque la hauteur d'eau est inférieure à 1 m)

Les résultats obtenus en terme de ligne d'eau sont représentés sur la figure 4.3. La cote de la surface libre calculée par TELEMAC un peu en amont de la crête est de 2.06 m. Le *set-up* de houle avoisinerait donc les 1.1 m. Ce résultat est en accord avec les observations de terrain. En effet, le profil modélisé est celui pris dans le point dépressionnaire ou point faible de la dune, là où s'est produit la brèche et également le transport solide maximal conduisant à la formation des *washover fans* décrits précédemment. L'analyse de l'EID (2004) montre que, suite aux événements de l'hiver 2003/2004, l'étage supérieur à 2.0 m de la dune a été arasé et les cotes situées entre 1.5 et 2.0 m très érodées : **une cote de surface libre de 2.06 au droit de la dune est donc cohérente avec les observations.** En effet, cette cote implique un écoulement dans la brèche dont la hauteur d'eau atteindrait 55 cm et un écoulement trans-critique sur la pente côté lagune dont les vitesses seraient comprises entre 1.5 m/s et 2.3 m/s. Dans ces conditions, le calcul rapide du critère de Shields pour un sédiment de diamètre moyen 0.35 mm conclut effectivement à un phénomène d'érosion.

Un calcul dans lequel les forces de radiation ont été filtrées pour des hauteurs d'eau inférieures à 1 m a également été mené. La cote de surface libre obtenue est représentée en pointillés rouges sur figure 4.3. De fait, seul le premier pic de force de radiation est alors pris en considération. Le *set-up* de houle calculé par TELEMAC est alors de 10 cm et la dune n'est pas franchie par l'écoulement.

### **4.2.3 Conclusion partielle**

On en déduit que c'est la précision sur le calcul des forces de radiation liée à la houle dans la **zone la plus proche du rivage qui détermine le franchissement du cordon dunaire**. Cependant, c'est aussi dans cette zone que, du fait des hauteurs d'eau les plus faibles, l'imprécision sur la contrainte de radiation est la plus forte. Par ailleurs, l'étude des récifs (Gourlay et Colleter, 2005) a montré que les courants de houle gouvernent le *set-up* et que *ce set-up* décroît lorsque augmente la hauteur d'eau au-dessus des récifs. De fait, deux questions se posent concernant le calcul précédent : se situant dans une zone de hauteur d'eau faibles, quelle fiabilité peut-on accorder aux forces de radiation calculées ? Ensuite, le *set-up* conduisant à une augmentation de la hauteur d'eau au-dessus de la dune et au-dessus de la zone ayant généré les contraintes de radiation, ne peut-on s'attendre à ce qu'elles soient atténuées ? Autrement dit les travaux futurs doivent envisager un calcul interactif entre la houle et le courant pour ne pas courir le risque de surestimer le *set-up* de houle près du rivage. Cependant, nos résultats ont montré des valeurs cohérentes avec les observations de terrain.

## **4.3 Modélisation de l'érosion des dunes durant les tempêtes en relation avec un changement climatique (CEREGE)**

### **4.3.1 Introduction**

Pendant les tempêtes, deux phénomènes majeurs se combinent : (1) des houles déferlantes dont l'agressivité est proportionnelle à leur hauteur et (2) une élévation temporaire du plan d'eau liée à la conjonction de plusieurs facteurs (dépression atmosphérique, vents de mers violents, effet du *set-up* et du *run-up*). Le niveau d'attaque des vagues est directement dépendant de l'élévation du plan d'eau tandis que l'érosion est contrôlée par l'intensité de la houle. A ces deux forçages mécaniques s'ajoute la durée de la tempête. Il est difficile de déterminer lequel de ces trois paramètres a le plus d'influence sur l'érosion du cordon dunaire car les travaux de la littérature affichent des résultats contradictoires, certains donnant plus d'importance à la force de la houle (Dolan et Davis, 1992) tandis que d'autres soulignent le rôle du niveau de l'eau (Vellinga, 1982 ; Steetzel, 1991 ; Zhang *et al.*, 2001). Dans tous les cas cependant, une augmentation de ces deux forçages et la durée de l'événement tempétueux sont considérées comme un paramètre amplificateur de l'érosion. La distinction du rôle de la force de la houle, du niveau d'eau et de la durée de la tempête sur l'érosion dunaire prend tout son intérêt dans le cas d'un changement climatique qui pourrait affecter ces trois paramètres simultanément ou non.



Dans le Golfe du Lion (Méditerranée française), les tempêtes se manifestent durant l'automne et l'hiver et s'accompagnent de vents de mers violents. Les deux dernières tempêtes exceptionnelles (cinquantennale) de 1982 et de 1997 ont profondément érodé et marqué le paysage littoral. Les effets des tempêtes se sont manifestés pendant les événements eux-mêmes (inondations marines, recul du rivage, destructions d'équipements côtiers...) mais aussi de manière durable en détruisant notamment le cordon dunaire de plusieurs plages de Camargue et du Languedoc-Roussillon. Cette destruction a pour conséquence directe de permettre à des tempêtes de plus faibles énergies d'inonder l'arrière plage et de mettre en péril les activités socio-économiques qui se développent dans ce secteur (cf. phase 2.1. recul du rivage, *overwash* et tempêtes à moyen terme). **Le maintien du cordon dunaire joue donc un rôle fondamental dans la limitation des invasions marines**, mais ce dernier, qui est essentiellement attaqué durant les tempêtes les plus fortes, pourrait être soumis à des érosions plus intenses dans le cas d'une augmentation de la force et/ou de l'intensité des tempêtes liées à un changement climatique. Nous proposons ainsi dans cette partie, de modéliser l'érosion des dunes du littoral de Camargue soumises à plusieurs scénarios d'augmentation de la force et de la durée des tempêtes extrêmes en relation avec le changement climatique. Nous nous donnons aussi pour objectif de distinguer lequel des trois forçages : hauteur de houle, niveau marin et durée joue le rôle le plus important sur l'érosion dunaire. Enfin, les résultats proposeront aussi une analyse spatiale des secteurs les plus fragiles aux tempêtes.

#### ***4.3.2 Morphologie des plages et des dunes***

Dans cette partie, nous analyserons des profils de plage situés sur les secteurs en érosion chronique de Camargue dont le trait de cote est globalement orienté est-ouest (phase 2. *Rôle des tempêtes sur le recul à long terme*). Sur ces secteurs où le recul du rivage atteignait -4 m en moyenne avant la construction des ouvrages de défense côtière, les dunes ne sont que très faiblement développées (Augustinus et al., 1990 ; Suanez, 1997 ; Sabatier, 2001). En effet, l'importance des vents de terre (Mistral et Tramontane) ne semble pas favorable au développement d'un cordon dunaire important (Augustinus et al., 1990 ; Sabatier et al., in press). Les accumulations éoliennes sont soit liées à la présence d'obstacles tels que des digues (secteur de Faraman et de Petite Camargue), des ganivelles (Piémanson, Beauduc, Saintes-Maries-de-la-Mer, Petite Camargue), des branches d'arbres déposées sur la plage (Petite Camargue) ou directement en relation avec la construction d'un cordon dunaire artificiel (Petite Camargue). Les autres dunes présentes sur les secteurs en érosion sont des dunes anciennes, aujourd'hui fossiles, qui ont pu se développer dans des contextes morfo sédimentaires différents de celui que connaissent les plages en érosion aujourd'hui. Aujourd'hui donc, le cordon dunaire des plages en érosion de Camargue est discontinu, une augmentation de la force des tempêtes aggraverait la situation présente en permettant des inondations marines plus fréquentes.

La dernière tempête extrême dont nous bénéficions d'enregistrements date de décembre 1997 (Figure 4.4). Durant cet épisode, l'ensemble du littoral du golfe du Lion a été touché par des érosions intenses des dunes et des inondations marines des terres situées en arrière des plages. A partir du 16 décembre 1997, le vent qui était faible (environ 6 m/s) et de secteur Nord, tourne au SE. En 3 heures à peine, le vent augmente brutalement et passe de 6 à 16 m/s puis oscille ensuite autour de 20 m/s jusqu'au 19 décembre 1997. Ces vents violents de mer s'accompagnent logiquement d'une houle qui grossit rapidement puisque sa hauteur passe de 1 m environ en fin de journée du 15 décembre 1997 à presque 6 mètres à la fin de la journée suivante. La hauteur de houle diminue ensuite lentement et devient inférieure à 1 m à partir du moment où le vent n'est plus de mer mais provient depuis la terre. Au total, la houle sera restée supérieure à 1 m durant 4 jours et 6 heures. Le niveau marin est plusieurs proches de 1 m NGF durant la tempête mais montre aussi des variations importantes liées à la marée astronomique. Cette tempête est exceptionnelle puisque les périodes de retour des valeurs extrêmes de la hauteur de houle et du niveau de la mer sont proches des estimations cinquantenales et vingtenales.

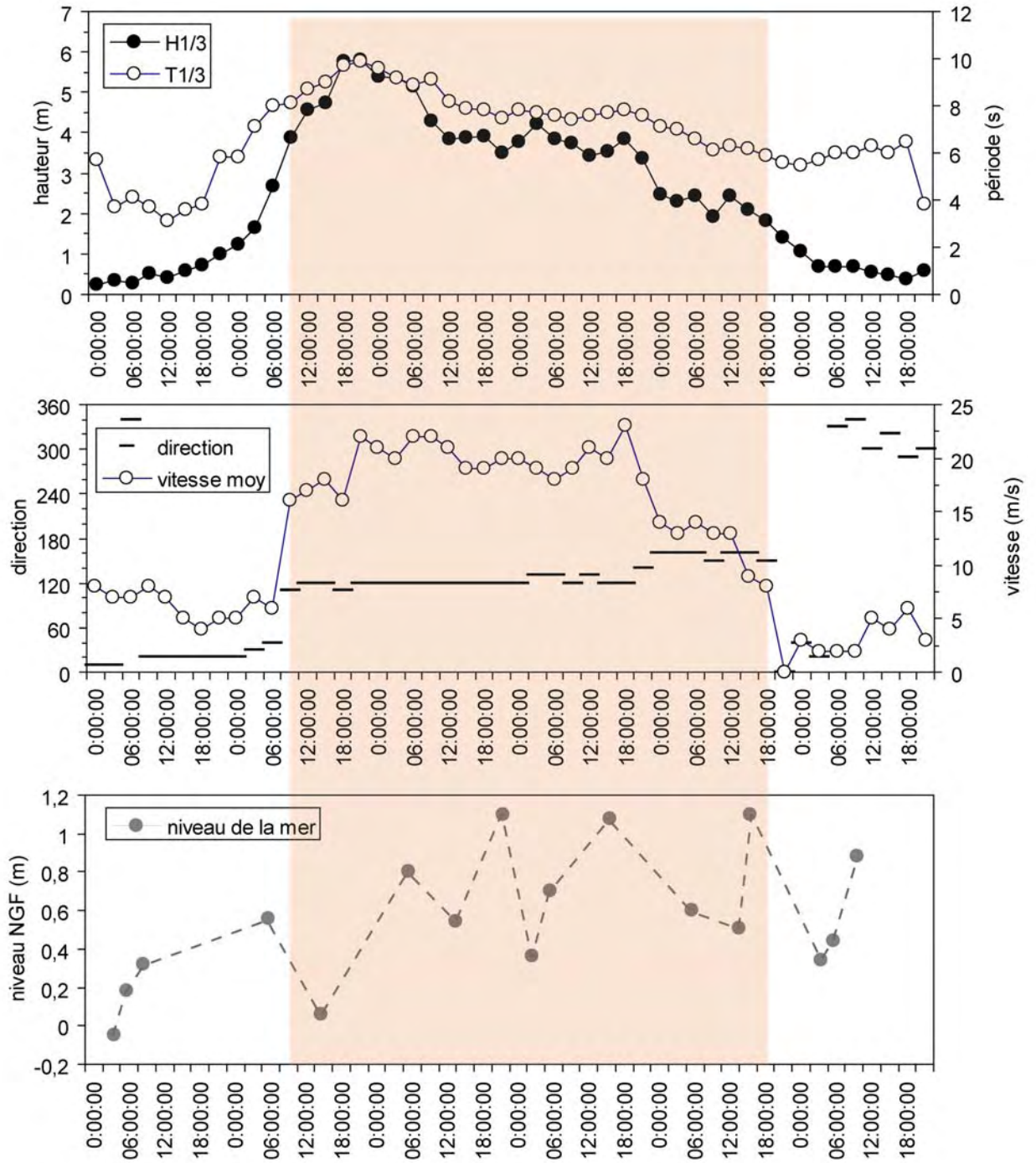


Figure 4.4 : Caractéristiques de la tempête de référence (décembre 1997) utilisée pour le cas 1 des simulations (en rose)

### 4.3.3 Méthodes d'analyse

Nous avons réalisé une campagne de profils de plage durant l'été 2005. 31 profils sur les secteurs en érosion à long terme ont été mesurés depuis la plage jusqu'à -12 mètres environ. Sur la plage, les relevés sont réalisés au moyen d'une station totale (Leica TCR 705) à partir de repères géo-référencés dont le z est connu. La partie sous marine est mesurée au moyen d'un écho sondeur (Tritech) couplé à un DGPS (Trimble) embarqués sur un bateau pneumatique. Les données sont toutes géo-référencées dans un système commun (Lambert III sud et cote NGF) afin de pouvoir les assembler.



Figure 4.5 : Localisation des profils utilisés en Petite Camargue (en haut) et à Faraman (en bas)

Nous avons réalisé plusieurs propagation de houles depuis le large vers la côte à l'aide d'un modèle de théorie des rayons (Fudda-Vag) fournit par le Cetmef. Ce modèle propose des résultats cohérents lorsque la bathymétrie est régulière, parallèle au rivage et en pente douce, comme c'est le cas en Camargue. Il existe des modèles plus sophistiqués mais qui nécessitent des temps de calcul et des mises en œuvres plus lourdes. Ce modèle, par sa simplicité et sa rapidité de temps de calculs nous a permis de reproduire la houle de référence sur l'ensemble du domaine d'étude au pas horaire entre le 16 et le 20 décembre 1997. Les données en entrées sont celles mesurées à Sète par -20 m de fond. Les valeurs de houle à -8 m ont été extraites au niveau de chaque profil bathymétrique afin de réinjecter ces données dans le modèle 2DV (SBEACH) décrit ci dessous.

L'érosion du cordon dunaire pendant les tempêtes est simulée à partir du modèle 2DV SBEACH (*Storm-induced BEach CHange*) (Larson and Krauss, 1989). Ce modèle calcule les transformations d'un profil de plage en fonction des conditions de houle au large (hauteur,

période, direction), du niveau marin instantané (élévations) et du vent (force, direction). Ce modèle de comportement, qui se base sur des équations semi-empiriques, a été spécialement conçu pour reproduire l'érosion de la berme et des dunes pendant les tempêtes. Comparativement aux modèles mathématiques d'érosion de dune (Vellinga, 1986; Komar *et al.*, 1999), ce modèle numérique présente l'avantage d'intégrer la durée des événements ainsi que l'enchaînement temporel des variations de la houle et du niveau de la mer. Cette spécificité nous permettra de mettre en évidence le rôle que jouent séparément et conjointement l'intensité et la durée des forçages sur l'érosion dunaire. Il existe d'autres modèles 2DV d'évolution du profil de plage (UNIBEST, CROSMOR, LITPACK), cependant ces derniers n'ont pas été conçus spécifiquement pour la dune mais pour décrire la morphodynamique de la zone du déferlement (Van Rijn *et al.*, 2003). SBEACH est par contre quelquefois violemment critiqué (Thieller *et al.*, 2000) du fait de son caractère semi-empirique. En effet, SBEACH ne décrit pas précisément tous les processus physiques affectant la transformation de la houle, les courants et le transport sédimentaire depuis la zone du déferlement jusqu'au jet de rive. Il est par ailleurs surtout critiqué pour son utilisation abusive lors de projet d'ingénierie sur les côtes américaines. Cependant, pour les plages de Camargue, il se montre paradoxalement plus robuste que d'autres modèles où les processus physiques de la houle sont, en théorie, mieux décrits (Morellato *et al.*, 2004). En effet, SBEACH a été calibré avec succès sur deux profils de plage de Camargue lors d'un programme Liteau (financement MEDD) sur la base d'une analyse de 16 tempêtes (Morellato, 2004). Ce calibrage et cette validation nous permet, aujourd'hui, de pouvoir utiliser ce modèle selon différents scénarii de forçages.

SBEACH est en théorie capable de simuler l'érosion d'une plage bordée par une digue mais nous n'avons pas pu tester et calibrer le modèle avec cette option. Par conséquent, sur les profils de terrain de 2005, lorsque la dune est remplacée par une digue (15 profils), le modèle considère alors que l'encrochement est constitué de sables. Dans ce cas, nous avons évidemment ignoré les sorties du modèle mais ces résultats sont interprétés en terme de danger potentiel de dommage de la digue.

Si l'augmentation du niveau de la mer en relation avec le changement climatique est aujourd'hui admis par la communauté scientifique, cette dernière est par contre divisée sur l'augmentation future de la force et de l'intensité des tempêtes. Pour la méditerranée française, l'analyse de vents tri-horaires à Cap Couronne (ouest de Marseille) entre 1961 et 1995 indique une recrudescence de l'intensité et du nombre de tempêtes annuelles à partir de 1978 (Suanez, 1997; Ullmann *et al.*, sous presse et Figure 2.39). La durée hivernale maximale des tempêtes de vent de sud augmente aussi sensiblement pendant la même période (Ullmann et Pirazzoli, 2007). Par contre, à ce jour, aucune analyse pluri décennale basée sur des données in situ de houle existe du fait d'une lacune importante de mesures (Sabatier *et al.*, sous presse). Il est cependant raisonnable de considérer qu'il existe une relation directe entre les coups de vents de mer et les houles de tempêtes. Sur la

base de ces évolutions historiques, on peut donc s'attendre à ce que les tempêtes soient plus fortes et/ou plus longues. A partir de la tempête de décembre 1997, nous avons donc choisi plusieurs scénarii (tableau 4.1) en définissant 15 cas d'augmentation de la force et/ou de la durée des tempêtes. Les simulations choisies visent d'abord à déterminer lequel des deux forçages : hauteur du plan d'eau et intensité de la houle joue un rôle prépondérant sur l'érosion de la dune (cas 2 et 3) ainsi qu'à évaluer leur importance lorsqu'ils sont couplés (cas 4). Ensuite, une simulation sur la durée des événements de tempête est proposée (cas 5). Puis les simulations couplent des augmentations d'intensité du niveau de la mer et/ou de la force des tempêtes avec leur durée (cas 6 et 7). Enfin, le dernier cas de simulation (cas 8) considère une augmentation générale de l'intensité et de la durée des forçages.

Cas	Houle	Houle	Marégraphie	Marégraphie
	-intensité-	-durée-	-intensité-	-durée-
cas 1. tempête de 1997	-	-	-	-
cas 2	+5-10-20%	-	-	-
cas 3	-	-	+5-10-20%	-
cas 4	+5-10-20%	-	+5-10-20%	-
cas 5	-	+5-10-20%	-	+5-10-20%
cas 6	+5-10-20%	+5-10-20%	-	+5-10-20%
cas 7	-	+5-10-20%	+5-10-20%	+5-10-20%
cas 8	+5-10-20%	+5-10-20%	+5-10-20%	+5-10-20%

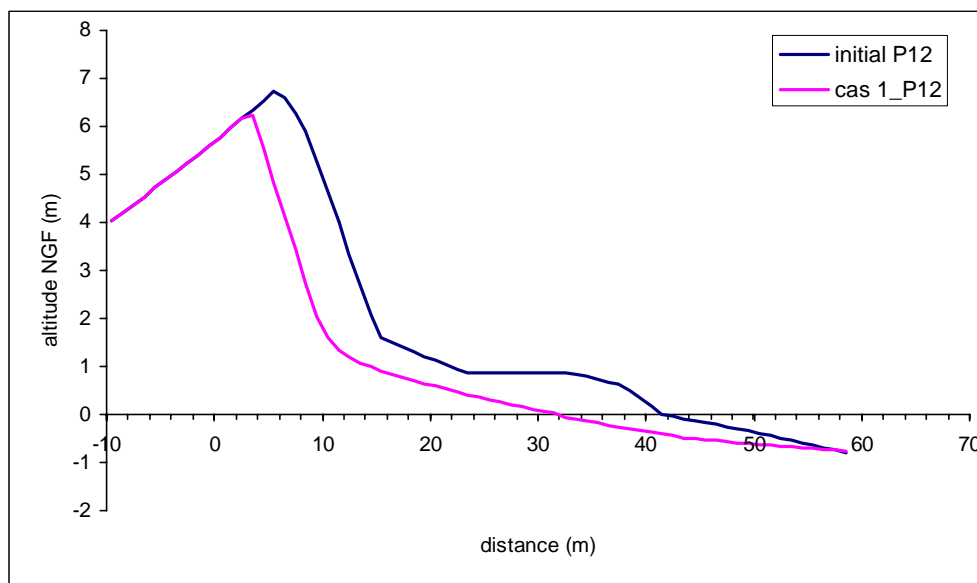
**Tableau 4.1 : Cas de simulations d'augmentation des forçages retenus**

Les augmentations futures des tempêtes n'étant pas encore définies par les météorologues et les climatologues, nous avons arbitrairement augmentés de + 5, + 10 et + 20% les forçages mesurés lors de la tempête extrême de 1997. A notre connaissance, il n'existe pas encore de travaux qui précisent dans quelles proportions l'intensité des tempêtes (houle et surcote) pourrait augmenter dans le Golfe du Lion. Néanmoins, les augmentations de 5 à 20% sont probablement réalistes car la majorité des indicateurs d'un éventuel changement climatique en milieu littoral (Pirazzoli, 1999; Allan et Komar, 2006; Lionello *et al.*, 2006; Ullmann *et al.*, 2007; Ullmann et Pirazzoli, sous presse) ne montrent que très rarement des changements pluri-décennaux supérieurs à des variations de 20%. Les simulations (cas 2 à 8) sont comparées à la situation actuelle (cas 1), sans proposer de date future du fait de l'incertitude de l'ampleur du changement climatique sur la force de la houle, l'élévation du plan d'eau et la durée des tempêtes. Au total, nous avons donc réalisés 20 simulations par profils, soit 620 simulations. Pour évaluer l'augmentation de l'érosion dunaire causée par un éventuel changement climatique, nous avons d'abord simulé l'érosion de la dune en fonction des caractéristiques de la tempête de 1997 (cas 1) afin de servir de référence aux autres simulations. Les résultats de l'érosion des cas 2 à 8 sont comparés à ceux du cas 1 en terme de volumes d'érosion. Les volumes sont exprimés en pourcentages d'érosion et non pas en valeur

absolue car les résultats obtenus doivent être considérés comme des ordres de grandeur. Par conséquent, lorsque nous exprimons une érosion de dune qui augmente de 200% par exemple, cela signifie que les valeurs d'érosion obtenues pour une simulation sont doublées par rapport à celles obtenues pour la simulation réalisée avec le cas 1 (tempête de 1997 de référence).

#### 4.3.4 Résultats

Conformément à ce qui est observé en nature, le modèle reproduit correctement le recul de la crête de la dune ainsi que son abaissement sous l'effet des tempêtes qui sapent la dune à sa base. La simulation d'une tempête exceptionnelle, de type décembre 1997 (cas 1) se traduirait par une destruction très importante des dunes de Camargue puisque sur les 31 profils simulés, la majorité disparaîtraient (Figure 4.6) alors que seulement 7 ne seraient que partiellement érodé (Figure 4.6). Sur ces profils, les dunes mesurées en 2005 perdraient environ 15% de leur volume actuel. Les profils pourvus d'une digue seraient eux aussi très menacés car la houle viendrait battre sur celle-ci, détruisant la plage en pied de digue (lorsqu'il en reste) et menaçant donc la stabilité des ouvrages. Par conséquent, **la situation des dunes de Camargue est extrêmement préoccupante** puisque la tempête simulée s'est déjà produite. Il n'est donc pas nécessaire de modéliser une augmentation des tempêtes pour que des inondations marines se produisent en Camargue. Ce résultat était déjà connu empiriquement par les usagers, mais il permet de confirmer la fragilité des digues et des dunes ainsi que leur incapacité à protéger la Camargue des inondations.



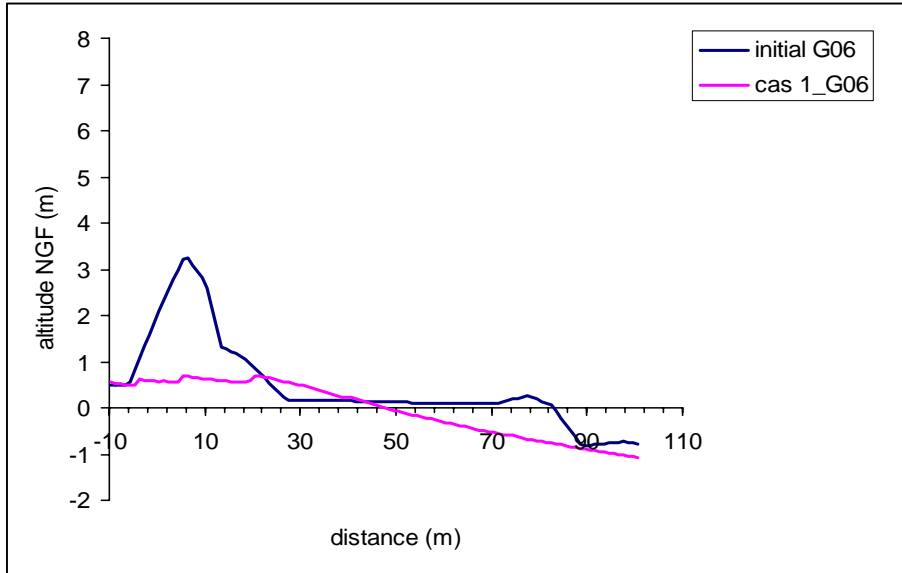


Figure 4.6 : Deux exemples de sorties du modèle où la dune est soit érodée mais suffisamment large pour résister à une tempête exceptionnelle (en haut), soit totalement détruite (en bas)

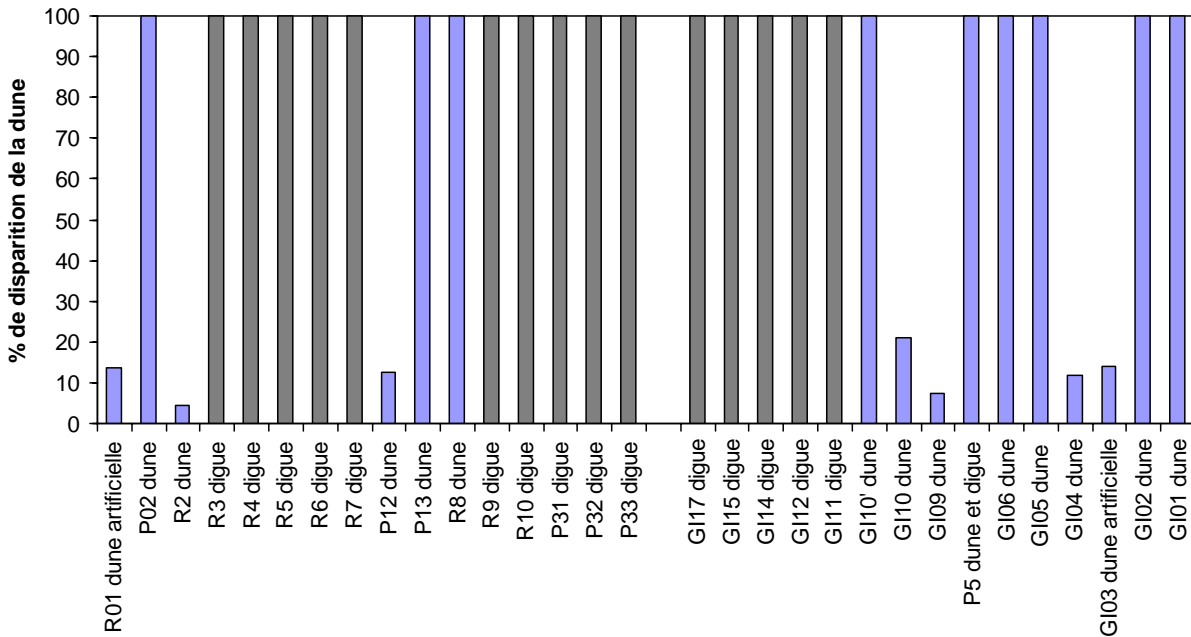


Figure 4.7 Résultats des simulations de l'érosion des dunes avec le cas 1 (tempête de 1997)

Les augmentations de 5, 10 et 20% des caractéristiques des tempêtes se traduisent dans tous les cas par une augmentation de l'érosion de la dune (Figures 4.8 et 4.9). Il n'y a pas de relation



proportionnelle entre la recrudescence des tempêtes et l'augmentation de l'érosion qu'elles produiraient. Par exemple dans l'hypothèse d'une augmentation de 5, 10 et 20% de l'intensité et de la durée des forçages (cas 8), l'érosion de la dune serait amplifiée respectivement d'environ 130, 170 et 400 %. Dans l'hypothèse d'une seule augmentation de l'intensité du niveau de la mer seul (cas 3), l'érosion serait augmentée d'environ 115, 130 et 160 %. **Une faible recrudescence des tempêtes, se traduira donc par des conséquences morphologiques proportionnellement beaucoup plus importantes que l'augmentation des forçages.**

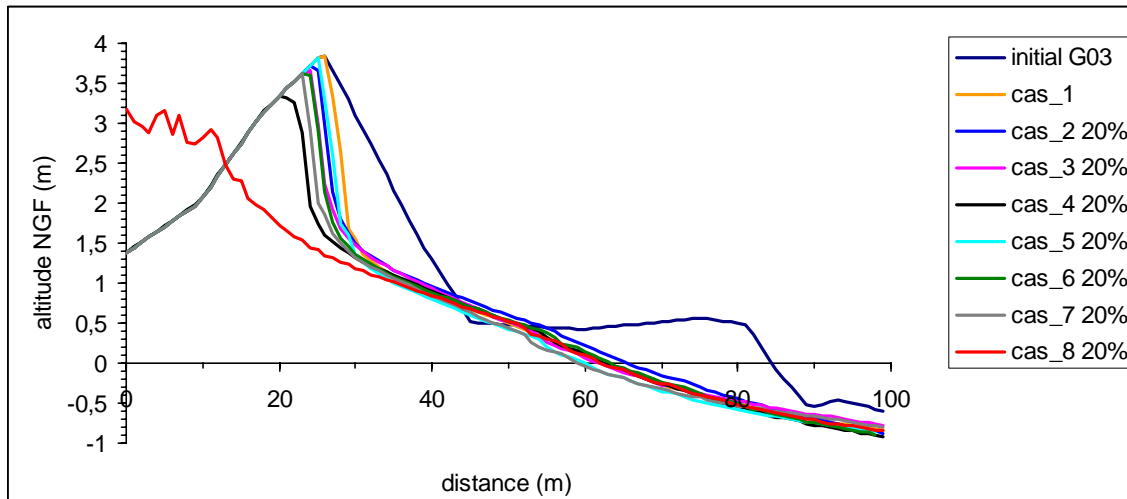


Figure 4.8 : Exemple des sorties du modèle (profils G03). Les dépôts simulés pour le cas 8 en arrière de la dune ne sont pas réalistes. Ils sont causés par des problèmes de frontières du modèle et ils suggèrent que la dune est complètement érodée avec ce scénario.

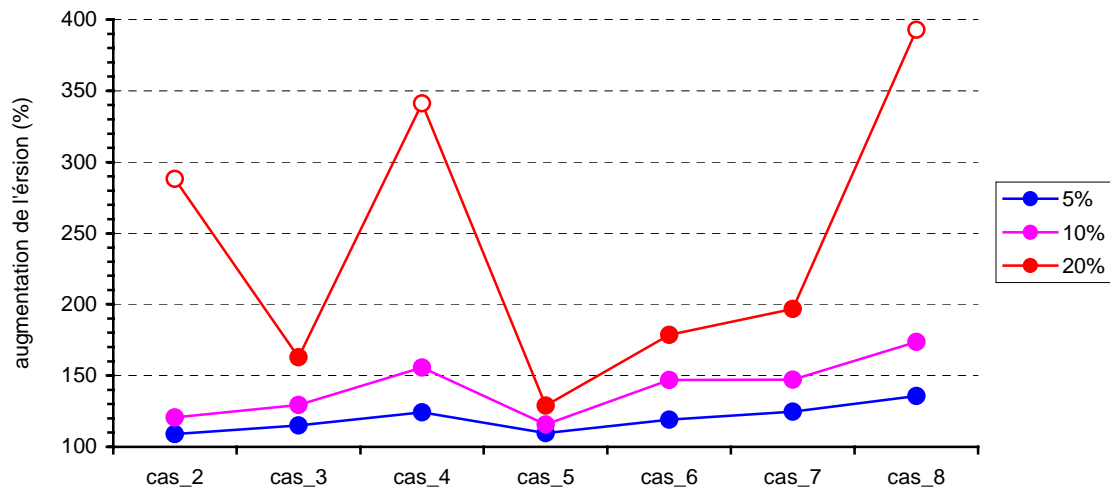


Figure 4.9 : Variations moyennes de l'augmentation de l'érosion selon les différents scénarios climatiques. Les ronds blancs représentent les cas pour lesquels l'érosion totale de la dune est produite avant la fin des simulations.

Une hiérarchisation des scénarii, et donc du rôle des forçages, peut être proposée. Dans tous les cas de figures, **la durée (cas 5) joue un rôle mineur sur les taux d'érosion**. Ce résultat s'explique probablement par la durée relativement longue de la tempête de référence (3-4 jours). **En terme d'intensité des deux forçages investis par le modèle, la hauteur du plan d'eau (cas 3) joue un rôle plus important que celui de la houle (cas 2) sur l'érosion de la dune (tableau 4.2)**. Si on compare une augmentation de l'intensité (cas 4) à une augmentation de la durée (cas 5) des tempêtes, le modèle montre le rôle dominant de l'intensité sur la durée de l'événement. Les cas 6 et 7 qui combinent les cas 2 et 3 avec une augmentation de la durée (cas 5) ne présentent pas de différences notable avec les scénarios à +5 et +10 % tandis que le cas 7 devient plus érosif dans l'hypothèse d'un scénarios à +20%. En règle générale, les sorties du modèle avec des augmentation des forçages à +20% doivent être interprétée avec prudence car pour plusieurs profils, l'érosion de la dune se traduit par une disparition de celle-ci avant la fin des simulations. Les sorties du modèles sont alors moins fiables. Enfin, le cas 8 (augmentation de l'intensité et de la durée des forçages) montre logiquement les taux d'érosion les plus forts.

	+5%	+10%	+20%
érosion faible	cas_2	cas_5	cas_5
	cas_5	cas_2	cas_3
	cas_3	cas_3	cas_6
	cas_6	cas_6	cas_7
	cas_4	cas_7	cas_2
	cas_7	cas_4	cas_4
érosion forte	cas_8	cas_8	cas_8

**Tableau 4.2 : Hiérarchisation moyenne de l'augmentation de l'érosion causée par les différents scénarios retenus.**

Dans tous les cas, l'érosion augmente logiquement avec l'intensité et/ou la durée. Cependant, l'allure des courbes peut être exponentielle, linéaire ou logarithmique. Ces allures suggèrent des relations non-linéaires entre le rôle de la houle, de la marégraphie, de leur intensité et de leur durée sur l'érosion de la dune. On peut aussi considérer que l'aspect logarithmique de l'érosion témoigne d'une adaptation du profil de la dune aux forçages. En effet, cette évolution signifie que malgré une augmentation des forçages, l'érosion de la dune ne se fait plus à son maximum car elle commence à trouver un profil d'équilibre. Cependant, ces allures non linéaires ne sont réellement marquées que dans les cas complexes où la dune est complètement érodée. Dans ces cas de figures, le modèle ne reproduit alors plus de manière très fiable l'érosion.

