tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

UNIVERSITE AIX-MARSEILLE I

UFR des Sciences géographiques et de l'aménagement / CEREGE, CNRS-UMR 6635

THESE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR de l'Université Aix-Marseille I

Discipline : Géographie – Option : Climatologie

Surcotes dans le Golfe du Lion et conditions atmosphériques : variabilité contemporaine et future (1905-2100)

Présentée et soutenue publiquement le 16 mai 2008 par

Albin ULLMANN

Sous la direction du Professeur Vincent MORON

Devant le jury composé de :

Gérard BELTRANDO, Professeur, Université Paris VII	Examinateur
Sylvain BIGOT, Professeur, Université de Grenoble	Rapporteur
Paolo Antonio PIRAZZOLI, DR. émérite, CNRS-UMR 8591, Meudon	Rapporteur
Frédéric PONS, Ingénieur TPE, CETE Méditerranée	Examinateur
François SABATIER, Maître de Conférence, Université Aix-Marseille I	Examinateur

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Couverture : photo du 18/12/2003 à Palavas (Ullmann, 2003)

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Remerciements

Ce travail est le fruit d'une véritable passion pour la climatologie, née au cours de mon cursus universitaire. Je remercie donc d'abord tous ceux qui m'ont transmis cette passion et qui m'ont enseigné cette discipline, d'abord à la faculté de Géographie de Strasbourg puis à l'UFR de géographie d'Aix-en-Provence.

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

Mes premiers remerciements vont au Professeur Vincent Moron, (Université d'Aix-Marseille I), directeur de cette thèse et à l'origine de ce travail de recherche. Il m'a beaucoup appris et aidé depuis la maîtrise et a su me faire part de sa conception innovante de la climatologie et de ses fortes compétences scientifiques. Sa rigueur, son honnêteté et sa « force tranquille » m'on permis de mener à bien cette thèse le plus sérieusement et sereinement possible.

Je tiens ensuite à remercier Paolo Antonio Pirazzoli (CNRS, Meudon). Depuis notre rencontre durant la première année de ma thèse, ses conseils, sa rigueur et la confiance dont il m'a fait part durant les travaux que nous avons menés conjointement ont été très bénéfiques et utiles pour la réalisation de ce travail de recherche. Travailler avec ce chercheur renommé a été un honneur pour moi. Merci également d'avoir accepté d'être rapporteur de cette thèse.

Merci à François Sabatier (CEREGE, Aix-en-Provence) de m'avoir fourni la série marégraphique du Grau-de-la-Dent, particulièrement importante pour réaliser cette thèse, et de s'être impliqué dans ce travail, en acceptant notamment d'être examinateur.

Merci également à Frédéric Pons (CETE Méditerranée), qui m'a accueilli en stage durant ma maîtrise puis mon DEA. La production de données marégraphiques réalisée sous sa direction m'a permis de disposer d'une base de donnée unique qui a fortement enrichi ce travail de recherche.

Je remercie également Alberto Tomasin (CNR-Italie) pour le travail sur le calcul des surcotes et le logiciel POLIFEMO qu'il m'a permis d'utiliser. Merci également à J.F Royer et A. Rascol (CNRM, Météo-France) de m'avoir fourni les pressions atmosphériques simulées par ARPEGE-climat pour les scénarios A2 et B2.

Ensuite, je tiens à remercier les chercheurs, ingénieurs et personnels du CEREGE d'Aix-en-Provence, qui m'ont accueilli durant les quatre années de cette thèse et pour tous les moyens mis à disposition pour réaliser ce travail dans les meilleures conditions.

Je tiens enfin à remercier les Professeurs Gérard Beltrando (Université Paris VII) et Sylvain Bigot (Université de Grenoble) d'avoir accepté de participer au Jury de cette thèse.

Durant ces quatre années de thèse, j'ai également eu la chance d'enseigner à l'Université dans le cadre du monitorat puis d'un poste d'ATER. J'ai découvert là un métier très passionnant et enrichissant. Merci alors à ceux qui m'ont donné cette chance, surtout l'équipe de l'UFR de géographie d'Aix-en-Provence (V. Moron, M. Provansal, A. Douguedroit, F. Sabatier, JL Bonnefoy, S. Daviet, S. Bridier et bien sur, tous les autres que je ne cite pas car la liste est longue).

Il y a ensuite la liste de tous mes amis (trop longue pour les citer), pour qui la climatologie n'est rien d'autre que le soleil qui brille et qui permet de faire une belle partie de foot ! Alors merci pour tous ces moments durant lesquels j'ai fait autres choses que de penser à ma thèse.

Je garde bien sur une place toute particulière dans ces remerciements à mes parents et à ma sœur pour leur soutien infaillible. Sans eux, tout mon cursus universitaire et donc cette thèse auraient été impossibles. Un remerciement largement mérité à Elodie, le thésard n'est pas toujours facile à vivre avec son esprit toujours encombré, mais tu es toujours là pour me supporter.

Mes derniers mots vont à Bertrand et Stéphane, quelque part entre le noyau interne et l'exosphère. « Yetz geht's loss ! »

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Résumé / Abstract

Cette thèse analyse la variabilité des surcotes et des niveaux marins extrêmes dans le Golfe du Lion et les conditions atmosphériques associées à différentes échelles spatio-temporelles de 1905 à 2100. Les analyses se basent sur les données marégraphiques à quatre stations (Port-Vendres, Sète, Grau-de-la-Dent et Marseille), les vents à chacune de ces stations et les champs de pression observés au cours du 20ème siècle et simulés au 21ème siècle, par ARPEGE-climat, selon deux scénarios de changement climatique (A2 et B2). Les séries marégraphiques au pas de temps horaire du Grau de la Dent, Sète et Port-Vendres ont été numérisées et validées sur la période commune 1986-1995 grâce au logiciel NUNIEAU. La série quotidienne des hauteurs d'eau mesurées au