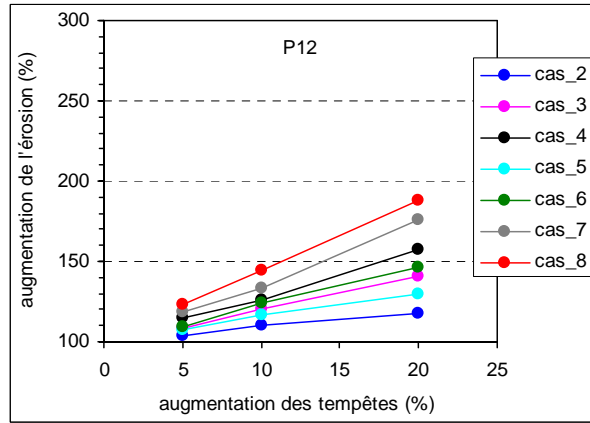
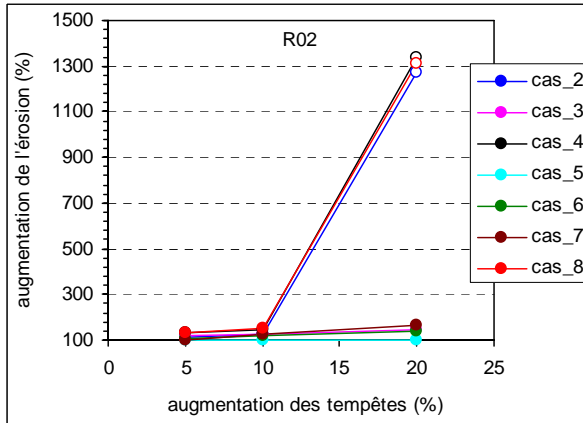
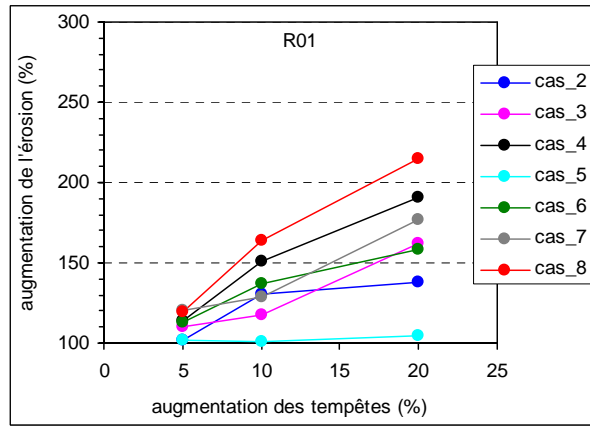
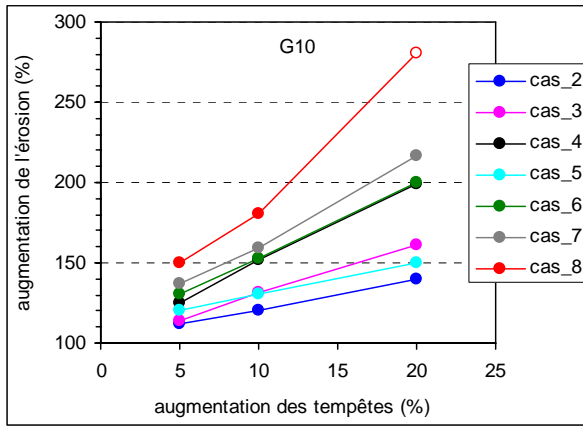
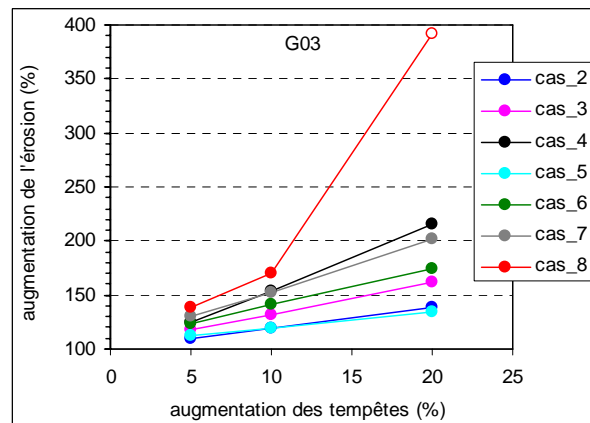
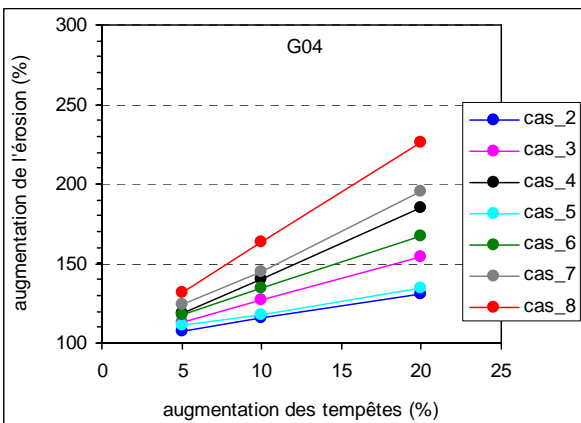
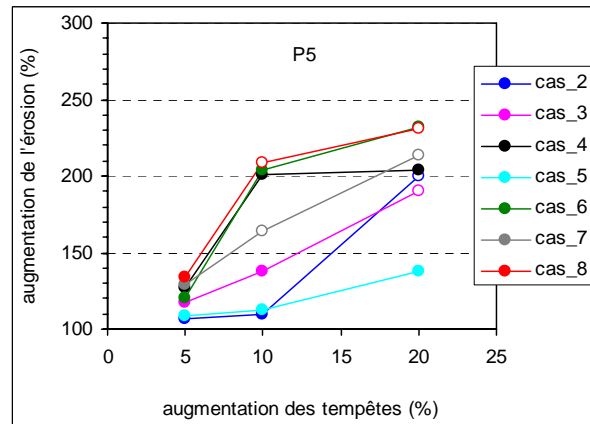
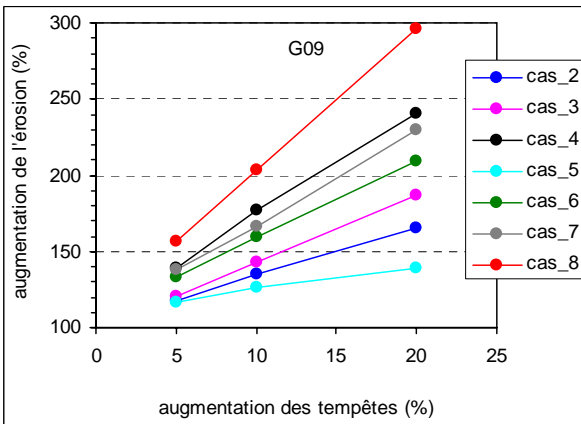


Figure 4.10 : Augmentation de l'érosion des dunes des profils R01, R02, P12 et G10 par scénarios de tempêtes



### **4.3.5 Conclusion partielle**

Dans cette partie nous avons modélisé l'érosion de dunes de Camargue en augmentant l'intensité et la durée des forçages (houle et niveau de la mer) d'une tempête exceptionnelle en entrée du modèle. Les scénarii retenus avaient pour but de représenter une éventuelle recrudescence des tempêtes dans le cas d'un changement climatique. Nous montrons que :

- une tempête de type « 1997 » suffirait pour finir de détruire la majorité des dunes encore présentes sur les secteurs en érosion de Camargue
- le niveau d'eau joue un rôle plus important que la hauteur des vagues sur l'érosion des dunes
- la durée de la tempête, au delà des 4 jours simulés, ne semble pas significative sur l'érosion de la dune
- une augmentation simultanée de la force et de la durée des forçage se traduit par l'érosion la plus forte
- la force et la durée des forçages entretiennent des relations complexes qui se traduisent par des relations non linéaires sur l'érosion du cordon dunaire
- de faibles augmentations dans la force et/ou la durée des forçages se traduiront par des érosions significativement plus importantes que celles que nous connaissons aujourd'hui.

## **4.4 Cas idéal de modélisation 3D des submersions marines d'une dune (UTC et CETMEF)**

### **4.4.1 Introduction**

Les risques majeurs dus à la mer sur le littoral peuvent revêtir les aspects suivants : (i) les risques de submersion due à la montée des eaux par surélévation du niveau marin lors de tempêtes, sous l'effet du vent de la dépression atmosphérique : (ii) les actions dynamiques de la houle pouvant porter atteintes directement sur les structures ou indirectement par érosion du littoral sableux protégeant naturellement celles-ci.

Ces deux types de risques sont étroitement liés. Lors des tempêtes, la surélévation du plan d'eau et l'énergie plus grande des houles accélèrent l'érosion. L'érosion progressive des cordons dunaires par le vent ou l'agression de la houle provoque la rupture des cordons dunaires. L'apparition de brèches dans le cordon fragilise les terrains situés à l'arrière et n'offre plus de protection face à la submersion permettant ainsi à l'eau de s'engouffrer. Lors du franchissement de seuils ou de déversoirs, ou lors de variations soudaines de profondeur, les écoulements deviennent rapidement variés et donnent lieu au phénomène de ressaut hydraulique. Les interactions entre écoulements et obstacles deviennent des problèmes complexes car faisant intervenir deux types de comportements : un comportement fluide pour l'écoulement naturel et un comportement solide pour l'ouvrage de protection ou la dune. L'intensité des forces mises en jeu dépend fortement de l'échelle de temps du phénomène. Lors d'un contact prolongé, on parlera de poussée exercée par le fluide sur l'obstacle

alors que si la mise en contact s'effectue de manière très brève, on parlera d'impact. Dans ce dernier cas, les forces mises en jeu peuvent atteindre des valeurs élevées sur un temps extrêmement court (quelques dizaines de kiloPascals sur un temps n'excédant probablement pas le centième de seconde).

Les objectifs visés dans cette partie concernent :

- la connaissance des sollicitations hydrodynamiques subies par la dune (structure). A cet effet, il convient de choisir un modèle d'écoulement à surface libre approprié qui permette de modéliser les paramètres hydrodynamiques nécessaires au calcul des sollicitations ou des contraintes exercée par le fluide sur la structure (dune)
- la mise en ouvre d'une modélisation numérique 3D pour simuler la déformation de la dune selon différents scénarii de sollicitations hydrodynamiques (pression et vitesse hydraulique initiales).

#### **4.4.2 Formulation du problème et équations du modèle**

Le problème de la poussée d'un fluide à seuil sur un obstacle est essentiellement un problème d'interaction fluide-structure, qui présente des difficultés liées à la nature de l'écoulement et aux dimensions de l'obstacle. La poussée exercée par le fluide met l'obstacle en mouvement, et l'obstacle à son tour exerce un effet sur l'écoulement de fluide. Dans les présentes applications on propose une approche couplée fluide-structure, où la dune est assimilé à une structure déformable, et que les déformations de l'obstacle (dune) sont dues simplement aux effets de la pression du fluide. Le domaine modélisé est un canal de longueur  $L$  et de hauteur, tel que  $H/L = 0.3$  (Figure 4.12). A l'intérieur de ce canal est placée une dune trapézoïdale de longueur de base  $b$  et de hauteur  $h$  tel que  $h/b = 0.8$ . Ce domaine est discrétisé par un maillage non structuré en 3D (Figure 4.13).

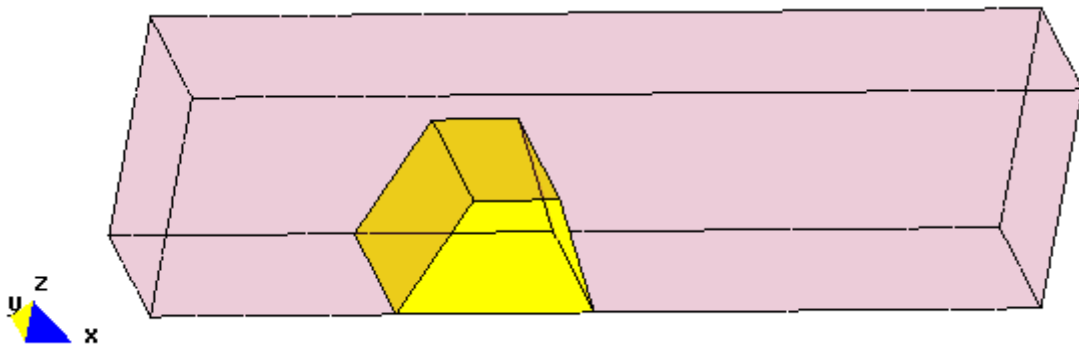


Figure 4.12 : Géométrie du domaine modélisé

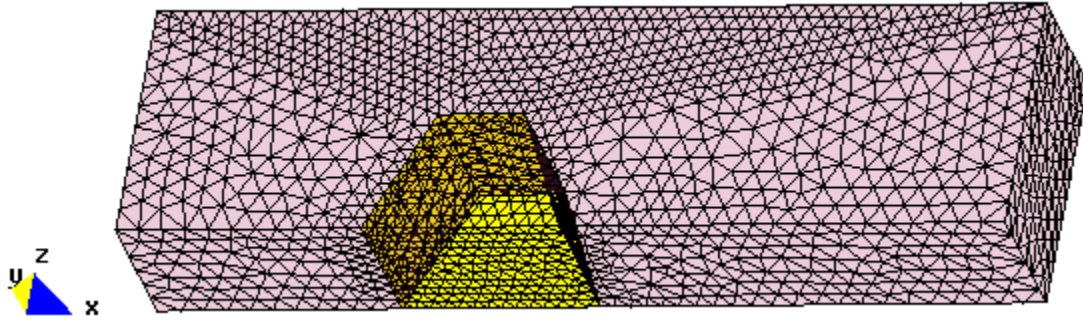


Figure 4.13 : Maillage non-structuré du domaine modélisé (fluide en marron et structure - dune en jaune)

On considère le mouvement d'un fluide, visqueux et incompressible, autour d'un obstacle de forme quelconque (ici de forme trapézoïdale). En notant  $\Omega$  le domaine fluide, les équations de mouvements de ce fluide vérifient le système suivant : (E. Oñate (2000)).

$r_{mi} - \frac{1}{2} h_j \frac{\partial r_{mi}}{\partial x_j} = 0 \quad \text{sur } \Omega \quad i, j = 1, 2, 3$	(1a)
$r_d - \frac{1}{2} h_j \frac{\partial r_d}{\partial x_j} = 0 \quad \text{sur } \Omega \quad j = 1, 2, 3$	(1b)
$r_\eta - \frac{1}{2} h_{\eta j} \frac{\partial r_\eta}{\partial x_j} = 0 \quad \text{sur } \Gamma_\eta \quad i, j = 1, 2, 3$	(1c)

avec

$r_{mi} = \frac{\partial u_i}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} (u_i u_j) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i} - \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} \quad i, j = 1, 2, 3$	(2a)
$r_d = \frac{\partial u_i}{\partial x_i} \quad i = 1, 2, 3$	(2b)
$r_\eta = \frac{\partial \eta}{\partial t} + u_i \frac{\partial \eta}{\partial x_j} \quad i = 1, 2, 3$	(2c)

La première équation désigne l'équation de quantité de mouvement, la seconde désigne l'équation de continuité, et la troisième désigne l'équation de l'élévation de la surface libre.  $u_i$  est la vitesse suivant la direction  $i$ ,  $p$  est la pression dynamique,  $\eta$  est la dénivellation de la surface libre imposée à la frontière  $\Gamma_\eta$ , et  $\tau_{ij}$  les composantes du tenseur de contraintes visqueuses. A ce système d'équations aux dérivées partielles sont associées des conditions aux limites suivantes :

- $u=U=1.5$  m/s : à l'entrée du domaine (entrée amont gauche)
- $u = v = w = 0$  au niveau des frontières solides (au fond  $z = 0$ , et à la surface de contact avec la dune)
- $p = p_0 = 1$  bar, au niveau de la surface libre, en contact avec l'atmosphère

### 4.4.3 Intégration numérique et discrétisation par éléments finis

La méthode numérique de résolution du système (2) est basée sur une méthode d'intégration implicite à pas fractionnaires qui consiste à discrétiser ce système. On considère la forme discrétisée, de l'équation de quantité de mouvement, suivante :

$$\frac{u_i^{n+1} - u_i^n}{\Delta t} + \frac{\partial}{\partial x_j} (u_i^{n+\theta} \bar{u}_j^{n+\theta}) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p^n}{\partial x_i} - \frac{\partial \bar{\tau}_{ij}^{n+\theta}}{\partial x_j} - \frac{1}{2} h_j \frac{\partial \bar{r}_{ij}^{n+\theta}}{\partial x_j} = 0 \quad i, j = 1, 2, 3 \quad (3)$$

On scinde l'équation (3), suivant les étapes de calculs suivantes :

$$\frac{\bar{u}_i^{n+1} - u_i^n}{\Delta t} + \frac{\partial}{\partial x_j} (\bar{u}_i^{n+\theta} \bar{u}_j^{n+\theta}) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p^n}{\partial x_i} - \frac{\partial \bar{\tau}_{ij}^{n+\theta}}{\partial x_j} - \frac{1}{2} h_j \frac{\partial \bar{r}_{ij}^{n+\theta}}{\partial x_j} = 0 \quad i, j = 1, 2, 3 \quad (4a)$$

$$u_i^{n+1} = \bar{u}_i - \Delta t \frac{\partial}{\partial x_i} (p^{n+1} - p^n) \quad (4b)$$

En dérivant l'expression (4b) par rapport à  $x_i$ , après avoir utilisé l'équation (2b), on obtient :

$$\Delta t \frac{\partial^2}{\partial x_j \partial x_i} (p^{n+1} - p^n) = \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_i} + \frac{1}{2} h_j \frac{\partial r_d}{\partial x_j} \quad i = 1, 2, 3 \quad (5)$$

Les expressions marquées par une barre correspondent aux valeurs intermédiaires calculées à l'étape précédente. On note que le schéma donné par les équation (4)-(5) est stable quel que soit la valeur incrémentale de  $\Delta t$ .

- lorsque  $\theta = 1$ , on obtient un schéma d'ordre 1  $O(\Delta t)$  : schéma standard d'Euler
- lorsque  $\theta = 0.5$ , on obtient un schéma d'ordre 2  $O(\Delta t^2)$  : schéma standard de Crank-Nicholson

### 4.4.4 Rappel des équations de déformation de la structure (dune)

Le problème consiste en la détermination des deux champs inconnus de déplacements  $u$  (ou  $u_i$ ) et de contraintes  $\sigma$  (ou  $\sigma_{ij}$ ) sous l'effet des forces appliquées  $F^d$  qui désignent les forces de pression exercées par le fluide. Les équations d'équilibre s'écrivent en notation indicielle

$$\sigma_{ij,j} + f_i = 0 \quad \text{dans } \Omega \quad (6)$$

Sur le bord  $\partial_F \Omega$  sont imposés les efforts surfaciques, l'opérateur des contraintes doit satisfaire

$$\sigma_{ij} n_j = F^d \quad \text{sur } \partial_F \Omega \quad (7)$$

avec  $\mathbf{n}$  est le vecteur normal extérieur à  $\partial \Omega$ . Les conditions aux limites en déplacements s'écrivent :

$$u_i = u_i^d \quad \text{sur} \quad \partial_u \Omega$$

La relation de comportement reliant les déformations aux contraintes s'écrit

$$\sigma_{ij} = \lambda \varepsilon_{kk} \delta_{ij} + 2\mu \varepsilon_{ij} \quad (8)$$

(en notation matricielle, cette dernière équation s'écrit :  $\underline{\underline{\sigma}} = \lambda \text{Tr}(\underline{\underline{\varepsilon}}) \underline{\underline{I}} + 2\mu(\underline{\underline{\varepsilon}}) =$

$$\begin{pmatrix} \sigma_{xx} \\ \sigma_{yy} \\ \sigma_{zz} \\ \sigma_{xy} \\ \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} \end{pmatrix} \quad (9)$$

Les coefficients de Lamé ( $\lambda, \mu$ ) au coefficient de Young et de Poisson par :

$$\lambda = \frac{E\nu}{(1-2\nu)(1+\nu)} ; \quad \mu = \frac{E}{2(1+\nu)}$$

Dans les présentes applications, on a considéré les valeurs suivantes:  $E= 2.1.10^{11} \text{ N/m}^2$  et  $\nu=0.3$ .

#### **4.4.5 Résultats**

##### **4.4.5.1 Evolution de la pression**

On présente ici l'évolution, à différents pas de temps, de la pression à travers l'obstacle. On note que la pression est considérée non-hydrostatique et qu'à l'état initial le forçage du modèle est effectué par une vitesse d'entrée  $u=1.5\text{m/s}$  et une pression de 1 bar imposée au niveau de la surface libre.

Les figures 4.15 à 4.18 représentent l'allure de la variation de pression lors du passage du fluide au dessus de la dune. Nous montrons qu'avec les variations soudaines de la profondeur, due à la présence de l'obstacle (dune), l'écoulement devient rapidement varié et donne lieu à un ressaut hydraulique caractérisé par une dépression en aval de la dune.



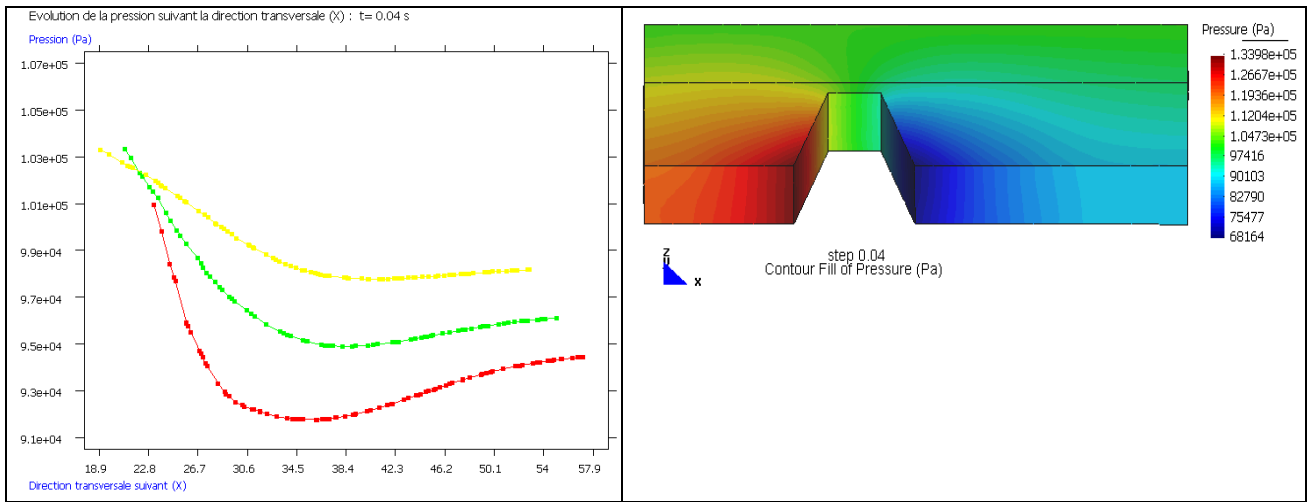


Figure 4.15 : Variation du champs de pression à travers la dune, au pas t = 0.04s

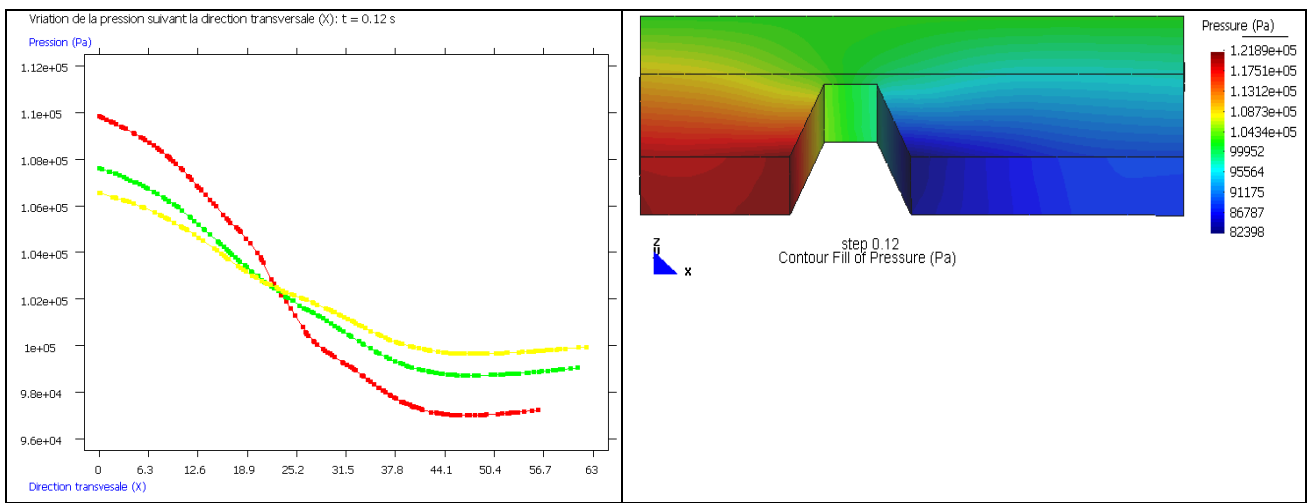


Figure 4.16 : Champs de pression au pas t = 0.12 s

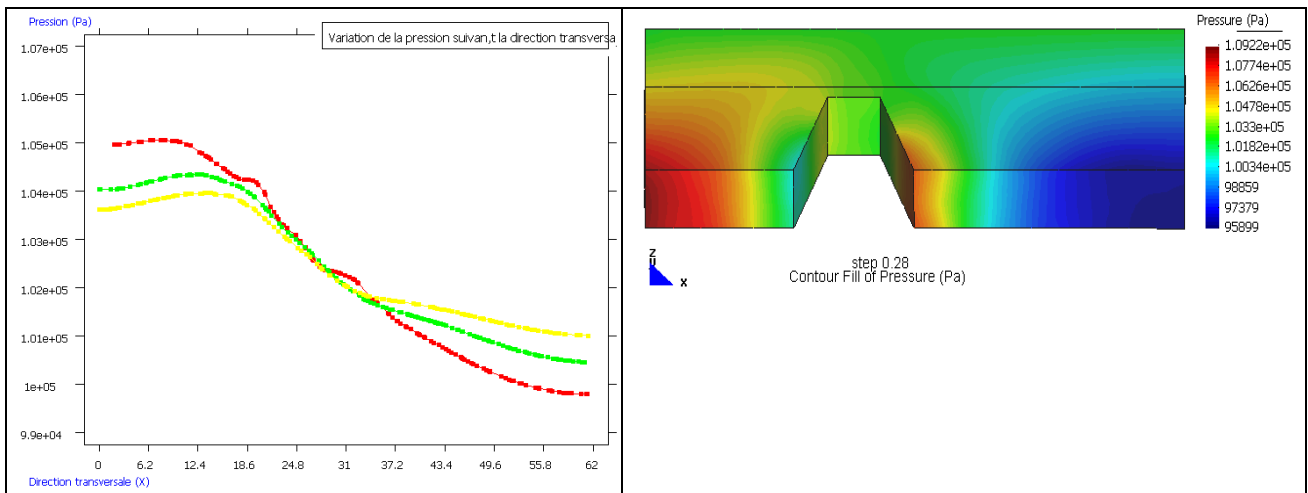


Figure 4.17 : Variation du champs de pression à travers la dune, au pas t = 0.28

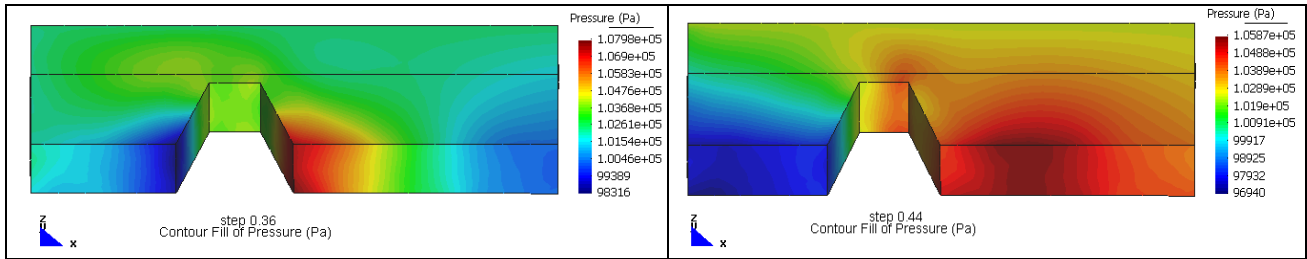


Figure 4.18 : Champs de pression aux pas  $t=0.36$  et  $0.44$

La figure 4.19 synthétise la variation temporelle de la pression en amont et en aval de la dune. On constate que les points situés en aval de la dune subissent une dépression (couleur bleu et mauve), tandis que la pression des points situés en amont (couleur jaune et rouge) varie lentement en croissant, puis subit une légère dépression à l'approche de la dune.

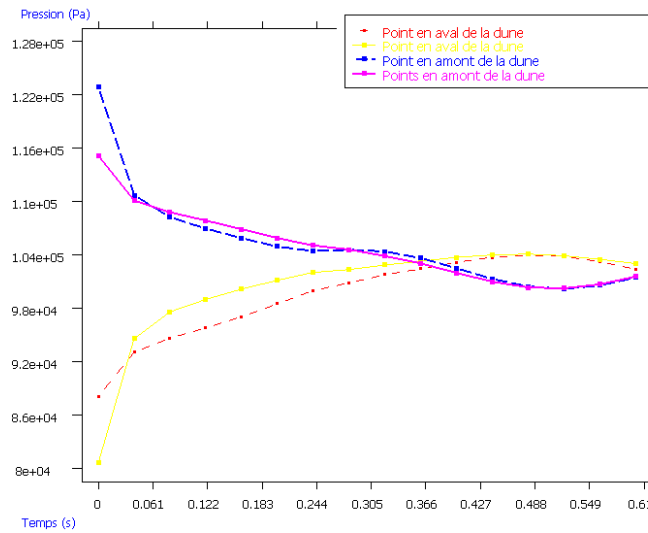


Figure 4.19 : Evolution temporelle de la pression en quelques points situés en amont et en aval de la dune

#### 4.4.5.2 Champs de vitesse et vortricité

La connaissance des sollicitations hydrodynamiques « subies » par la dune, passe par la détermination du champ des vitesses et de la vorticité, de l'écoulement du fluide. Ces champs sont les paramètres hydrodynamiques principaux au calcul du transport solide au-dessus de la dune et de son érosion. (*overwash*).

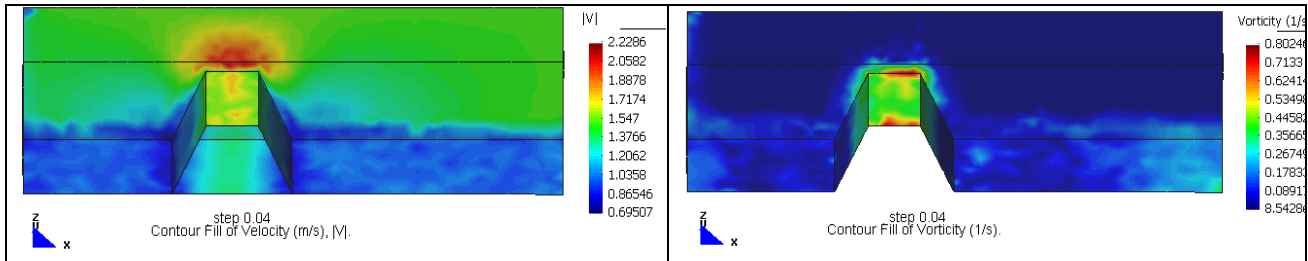


Figure 4.20 : Profile du module des vitesses et vorticité à  $t = 0.04$  s

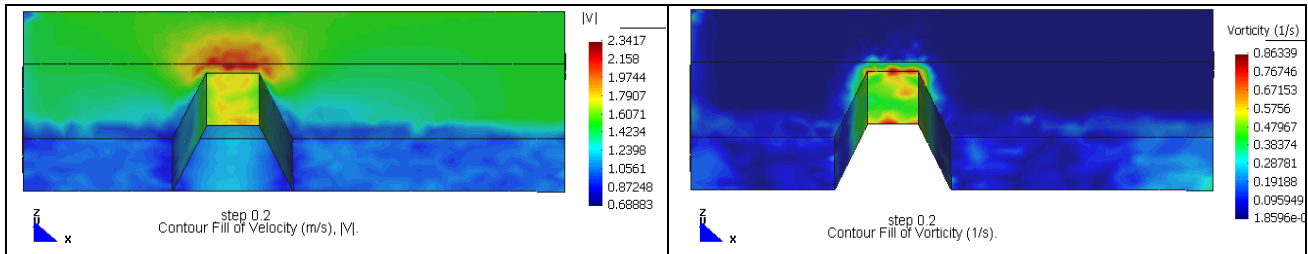


Figure 4.21 : Profile du module des vitesses et vorticité à  $t = 0.2$  s

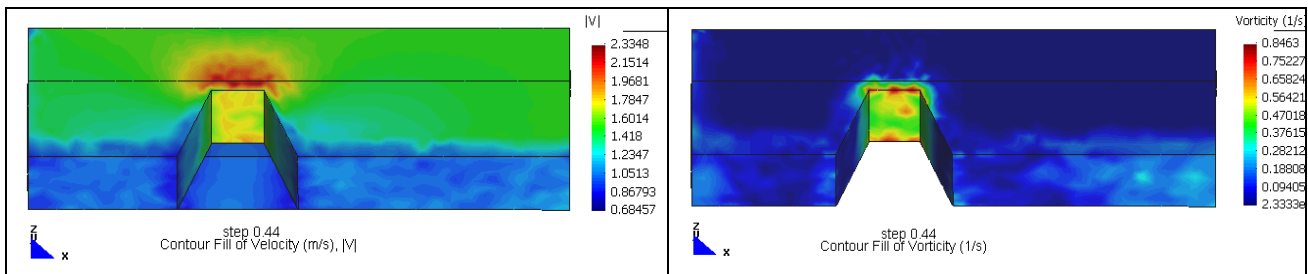


Figure 4.22 : Profile du module des vitesses et vorticité à  $t = 0.44$  s

La figure 4.23 représente la variation temporelle de la vitesse de l'écoulement du fluide à travers la dune. La vitesse maximale du fluide est située à la crête de la dune, ce qui peut entraîner une forte érosion de la dune à ce niveau.

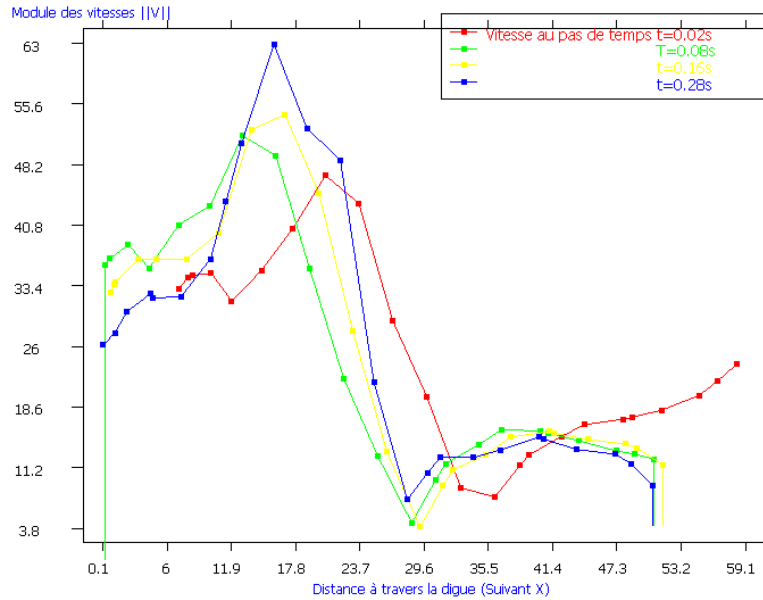


Figure 4.23 : Evolution temporelle du module de la vitesse à travers la dune

Dans ce qui suit, on note que  $T_{xx} = \sigma_{xx}$  et  $T_{xz} = \sigma_{xz}$ . Ces symboles correspondent aux contraintes exercées par le fluide sur la dune, dont la formulation mathématique est donnée par les équations (6)-(9). Des figures 4.24 à 4.26, on constate que les contraintes sont maximales à la crête et au pied de la dune.

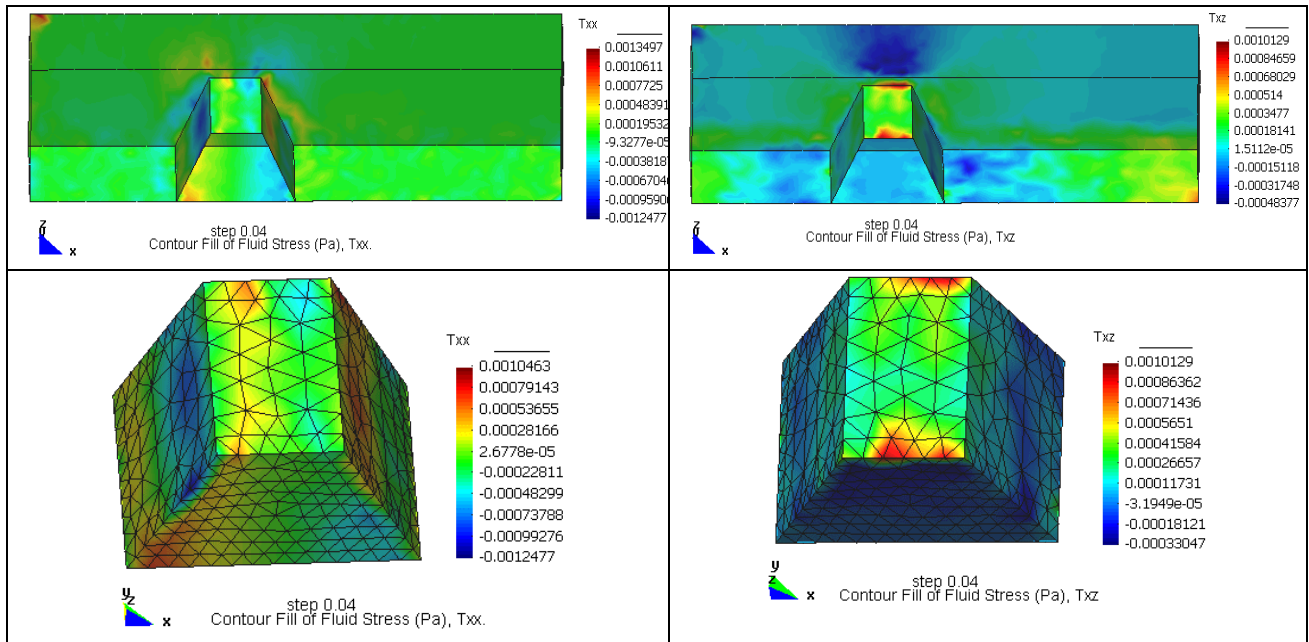


Figure 4.24 : Contraintes  $T_{xx} = \sigma_{xx}$  et  $T_{xz} = \sigma_{xz}$  appliquées sur l'ensemble fluide-dune et sur la dune à  $t = 0.04$  s

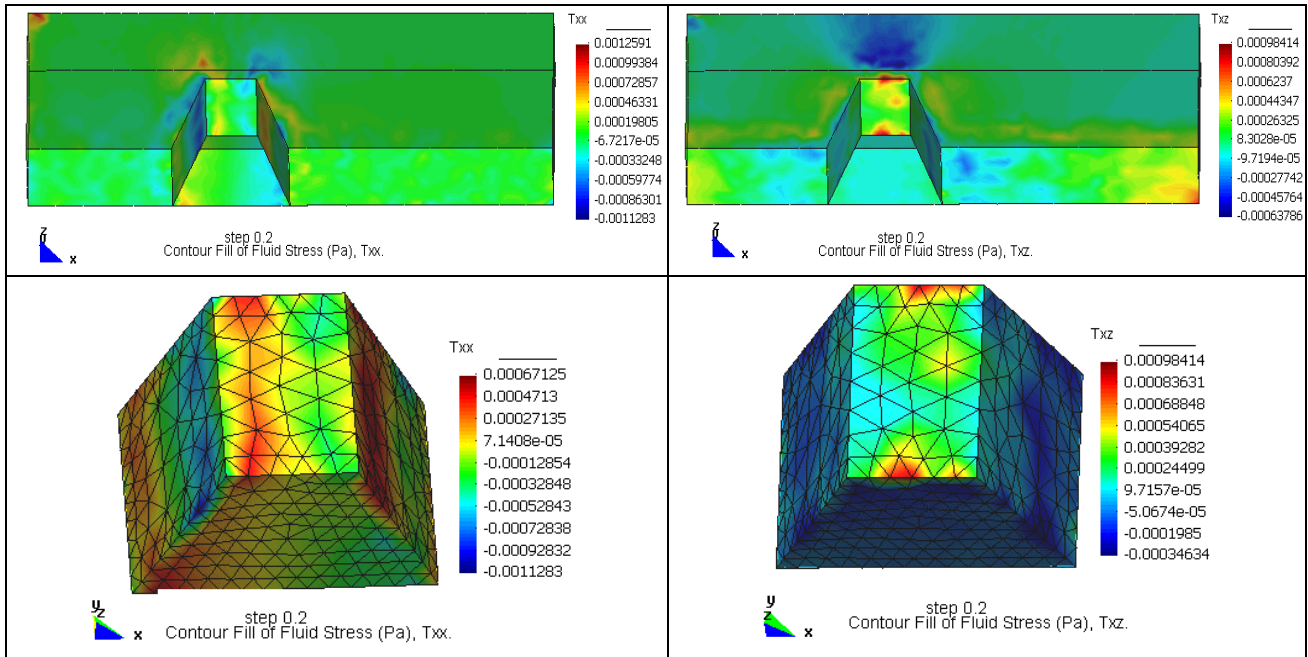


Figure 4.25 : Contraintes  $T_{xx} = \sigma_{xx}$  et  $T_{xz} = \sigma_{xz}$  appliquées sur l'ensemble fluide-dune et sur la dune à  $t = 0.2$  s

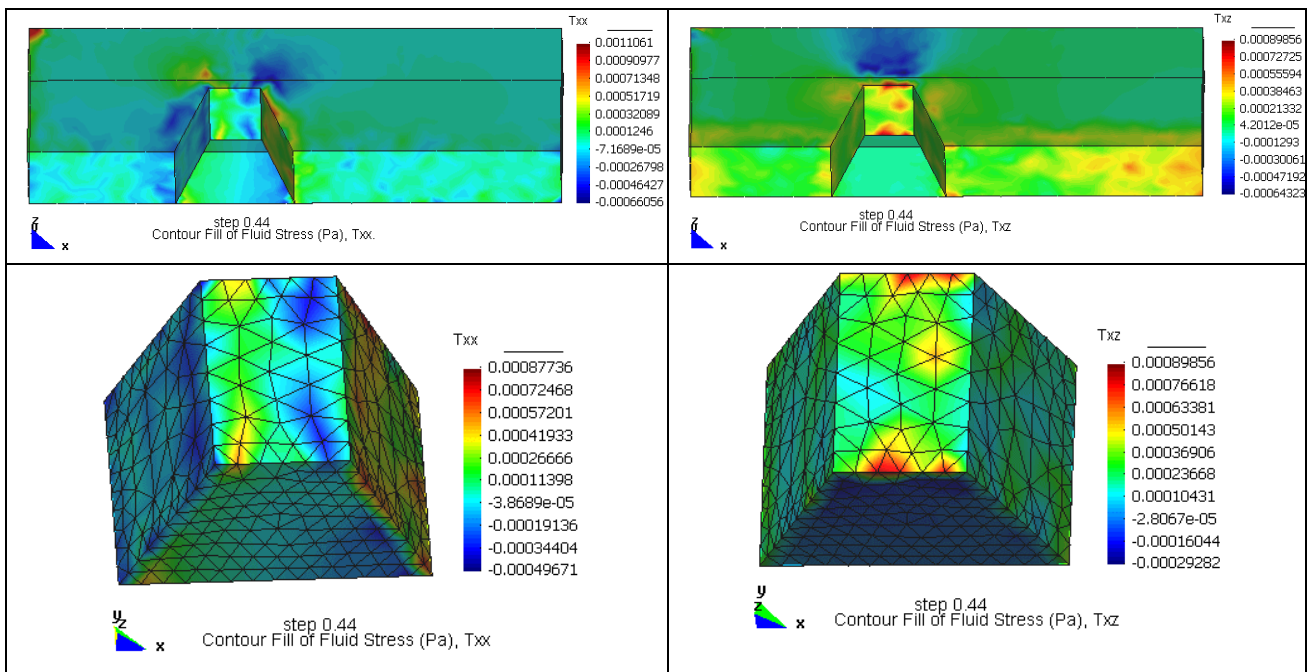


Figure 4.26 : Contraintes  $T_{xx} = \sigma_{xx}$  et  $T_{xz} = \sigma_{xz}$  appliquées sur l'ensemble fluide-dune et sur la dune à  $t = 0.44$  s

#### 4.4.5.3 Déformation de la dune

Les figures 4.27 montrent la déformation de la dune sous contraintes du fluide. On constate que cette déformation est nettement visible à la crête de la dune (couleur jaune), ce qui laisse penser que les phénomènes d'érosion et de rupture de cette structure s'enclenchent tout d'abord à ce niveau.

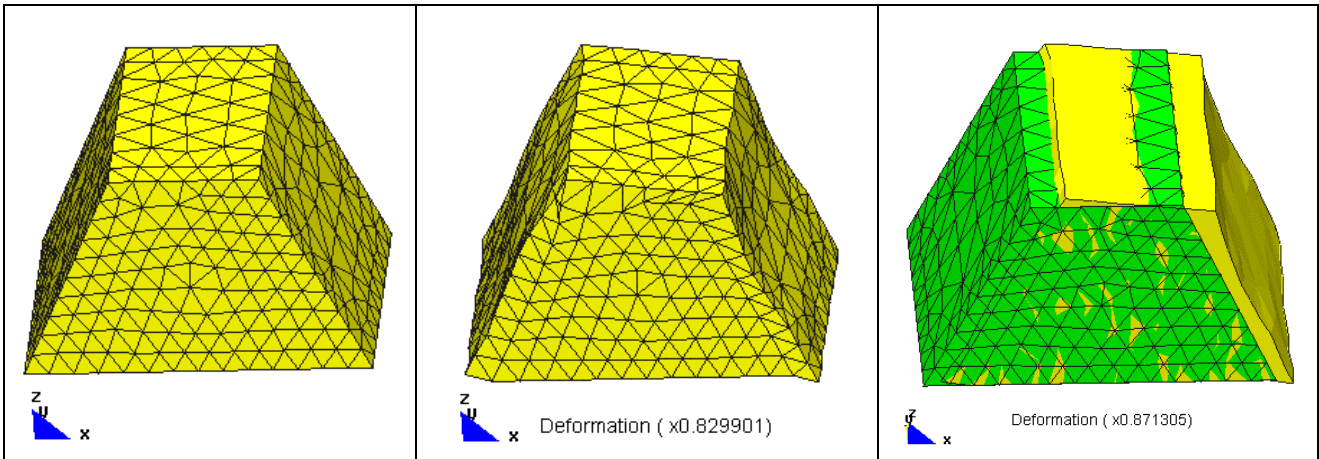


Figure 4.27 : Etat initial (gauche) et déformation de la dune (centre) après les simulations. A droite : comparaison de l'état initial et final

#### 4.4.6 Conclusion et perspectives

Une modélisation numérique 3D a été mise en œuvre pour simuler la déformation d'une dune selon différents scénarii de sollicitations hydrodynamiques (pression et vitesse hydraulique initiales). Il s'agit d'un problème de couplage fluide-structure, où la structure se déforme lorsque les contraintes exercées par le fluide dépassent des seuils critiques. Les présentes simulations tiennent compte de la turbulence et de contact fluide-structure. Le modèle de turbulence utilisé est de type longueur de mélange. Ces simulations numériques, réalisées en régime transitoire sur cas test académique, ont permis de montrer que :

- lors du franchissement de la dune un ressaut hydraulique persiste en aval de celle-ci, ceci pendant plusieurs itérations voir (Figures 4.15 à 4.18)
- le problème de franchissement d'une dune demeure un problème bidimensionnel et les contraintes ( $T_{yy} = \sigma_{yy}$ ) exercées le long de l'ouvrage sont quasiment négligeables devant les contraintes transversales ( $T_{xx} = \sigma_{xx}$  et  $T_{xz} = \sigma_{xz}$ ) (Figures 4.20 à 4.22)
- les contraintes de cisaillement subies par la dune sont maximales sur la face amont et en haut de la dune (Figures 4.24 à 4.26), ce qui a pour conséquences d'augmenter son érosion et de générer le transport solide d'*overwash*.

Toutefois, ces simulations ont été réalisées en considérant un écoulement d'entrée uniforme et le forçage du modèle s'effectue par la pression atmosphérique imposée à la surface libre en contact avec l'atmosphère. Le phénomène de franchissement par la digue peut être associé à deux situations:

- soit le niveau moyen de la mer ajouté au *set-up* de la houle est supérieur à la crête de la dune et, de fait, la dune est submergée ;
- soit au *run-up* qui peut aussi conduire au franchissement de la dune par une sorte de phénomène de « clapot ».

Pour pouvoir simuler ces phénomènes physiques et de donner une représentation réaliste des situations réelles, comme celles décrites ci-dessus, il convient d'introduire un signal réel de la houle et de considérer un couplage houle-courant. Cette démarche permettra ensuite de décider d'un couplage interne ou externe approprié pour la modélisation des courants et de la houle au passage de structures telles que les cordons dunaires. Le franchissement d'une dune est souvent associé aux phénomènes de transport solide d'*overwash* et d'érosion associée. Ces phénomènes peuvent conduire à la formation de brèches dont seule la caractérisation fine des paramètres, en termes de taille, de forme et de durée de formation, notamment, peut permettre une meilleure interprétation de ce mécanisme de franchissement. Un couplage hydro-sédimentaire est donc nécessaire pour approfondir la connaissance actuelle du mécanisme de franchissement. Par ailleurs, un dimensionnement réel de l'ouvrage (dune réelle) est nécessaire pour pouvoir ensuite confronter les résultats des simulations numériques aux mesures in situ.



# 5 Phase 3 : Modélisation du fonctionnement de l'hydrosystème Vaccarès dans l'Ile de Camargue en situation de crise hydro climatique

## 5.1 Objectifs

La gestion hydraulique de l'hydrosystème Vaccarès, incluant les étangs et leurs bassins versants actifs, dans la partie centrale du delta du Rhône (Ile de Camargue) est exclusivement gravitaire, pour ce qui concerne le drainage des eaux pluviales et agricoles, puis l'évacuation des étangs du système Vaccarès vers la mer. Lors de précipitations intenses, même en l'absence de brèche dans les digues, les capacités limitées du système d'assainissement du bassin Nord de l'Ile de Camargue, conduisent les gestionnaires à délester une partie de l'eau de drainage par écoulement gravitaire vers le Vaccarès, augmentant le risque de remplissage excessif de l'étang central. L'ampleur du problème étant évidemment plus importante lors d'inondations du delta consécutives à des ruptures de digues (par exemple, cas d'octobre 1993 et janvier 1994). Les flux de surface, gravitaires ou induits par les pompages seront modélisés en automne/hiver. La période la plus pluvieuse (septembre à janvier, avec en moyenne 57 % des pluies annuelles) correspond aussi à celle des crues fortes sur le Rhône aval et des surcotes marines les plus importantes (cf. volet 1). L'impact du transfert d'eau provenant d'inondation suite à des ruptures de digues est introduit seulement pour la partie Nord du delta, pour laquelle on dispose de données, sous la forme d'hydrogrammes limités par la débitance maximale des exutoires occasionnels. La modélisation de la propagation de la nappe d'inondation sur ces terrains entre brèches et étangs n'est pas réalisée dans le cadre de cette étude, de même que la modélisation hydraulique du drainage des terres du bassin Nord de l'Ile de Camargue (Corrège-Camargue Major).

L'étude proposée consiste à développer un outil suffisamment simple et évolutif (Chauvelon *et al.*, 2003) de simulation du fonctionnement hydrologique et hydraulique de surface de l'hydrosystème camarguais en conditions climatiques critiques. L'objectif du volet modélisation hydrologique est de fournir une analyse des contraintes de gestion hydraulique de l'Ile de Camargue en conditions hydro-climatiques extrêmes, de développer un outil simplifié et évolutif de simulation du fonctionnement hydrologique et hydraulique du système lagunaire du Vaccarès pour l'aide à la décision dans la gestion de crue et la prospective. Une analyse des données hydro-climatiques existantes a été réalisée (précipitations, vent, débit de crue des bassins de drainage Camarguais et gestion hydraulique, crues du Rhône à Beaucaire, variations de niveau du plan d'eau des étangs sous l'effet du vent) afin de construire les scénarii de crise utilisés dans les simulations. Après calage et validation sur des périodes des automne-hiver (septembre à mars) 2003-2004 et 2005 ; des simulations ont été réalisées avec un modèle conceptuel, en combinant séries réelles observées (vent, pluie, évaporation, niveau marin) et forçage par des hydrogrammes de drainage de la zone inondée du Nord de l'Ile de Camargue (du type de 1993 ou 1994). Les impacts d'aménagements complémentaires : stations de drainage vers le Rhône sur le bassin versant ; augmentation des



capacités d'écoulement gravitaire vers la mer, avec augmentation du niveau marin, ont également été simulés, en utilisant des scénarii basés sur les séries de données des périodes 1996-97, 2002 et 2003 correspondant aux dernières crues importantes du Rhône. Parallèlement, une modélisation hydrodynamique bi-dimensionnelle pour le système lagunaire est présentée.

## **5.2 Méthodologie expérimentale et modélisation (Tour du Valat)**

### ***5.2.1 Modélisation du fonctionnement de l'hydrosystème Vaccarès dans l'île de Camargue en situation de crise hydro climatique***

Dans le nord et le sud-est de l'île de Camargue, totalisant 310 km<sup>2</sup>, pour une superficie totale drainée de 422 km<sup>2</sup>, l'eau d'irrigation est pompée dans le fleuve et l'eau de drainage est re-pompée vers le fleuve (ou vers la mer). La partie est du delta est drainée (Figure 5.1) vers l'étang du Vaccarès par des canaux à faible pente, le canal du bassin de Fumemorte (FUM) étant le plus important. Dans cette zone non poldérisée (87 km<sup>2</sup>) l'activité agricole est principalement la riziculture par submersion. Un système de digue protège l'île de Camargue des crues du fleuve et des tempêtes, le système lagunaire est isolé de la zone des salins par des digues, et connecté à la mer par le Grau de la Fourcade. Le système lagunaire, 105 km<sup>2</sup> et 101 x 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup> pour une cote du plan d'eau de 0 m NGF (le niveau marin moyen actuel étant approximativement de 0.14 m NGF), peut être divisé en : l'étang du Vaccarès lui-même, et les « étangs Inférieurs » eux-mêmes séparés en deux sous unités périodiquement connectées (étang de l'Impérial (EI) et étang du Lion (EL), voir figure 5.2), en fonction des niveaux d'eau. La hauteur de précipitation annuelle moyenne sur les 30 dernières années a été de 620 mm, tandis que l'évaporation moyenne annuelle de l'eau libre est estimée à environ 1400 mm. La circulation des eaux dans les lagunes est surtout induite par le vent, dont la vitesse et la direction sont mesurées aux stations A (Saintes Maries de la Mer, SMM) et B (Tour du Valat, TDV) (Figure 5.1). Le volume d'irrigation pour le riz, (et donc les volumes de drainage induits) importé essentiellement durant la saison sèche (mai – août), (Chauvelon *et al.*, 2001 ; Chauvelon *et al.*, 2003) limite la baisse des niveaux d'eau et l'augmentation de salinité dans les lagunes. Suite à l'occurrence de brèche dans les digues lors de crues majeures du Rhône (comme en octobre 1993 et en janvier 1994), l'île de Camargue a été partiellement inondée. L'eau de la zone inondée a été principalement drainée vers le système lagunaire du Vaccarès, puis vers la mer, par gravité ou par pompage (Figure 5.1).

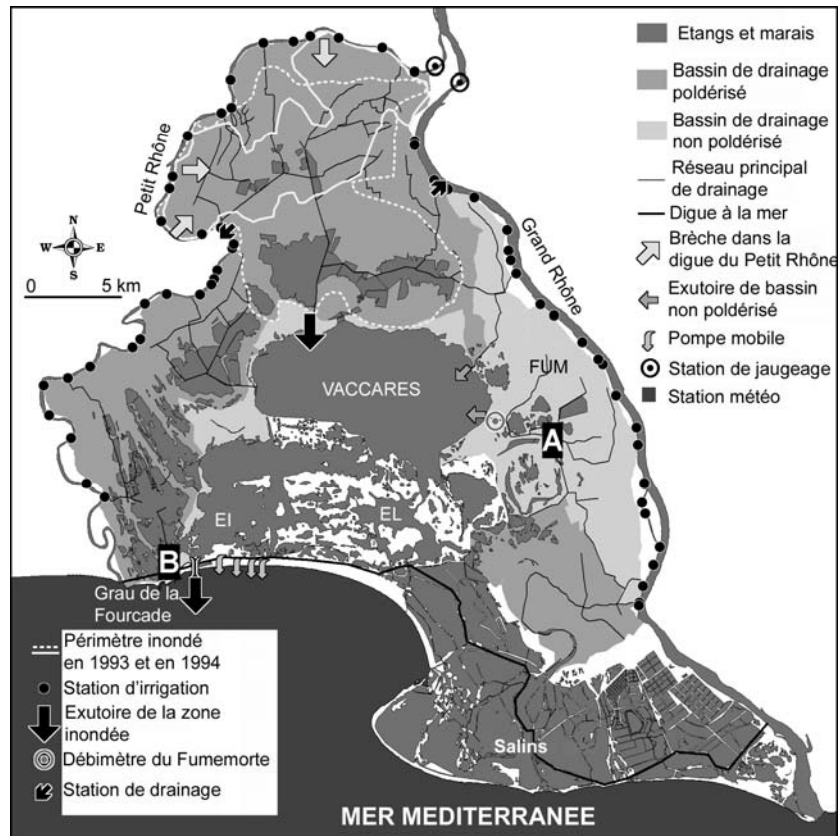


Figure 5.1 : Carte de l'île de Camargue, avec descriptions des situations de crues de 1993 et 1994.

Les échanges entre mer et lagune au Grau de la Fourcade sont contrôlés par 13 vannes coulissantes à ouverture manuelle. A l'automne et en hiver, elles sont généralement ouvertes en nombre par vent de secteur nord afin d'évacuer l'eau vers la mer pour compenser les apports pluviométriques. Un débitmètre à ultrasons mesure en continu le débit à l'exutoire du bassin de Fumemorte (FUM). Pendant les inondations (1993, 1994) ou en période de délestage par forte pluie (2003, 2005), des jaugeages ont été effectués à l'exutoire temporaire de la zone inondée au nord du Vaccarès (débouché du canal de Rousty), les débits mesurés à ces occasions varient de 2 à 42 m<sup>3</sup>/s. Il existe également une possibilité de transfert gravitaire par surverse des eaux du bassin normalement poldérisé vers le bassin de Roquemaure, laquelle a été jusqu'à récemment quasiment toujours utilisée au moins partiellement (1 à 3 vannes de décharge).

Un épisode pluvieux totalisant 100 mm (pluie décennale journalière, voir plus loin) sature les capacités de drainage mécanique du delta (tableau 1), avec un débit maximal d'évacuation de 26 m<sup>3</sup>/s, à condition que toutes les pompes puissent être opérationnelles, ce qui n'était pas le cas pendant plusieurs jours lors de la crue de décembre 2003, certaines stations comme celle d'Albaron étant dans l'impossibilité de démarrer (apparemment en raisons de risques de coup de béliers importants mettant en danger l'infrastructure). Une telle pluviométrie provoque un débit de pointe en provenance des bassins-versants non poldérisés estimé à 18 m<sup>3</sup>/s (bassins de Fumemorte, Roquemaure, riverains) auquel on peut ajouter, suivant la gestion appliquée, un transfert depuis le bassin normalement poldérisé de 8 à 13 m<sup>3</sup>/s, ainsi qu'un débit supplémentaire éventuel de 1.5 à 3 m<sup>3</sup>/s pour le drainage des Saintes Maries de la mer en cas de surcote marine.

Dans l'état actuel, en cas d'intrusion massive d'eau dans le Nord de l'île de Camargue suite à des brèches ou surverses sur les digues, et de drainage gravitaire vers l'étang, on estime qu'il y a un rapport de 1 à 3 entre les capacités d'évacuation à la mer du système gravitaire et les débits maxima en entrée du système d'étang. En effet, dans une situation de transfert d'eau d'une nappe d'inondation depuis le bassin nord de l'île de Camargue, se produisant alors que le delta aurait déjà été soumis à une pluie dépassant 150 mm en 2-3 jours, le débit d'apport instantané aux étangs peut atteindre 60 m<sup>3</sup>/s. Le débit d'évacuation par le pertuis des Saintes Maries de la Mer, lui peut dépasser 20 m<sup>3</sup>/s (Figure 5.2), mais il faut pour cela un très fort vent de secteur Nord, ou que l'étang soit déjà rempli à une cote élevée (plus de 0.5 m NGF), avec bien sûr un niveau marin bas.

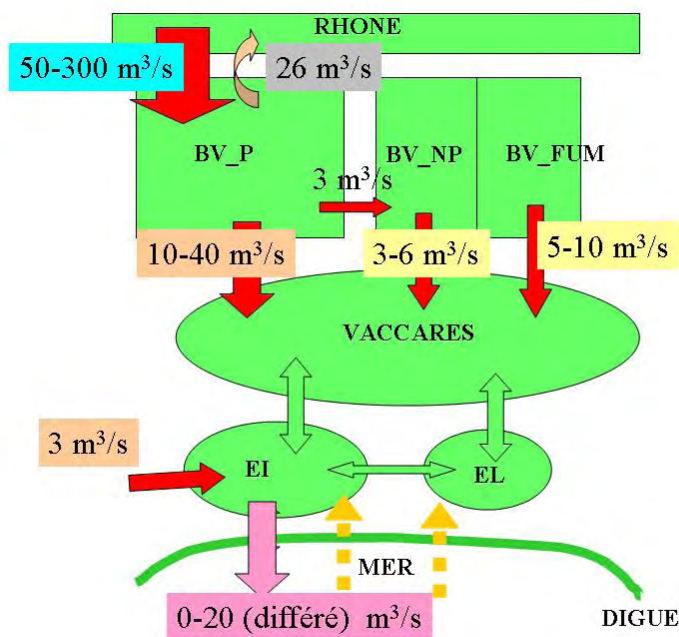


Figure 5.2 : Représentation schématique de l'hydrosystème en fonctionnement "de crise": brèche sur les digues du Petit Rhône avec pluvial intense. (P, NP : (non) poldérisé ; EI « Etang de l'Impérial » ; EL « Etang du Lion »)

bassin	Station	Q max (m <sup>3</sup> /s)	Vol. jour (Mm <sup>3</sup> )
CCM	Albaron	12	1,04
CCM	Beaujeu	5,6	0,48
SIG	Sigoulette	2	0,17
SMM	Fadaise	2,25	0,19
SMM	Eolienne	3	0,26
JAP	Barcarin	3,1	0,27
JAP	Pèbre	1,5	0,13

Tableau 5.1 : Capacité maximale des stations de pompage d'assainissement de l'île de Camargue (le débit nominal a été affecté d'un coefficient de rendement de 0,9 pour calculer les volumes maxima journaliers évacuables). (Les bassins poldérisés : CCM (Corrège Camargue Major), SIG (Sigoulette), SMM (Saintes Maries de la Mer), JAP : Japon).

Le caractère très irrégulier du régime pluviométrique méditerranéen rend difficile toute mise en évidence de tendance temporelle et détection de non stationnarité. Nous devons cependant noter que si l'on compare les périodes 1963-1990 et 1991-2006, on met en évidence une augmentation de la variabilité des pluies mensuelles, par comparaison des coefficients de variations (CV) (Figure 5.3). En effet, sur la première période le CV est supérieur à 100 % seulement pour le mois de juillet, alors que si l'on considère la série des quinze dernières années, seuls les mois de juin et décembre ont un CV inférieur à 100%. Le CV des précipitations du mois d'octobre atteint même 200% sur cette période.

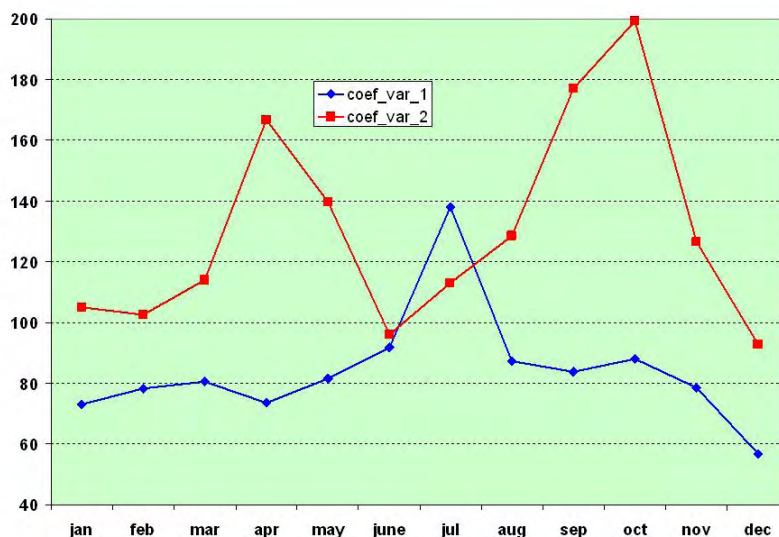


Figure 5.3 : Coefficient de variation (en %) des précipitations mensuelles à la Tour du Valat, pour la période 1963-1990 (1) et la période 1991-2006 (2).

Nous disposons de séries journalières relativement longues de précipitations pour trois stations du réseau Météo-France nous permettant de faire des estimations sur les précipitations extrêmes journalières (et non de la pluie maximale sur 24 h, laquelle nécessiterait l'analyse des épisodes pluvieux au pas de temps horaire) : Tour du Valat (TDV) de 1963 à 2006 ; Salin de Giraud de 1968 à 2006 ; Saintes Maries de la Mer de 1968 à 2006. Plusieurs ajustements de fonction de densité de probabilité habituellement utilisée pour décrire la distribution de valeurs extrêmes ont été testés sur les séries, les meilleurs résultats étant obtenus avec les lois de Gumbel et Weibull (utilisation du logiciel HYFRAN<sup>TM</sup>) (tableaux 5.2 à 5.4).

<b>T</b>	<b>Prob</b>	<b>G_MV</b>	<b>G_MM</b>	<b>W_MV</b>	<b>W_MM</b>
<b>100</b>	<b>0.99</b>	143	134	116	116
<b>50</b>	<b>0.98</b>	130	122	110	110
<b>30</b>	<b>0.9667</b>	119	113	106	106
<b>20</b>	<b>0.95</b>	111	106	101	101
<b>10</b>	<b>0.9</b>	97,4	93,2	93,4	93,3
<b>5</b>	<b>0.8</b>	82,8	80,3	83,5	83,4
<b>3</b>	<b>0.6667</b>	71,2	69,9	74,1	74
<b>2</b>	<b>0.5</b>	60,8	60,7	64,1	64

Tableau 5.2 : Maximum annuel des précipitations journalières à la Tour du Valat. Quantiles calculés pour les valeurs journalières maximales de précipitation pour différentes lois de probabilité et méthodes d'ajustement (G : Gumbel, W : Weibull ; MV : méthode du maximum de vraisemblance ; MM : méthode des moments ; T : période de retour en années ; Prob : probabilité de non dépassement).

<b>T</b>	<b>Prob</b>	<b>G_MV</b>	<b>G_MM</b>	<b>W_MV</b>	<b>W_MM</b>
<b>100</b>	<b>0.99</b>	157	154	134	135
<b>50</b>	<b>0.98</b>	141	139	126	127
<b>30</b>	<b>0.9667</b>	130	128	120	121
<b>20</b>	<b>0.95</b>	121	119	115	115
<b>10</b>	<b>0.9</b>	105	104	104	104
<b>5</b>	<b>0.8</b>	88,3	87,8	91,4	91,4
<b>3</b>	<b>0.6667</b>	75,2	75,1	79,6	79,4
<b>2</b>	<b>0.5</b>	63,3	63,7	67,3	66,9

Tableau 5.3 : Maximum annuel des précipitations journalières au Salins de Giraud. Quantiles calculés pour les valeurs journalières maximales de précipitation pour différentes lois de probabilité et méthodes d'ajustement (G : Gumbel, W : Weibull ; MV : méthode du maximum de vraisemblance ; MM : méthode des moments ; T : période de retour en années ; Prob : probabilité de non dépassement).

<b>T</b>	<b>Prob</b>	<b>G_MV</b>	<b>G_MM</b>	<b>W_MV</b>	<b>W_MM</b>
<b>100</b>	<b>0,99</b>	178	193	172	174
<b>50</b>	<b>0,98</b>	160	172	160	162
<b>30</b>	<b>0,9667</b>	147	157	150	151
<b>20</b>	<b>0,95</b>	136	145	141	143
<b>10</b>	<b>0,9</b>	118	124	126	126
<b>5</b>	<b>0,8</b>	98,2	103	107	107
<b>3</b>	<b>0,6667</b>	82,8	85,2	89,8	89,4
<b>2</b>	<b>0,5</b>	69	69,7	72,8	72,1

Tableau 5.4 : Maximum annuel des précipitations journalières aux Saintes Marie de la Mer. Quantiles calculés pour les valeurs journalières maximales de précipitation pour différentes lois de probabilité et méthodes d'ajustement (G : Gumbel, W : Weibull ; MV : méthode du maximum de vraisemblance ; MM : méthode des moments ; T : période de retour en années ; Prob : probabilité de non dépassement).

On peut noter que si les hauteurs de pluie annuelles sont plus élevées à la Tour du Valat que sur les stations du littoral (environ 70 mm d'écart avec Salins de Giraud), les précipitations maximales journalières sont plus fortes sur ces dernières, ce que traduisent les estimations des quantiles pour les périodes de retour les plus élevées. On retiendra de cette analyse qu'une **précipitation journalière de 100 mm dans le delta a une période de retour décennale dans le contexte climatique actuel**. L'examen des hydrogrammes du bassin de Fumemorte, jaugé depuis 1993, et pour lequel nous avons les débits correspondant aux évènements pluvieux les plus intenses mesurés à la Tour du Valat sur les quarante dernières années ; montrent que l'ouvrage à son exutoire (barrage anti-sel) semble limiter le débit maximal à environ 10 m<sup>3</sup>/s. Nous avons retenu pour les simulations, des hydrogrammes de référence pour le Fumemorte correspondant à des crues annuelles et décennales en pluie journalière, et celles des deux évènements pluvieux les plus importants mesurés (Figure 5.4).

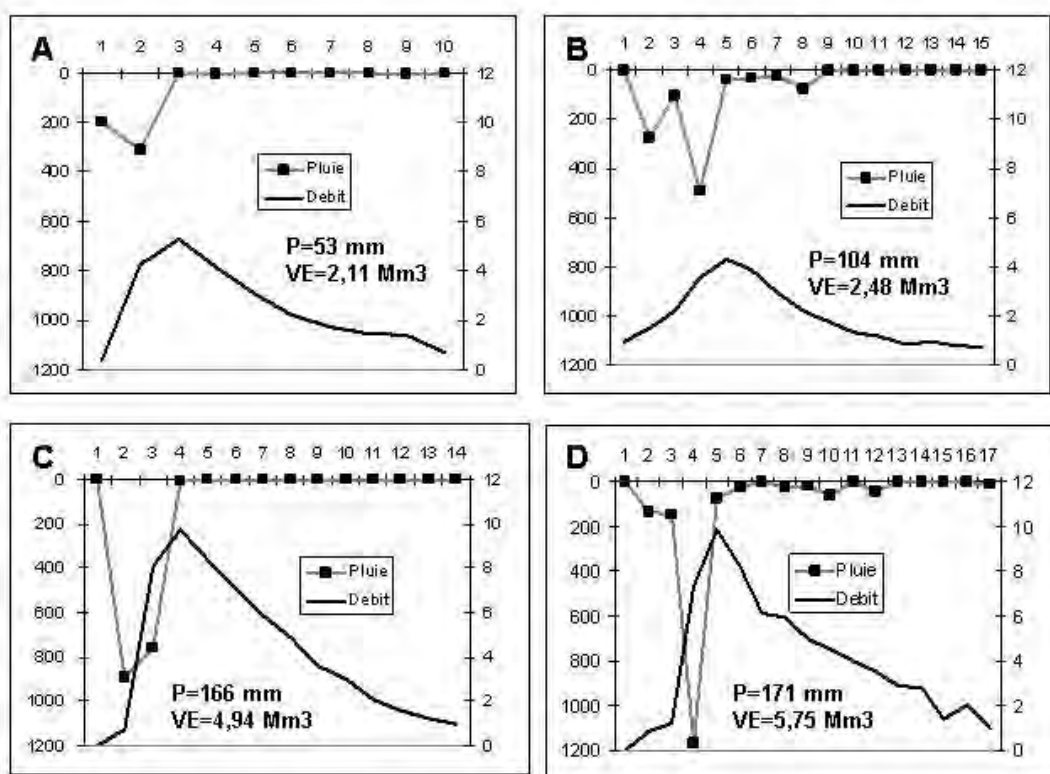


Figure 5.4 : Crues de référence au pas de temps journalier (pluie en 1/10 de mm, débit en m<sup>3</sup>/s) pour le bassin de Fumemorte (P : pluie brute ; VE : volume écoulé). A : du 4 au 14/10/95 ; B : du 17 au 30/09/96 ; C : du 18 au 30/09/95 ; D : du 14 au 30/11/96.

Concernant les crues du Rhône, notre démarche de modélisation ne prend pas en compte explicitement la simulation des brèches en fonction du débit circulant dans le delta. Cependant il nous a paru intéressant de revisiter et mettre à jour les analyses en terme de valeurs maximales annuelles (horaires et journalières) pour le débit du Rhône à Beaucaire, car en période de crue forte, la cote du Rhône constitue un facteur de risque de brèche et une contrainte de fonctionnement pour les stations de pompage de refoulement au Rhône. La série journalière est disponible depuis 1920 et nous avons obtenu les valeurs maximales horaires auprès de la Compagnie Nationale du Rhône sur la période 1977-2005. Compte tenu des controverses sur le débit maximal de la crue de décembre

2003 et de la conférence de consensus qui a tranché (Anonyme, 2005) pour un débit de 11500 m<sup>3</sup>/s, nous avons, à partir des cotes moyennes horaires, recalculé les débits moyens journaliers pour les crues antérieurement estimées supérieures à 8000 m<sup>3</sup>/s depuis 1994. Nous avons utilisé pour cela la courbe de tarage proposée par Duband et Bois (2005) qui conduit à des débits estimés moindres pour les fortes valeurs de cote à la station de Beaucaire.

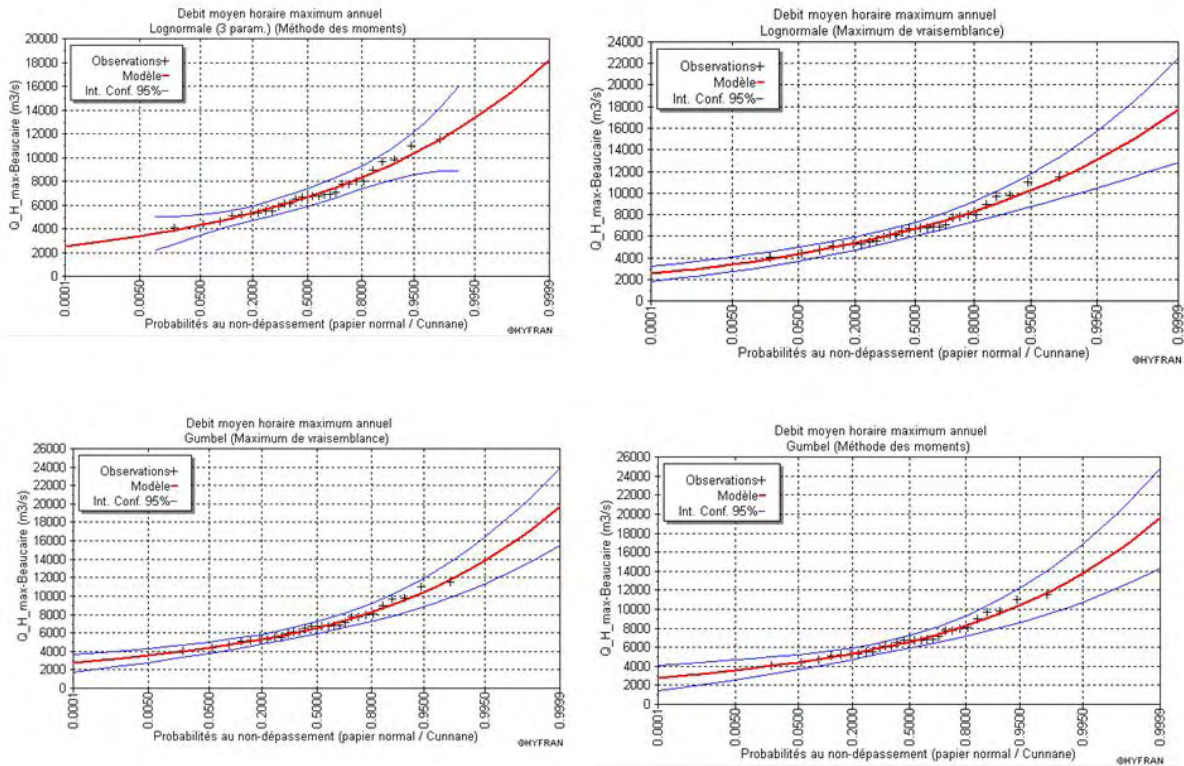


Figure 5.5 : Comparaison graphique des ajustements de lois de probabilité aux débits horaires maximum annuels du Rhône à Beaucaire (1977-2005).

T	Gumb-MV	Gumb-MM	Log-N_M V	Log-N_M M
100	12834	12786	13069	12432
90	12677	12631	12898	12298
80	12502	12457	12708	12149
70	12303	12260	12493	11978
60	12073	12032	12246	11781
50	11800	11762	11954	11546
40	11466	11432	11597	11256
30	11034	11003	11139	10878
20	10421	10396	10494	10336
10	9355	9341	9383	9369
5	8244	8240	8237	8320
3	7359	7365	7335	7449

2	6565	6578	6538	6638
---	------	------	------	------

Tableau 5.5 : Estimation du débit maximum horaire annuel ( $m^3/s$ ) du Rhône à Beaucaire pour différentes périodes de retour (T en années) et fonction densité de probabilité (Loi de Gumbel et Log-Normale) (MM et MV respectivement ajustement par la méthode des moments ou du maximum de vraisemblance, sur la série 1977-2005)

T	1920-05-MV	1920-05-MM	1977-05-MV	1977-05-MM
100	11403	10689	11597	11643
90	11256	10559	11455	11500
80	11092	10414	11295	11340
70	10906	10250	11114	11158
60	10691	10060	10905	10948
50	10436	9835	10658	10699
40	10123	9559	10354	10393
30	9719	9201	9961	9999
20	9146	8695	9404	9438
10	8149	7815	8435	8465
5	7110	6897	7426	7450
3	6283	6166	6622	6642
2	5541	5510	5900	5916

Tableau 5.6 : Ajustement d'une loi de Gumbel sur les valeurs maximales annuelles du débit moyen journalier du Rhône ( $m^3/s$ ) à Beaucaire en considérant la série depuis 1920 ou 1977 (aménagements hydroélectriques terminés sur le Rhône) jusqu'à 2005. (MM et MV respectivement ajustement par la méthode des moments ou du maximum de vraisemblance).

Le débit de pointe observé lors de la crue de décembre aurait donc une période de retour de l'ordre de 50 ans, à comparer à l'estimation provisoirement donnée à l'époque de plus de 300 ans pour un débit de  $12700 m^3/s$ . En considérant cette fois le débit en valeur moyenne journalière, la période de retour est inférieure à 50 ans. Nous sommes conscient des limites de l'utilisation d'une loi GEV (Generalized Extreme Values) sur les débits maxima annuels d'un bassin comme celui du Rhône, qui a un fonctionnement complexe et dont les crues peuvent être générées par des épisodes pluvieux assez divers selon l'importance relative des contributions des affluents en fonction des caractéristiques hydrométéorologiques de la crue (océanique, cévenoles, méditerranéens, extensifs). Il serait préférable de travailler par exemple sur des dépassements de seuils (Lang *et al.*, 1999 ; Mitosek *et al.*, 2006) ou des analyses intensité-durée-fréquence (Cunderlik et Ouarda, 2006). Cependant, il est ainsi mis en lumière que **des crues de fréquence relativement courante conduisent à des situations potentiellement dangereuses pour l'intégrité des digues du delta, en particulier celles du Petit Rhône**. En effet pour un débit moyen journalier de l'ordre de  $7500 m^3/s$  à Beaucaire (période de retour de 5 ans en débit maximum journalier, sur la série 1977-2005) on atteint, compte tenu de la répartition d'environ 14% du débit vers le Petit Rhône, une cote de la ligne d'eau dans le Petit Rhône à Fourques supérieure à 5 m NGF. Ce qui est déjà suffisant pour causer des brèches dans les digues et inonder une partie du delta, comme cela s'est produit en 1993



et 1994. A noter que dans la journée qui précéda le pic de la crue du 3 décembre 2003, une fissure dans la digue du Grand Rhône à hauteur de l'Armelière a été réparée. Sans une intervention rapide suite à l'alerte donnée par un riverain, on peut imaginer que la brèche formée aurait très facilement atteint une cinquantaine de mètres à cet endroit et probablement plus, le fleuve retrouvant ainsi le parcours d'un de ces anciens bras (le Rhône d'Ulmet). Une telle « défluviation » partielle aurait très rapidement posé des problèmes importants de sécurité pour les habitations environnantes et le village du Sambuc, et par la suite l'inondation de la totalité de la partie sud du delta.

La simulation de l'impact des brèches sur le transfert du bassin Nord vers l'étang utilise un modèle qui n'est pas un simulateur de brèches et de propagation de la nappe d'inondation, et que nous faisons l'hypothèse de l'intégrité de la digue à la mer. Dans les séries de base utilisées, il y avait une crue du Rhône d'importance suffisante pour provoquer une brèche, et la surcote marine empêchait la vidange des étangs vers la mer. Nous nous mettons dans des situations volontairement très défavorables d'hypothèses de brèches et de transfert d'eau, comme celles observées en octobre - novembre 1993, et telles qu'elles auraient pu se produire dans les épisodes de 1996, 2002 et 2003. Sauf dans un scénario, nous supposons que la digue du Grand Rhône garde son intégrité.

La cote du fleuve n'est donc pas une condition aux limites réelle du modèle, mais permet de justifier la présence dans le scénario simulé de brèches entraînant des entrées d'eau massives dans le bassin CCM, et par suite dans le Vaccarès. Nous utilisons les hydrogrammes obtenus par des mesures de terrain en 1993 et 1994 pour caractériser les entrées vers le Vaccarès.

	crue 1993	crue 1994
entrée brèches CCM	130	67
pluie supplémentaire CCM	20	7
total	150	74
drainé vers Vaccarès	90	16

Tableau 5.7 : Estimation des volumes (en Mm3) introduits par les brèches, des volumes précipités sur le bassin CCM et des volumes drainés vers le Vaccarès lors des crues d'octobre 1993 et janvier 1994.

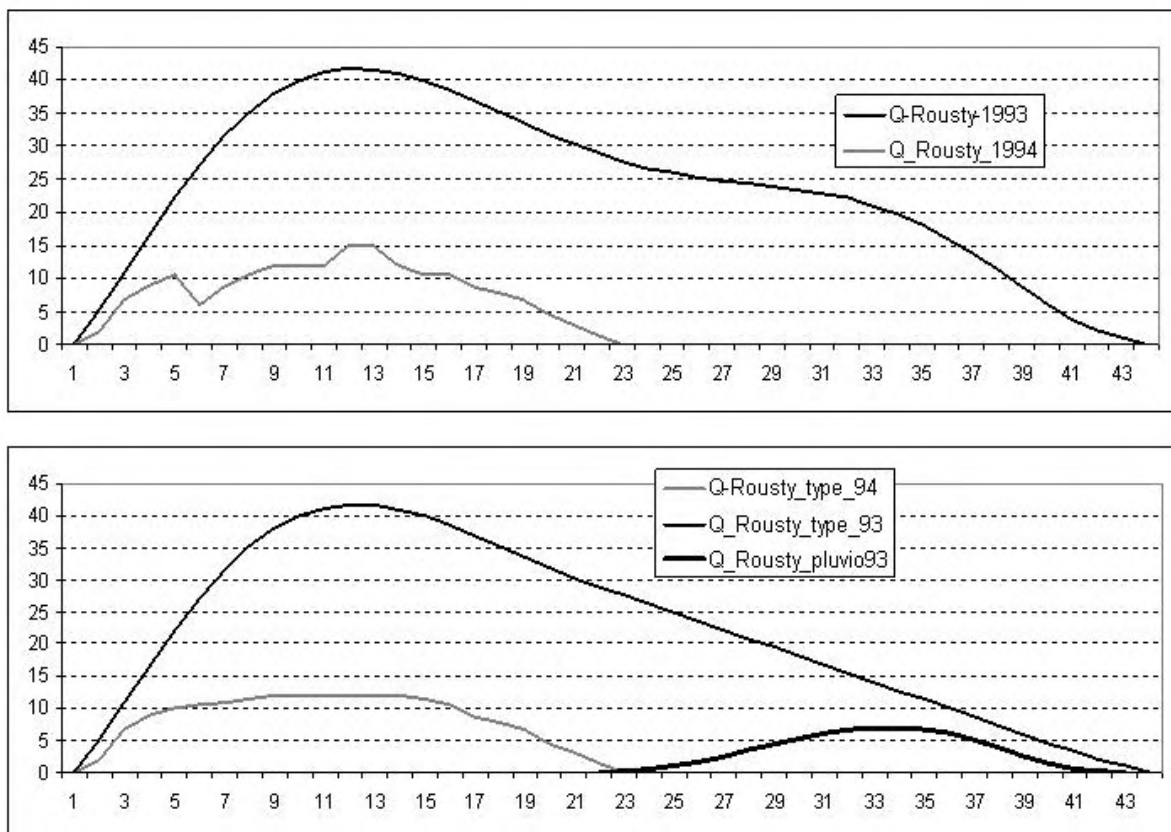


Figure 5.6 : Hydrogrammes (débits journaliers en  $m^3/s$ ) des transferts depuis le bassin Corrège Camargue Major en 1993 et 1994 via le canal de Rousty, et ceux utilisés pour les simulations.

La série anémométrique locale non « biaisée » (par déplacement de la station ou présence d'obstacle) la plus longue dont nous disposons est celles des Saintes Marie de la Mer, et c'est sur cette dernière qu'ont été réalisées les analyses statistiques. A partir des données tri-horaires et horaires de vent du poste des Saintes Maries de la Mer sur la période 1993-2006, nous avons calculé les distances parcourues par le vent, ou le vent passé, à différents pas de temps et en fonction des

mois de l'année, une analyse plus approfondie est en cours pour caractériser le régime de vent à l'échelle des épisodes, et sera finalisée dans le cadre du projet GIZCAM du programme LITEAU II. Nous présentons seulement ici quelques résultats obtenus à l'échelle de temps annuelle qui pourrait avoir des implications sur la gestion hydraulique du système. Si la tendance d'une diminution des vents de secteurs SSE en partie au profit de ceux de secteurs E se confirmait, elle pourrait avoir deux impacts potentiels. L'un négatif, car la décote sur le plan d'eau de l'Impérial par vent d'est serait plus gênante du point de vue de l'érosion et des risques d'inondation, pour les rivages occidentaux de la commune des Saintes Maries de la Mer. L'autre *a priori* est plutôt positif et concerne le point de vue des surcotes marines et de l'érosion du littoral marin.

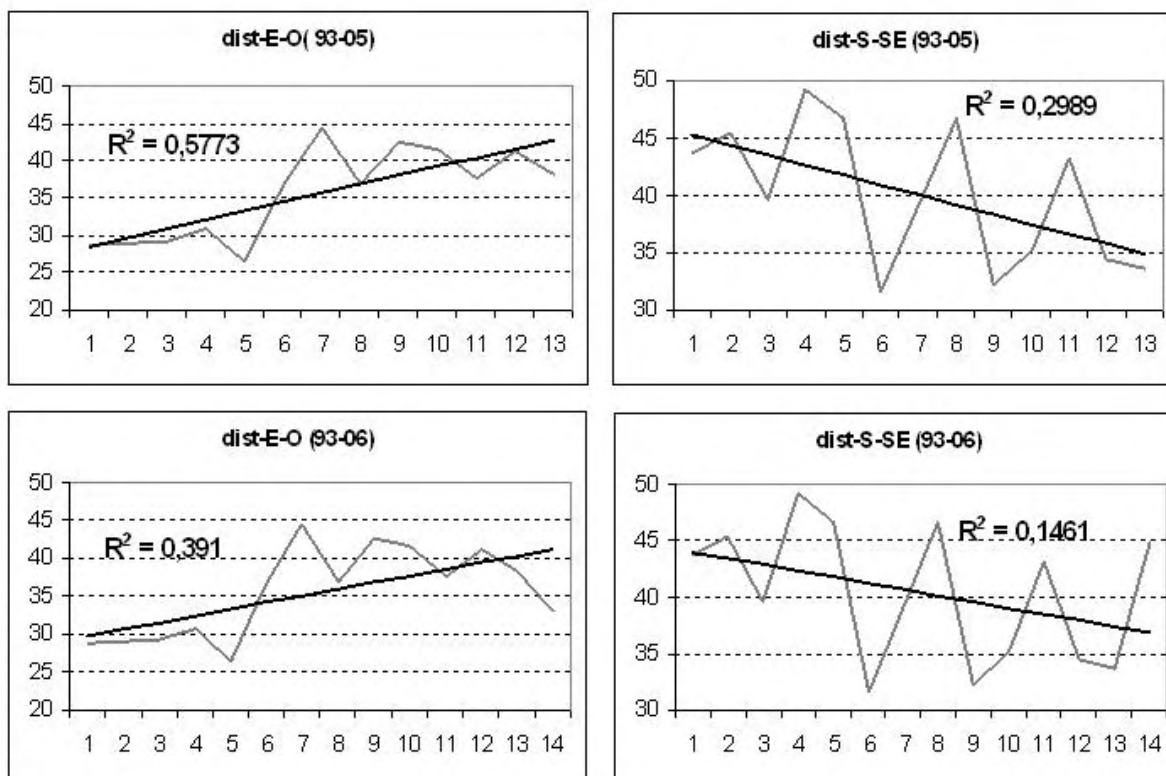


Figure 5.7 : Détection éventuelle d'une tendance à court terme sur le régime de vent (vent passé en milliers de km) des secteurs Est-Ouest et Sud – Sud Est, pour la période 1993-2006 aux Saintes Maries de la Mer, avec prise en compte ou non de l'année 2006.

Afin de préciser le rôle du vent sur le niveau des étangs, n'ayant pas les moyens d'utiliser un jeu de simulations du modèle hydrodynamique dont le développement de la nouvelle version a été retardé, nous avons adopté pour le modèle conceptuel une stratégie de modélisation basée sur les séries observées de décote et vent. L'importance du vent en force et direction, sur l'hydrodynamisme des plans d'eau peu profond est primordiale, elle intervient sur les décotes, en conjonction ou opposition avec la marée, donc sur les capacités d'échanges et le temps de transfert et de résidence (Cucco et Umgiesser, 2006; Giusti et Marsili-Libelli, 2006).

Le poste anémométrique de la Tour du Valat a été déplacé en 2002, car il y avait des problèmes de représentativité de la mesure dans certaines directions du fait de la présence d'obstacle plus ou moins proches (pour la direction NE en particulier). L'analyse des deux séries depuis 2002, montre

que de manière générale, les vents de secteur nord au sens large soufflent plus fort à la Tour du Valat, alors que ceux de secteur sud sont plus forts au poste des Saintes Marie de la Mer. Compte tenu du fait que nous utilisons seulement les vents de secteur nord dans l'outil de simulation pour générer les décotes permettant le calcul des sorties d'eau vers la mer, et que le poste Tour du Valat est le plus proche du plan d'eau du Vaccarès lui-même, masse d'eau principale qui sera le moteur de l'hydrodynamisme engendré par le vent sur l'ensemble du système (Heurteaux, 1994), nous utilisons donc la série anémométrique de la Tour du Valat pour le forçage du modèle. L'information utilisée est extraite des fichiers horaires, à partir desquels on additionne la distance en km parcourue par le vent selon les directions  $290^\circ$  à  $60^\circ$  sur la journée. Cette distance cumulée est divisée par 24 pour obtenir une vitesse moyenne journalière de vent de secteur nord en km/h. Le choix d'une valeur composite journalière permet de s'affranchir d'utiliser un pas de temps horaire dans le modèle. Sur les séries de mesures limnigraphiques horaires dont nous disposons depuis 2002, nous avons extrait des épisodes pour lesquels, à partir d'une situation calme ou le plan d'eau est quasi horizontal, le vent s'établit et reste stationnaire sur plusieurs heures en force et direction. Cette opération a permis de mesurer les décotes (entre le nord du Vaccarès et le sud de l'étang de l'Impérial), les surcotes correspondant à des niveaux initiaux différents (de 0 à 0.45 m NGF) et des vitesses de vent de secteur nord de 10 à 65 km/h. Nous intéressés à la possibilité de vidanger les étangs par le pertuis des Saintes Marie de la Mer, nous avons corrélé les surcotes obtenues au poste Fourcade Nord, c'est-à-dire celui mesurant le niveau en amont de la digue avec le vent moyen horaire. En combinant les observations pour des cotes initiales de 0.1 à 0.35 m NGF, et la vitesse du vent, nous avons ajusté par régression une fonction exponentielle (Figure 8). Nous avons peu d'observations de surcotes générées en partant d'un niveau initial supérieur à 0.40 m NGF, mais il semble que l'effet du vent sur les décotes change de manière importante lorsque l'on dépasse la cote 0,4 m NGF, qui correspond à celle du débordement sur la quasi-totalité des terres riveraines et centrales de la réserve nationale (étalement plus important des volumes d'eau) et permet aussi une circulation plus facile entre masses d'eau par des chenaux inactifs par basses eaux (Heurteaux, 1994), devenant « opérationnels ». Ainsi, alors qu'un mistral stationnaire de 50 km/h soufflant sur l'étang à la cote initiale de 0.3 m NGF va provoquer une hausse du niveau en amont de la digue de 20 cm, cette hausse ne sera plus que de 5 cm en partant d'un niveau initial de 0,43 m NGF (décembre 2003). C'est pourquoi la fonction exponentielle pour estimer la surcote ne sera utilisée dans le modèle que pour des cotes initiales horizontales inférieures à 0.4 m NGF. La surcote au delà de ce niveau est calculée comme variant de 1 cm pour une variation de 10 km/h de vent.

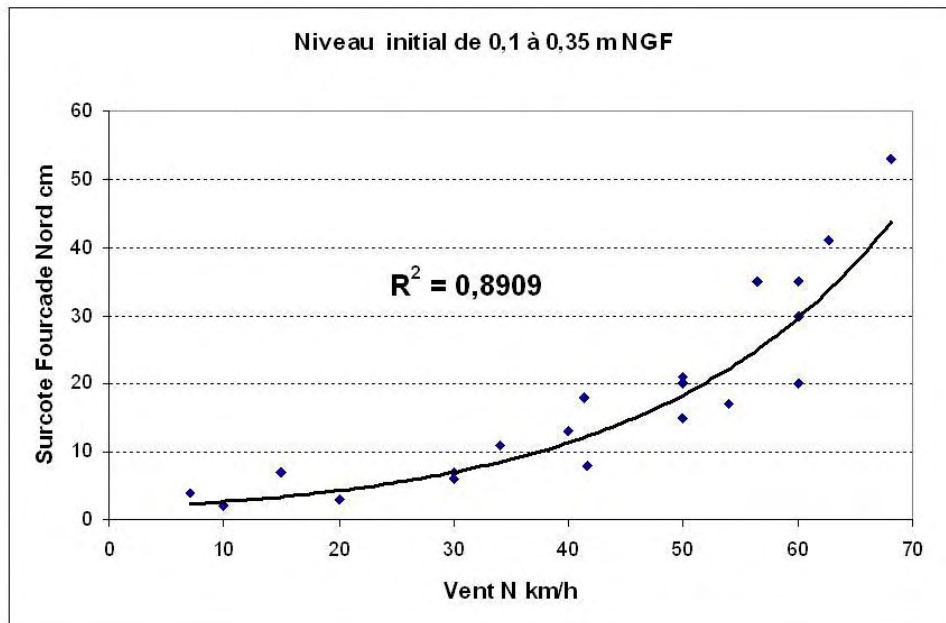


Figure 5.8 : Relation entre la surcote en amont de la digue (Fourcade Nord) et le vent moyen journalier de secteur Nord (au sens large, direction 290 à 60°) pour une gamme de niveau initial de 0.1 à 0.35 m NGF.

Les scénarii hydro-climatiques de base s'étendent sur une période de 212 ou 213 jours, du 1<sup>er</sup> septembre au 31 mars. Le choix de séries réelles de base (2002-2003, 2003-2004, et 1996-1997) pour les variables de forçage du modèle nous a paru le plus adéquat pour garantir une cohérence hydrométéorologique des valeurs (Figures 5.9 à 5.11). On peut difficilement combiner un vent et un niveau marin avec une pluie ou un débit du Rhône correspondant à un autre épisode. En dehors des hypothèses de gestion et de transfert d'eau d'inondation (qui n'ont pas eu lieu dans la réalité), les seules modifications que nous avons faites concernent la hauteur de pluie pour un épisode donné, comme dans le scénario 2003-2, où l'épisode pluvieux de septembre devient du type du 18/09/1995 (166 mm en 48h), de même que dans le scénario 2002-max (voir plus loin, dans la partie résultat). L'épisode pluvieux simulé se produit au même moment que le réel, avec la même durée, mais présente des intensités et cumuls plus forts, modifiant les apports pluviométriques directs et ceux du bassin versant.

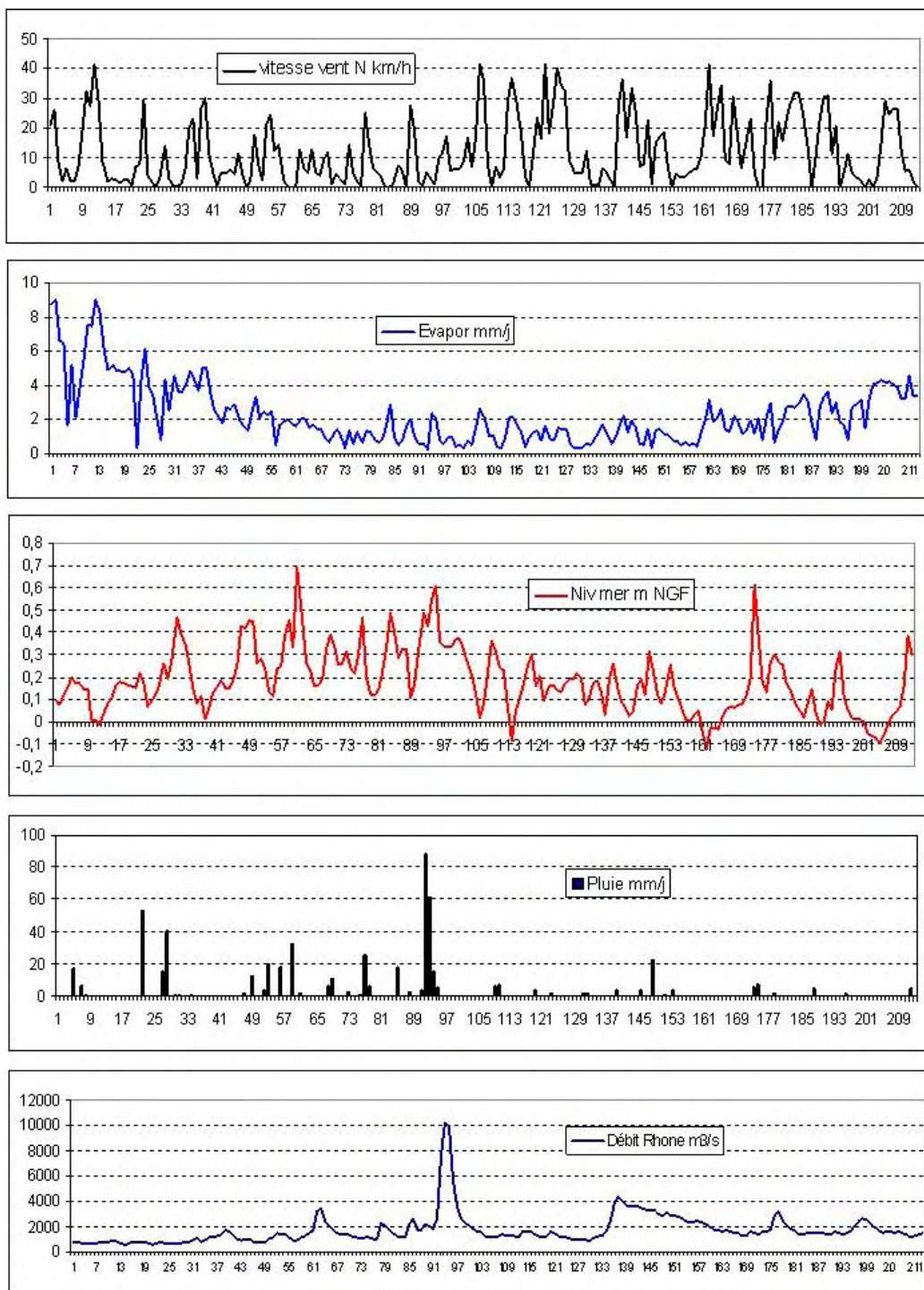


Figure 5.9 : Séries de données (vent de secteur nord, évaporation, niveau marin, pluie, débit du Rhône) utilisées pour les scénarii basés sur une situation du type septembre 2003 –mars 2004.

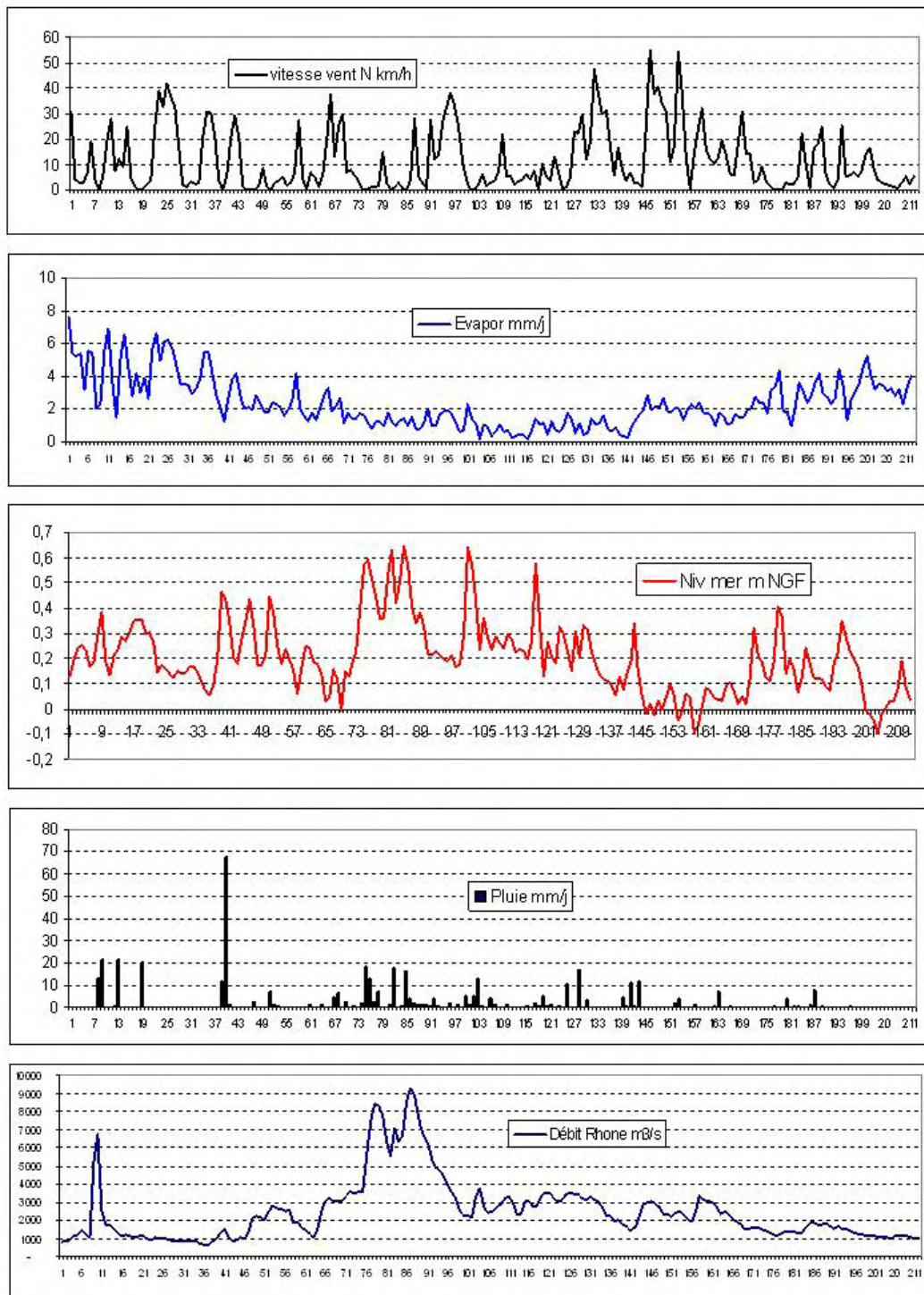


Figure 5.10 : Séries de données (vent de secteur nord, évaporation, niveau marin, pluie, débit du Rhône) utilisées pour les scénarii basés sur une situation du type septembre 2002 –mars 2003.

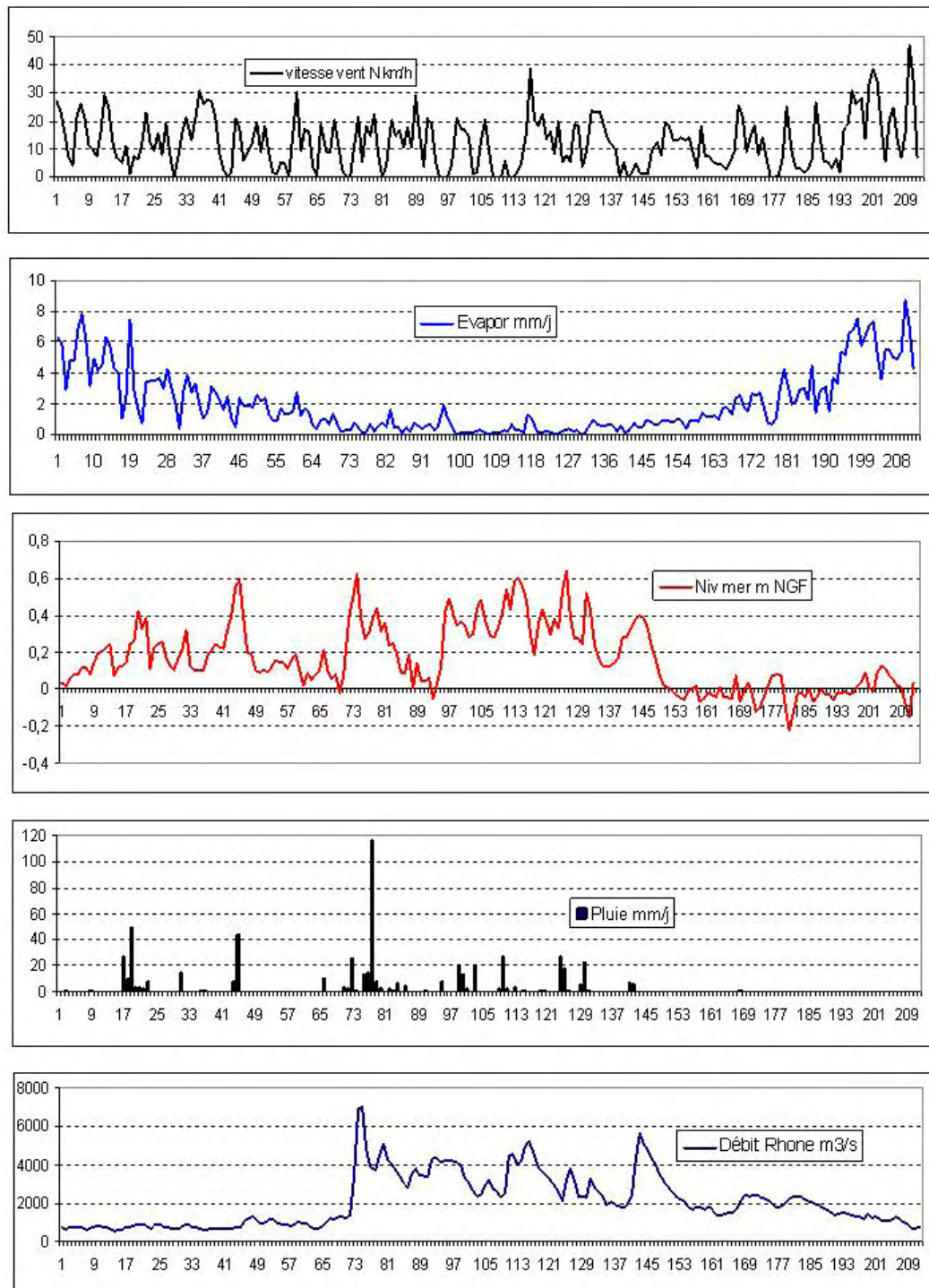


Figure 5.11 : Séries de données (vent de secteur nord, évaporation, niveau marin, pluie, débit du Rhône) utilisées pour les scénarii basés sur une situation du type septembre 1996 –mars 1997.

### 5.2.2 La structure du modèle conceptuel

Le modèle utilisé pour réaliser les simulations, a été développé avec le logiciel Vensim<sup>TM</sup>, comme celui dont il est inspiré (Chauvelon *et al.*, 2003). Vensim<sup>TM</sup>, est un logiciel pour la simulation de la dynamique des systèmes (Rizzo *et al.*, 2006), utilisé comme d'autres systèmes comparables, notamment pour la modélisation hydrologique (Lee, 1993; Li et Simonovic, 2002; Hreiche *et al.*,



2002; Hreiche *et al.*, 2006) et les systèmes de gestion des ressources en eau (Argent et Houghton, 2001; Caballero *et al.*, 2004). La modèle utilisé ici est simplifié par rapport à la version précédemment testée pour simuler l'hydrosystème Vaccarès (Chauvelon *et al.*, 2003) ; dans la mesure où il ne prend pas en compte la compartimentation des étangs en sous unités et ne tente pas de simuler la dynamique et la variabilité saline du système. L'étang est considéré dans le modèle (Figure 5.12) comme une seule masse d'eau, gérée comme un stock qui va varier en fonction des entrées (bassin versant normal et transferts exceptionnels, précipitations) et sorties (évaporation, sortie vers la mer). En phase de remplissage, en plus de la pluie directe sur le plan d'eau, des hydrogrammes (séries de débit) correspondant à des pluies réelles observées ou de périodes de retour annuelles ou décennales sont introduits en entrée du système comme apport du bassin versant « normal », combinés ou non à des hydrogrammes correspondant au drainage exceptionnel de zones inondées/saturées du Nord de l'Ile de Camargue ; l'effet du vent de secteur sud sur le plan d'eau n'est pas pris en compte, la communication avec la mer est fermée, ce qui est toujours le cas lors des surcotes marines, afin d'éviter les entrées d'eau de mer. C'est pour la gestion de la vidange du système que nous faisons intervenir le vent. La relation hauteur/volume pour la zone des étangs et leur zone de débordement permet de déterminer le niveau obtenu dans les étangs suite aux apports de crues. A partir de ce niveau horizontal du plan d'eau calculé par le modèle, la vitesse moyenne journalière du vent de secteurs Nord est utilisée pour évaluer la surcote au sud de l'étang, donc pour estimer le niveau de l'étang juste en amont de la digue aux Saintes Maries de la Mer. Dans le modèle, à part pour les opérations de calage et validation sur situations réelles, les vannes du pertuis ne sont ouvertes qu'à partir du moment où le niveau d'eau en amont de la digue est supérieur au niveau marin et sont refermées dans le cas contraire. Les paramètres de calage permettent de moduler les surfaces contributives des zones riveraines non poldérisées, le débit d'entrée/sortie journalier au pertuis maritime. Tous les autres coefficients ou paramètres intervenant dans les calculs étant estimés en amont, avant intégration dans le modèle de simulation.

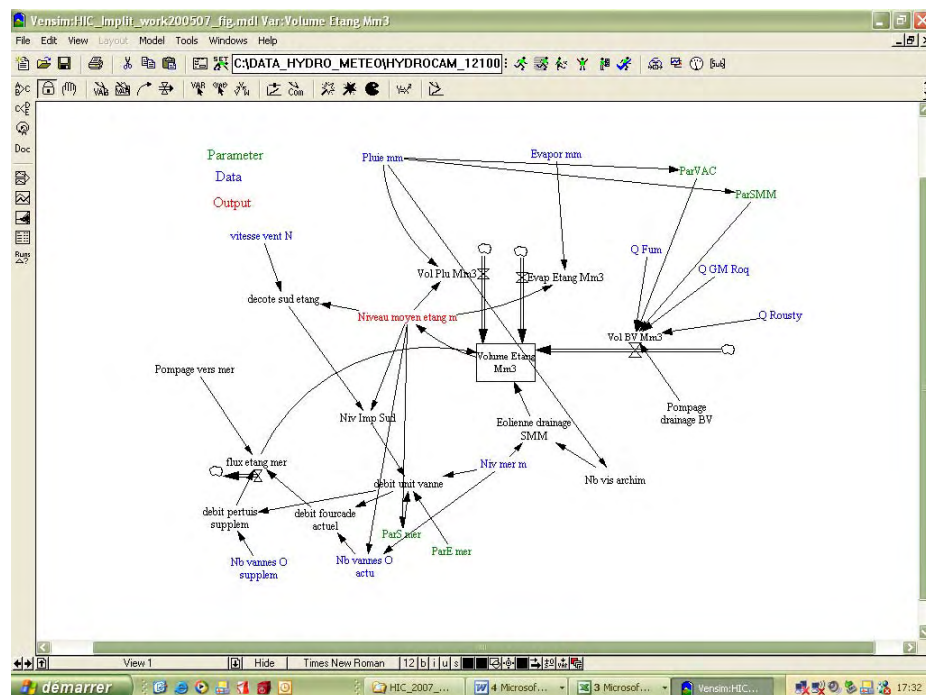


Figure 5.12 : Outil de simulation de l'hydrosystème Vaccarès développé sous Vensim™

### 5.2.3 Modélisation hydrodynamique du système Vaccarès<sup>2</sup>

Dans la démarche de modélisation des écosystèmes lagunaires, la modélisation hydrodynamique reste souvent une étape cruciale (Chapelle *et al.*, 2005). Le modèle hydrodynamique initialement développé (Chauvelon *et al.*, 2003) l'a été à l'aide du logiciel SMS-RMA2, résolvant les équations de Saint Venant par la méthode des éléments finis. Nous passons maintenant à une modélisation hydrodynamique du même type (voir ci-dessous) (modèle 2D-H, c'est à dire à vitesse intégrée sur la verticale, méthode des éléments finis), en utilisant le logiciel Telemac 2D. Les deux raisons principales étant les problèmes rencontrés avec SMS de non convergence par fort vent avec zones de découverture - recouvrement, ainsi que l'impossibilité de bien simuler le système avec le grau fermé. Par ailleurs, en raisons de développement futur concernant la modélisation de propagation de crues du fleuve dans la partie deltaïque, avec simulation de brèches sur les digues, pour lesquels Telemac est retenu, la cohérence imposait de l'utiliser aussi pour la modélisation des étangs. A partir des nouvelles données bathymétriques acquises depuis 2002, le maillage a été refondu, mais devra être complétée pour la prise en compte des plans d'eau annexes et zones de débordement (campagne topo-bathymétrique en cours par la RNC).

Afin de réaliser le modèle hydrodynamique 2D, nous utilisons le système de modélisation TELEMAC 2D développé par le Laboratoire National d'Hydraulique et Environnement (LNHE) d'EDF. Ce logiciel permet de définir un domaine représenté par des éléments finis (nœuds et mailles) et de résoudre en tous points du modèle les équations de Saint-Venant (Hervouet, 2003):

$$\frac{\partial h}{\partial t} + u \cdot \nabla(h) + h \operatorname{div}(\vec{u}) = S_h \quad \text{équation de continuité}$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla(u) = -g \frac{\partial Z}{\partial x} + S_x + \frac{1}{h} \operatorname{div}(h v_i \nabla u) \quad \text{équation dynamique selon x}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{u} \cdot \nabla(v) = -g \frac{\partial Z}{\partial y} + S_y + \frac{1}{h} \operatorname{div}(h v_i \nabla v) \quad \text{équation dynamique selon y}$$

avec :

$h$  (m) hauteur d'eau

$u, v$  (m/s) composante de la vitesse

$g$  (m/s<sup>2</sup>) accélération de la pesanteur

---

<sup>2</sup> Nous avons préféré différer le développement de la nouvelle version du modèle hydrodynamique sous Telemac 2D. Les essais de calage du modèle hydrodynamique (voir partie résultats) réalisés dans le cadre de ce travail ne présente donc qu'une version provisoire et simplifiée. La raison étant relative à l'attente de nouvelles données topo-bathymétriques sur le système Vaccarès (prévues dans le projet LITEAU II), que nous avons pensé pouvoir compléter par des données topographiques haute résolution provenant du Plan Rhône (dont la disponibilité initialement espérée pour fin 2006, a été finalement, courant été 2006, reportée à une date non définie).

$\nu_i$  (m<sup>2</sup>/s) coefficient de diffusion de la vitesse

$Z$  (m) côte de la surface libre

$t$  (s) temps

$x, y$  (m) composantes d'espaces horizontales

$S_h$  (m/s) source ou puits de fluide

$S_x, S_y$  (m/s<sup>2</sup>) termes sources ou puits des équations dynamiques

Le système Vaccarès a une géométrie très complexe avec des passes, des baisses, des zones de débordement etc. Afin de simplifier le plus possible et par manque de données sur les parties émergées en général du système, nous avons décidé de délimiter pour le moment le modèle aux étangs *stricto sensu*. De ce fait nous n'autorisons pas les débordements en dehors du système dans un premier temps. Ceci a pour but de nous faire gagner du temps en termes de temps de calcul et de vérifier plus facilement la convergence globale du modèle. Parallèlement, afin de prendre en compte dans un deuxième temps les débordements et le stockage d'eau sur les parties hautes, la Réserve Nationale de Camargue est en train de réaliser une campagne topographique des baisses et des zones de stockage du système. Le modèle hydrodynamique pourra donc être complété prochainement en intégrant un degré supplémentaire de complexité (le nouveau modèle sera réalisé dans le cadre du programme LITEAU 2 du MEDD).

Les points bathymétriques utilisés pour définir la bathymétrie du système sont issus de levés effectués par la Réserve Nationale de Camargue. Ces levés ont eu lieu entre 1998 et 2001 ils sont géo-référencés en Lambert 3 Sud et les altitudes sont données dans le système NGF (Nivellement Général de la France). Les altitudes vont de -2.1 m NGF à +0.3 m NGF. Le semis de points couvre l'ensemble du système des étangs et contient près de 11500 points. De façon à pouvoir exploiter ce semis de points dans le système TELEMAC, nous avons effectué une translation des points de façon à centrer le système autour de 0 dans un repère orthonormé. Les altitudes ont été gardées en NGF. Les berges des étangs ont été fixées à 0.3 m NGF. Au delà de cette cote, les berges sont supposées verticales par le modèle, au moins dans la version préliminaire ne prenant pas en compte les débordements.

Un modèle numérique de terrain (MNT) a été réalisé à partir du semis de point en extrapolant les altitudes entre les différents points par triangulation (méthode de Delaunay) (Figure 5.13).

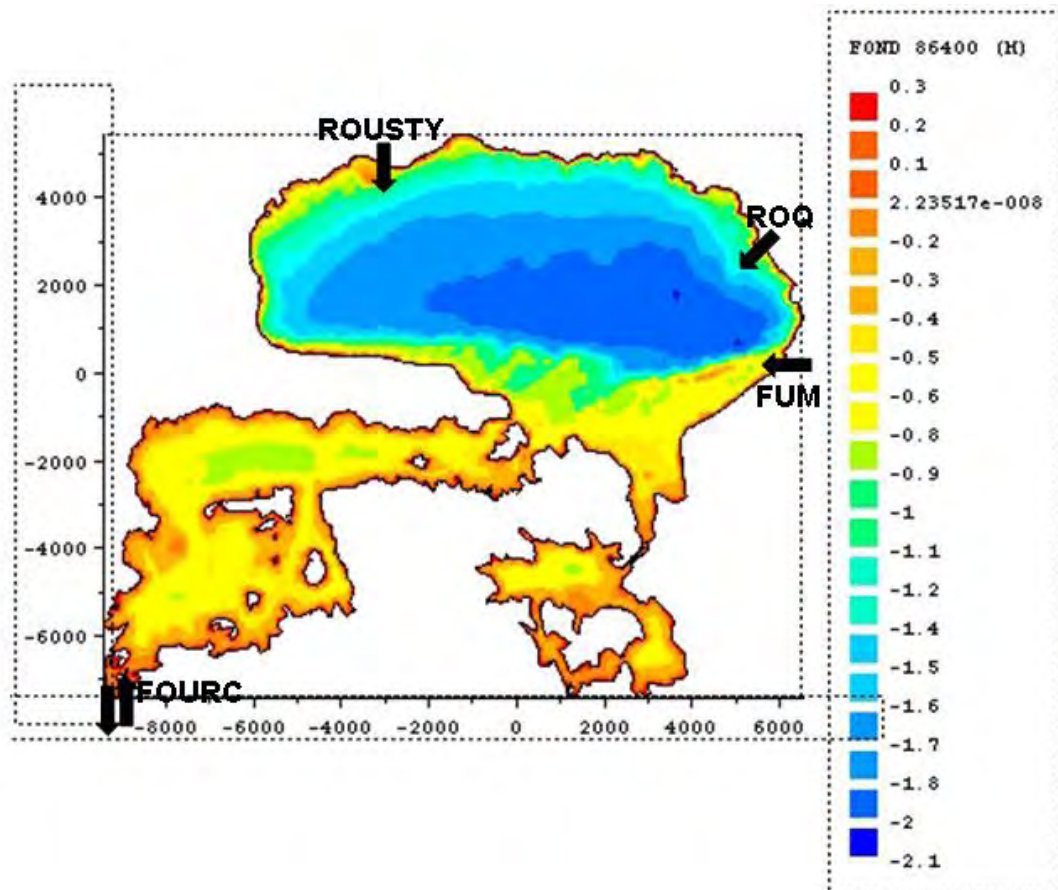


Figure 5.13 : MNT bathymétrique du système d'étangs du Vaccarès en m NGF (FUM = fumemorte, ROQ = Roquemaure, ROUSTY représente les trois affluents du système, FOURC correspond au grau de la Fourcade (lieu d'échange avec la mer).

Le logiciel utilisé pour générer le maillage du modèle hydrodynamique est le logiciel MATISSE, fourni avec le système TELEMAC. Ce logiciel a été également développé par le LNHE d'EDF et permet de créer un maillage triangulaire sur un domaine donné. Les mailles ainsi créées doivent se rapprocher le plus possible de triangle équilatéraux ce qui permet une répartition égale des contraintes sur la maille. Afin de générer le maillage, l'utilisateur doit définir un critère de calcul de la longueur de maille. Ce critère peut être constant ou peut correspondre à l'évolution d'un paramètre physique. Nous avons décidé de faire évoluer le critère en fonction de la bathymétrie. Nous avons fixé une longueur de maille de 10 m près du bord qui évolue en fonction de la profondeur afin d'obtenir une maille de 150 m au centre du Vaccarès (Figure 5.14)

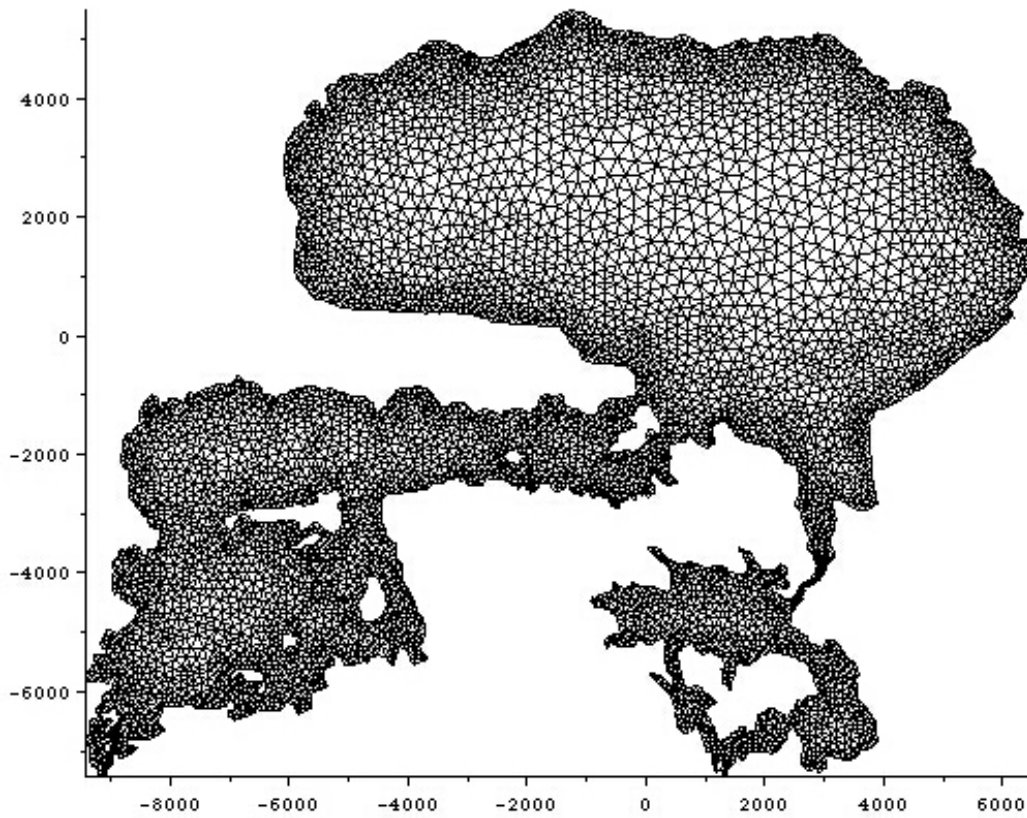


Figure 5.14 : Maillage du domaine simulé par le modèle hydrodynamique.

Afin de pouvoir modéliser les écoulements dans les passes entre étangs nous nous sommes imposés un minimum de 5 mailles et avons été obligés de sur contraindre ces mailles dans le sens de l'écoulement. Les mailles ne sont donc plus de formes équilatérales mais de forme allongées dans le sens de l'écoulement (Figure 5.15).

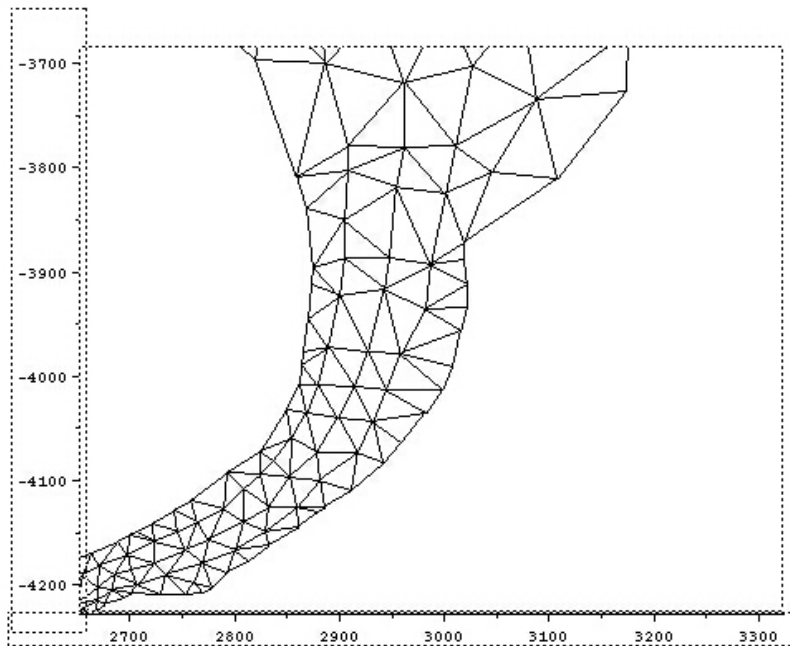


Figure 5.15 : Détail du maillage, triangles sur-contraints au niveau de l'Afoux du Lion

Les conditions aux limites sont données pour chacun des points frontières (contour du domaine). Elles portent sur les variables dépendantes de TELEMAC 2D ou des grandeurs qui s'en déduisent (hauteur, composante de la vitesse, débit...). Les différents types de conditions aux limites peuvent être combinés afin d'imposer des conditions aux limites de natures physiques diverses (paroi, entrée ou sortie d'eau...). Pour la modélisation du système Vaccarès, nous avons pris en compte les trois affluents principaux possibles du système (Le canal du Fumemorte, du Roquemaure et du Rousty) en leur imposant une condition aux limites sous forme de débit. Les hydrogrammes des différents canaux étant fournis par mesure directe de débit ou par interpolation. Pour ce qui est de la sortie, nous avons décidé d'imposer une condition aux limites à débit imposé au niveau du Grau de la Fourcade. Les débits fournis au modèle découlent du calcul et se basent sur les mesures de hauteur d'eau de part et d'autre du grau ainsi que sur le suivi de l'ouverture des vannes (Rosocchi *et al.*, 2003). Pour les points frontières qui constituent la berge (berge des étangs et des îlots) une condition aux limites de type paroi solide est imposée (frontière solide avec glissement).

Le système d'étangs du Vaccarès est une lagune à fond argilo-vaseux. Sur ce substrat, différentes espèces aquatiques végétales se sont développées. Ce sont ces deux facteurs qui vont influencer le coefficient de frottement sur le fond. L'herbier présent dans l'hydrosystème est composé de cinq espèces, et est largement dominé par *Zostera noltii* (Charpentier *et al.*, 2005). Le développement et le maintien de l'herbier dépendent de différents paramètres (courants, salinité, lumière, etc.). La dynamique de l'herbier est donc soumise à un historique d'évènements climatiques et anthropiques et de ce fait a une variabilité inter annuelle forte. Les évènements de 1993-1994 (inondation du nord de la Camargue et drainage vers le système des étangs) ont causé une dessalure du système, accentuée par des pluies importantes les deux années suivantes, provoquant la destruction quasi-totale de l'herbier en 1998 puis une recolonisation dans les années suivantes (Charpentier *et al.*, 2005). De plus, *Zostera noltii* est une espèce vivace à forte production primaire estivale ce qui aura un impact sur la valeur du coefficient de frottement (Giusti et Marsili-Libelli, 2006). Afin de prendre en compte les zones d'herbier dans la modélisation hydrodynamique, nous avons pris l'année 2002 comme référence. Une cartographie de l'herbier utilisant la télédétection (Puech *et al.*, 2005) a été réalisée cette année là et fournit une estimation spatiale de la répartition de l'herbier (Figure 5.16).

La contrainte exercée par le fond sur le fluide est opposée à la vitesse (on ne considérera que la vitesse horizontale) et vaut :

$$\frac{\rho}{t} = -\mu \frac{\partial U}{\partial n} = -\frac{1}{2} \lambda C_f \sqrt{U^2 + V^2} U$$

avec U ; V composantes de la vitesse et C<sub>f</sub> coefficient de frottement adimensionnel.

La formule de Stickler est utilisée pour calculer le coefficient de frottement:

$$C_f = \frac{2g}{h^{1/3} S^2}$$

avec  $g$  accélération de la pesanteur,  $h$  hauteur d'eau,  $S$  coefficient de Strickler. Deux coefficients sont fixés pour caractériser les zones de sol nu (Strickler = 120) et les zones d'herbiers (Strickler = 55) (cf figure 16 b). Ces valeurs semblent cohérentes avec ce que l'on peut trouver dans la littérature pour ces types de fonds (Jarvela, 2005; Giusti et Marsili-Bibelli, 2006).

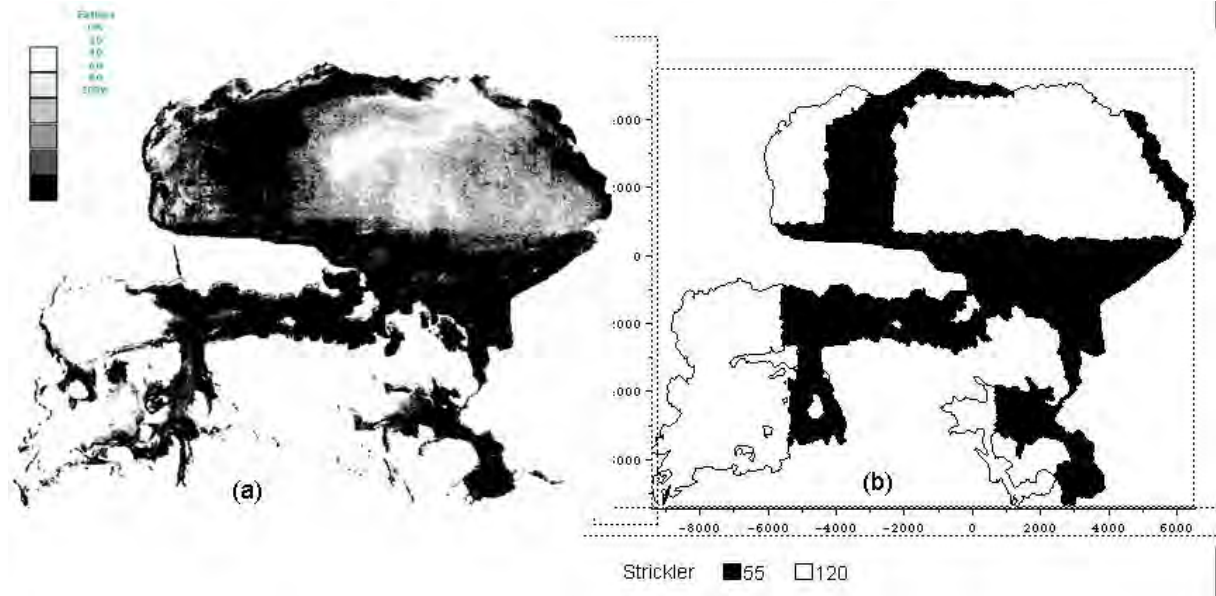


Figure 5.16 : (a) cartographie de l'herbier en 2022 (Puech et al 2005), (b) valeur du coefficient de Strickler utilisé pour la modélisation hydrodynamique.

L'action motrice du vent sur les plans d'eau libre est un phénomène important. Elle y engendre des vagues voir des houles et des courants qui joue un rôle prépondérants dans la circulation générale des eaux. Le déplacement de la lame d'eau superficielle provoque dans le sens du courant, donc dans le sens du vent un basculement du plan d'eau et des décotés relativement importantes. La décoté ainsi créée dépend de la vitesse du vent et de la profondeur du plan d'eau. En Camargue ou les vents sont fréquents et violents et les plans d'eau très peu profonds, ce phénomène de basculement est particulièrement important (Chauvelon *et al.*, 2003). La contrainte d'entraînement par le vent se traduit de la façon suivante :

$$\tau_{vent} = \frac{\lambda_{air}}{\lambda_{eau}} a_{vent} \rho_{air} \rho_{eau} \|\vec{w}\|$$

avec  $\lambda_{air}$  et  $\lambda_{eau}$  masse volumique de l'air et de l'eau ;  $a_{vent}$  coefficient d'entraînement par le vent et  $\vec{w}$  vitesse du vent à 10 m.

Le coefficient  $a_{vent}$  est donné par (Flather, 1976)

$$\text{si } \|\vec{w}\| \leq 5 \text{ m/s} \quad a_{vent} = 0,565 \cdot 10^{-3}$$

$$\text{si } 5 \text{ m/s} \leq \|\vec{W}\| \leq 19,22 \text{ m/s} \quad a_{vent} = (-0.12 + 0.137 \|\vec{W}\|) 10^{-3}$$

$$\text{si } \|\vec{W}\| \geq 5 \text{ m/s} \quad a_{vent} = 2,513 10^{-3}$$

En intégrant sur la hauteur, la force d'influence du vent prend la forme :

$$F_x^{vent} = \frac{1}{h} \frac{\lambda_{air}}{\lambda_{eau}} a_{vent} U_{vent} \sqrt{U_{vent}^2 + V_{vent}^2}$$

$$F_y^{vent} = \frac{1}{h} \frac{\lambda_{air}}{\lambda_{eau}} a_{vent} V_{vent} \sqrt{U_{vent}^2 + V_{vent}^2}$$

avec  $F_x^{vent}$  ;  $F_y^{vent}$  composantes de la force d'entraînement par le vent  $U_{vent}$  ;  $V_{vent}$  composantes de la vitesse du vent.

Pour tester le modèle, nous avons sélectionné des épisodes de vent de secteur sud au sens large. La géométrie actuelle du modèle ne permettant pas de simuler les débordements, fréquents au sud par vent de secteur nord, ce choix était en effet préférable pour réaliser les tests. Cependant l'inconvénient réside dans le fait que les épisodes sont également accompagnés de précipitations, lesquelles ne sont pas encore prise en compte dans la version actuelle du modèle. Au commencement des épisodes, le niveau des étangs est considéré à l'étal et à la fin de l'épisode aussi. Le premier évènement est extrait du mois d'octobre 2004 (Figure 5.17) et correspond à 5 jours de vent du sud au sens large. Le deuxième est extrait du mois de novembre 2002 (Figure 5.18) et correspond à 3 jours ou alterne vent du Sud et vent du Nord. Les apports des différents bassins versant ont été quantifiés, les niveaux à différents endroits du plan d'eau ont été mesurés (Nord Vaccarès (Rousty), Est Vaccarès (Fumemorte, Sud Impérial (Fourcade Nord)).



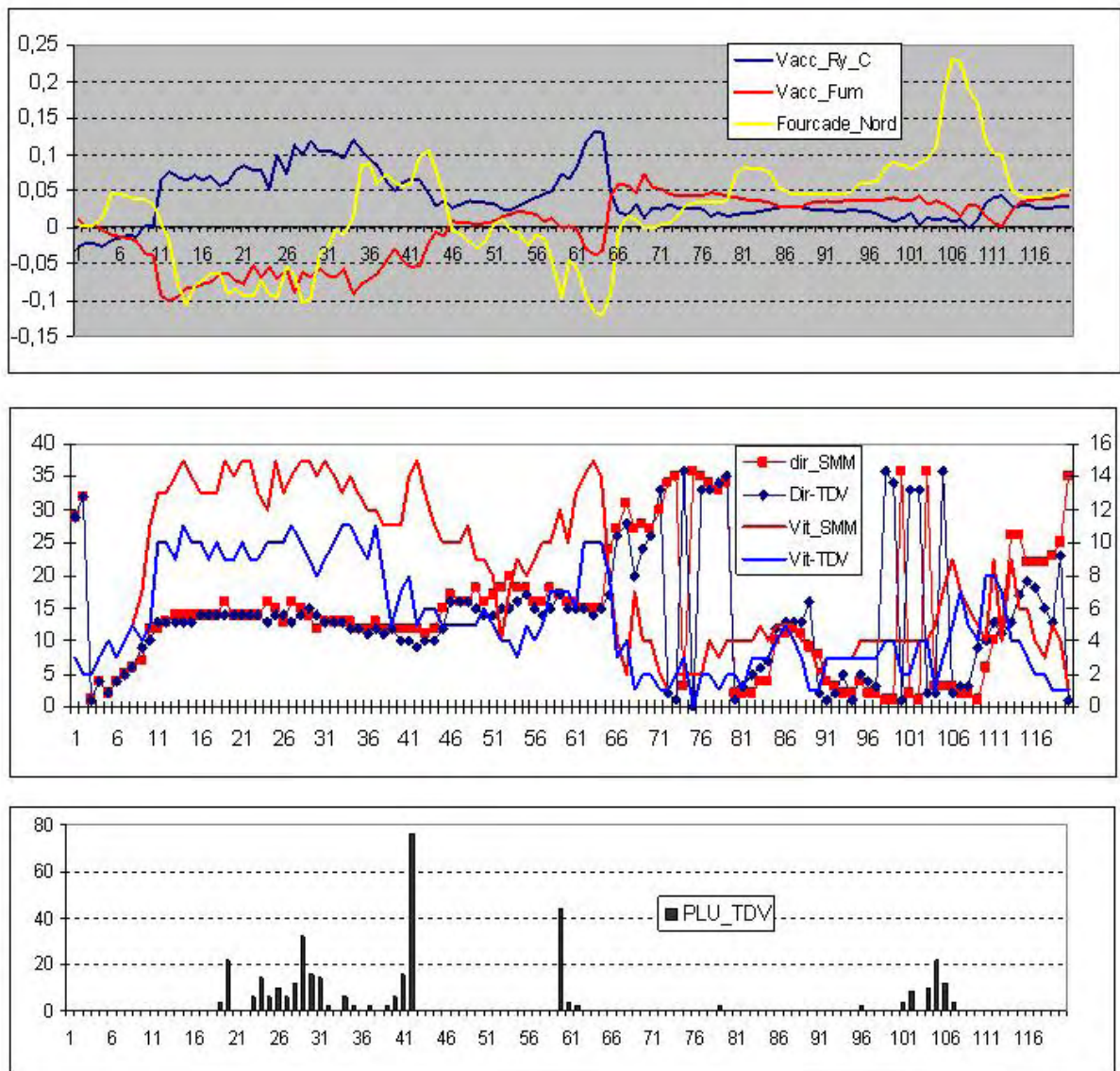


Figure 5.17 : Episode du 27/10/04 0h00 TU au 31/10/04 23h00 cotes du plan d'eau (Vaccarès Rousty, Fumemorte, Fourcade) ; vitesse (m/s) et direction (rose de 36) du vent (SMM, TDV), pluviométrie TDV (1/10 mm).

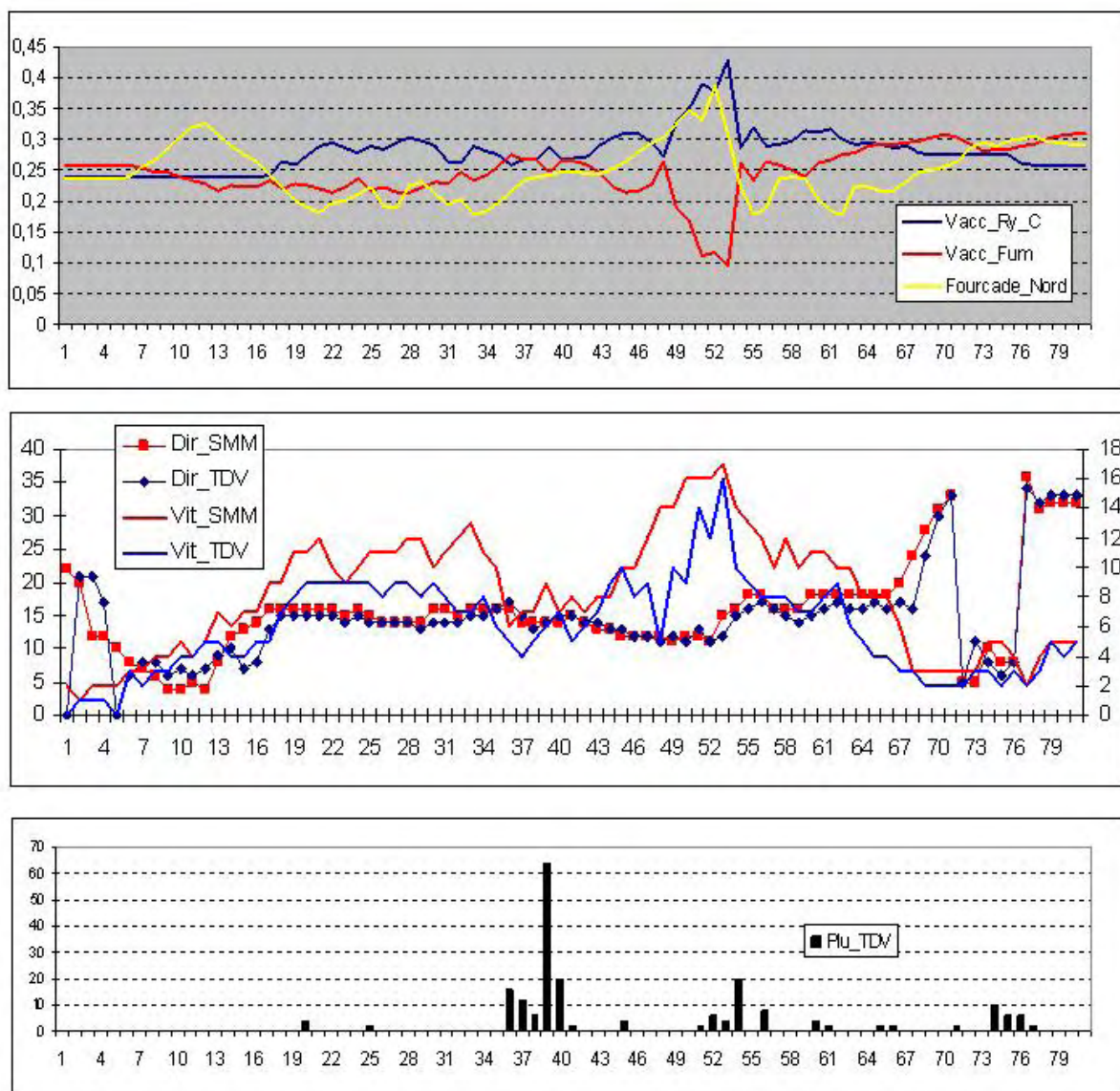


Figure 5.18 : Episode du 22/11/02 15h00 TU au 25/11/02 23h00 : cotes du plan d'eau (Vaccarès Rousty, Fumemorte, Fourcade) ; vitesse (m/s) et direction (rose de 36) (Saintes Marie de la Mer – SMM –, Tour du Valat – TDV –), pluviométrie TDV (en 1/10 mm).

## 5.3 Résultats

Les périodes utilisées pour le calage et la validation du modèle (Figure 5.19) sont d'une durée d'environ 120 jours. La non connaissance des conditions précises de gestion des ouvrages ne nous a pas permis de le faire sur une période plus longue correspondant à des apports importants. Notons que le niveau mesuré est un niveau calculé à partir des cotes moyennes journalières du Vaccarès Nord et Est (débouché des canaux de Rousty et Fumemorte) et du Sud de l'Impérial (Fourcade Nord), ce niveau moyen n'est donc qu'une valeur approchée de la réalité du niveau des étangs. Compte tenu du fait que le modèle ne calcule pas les décotes par vent de secteur sud, la différence de niveau entre la mer et Fourcade Nord, et par suite les entrées depuis la mer sont sous estimées. Cependant, ceci ne sera pas un handicap pour la simulation de situations de crise dans lesquelles on fait l'hypothèse d'une ouverture des vannes seulement par conditions de flux potentiel sortant.

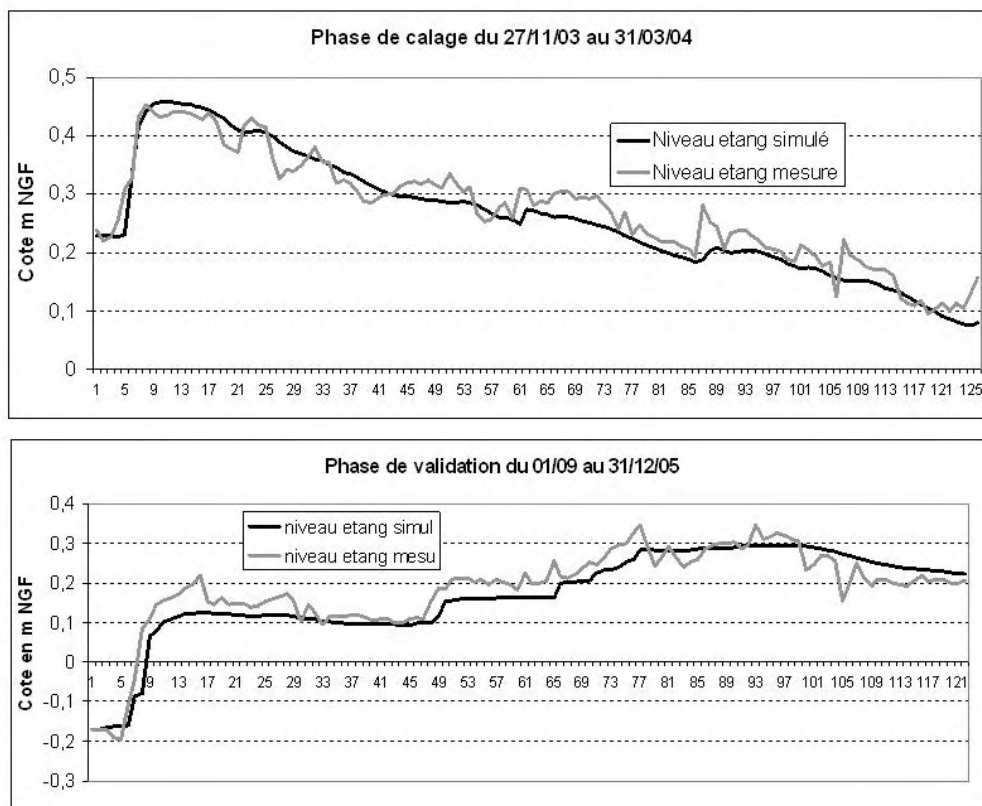


Figure 5.19 : Comparaison entre valeurs mesurées et simulées pour le niveau moyen des étangs du système Vaccarès en phase de calage et validation du modèle conceptuel.

Dans chacun des scénarii simulés, l'option « M » signifie que le niveau marin réel a été majoré de 10 cm et l'option « A » signifie que l'on suppose une poldérisation de Fumemorte pouvant soustraire au maximum  $10 \text{ m}^3/\text{s}$  d'apports à l'étang, qu'il n'y a pas de surverse vers Roquemaure et que le pertuis de la Fourcade comporte 10 vannes supplémentaires.

Scénarii du type 2003-2004

*Scénario 2003-1 :*

- pluviométrie réelle, gestion réelle jusqu'au pic de crue ;
- brèche supposée avec transfert (type 1993, soit 83 Mm<sup>3</sup>) depuis bassin Nord à partir du 3/12, surverse de Roquemaure fonctionnant à plein (sauf option A)

*Scénario 2003-2 :*

- par rapport à 2003-1, pluviométrie majorée en septembre (épisode pluvieux 166 mm, type 18 septembre 1995).

*Scénario 2003-3 :*

- par rapport à 2003-1, brèche limitée sur Grand Rhône (16 Mm<sup>3</sup>) en décembre, transférée par Fumemorte.

Scénarii du type 2002-2003 :

*Scénario 2002-2 :*

- pluviométrie réelle, brèche avec transfert limité (type 1994, soit 16 Mm<sup>3</sup>) du bassin Nord en septembre, brèche et transfert (type 1993, soit 83 Mm<sup>3</sup>) en novembre.

*Scénario 2002-3 :*

- pluviométrie réelle, brèche importante avec transfert majoré (89 Mm<sup>3</sup>, comme en 1993) un épisode pluvieux tendant à épaissir en octobre l'hydrogramme provenant du Bassin Nord, brèche avec transfert limité en novembre (16 Mm<sup>3</sup>, type 1994).

Scénarii critiques :

*Scénario 2002-max :*

- pluviométrie majorée en septembre (épisode pluvieux 166 mm, type 18 septembre 1995), brèche importante avec transfert majoré (110 Mm<sup>3</sup>, 1993 « élargi ») un épisode pluvieux tendant à épaissir en octobre l'hydrogramme provenant du Bassin Nord, brèche avec transfert important novembre (83 Mm<sup>3</sup>, type 1993) de nouveau en novembre.

*Scénario 1996-max :*

- pluviométrie réelle (la plus importante sur la période de septembre à janvier depuis 1963, avec 582 mm), brèche avec transfert important (83 Mm<sup>3</sup>, type 1993) au moment de la crue du Rhône en novembre.

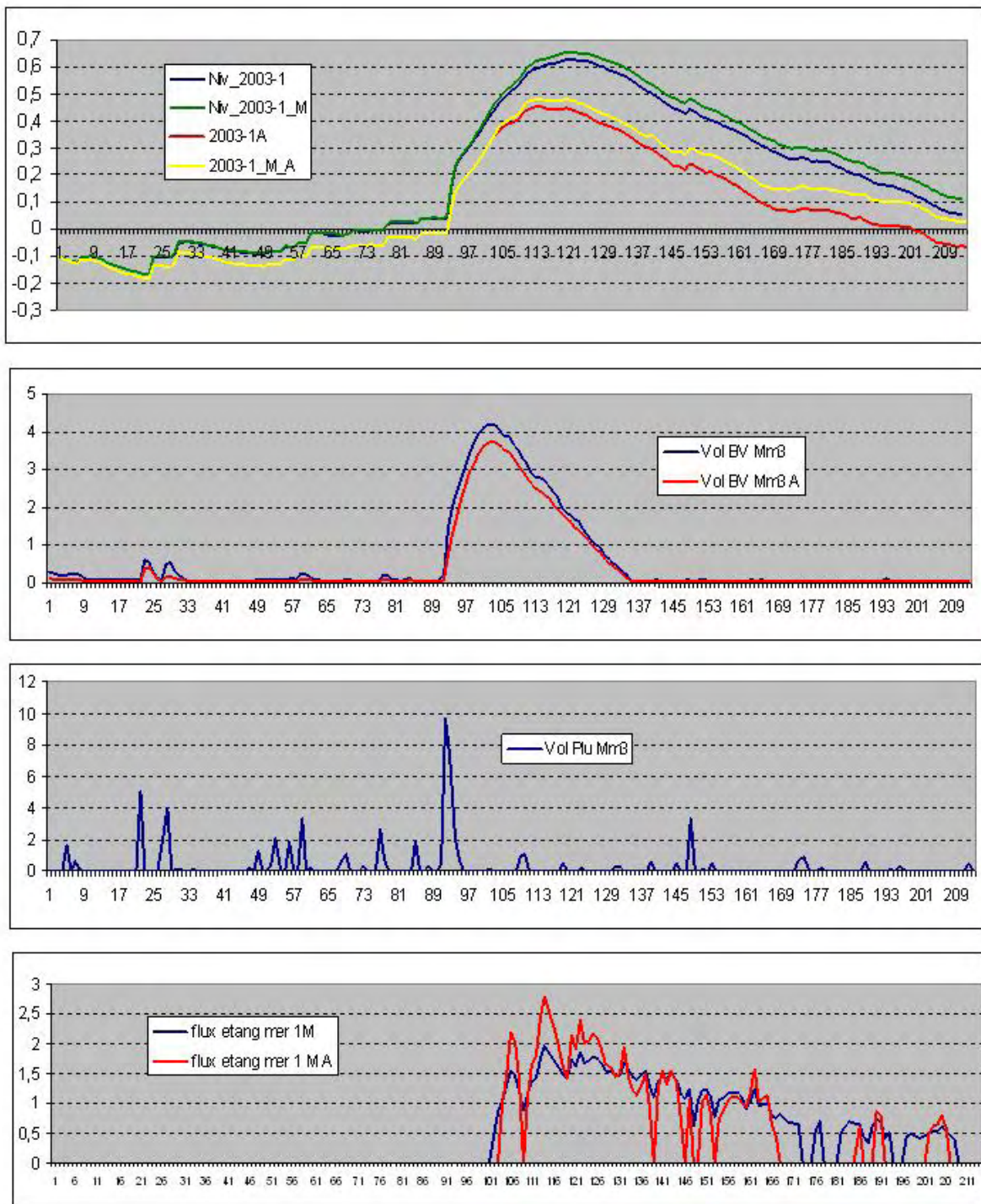


Figure 5.20 : Résultats des simulations pour la famille de scénarii 2003-1.

- pluviométrie réelle, gestion réelle jusqu'au pic de crue ;
- brèche supposée avec transfert (type 1993, soit 83 Mm<sup>3</sup>) depuis bassin Nord à partir du 3/12, surverse de Roquemaure fonctionnant à plein (sauf option A)

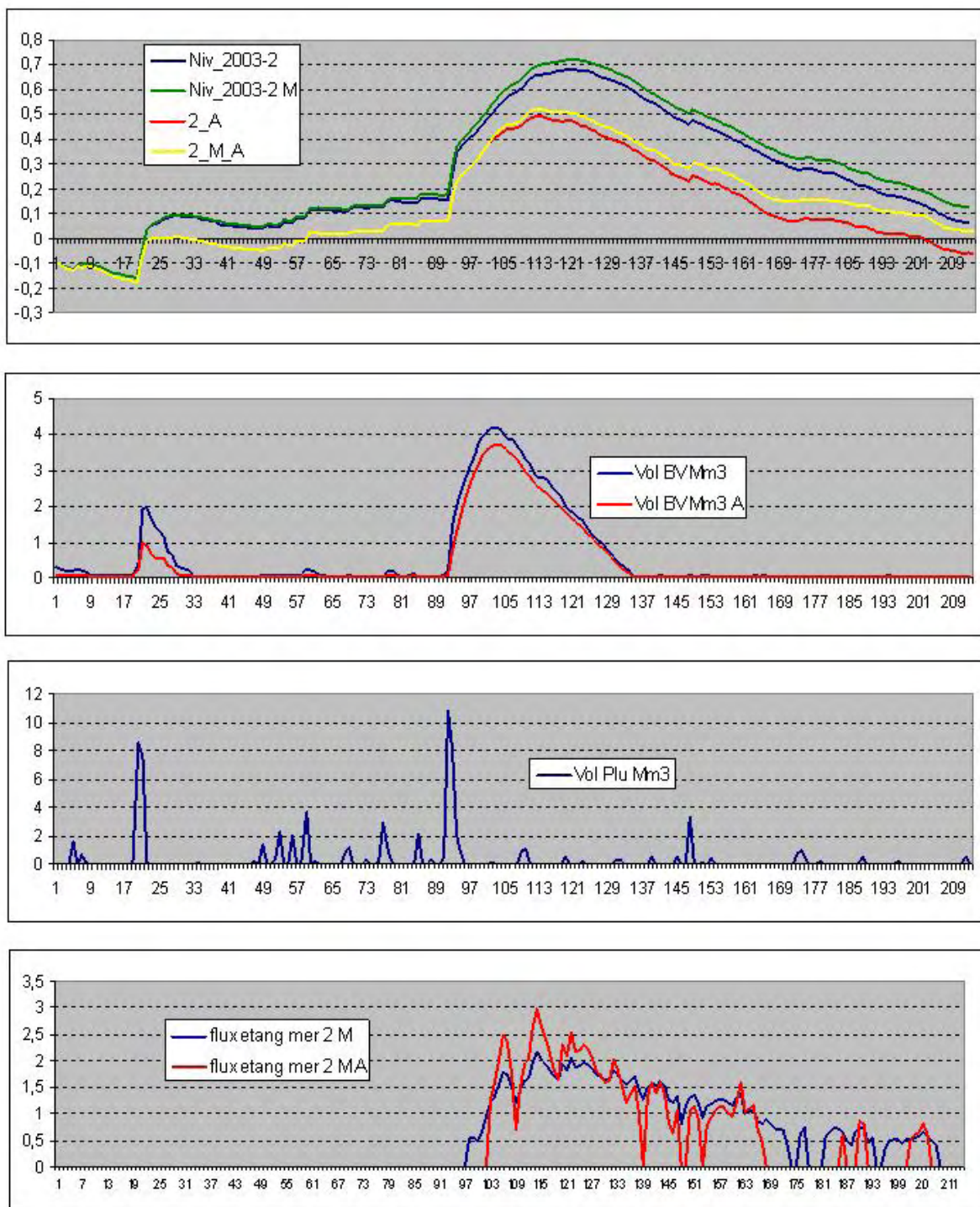


Figure 5.21 : Résultats des simulations pour la famille de scénarii 2003-2.

(par rapport à 2003-1, pluviométrie majorée en septembre (épisode pluvieux 166 mm, type 18 septembre 1995)).

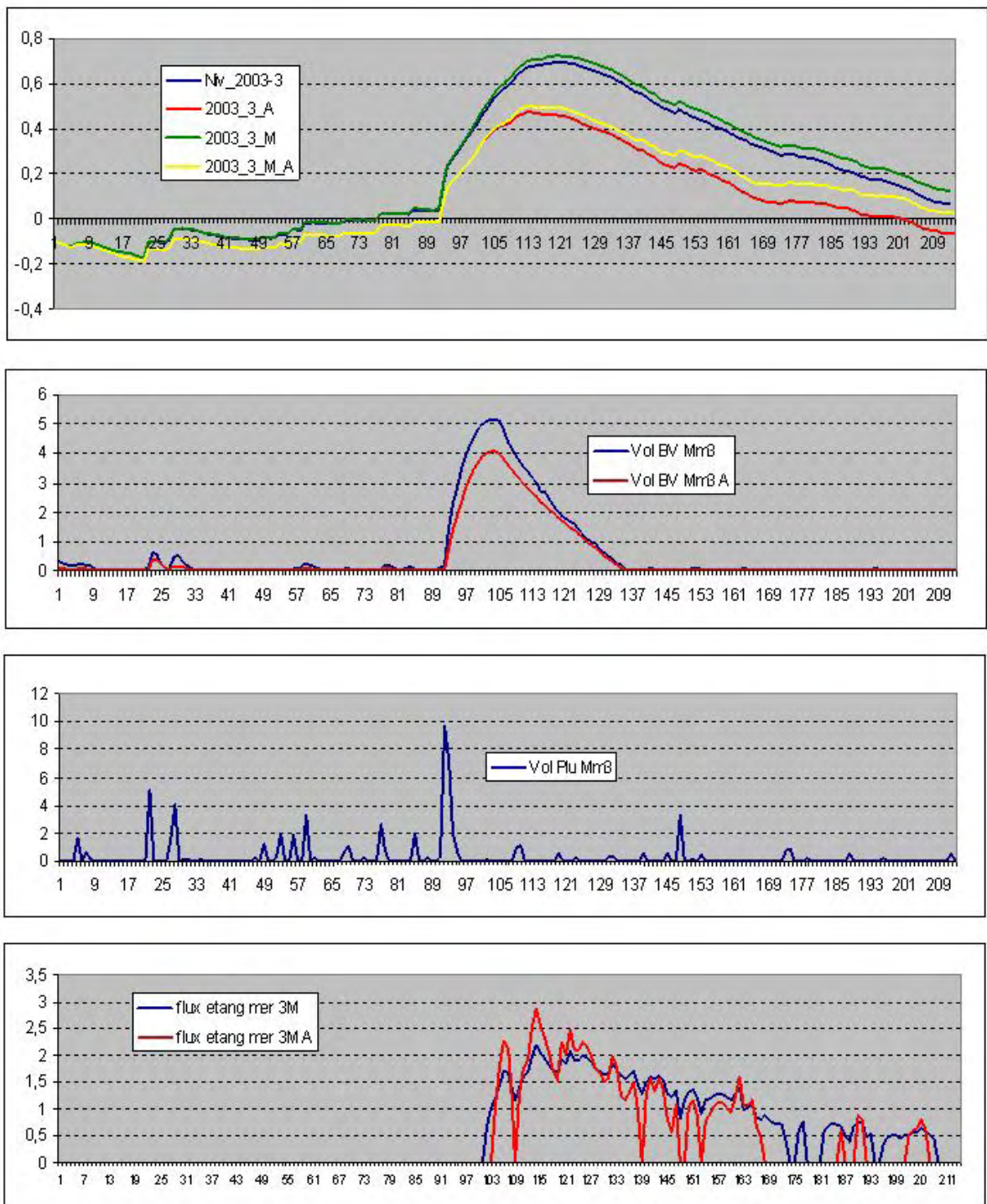


Figure 5.22 : Résultats des simulations pour la famille de scénarii 2003-3.

- par rapport à 2003-1, brèche limitée sur Grand Rhône ( $15 \text{ Mm}^3$ ) en décembre, transférée par Fumemorte.

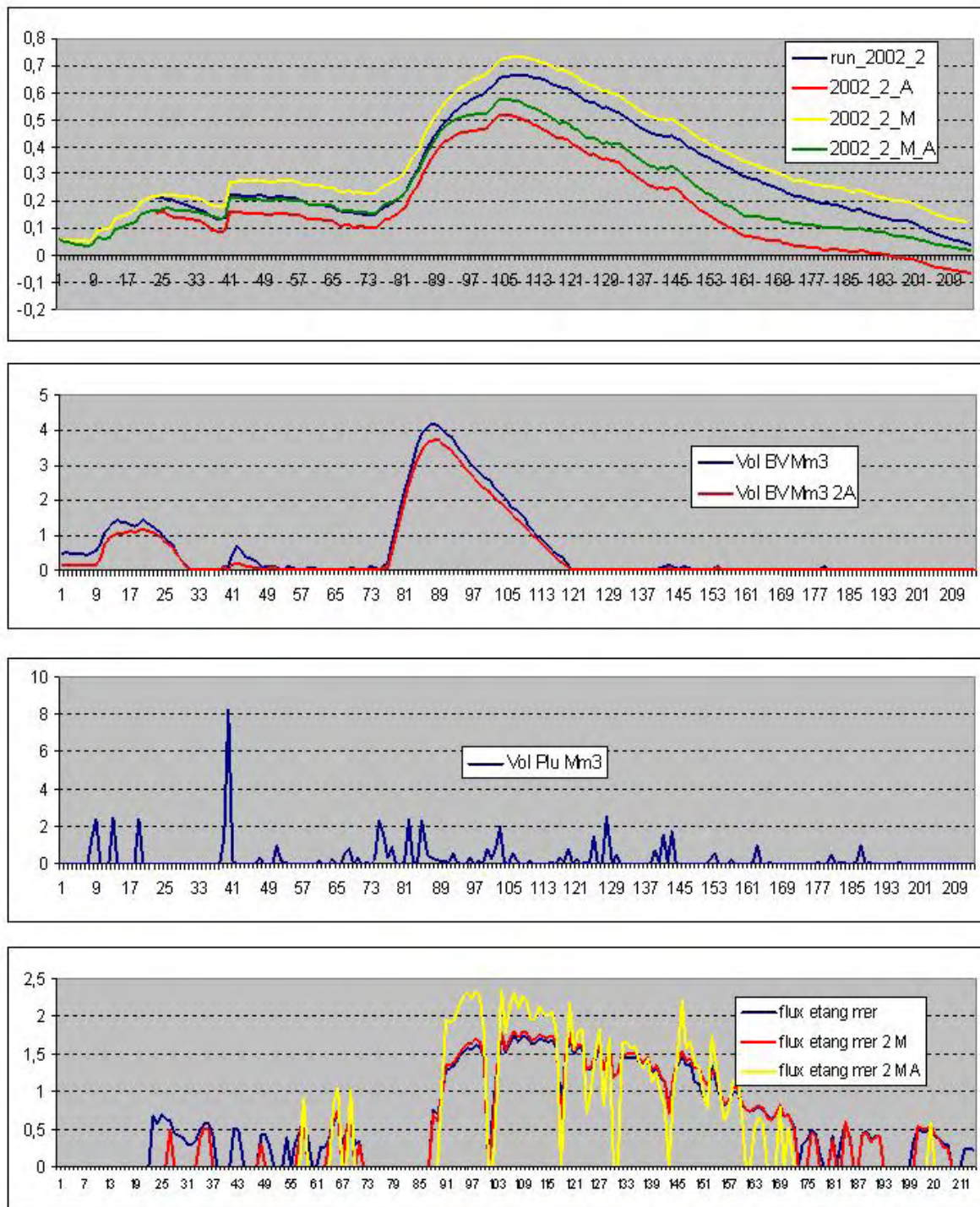


Figure 5.23 : Résultats des simulations pour la famille de scénarii 2002-2.

- pluviométrie réelle, brèche avec transfert limité (type 1994, soit 16 Mm<sup>3</sup>) du bassin Nord en septembre, brèche et transfert important (type 1993, soit 83 Mm<sup>3</sup>) en novembre.



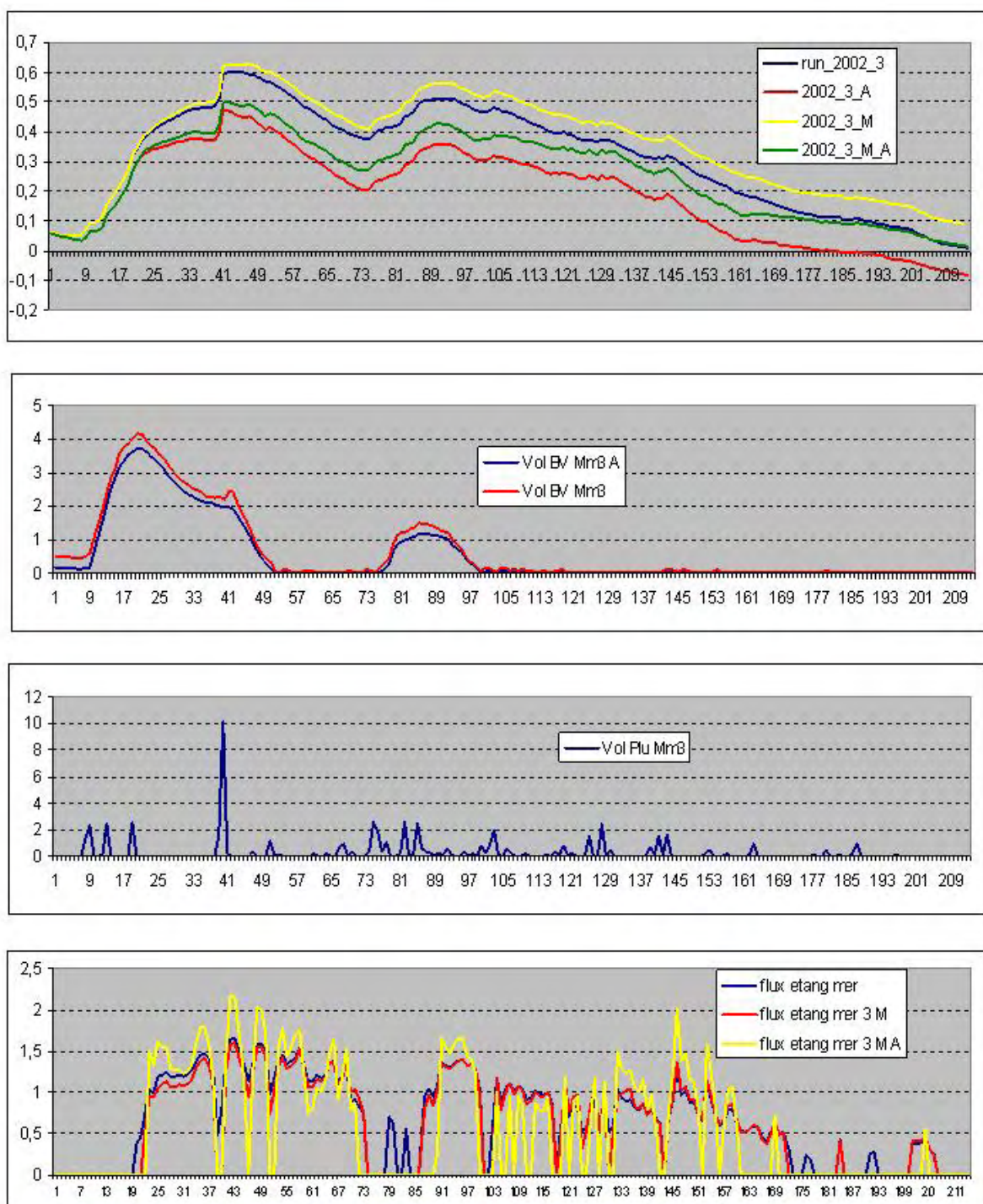


Figure 5.24 : Résultats des simulations pour la famille de scénarii 2002-3.

- pluviométrie réelle, brèche importante avec transfert majoré (89 Mm<sup>3</sup>, comme en 1993) un épisode pluvieux tendant à épaissir en octobre l'hydrogramme provenant du Bassin Nord, brèche avec transfert limité en novembre (16 Mm<sup>3</sup>, type 1994).

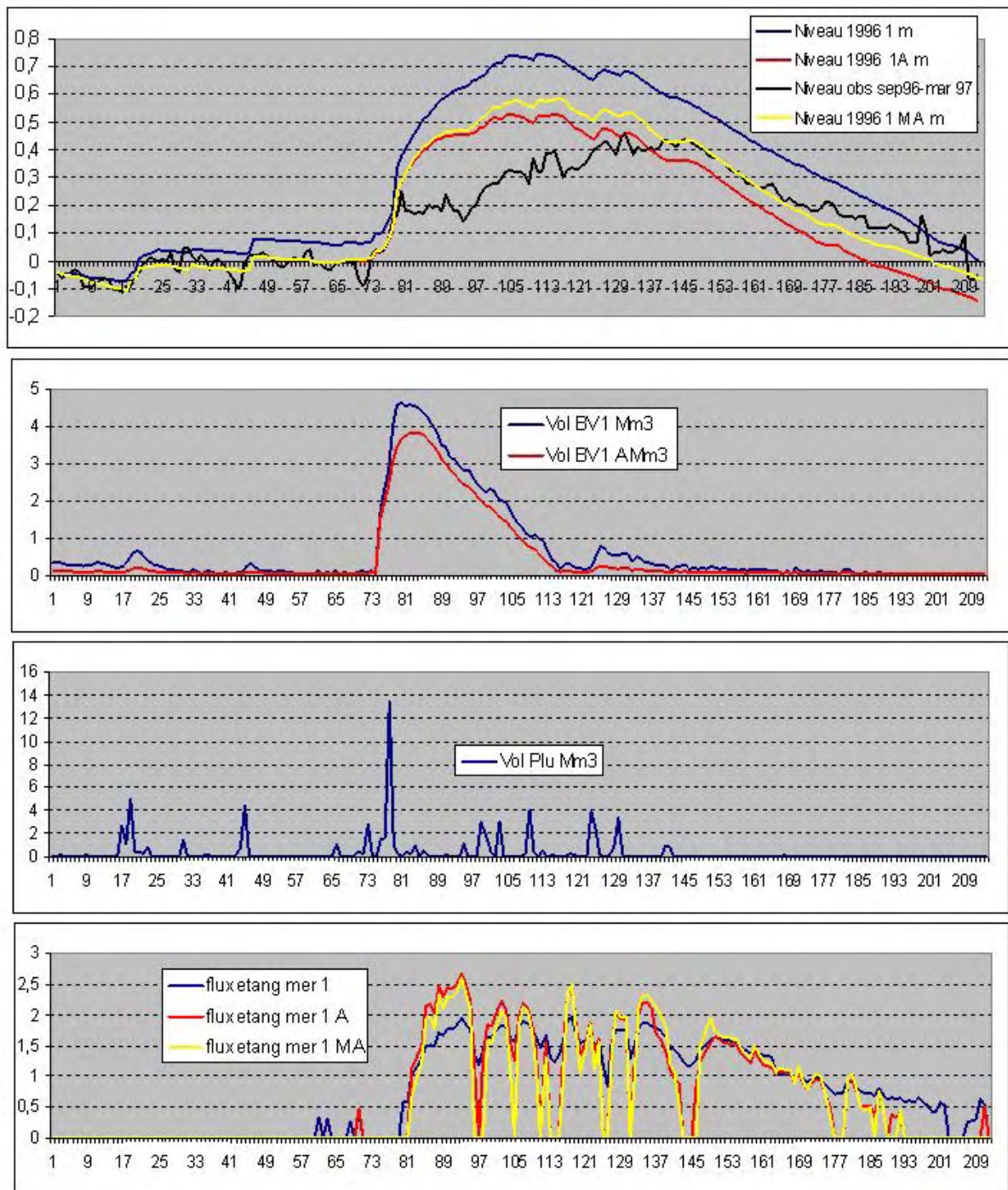


Figure 5.25 : Résultats des simulations pour la famille de scénarii 1996-max.

- pluviométrie réelle (la plus importante sur la période de septembre à janvier depuis 1963, avec 582 mm), brèche avec transfert important (83 Mm3, type 1993) au moment de la crue du Rhône en novembre.

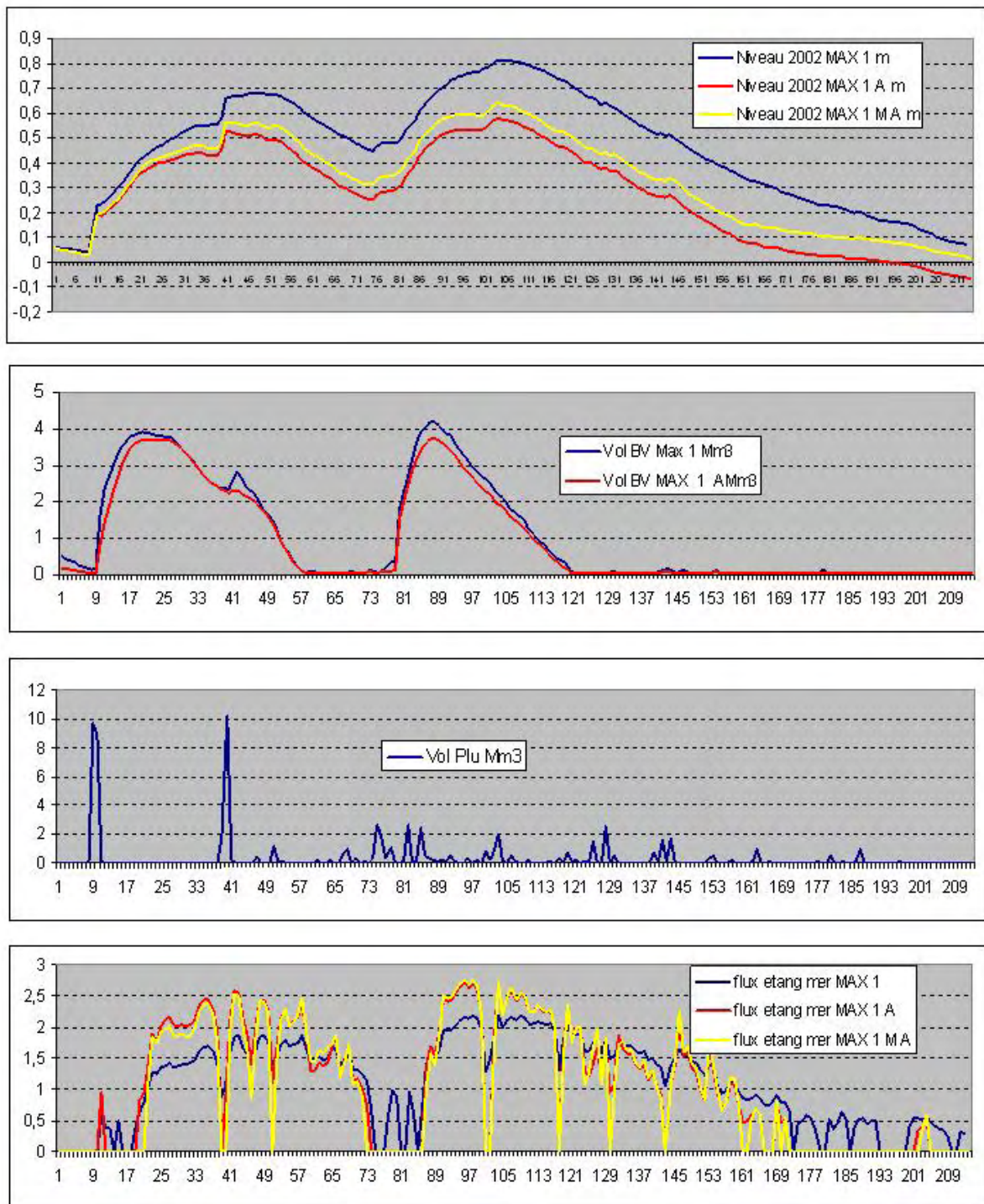


Figure 5.26 : Résultats des simulations pour la famille de scénarii 2002-max.

- pluviométrie majorée en septembre (épisode pluvieux 166 mm, type 18 septembre 1995), brèche importante avec transfert majoré (110 Mm<sup>3</sup>, 1993 « élargi ») un épisode pluvieux tendant à épaissir en octobre l'hydrogramme provenant du Bassin Nord, brèche avec transfert important novembre (83 Mm<sup>3</sup>, type 1993) de nouveau en novembre.

On notera que dans la réalité, pour des niveaux de remplissage élevés, les hydrogrammes entrants, surtout pour ceux du bassin versant non poldérisé, seraient plus « étalés » que dans le modèle, en

raison du contrôle hydraulique par l'aval de l'écoulement des canaux. Les entrées d'eaux maximales sont d'environ 4 millions de m<sup>3</sup> par jour, soit une contribution à la hausse du niveau de l'étang de 4 cm par jour, éventuellement combinée avec une hausse de 10 cm due à la pluie directe sur le plan d'eau.

Les simulations réalisées, correspondant à des situations de crises combinant crues du Rhône (et brèches supposées dans les digues sur le Petit Rhône), surcotes marines et fortes précipitations montrent qu'il est possible d'atteindre dans tous les cas simulés (Figures 5.27 à 5.29) un niveau des étangs « acceptable » à la fin du mois de mars (inférieur à 0.2 voire 0.1 m NGF), même avec un scénario incluant deux crues importantes successives (cas de septembre et novembre 2002) avec ruptures de digue et transfert massif d'eau vers les étangs. En revanche, le maintien du niveau de l'étang à une cote ne dépassant pas 0.5 m NGF sauf de manière transitoire, suite à des apports massifs, ne peut être obtenu sans modification des règles et capacités de gestion hydraulique actuelles du système (Figures 5.27 à 5.29). S'il nous apparaît normal que le système lagunaire serve de zone d'expansion pour les eaux d'inondation du delta, il convient toutefois de prévoir de mieux réguler leurs apports, dans la perspective d'un régime hydro-climatique plus intense en automne hiver. La poldérisation partielle du bassin versant des étangs; la limitation des eaux de transfert du bassin Nord en cas d'inondation à celles transitant par le canal de Rousty (Nord Vaccarès); la possibilité pour les stations de drainage existantes de fonctionner quelle que soit la cote du Rhône ; l'évacuation totale des eaux de drainage des Saintes Maries vers la mer ; ainsi que l'augmentation des capacités d'évacuation gravitaires des étangs vers la mer permettront de limiter les risques de débordement des étangs au-delà de la cote 0.5 m NGF.

Les simulations réalisées dans le cas du scénario le plus défavorable envisagé pour la période du 1<sup>er</sup> septembre au 31 mars, indiquent qu'avec les conditions de gestion ci-dessus réunies, **une station d'assainissement supplémentaire de 10 m<sup>3</sup> /s sur le bassin versant de Fumemorte et dix vannes supplémentaires (de 1.2 x 1 m) au pertuis maritime** ; la cote de 0.5 m NGF ne serait plus dépassée que 18 jours (38 avec l'hypothèse d'un niveau marin plus haut de 10 cm) contre 69 dans la situation actuelle.

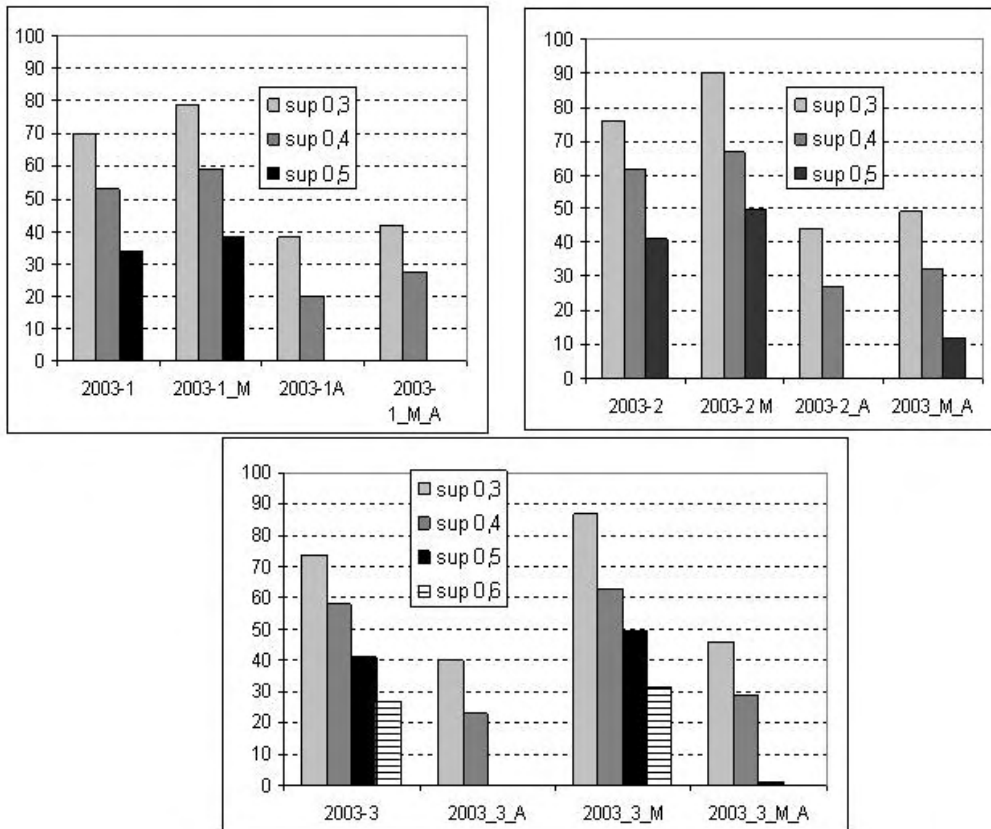


Figure 5.27 : Nombre de jours de dépassement de différentes cotes de l'étang (en m NGF) pour les scénarii du type 2003. (Rappel : M pour Niveau marin actuel + 0,1 m ; A : poldérisation et extension pertuis).

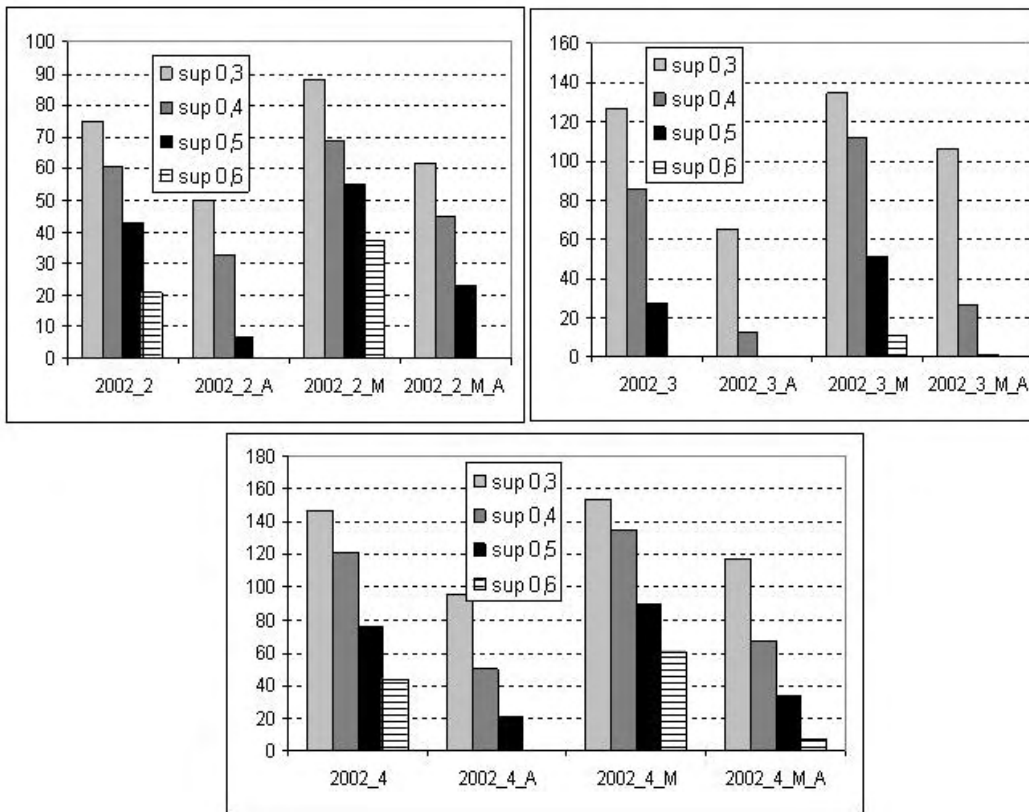


Figure 5.28 : Nombre de jours de dépassement de différentes cotes de l'étang (en m NGF) pour les scénarii du type 2002. (Rappel : M pour Niveau marin actuel + 0,1 m ; A : poldérisation et extension pertuis).

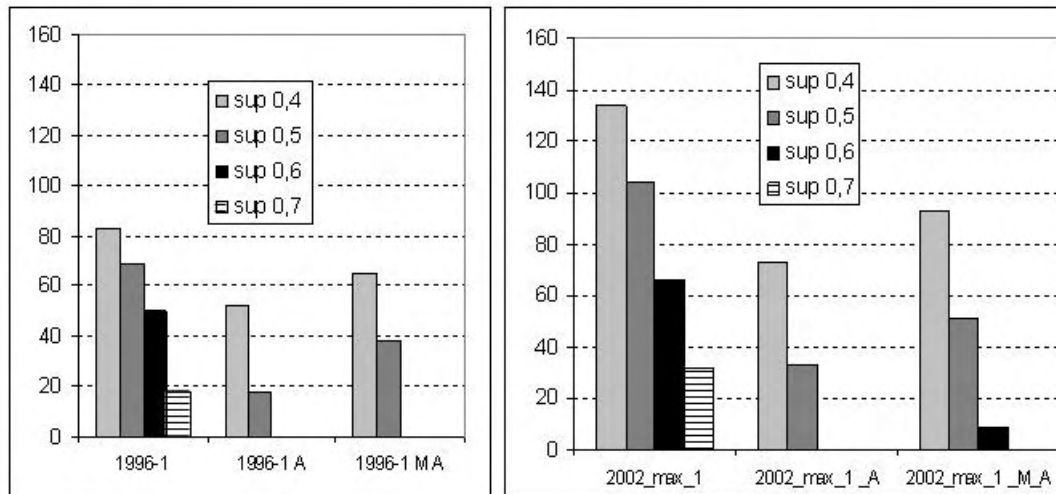


Figure 5.29 : Nombre de jours de dépassement de différentes cotes de l'étang (en m NGF) pour les scénarii du type 1996 et 2002 max. (Rappel : M pour Niveau marin actuel + 0,1 m ; A : poldérisation et extension pertuis).

Comme expliqué précédemment, nous avons préféré différer le développement de la nouvelle version du modèle hydrodynamique. Le calage du modèle réalisé dans le cadre de ce travail ne présente donc qu'une version provisoire et simplifiée. Afin de tester le modèle hydrodynamique du système Vaccarès, nous avons créé des simulations très simple afin de vérifier la cohérence physique du modèle et d'identifier l'implication des différentes variables dans la convergence du modèle. Nous avons d'abord testé l'influence du niveau du plan d'eau à l'état initial. Les berges du système Vaccarès ont été fixé à 0.3 m NGF. Il s'agit donc d'évaluer si le modèle peut modéliser une situation avec une cote supérieure (à +1 m). Les débits des affluents ont été fixés de façon arbitraire à 3, 2 et 1 m<sup>3</sup>/s respectivement pour le Fumemorte, le Roquemaure et le Rousty et un débit de -5 m<sup>3</sup>/s a été fixé au niveau de la sortie au Grau de la Fourcade. Le modèle tourne correctement les erreurs sur la conservation de la masse dans le système sont de 0.001%. Nous avons ensuite testé une cote du plan d'eau inférieure à 0,3 m NGF (cote initiale à 0), les débits pour le Fumemorte, le Roquemaure, le Rousty et la Fourcade sont respectivement 3, 2, 1 et -5 m<sup>3</sup>/s, les résultats sont identiques à la simulation avec le niveau à +1 m NGF. De plus, le modèle semble gérer correctement les bancs découvrant, certaines mailles du modèle se retrouvant sèches.

La cote du plan d'eau à l'état initial a été fixée à 0.3 m NGF pour l'ensemble de ces simulations. Premier test : débits de 3, 2, 20, -15 m<sup>3</sup>/s respectivement pour le Fumemorte, le Roquemaure, le Rousty et la Fourcade. Nous avons des problèmes de convergence du modèle dus à la définition de notre pas de temps. Nous avons défini un pas de temps de calcul de 5 secondes, ce pas de temps est trop important pour que le modèle puisse converger. La vitesse sur les mailles du modèle est trop importante sur 5 s, il faut descendre au pas de temps de 1 s afin que la distance parcourue sur 1 s soit inférieure à la longueur de la maille. Le fait de diminuer le pas de temps du modèle rallonge de façon considérable le temps de calcul. Deuxième test : débit de 3, 2, 5, -20 m<sup>3</sup>/s respectivement pour le Fumemorte, le Roquemaure, le Rousty et la Fourcade. Le calcul se passe correctement sur les 2 premières heures de simulation puis une incohérence apparaît : la hauteur d'eau au niveau de la Fourcade est nulle. Ceci s'explique par un débit trop important au niveau de la Fourcade qui a pour conséquence d'assécher les mailles en amont du grau. Le modèle ne pouvant pas faire passer un débit sur une hauteur d'eau nulle l'erreur apparaît.

Les débits imposés ne sont pas des débits réels et sont volontairement élevés pour déterminer les limites du modèle. Le fait d'imposer des conditions aux limites sous forme de débit sur l'ensemble des frontières liquides sur-contraint le modèle et peut aboutir à des incohérences. Si nous asséchons le modèle dans le secteur de la Fourcade, il devient impossible à Telemac d'imposer la condition en débit (à débit constant, lorsque H tend vers 0, V tend vers l'infini). Ce problème devrait disparaître en appliquant des débits réels pour des conditions hydro climatiques données.

La réponse du modèle a ensuite été analysée vis-à-vis de l'effet du vent. La cote initiale du plan d'eau a été fixée à 0.3 m NGF le débit de l'ensemble des affluents et sortie est nul. Le premier test est : vent de secteur Sud de 10 m/s imposé à t=0, modélisation sur 24 h. On observe un basculement des plans d'eau du Sud vers le Nord (Figure 5.30), la décote calculée correspond à l'ordre de grandeur de celle que l'on peut mesurer. Le fait d'imposer un fort vent d'un seul coup provoque de grandes oscillations de la ligne d'eau au début et s'atténue ensuite (Figure 3.31).

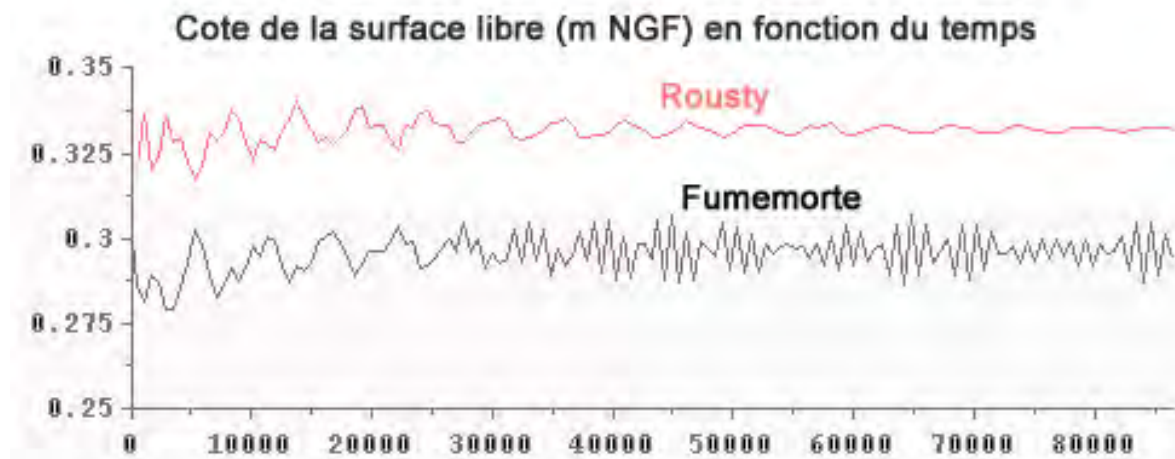
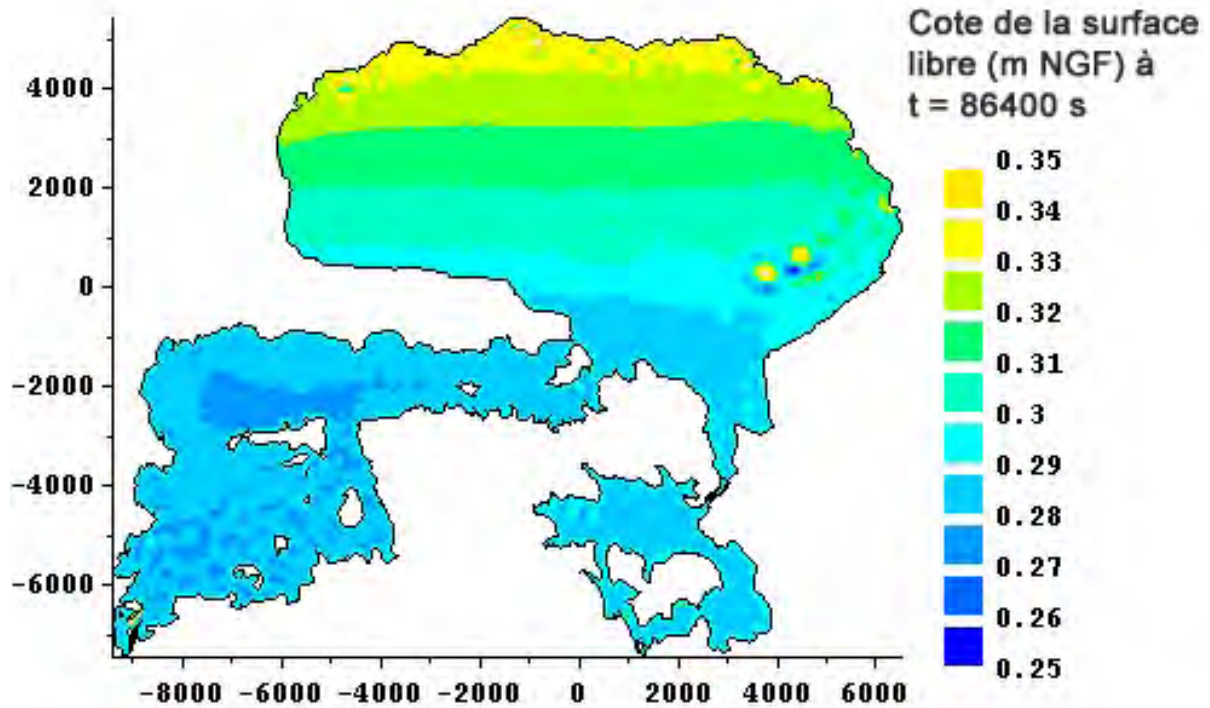


Figure 5.30 : Basculement du plan d'eau pour un vent de secteur Sud à 10 m/s et cote de la surface libre en fonction du temps (s) au niveau du canal de Rousty et du Fumemorte

Le deuxième test : vent de secteur Nord de 10 m/s imposé à t=0, modélisation sur 24h. Idem que pour le cas ci-dessus (Figure 5.31).



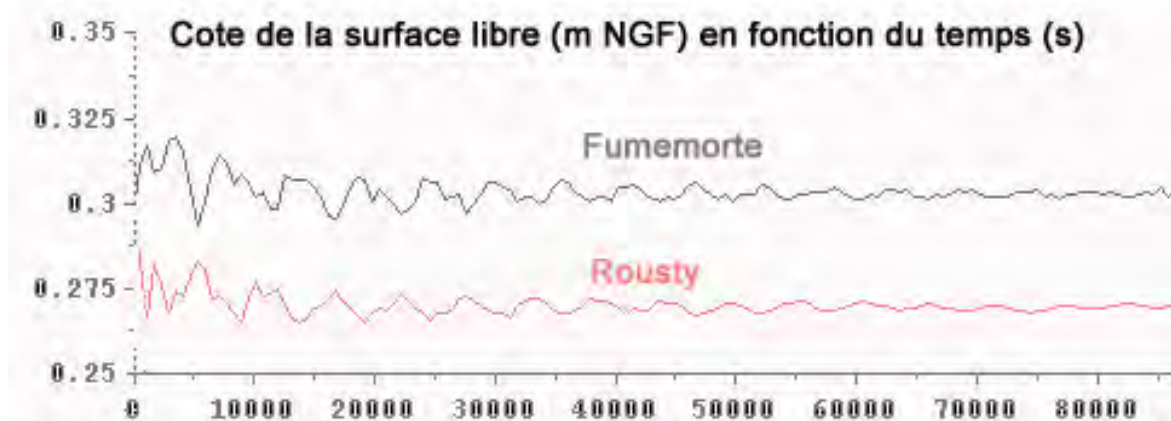
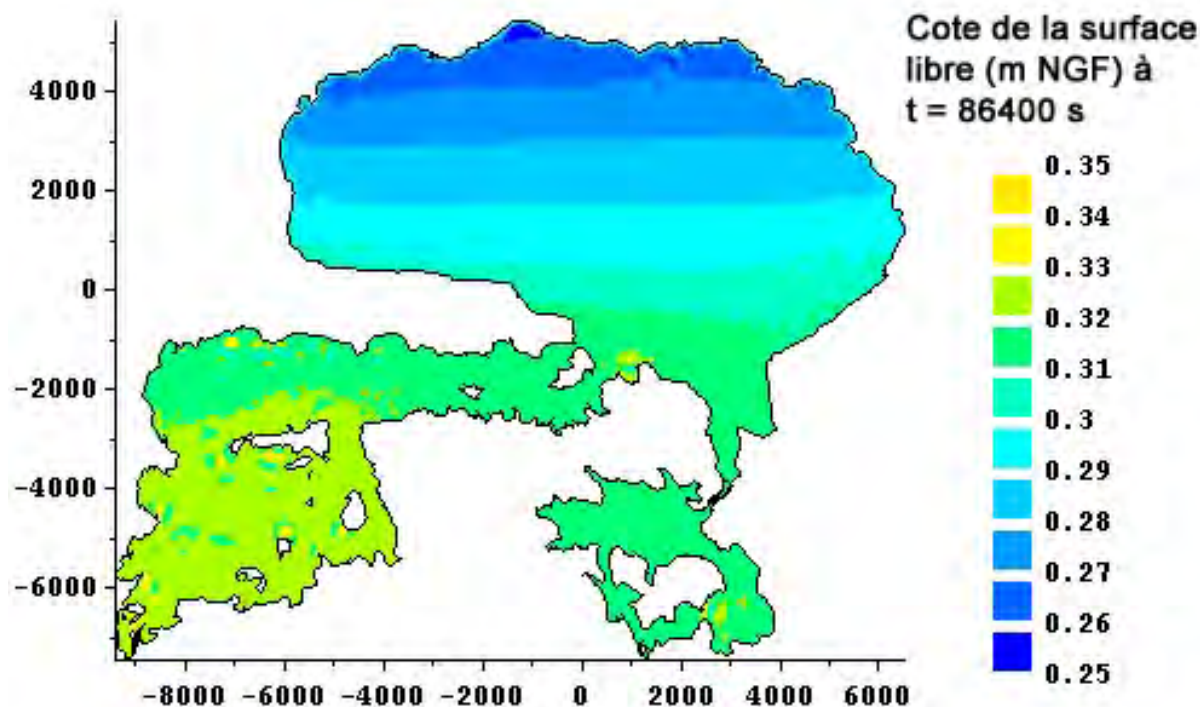


Figure 5.31 : Basculement du plan d'eau pour un vent de secteur Sud à 10 m/s et cote de la surface libre en fonction du temps (s) au niveau du canal de Rousty et du Fumemorte

Des évènements réels ont ensuite été simulés. L'évènement du 27/10/04 0h00 TU au 31/10/04 23h00 (Figure 5.17) représente un épisode de vent du Sud avec un niveau du plan d'eau initial à 0 m NGF. Le vent quasi nul au départ atteint en une douzaine d'heures, 12 m/s pour redescendre à 0 par la suite. Aucune sortie en mer n'est possible, les affluents délivrent un débit cumulé de l'ordre de 3 m<sup>3</sup>/s. Des précipitations importantes ont lieu. La pluie directe sur le plan d'eau n'est pas prise en compte par le modèle par contre la pluie sur les bassins versants intervient dans le modèle. L'évènement simulé correspond à un épisode de vent de Sud-est et dure 5 jours. Afin de tester la validité du modèle, nous avons comparé les cotes mesurées et simulées du plan d'eau au Fumemorte et au Rousty (Figure 5.32)

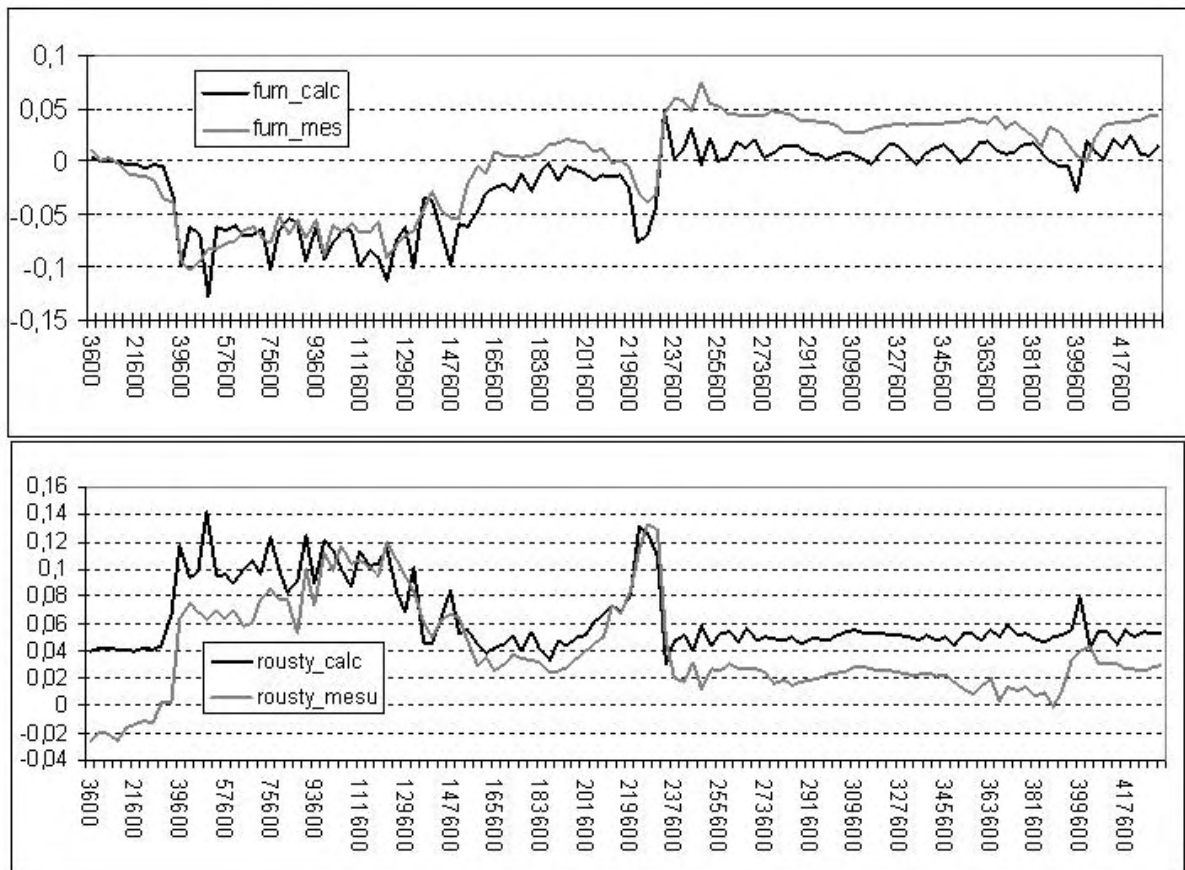


Figure 5.32 : Comparaison des cotes calculées par le modèle et mesurées (en m NGF) en fonction du temps (en s) au niveau du Fumemorte et du Rousty (événement du 27/10/04 0h00 TU au 31/10/04 23h00).

Les cotes calculées et mesurées sont à peu près équivalentes (+ ou - 2 cm) jusqu'à  $t = 234\ 000$  s puis les deux courbes divergent (+ ou - 4 cm). La pluie directe tombant sur le plan d'eau pourrait expliquer cette divergence. Afin de vérifier cette hypothèse, nous avons comparé les cotes mesurées avec les cotes simulées en rajoutant la pluie cumulée au cours du temps (Figure 5.33).

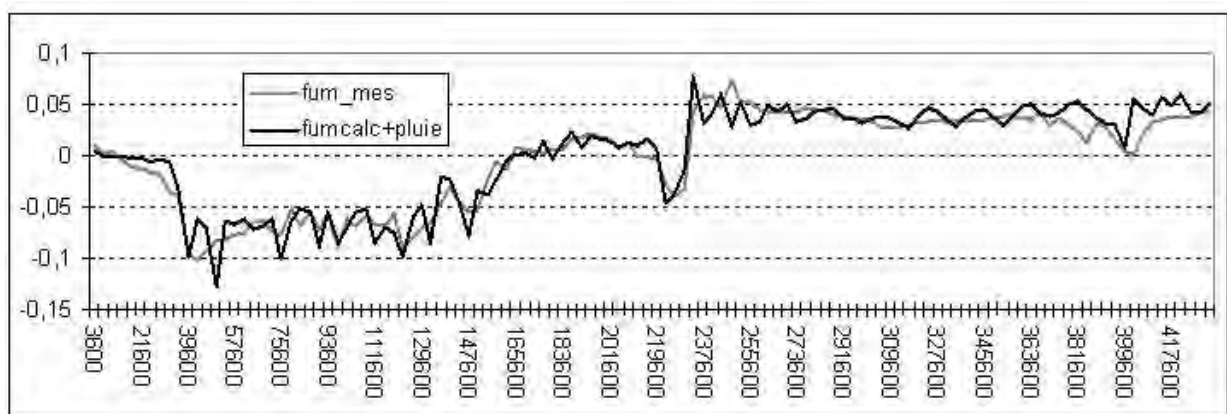


Figure 5.33 : Comparaison des cotes mesurées et calculées par le modèle en rajoutant la pluie cumulée (en m NGF) en fonction du temps (en s) au niveau du Fumemorte (événement du 27/10/04 0h00 TU au 31/10/04 23h00).

La prise en compte de la pluie directe sur le plan d'eau semble expliquer les problèmes de divergences des courbes simulées et mesurées. Nous avons également un problème de divergences de courbes au niveau du Rousty en début de simulation. La simulation surestime la ligne d'eau, le coefficient d'influence du vent est peut être un peu trop élevé pour les vents faibles (inférieur à 5 m/s). Pour ce qui est du basculement du plan d'eau, un exemple est donné ci-dessous pour trois temps différents en présentant une cartographie de la surface libre et de la hauteur d'eau (Figure 5.34).

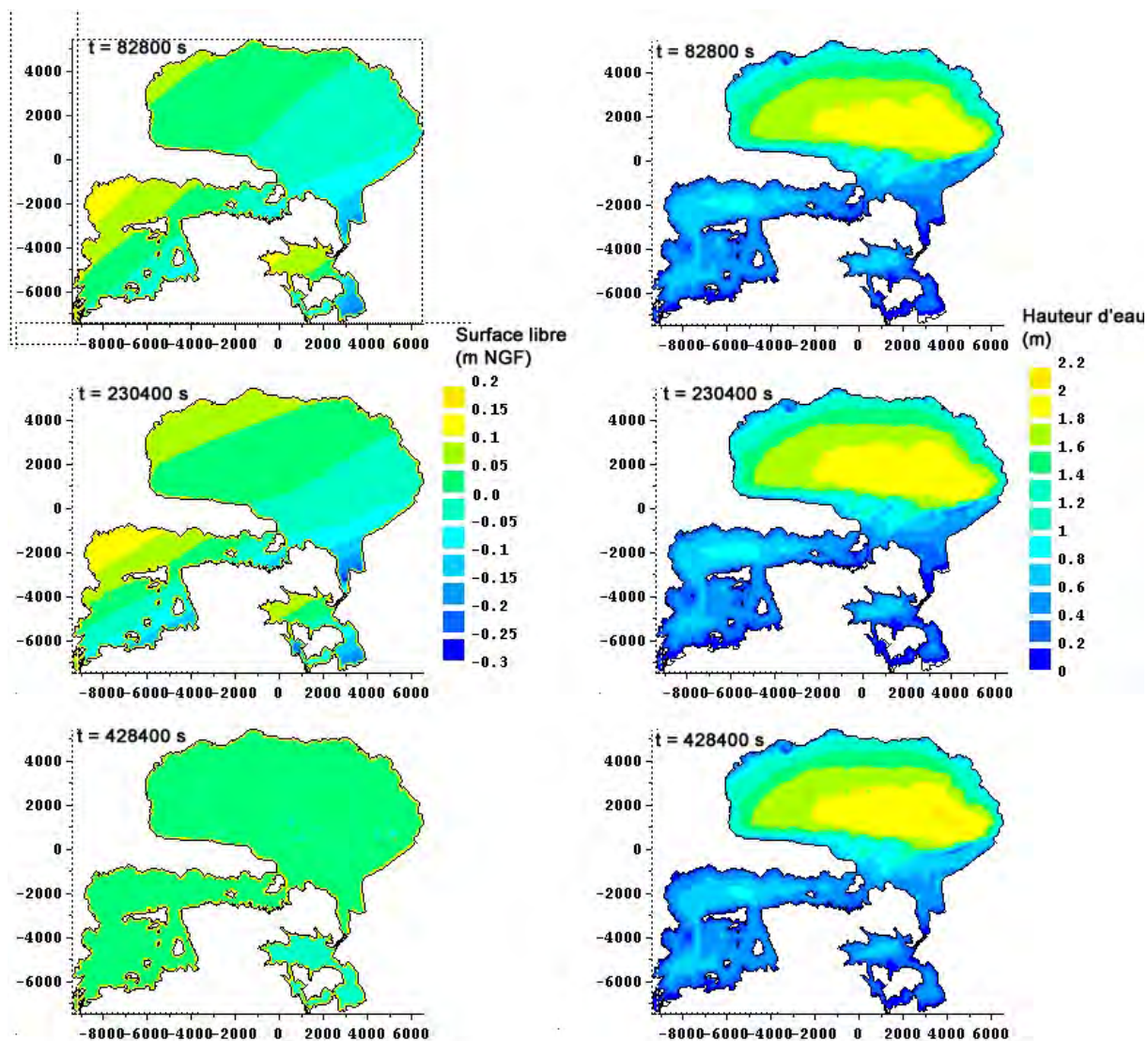
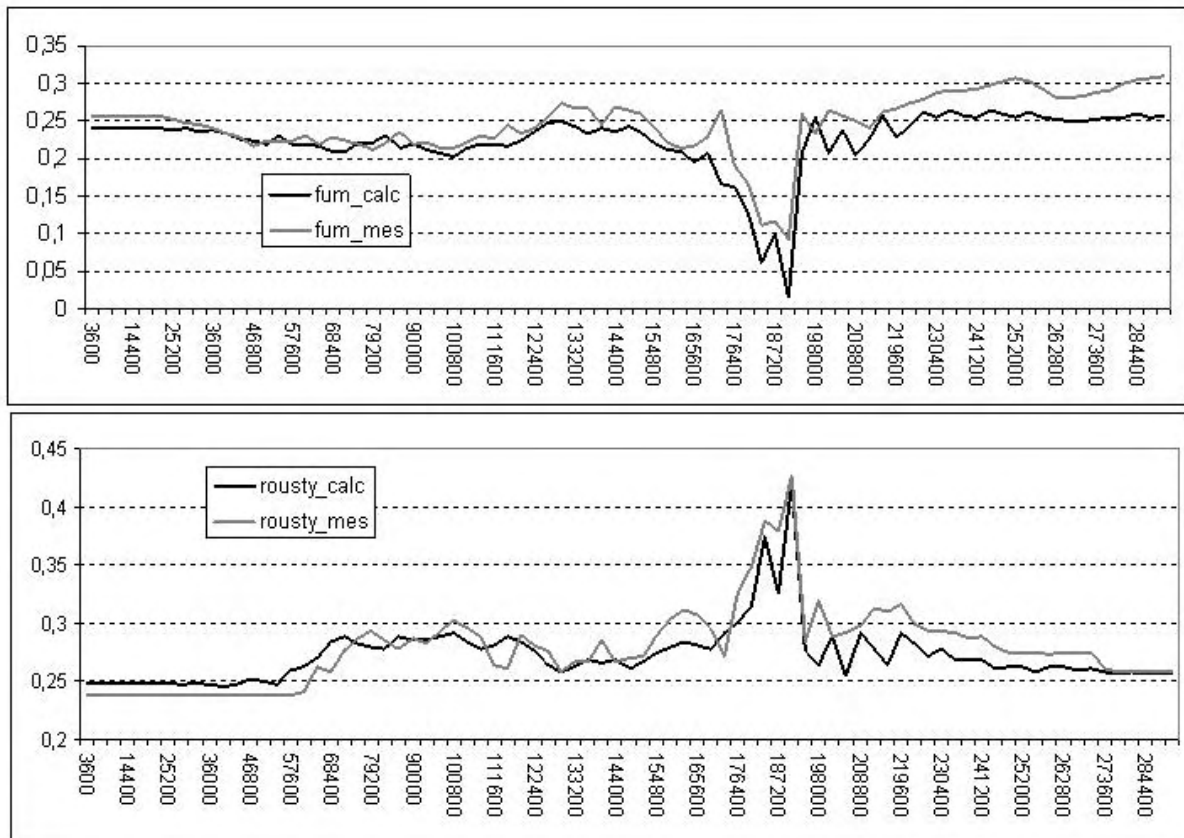


Figure 5.34 : Cartographie de la surface libre et de la hauteur d'eau pour différents temps de simulations (évènement du 27/10/04 0h00 TU au 31/10/04 23h00).

La cartographie de la hauteur d'eau permet de mettre en évidence les zones qui se découvrent et s'assèchent (en blanc et bleu foncé sur la figure 5.34)

L'évènement du 22/11/02 15h00 TU au 25/11/02 23h00 est décrit précédemment (Figure 5.18). Il représente un épisode de vent de secteur Sud avec un niveau du plan d'eau initial à 0.25 m NGF. Le vent quasi nul au départ atteint progressivement (environ 50 heures) 16 m/s pour redescendre à 2 m/s à 80 heures du début. Aucune sortie en mer n'est possible, les affluents délivrent un débit cumulé de l'ordre de 3 m<sup>3</sup>/s. La durée de simulation est de 3.3 jours, comme pour l'évènement d'octobre 2004 nous avons comparé les surfaces libres simulées à celles mesurées au niveau du Fumemorte et du Rousty (Figure 5.35).



**Figure 5.35 : Surface libre mesurée et calculée (en m NGF) en fonction du temps (en s) au niveau du Fumemorte et du Rousty (évènement du 22/11/02 15h00 TU au 25/11/02 23h00).**

Précédemment, la correspondance entre les courbes simulées et mesurées semblent correcte au début, puis les deux courbes tendent à diverger. Nous pouvons émettre la même hypothèse que pour l'évènement d'Octobre 2004, la pluie directe sur le plan d'eau (20 mm sur les 3.3 jours) pourrait expliquer la divergence des courbes simulées et mesurées. Notons aussi que les limnigraphes sont dans les chenaux d'arrivée des canaux dans l'étang, et que la mesure de niveau est susceptible d'être perturbée par son écoulement, donc moins représentative du niveau du plan d'eau lui-même. Le basculement du plan d'eau est relativement important (Figure 5.36) dû à un vent maximal à t = 190800 s de 16.5 m/s.

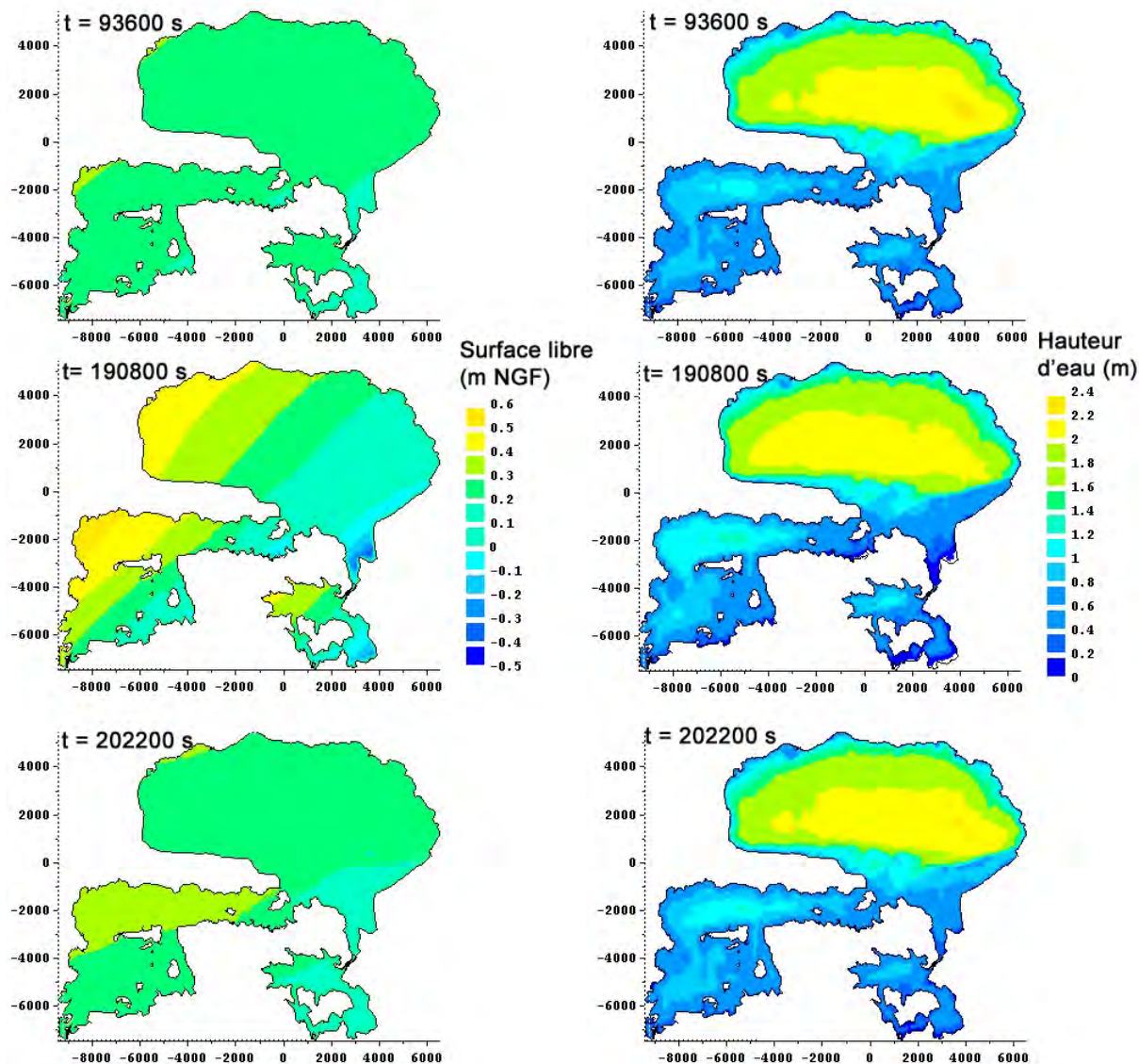


Figure 5.36 : Cartographie de la surface libre et de la hauteur d'eau pour différents temps de simulations (évènement du 22/11/02 15h00 TU au 25/11/02 23h00).

Pour un vent de 16.5 m/s ( $t=190800s$ ), la cote atteint à certains endroit 0.4 à 0.6 m NGF. Ces cotes sont importantes et dans la réalité, il y aurait « débordement » du plan d'eau sur les parties émergées, inondation des « terres hautes » et stockage possible de l'eau dans des baisses perchées. Ce phénomène de débordement est plus important par vent de secteur Nord, car les superficies inondables au dessus de la cote 0.3 m NGF sur le secteur des sansouires de la partie centrale de la Réserve Nationale et entre les étangs et la digue à la mer sont beaucoup plus importantes que sur les rivages Ouest et Nord des étangs. Le modèle ne tient pas compte de ces débordements, un développement du modèle intégrant ces impératifs est nécessaire. Ceci ne sera possible qu'en intégrant des données topo-bathymétriques complémentaires sur les terres émergées du pourtour des étangs. La construction d'un MNT amélioré est en cours, dans le cadre du projet GIZCAM du programme LITEAU II, sa version préliminaire a d'ailleurs été utilisée pour établir les relations niveau/superficie et niveau/volume utilisée dans le modèle conceptuel présenté précédemment.

## **5.4 Conclusions**

L'outil de simulation développé dans le cadre de cette étude fonctionne au pas de temps journalier, en s'appuyant pour le moment sur des jeux de données réelles observées et combinées de manière plausible sur la période de septembre à mars. Il serait utile, au moins pour la simulation des vidanges gravitaires, de fonctionner au pas de temps horaire pour gérer au mieux les décotes du plan d'eau sur un épisode de vent. Pour élargir le domaine d'utilisation prospective, il sera nécessaire d'utiliser des scénarii basés sur des séries cohérentes de vent, de marée et de surcote marines synthétisées, provenant des résultats obtenus par les autres équipes dans le cadre de ce projet (Gaufres et Sabatier, 2006 ; Ullmann *et al.*, 2007).

La version développée du modèle conceptuel donne des résultats satisfaisants pour simuler l'hydrosystème en conditions d'entrées d'eau critiques, alors que l'on ne s'inquiète pas de gérer numériquement le stock de sel, mais surtout sa répartition spatiale entre Vaccarès et étangs inférieurs : il s'agissait ici de simuler le comportement hydraulique du système en situation de crise, pas de modéliser la dynamique saline.

Le développement du modèle hydrodynamique bi-dimensionnel permettant la prise en compte des débordements avec un vent fort est difficile à mettre en œuvre et doit s'appuyer sur une description topo-bathymétrique de qualité que nous obtiendrons prochainement. En fait, c'est surtout pour la modélisation hydro saline prenant en compte la compartimentation en sous unités lagunaire et la remobilisation de sel sur les secteurs temporairement inondés, que cette approche sera nécessaire. Laquelle se poursuit dans le cadre du projet GIZCAM du programme LITEAU 2.

Sur les propositions d'aménagement, d'autres options (poldérisation et augmentation des capacités de vidange gravitaire des étangs) pourront être simulées, en prenant en compte l'aspect économique (investissement, fonctionnement) et en s'appuyant sur des analyses hydrauliques plus fines, en particulier pour le drainage par pompage des bassins versants. D'autres options de gestion hydraulique de la post crise, non prise en compte ici méritent des analyses complémentaires : drainage gravitaire des zones inondées par des ouvrages dans les digues du Rhône, utilisation des stations de pompage des bassins versant pour participer à la vidange des étangs.

Il nous paraît par ailleurs utile que des modélisations hydrodynamiques bi-dimensionnelles simulant la propagation de l'eau (niveau, vitesse) depuis des brèches, pour des scénarii de rupture de digue sur le Grand Rhône au Nord du Sambuc, et de la digue à la mer (secteur Plage Est Fourcade, digue de front de Mer des Saintes Maries) ainsi que de déversements contrôlés sur les digues du Petit Rhône (perspectives du Plan Rhône) soient réalisées. Elles permettraient de mieux cerner les contraintes et les risques en termes de sécurité publique. La condition nécessaire de la réalisation de telles modélisations restant la mise à disposition du modélisateur d'une information topographique de qualité.

## 6. Références

- Aelbrecht D., Logiciel ARTEMIS version 3.0 - Note de Principe, Rapport LNHE n° HE-42/97/002, 36 pages.
- Argent R. M., Houghton B., 2001. Land and water resources model integration: software engineering and beyond. *Advances in Environmental Research*, **5**, 351-359.
- Augustinus P.G.E.F., Leaven M.P., Ruwe J., de Vries J.B., 1990. Dune formation and dune degradation in the Camargue, France. Littoral 90, *1er Symposium International EUROCOAST*, Marseille, 115-119.
- Allan J.C., Komar P.D., 2006. Climate controls on US West coast erosion processes. *Journal of Coastal Research*, **22**, 511-529.
- Baines P.G., 1998. Topographic Effects in Stratified Flows. Cambridge University Press, 482 pp.
- Baines P.G., Miles J.W., 2000. On topographic coupling of surface and internal tides. *Deep-Sea Research*, **47**, 2395-2403.
- Bruzzi C., 1998. Les tempêtes et l'évolution morphosédimentaire des plages orientales du delta du Rhône. Thèse de l'Université de Provence (Aix-Marseille I), 325 p.
- Cazenave A., Nerem A., 2004. Present-day sea-level change: Observations and causes, *Review of Geophysics*, **42**, doi:10.1029/2003RG000139.
- Caballero Y., Chevallier P., Gallaire R., Pillco R., 2004. Flow modelling in a high mountain valley equipped with hydropower plants: Rio Zongo Valley, Cordillera Real, Bolivia. *Hydrological Processes*, **18**, 939-957.
- Chapelle A., Duarte P., Esteve M. A., Fiandrino A., Galbiati L., Marinov D., Martinez J., Norro A., Plus M., Salles C., Somma F., Tournoud M. G., Tsirtsis G., Zaldivar J. M., 2005. Comparison between different modelling approaches for coastal lagoons. European Commission FP5 EESD Project EVK3-CT-2002-00084, 2005 EUR 21817 EN, report, 81 pp.
- Charpentier A., Grillas P., Lescuyer F., Coulet E., Auby I., 2005. Spatio-temporal dynamics of a *Zostera noltii* dominated community over a period of fluctuating salinity in a shallow lagoon, Southern France. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **64**, 307-315
- Chauvelon P., Sandoz A., Heurteaux V., Berceaux A., 2001. Satellite remote sensing and GIS used to quantify water input for rice cultivation (Rhône delta, France). *International Association of Hydrological Sciences*, **267**, 446-450.
- Chauvelon P., Tournoud M.G., Sandoz A., 2003. Integrated hydrological modelling of a managed coastal Mediterranean wetland (Rhône delta, France): initial calibration. *Hydrology and Earth System Sciences*, **7**, 123-131.
- Chauvelon P., Sandoz A., Pichaud M., 2005. Impact de la gestion de l'eau et des inondations sur les bilans de sels et de sédiments dans l'hydrosystème central du delta du Rhône.

Actes de la conférence WATMED 2 (CD), Ressources en Eau en Méditerranée, Marrakech, 14-17 Novembre 2005.

- Cucco A., Umgiesser G., 2006. Modelling the Venice Lagoon residence time. *Ecological Modelling*, **193**, 34–51.
- Cunderlik J. M., Ouarda T. B. M. J., 2006. Regional flood-duration–frequency modeling in the changing environment. *Journal of Hydrology*, **318**, 276-291.
- Codina R., 2001. Pressure stability in fractional step finite element methods for incompressible flows. *Journal of Computational Physics*, **170**, 112-140.
- Dolan R., Davis R. E., 1992. An intensity scale for Atlantic Coast northeast storms. *Journal of Coastal Research*, **8**, 840-853.
- EID Méditerranée, 2004. Lanzellotti Provence , Etude de la dynamique géomorphologique du lido de Villeneuve Les Maguelone, 140 pp.
- Flather R.A., 1976. Results from surge prediction model of the North-West European continental shelf for April, November and December 1973. Institute of Oceanography (5UK), Report number 24.
- Gaufrès P., Sabatier F., 2005. Extreme storm surges distributions at Marseilles, In Proceedings of the Seventh International Conference on the Mediterranean Coastal Environment, MEDCOAST 05, Water Level Changes, 2, 1235-1246
- Gaufrès P., Sabatier, F., 2006. Extreme storm surge distributions and practical applications at Marseilles (France). 7th International Conference on Hydroinformatics, *Advanced Application of modelling*, HIC 2006, Nice, 1601-1608.
- Gumbel E.J., 1958. Statistics of Extremes, Columbia University Press, New York, 356 pp.
- Gourlay M. R., Colleter G., 2005. Wave generated flow on coral reefs – an analysis for two dimensional horizontal reef-tops with steep faces. *Coastal Engineering*, **52**, 353-387.
- Giusti, E., Marsili-Libelli, S., 2006. An integrated model for the Orbetello lagoon ecosystem. *Ecological modelling*, **196**, 379–394.
- Hancock M.W., Kobayashi N., 1994. Wave overtopping and sediment transport over dunes. Proc. 24<sup>th</sup> Int. Conf. on Coastal Eng. (ICCE'1994), Kobe, 2028-2042.
- Hervouet J.M., 2003 Hydrodynamique des écoulements à surface libre. Modélisation numérique avec la méthode des éléments finis. Ed Presses de l'école nationale des Ponts et Chaussées. 311 pp.
- Heurteaux P., 1994. Essai de quantification des termes du bilan hydrique des étangs du système Vaccarès (Camargue, France). *Annals of Limnology*, **30**, 131–144.
- Hreiche A., Bocquillon C., Najem W., 2006. River Flow Simulation within Ungauged Catchments in Lebanon using a semi-distributed rainfall-runoff model. In: Voinov, A., Jakeman, A.,



- Rizzoli, A. (eds). Proceedings of the iEMSs Third Biennial Meeting: " Summit on Environmental Modelling and Software". International Environmental Modelling and Software Society, Burlington.
- Hreiche A., Mezher D., Bocquillon C., Dezetter A., Servat E., Najem, W., 2002. Parallel processing for a better understanding of equifinality in hydrological models. Proc. Int. Environmental Modelling and Software Society meeting 2002. 410–415.
- Hurrell J.W., 1995. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation, *Science*, **269**, 576-579.
- IOC, 1997. Global Sea Level Observing System (GLOSS) implementation plan – 1997 Intergovernmental Oceanographic Commission, Technical Series, No. 50, 91 pp.
- IPCC, 2001. Third assessment report, Cambridge, 568 pp.
- Jarvela J., 2005. Effect of submerged flexible vegetation on flow structure and resistance. *Journal of Hydrology*, **307**, 233-241.
- Jenkinson A.F., 1969. Statistics of extremes. Estimation of maximum floods – In Tech. Note No.98. World Meteorological Organization, Geneva, pp 183-227.
- Jevrejeva J., Moore J.C., Woodworth P.L., Grinsted A., 2005. Influence of large-scale atmospheric circulation on European sea level: results based on the wavelet transform method, *Tellus A*, **57**, 183–193.
- Kobayashi N., Tega Y., Hancock M.W., 1996. Wave reflection and overwash of dunes. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, **122**, 150-153.
- Komar P.D., McDougal W.M., Marra J.J., Ruggiero P., 1999. The Rational Analysis of Setback Distances: Applications to the Oregon, *Coastal Shore & Beach*, **67**, 41-49.
- Lang M., Ouarda T., Bobée B., 1999. Towards operational guidelines for over-threshold modeling, *Journal of Hydrology*, **225**, 103-117.
- Larson M., Kraus N.C., 1989. SBEACH : Numerical model for simulating storm-induced beach change, Report 1, empirical foundation and model development. CERC - WES, Technical Report CERC-89-9, 267 pp.
- Lee J., 1993. A formal approach to hydrological model conceptualization. *Hydrological Sciences Journal*, **38**, 391-401.
- Li L., Simonovic S. P., 2002. System dynamics model for predicting floods from snowmelt in North American prairie watersheds. *Hydrological Processes*, **16**, 2645-2666.
- Lionello P., Sanna A., Elvini E., Mufato R., 2006. A data assimilation procedure for operational prediction of storm surge in the northern Adriatic sea. *Continental Shelf Research*, **26**, 539-553.

- Michelangeli P.A., Vautard R., Legras B., 1995. Weather Regimes: Recurrence and Quasi Stationarity. *Journal of Atmospheric Sciences*, **52**, 1237-1256.
- Mitosek, H. T., Strupczewski, W.G., Singh V.P., 2006. Three procedures for selection of annual flood peak distribution. *Journal of Hydrology*, **323**, 57-73.
- Morellato D., 2004. Modélisation de l'efficacité du rechargement artificiel en sable sur une plage microtidale à barres (Site de Routy, delta du Rhône). Mémoire de DEA, Université de Provence, Institut des Sciences Géographiques et de l'Aménagement, 54 pp.
- Morellato D., Sabatier F., Pons F., Gaufrès P., 2004. Comparaison de deux modèles cross-shore d'érosion des plages (Site de Rousty, Delta du Rhône, France). *VIIIèmes Journées Nationales, Génie Côtier Génie Civil*, Compiègne, 7 au 9 septembre 2004, 203-210.
- Moron V., 2003. L'évolution séculaire des températures de surface de la Mer Méditerranée (1856-2000). *Comptes-Rendus Géosciences*, **335**, 721-727.
- Moron V., Plaut G., 2003. The impact of El Niño southern oscillation upon weather regimes over Europe and the North Atlantic during boreal winter. *International Journal of Climatology*, **23**, 363-379.
- Moron V., Ullmann A., 2005. Relationships between sea-level pressure and sea-level height in the Camargue (French Mediterranean coast). *International Journal of Climatology*, **23**, 1531-1540.
- Moron V., 2006. Errata of Relationships between sea-level pressure and sea-level height in the Camargue (French Mediterranean coast) by Vincent Moron and Albin Ullmann, pages 1531-1540, Volume 25, Issue 11, 2005, *International Journal of Climatology*, **24**, 987.
- Oñate E., García J., 1999. A methodology for analysis of Fluid-structure interaction accounting for free surface waves. European Conference on Computational Mechanics (ECCM99). Munich.
- Oñate E., 2000. A stabilized finite element method for incompressible viscous flows using a finite increment calculus formulation. *Computational Methods in Applied Mechanical Engineering*, **182**, 355-370.
- Paskoff R., 1993. *Côtes en danger*, Masson, 250 p.
- Pirazzoli P.A., 1999. Surges, atmospheric pressure and wind change and flooding probability on the Atlantic coast of France. *Oceanologica Acta*, **23**, 643-661.
- Puech, C., Deshayes, M., Navarro, Y., 2005. Images, modèles et biomasse immergée. Cartographie des herbiers de zostères en Camargue à partir d'images SPOT-5. *Revue Internationale de Géomatique*. **15/2**.
- Provansal M., Vella C., Arnaud-Fassetta G., Sabatier F. et Mailllet G., 2003. Role of fluvial sediment inputs in the mobility of the Rhône delta coast (France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **4**, 277-282.

- Pugh D.T., Vassie J.M., 1978: Extreme sea levels from tide and surge probability , In Proceedings of the 16th Coastal Engineers Conference, Vol.1, Hamburg American Society of Civil Engineers, New York, 911-930.
- Rahmstorf S., Cazenave A., Church J.A., Hansen J., Keeling R., Parker D. and Somerville R., 2007. Recent climate observations compared to projections, *Scienceexpress*, 10.1126/science.1136843.
- Rizzo D. M., Mouser P. J., Whitney D. H., Mark C. D., Magarey R. D., Alexey A. A., 2006. The comparison of four dynamic systems-based software packages: Translation and sensitivity analysis. *Environmental Modelling & Software*, **21**, 1491-1502.
- Rogers J. C., 1990. Patterns of low-frequency monthly sea-level pressure variability (1899-1986) and associated wave cyclone frequencies. *J. Climate*, **3**, 1364-1379
- Rosecchi E., Chauvelon P., Poizat G., Crivelli A.J., 2003. Conséquences de la variabilité hydrosaline d'un complexe lagunaire méditerranéen, induite par la gestion hydraulique et les contraintes climatiques, sur ses peuplements piscicoles : le cas du système Vaccarès. Programme National Liteau-98 du M.E.D.D. Rapport final. Tour du Valat, 61 p. + annexes.
- Royer J.F., Cariolle D., Chauvin F., Déqué M., Douville H., Hu R.M., Planton S., Rascol A., Ricard J.L., Salas y Mela D., Sevault F., Simon P., Somot S., Tyteca S., Terray L., Valcke S., 2002. Simulation des changements climatiques au cours du 21<sup>ème</sup> siècle incluant l'ozone stratosphérique. *Comptes-Rendus de l'Académie de Sciences*, **334**, 147-154.
- Sabatier F., Provansal, 2000. La Camargue sera-t-elle submergée ? *La Recherche*, **7**, 35-36.
- Sabatier F., 2001. Fonctionnement et dynamiques morpho-sédimentaires du littoral du delta du Rhône. Thèse de Université Aix Marseille III, 274 p.
- Sabatier F., Suanez S., 2003. Evolution of the Rhône delta coast since the end of the 19<sup>th</sup> century, *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, **4**, 283-300.
- Sabatier F., Provansal M., Fleury J., 2005. Discussion of: Paskoff, R., 2004. Potential Implications of Sea-Level Rise for France. *Journal of Coastal Research*, **20**, 424-434. In *Journal of Coastal Research*, **21**, 860-864.
- Sabatier F., Chaibi M., Chauvelon P., 2007. Transport éolien par vent de mer et alimentation sédimentaire des dunes de Camargue. *Méditerranée*, sous presse.
- Samat O., 2007. Efficacité et impact des ouvrages en enrochement sur les plages micro-tidales. Le cas du Languedoc et du delta du Rhône. Université d'Aix-Marseille I, 318 p.
- Simon B., 1994. Statistique des niveaux marins extrêmes le long des cotes de France, rapport d'étude SHOM n°0001/04, DPNM, Ministère de l'Équipement, 78 p.
- Steezel H.J., 1992. Cross-shore transport during storm surges. The Dutch coast. The 22nd International Conference on Coastal Engineering, Delft, 1922-1934.

- Steezel H.J., Visser P.J., 1992. Profile development of dunes due to overflow. Proc. 23rd Int. Conf. on Coastal Eng. (ICCE'1992), Venice, 2669-2679.
- Suarez S., 1997. Dynamiques sédimentaires actuelles et récentes de la frange littorale orientale du delta du Rhône. Thèse Université de Provence, Aix-en-Provence, 282 p.
- Tega Y., Kobayashi N., 1996. Wave overwash of subaerial dunes. Proc. 25<sup>th</sup> Int. Conf. on Coastal Eng. (ICCE'1996), Orlando, 4148-4160.
- Thieler E.R., Pilkey O.H. Jr, Young R.S., Bush D.M., Chai, F., 2000. The Use of Mathematical Models to Predict Beach Behavior for U.S. Coastal Engineering : a Critical Review. *Journal of Coastal Research*, **16**, 1, 48-70.
- Ullmann A., 2003. Conditions barométriques et niveaux marins en Camargue. Mémoire de Master 2, Université de Provence, 80 p.
- Ullmann A., Pons F., Moron V., 2006. Tool kit helps digitize tide gauge records. *EOS*, **86**, 342.
- Ullmann A., Pirazzoli P.A., Tomasin A., 2007. Sea surges in Camargue : trends over the 20<sup>th</sup> century. *Continental Shelf Research*, **7**, 922-934.
- Ullmann A., Moron V., 2007. Weather regimes and sea surge variations over the Gulf of Lions (French Mediterranean coast) during the 20th century. *International Journal of Climatology*. sous presse.
- Ullmann A., Pirazzoli P.A., 2007. Recent evolution of extreme sea surge-related meteorological conditions and assessment of coastal flooding risk on the Gulf of Lions. *Méditerranée*, sous presse.
- Van Rijn L.C., Walstra D.J.R., Grasmeijer B., Sutherland J., Pan S., Sierra J.P., 2003. The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and seasons using process-based profile models. *Coastal Engineering*, **47**, 295-327.
- Vellinga P., 1982. Beach and dune erosion during storms. *Coastal Engineering*, **6**, 361-387.
- Ullmann A., Pons F., Moron V., 2005. Tool kit helps digitize tide gauge records, *EOS transactions*, **86**, 342.
- Ullmann A., Pirazzoli P.A., 2007. Caractéristiques spatiales de la formation des surcotes dans le Golfe du Lion, *Cybergéo*, **36**, sous presse
- Ullmann A., Moron V., 2007. Weather regimes and sea surge variations over the Gulf of Lions (French Mediterranean coast) during the 20th century. *International Journal of Climatology*, **27**, sous presse.
- Ullmann A., Moron V., Pirazzoli P.A., 2007. Sea surges around the Gulf of Lions and atmospheric conditions. *Global and Planetary Change*, en révision.
- Walton T. L., 2000. Distributions for surge extremes, *Ocean Engineering*, **27**, 1279-1293

- Wakelin S.L., Woodworth P.L., Flather R.A., Williams J.A., 2003. Sea-level dependence on the NAO over the NW European continental shelf, *Geophysical Research Letters*, **30**, doi:10.1029/2003GLO17041.
- Woodworth P.L. et al., 2004. Long term sea level changes and their impacts. In: Robinson, A.R., McCarthy, J., Rothschild, B.J. (Eds.), *The Sea*, vol. 13. Harvard University Press, Cambridge, 717–752.
- Woppelmann G., 1997. Rattachement géodésique des marégraphes dans un système de référence mondial par techniques de géodésie spatiale. Thèse sci. Obs. de Paris, 255 p.
- Zhang K., Douglas B.C., Leatherman S.P., 2001. Beach erosion potential for severe Nor'easters. *Journal of Coastal Research*. **17**, 2, 309-321.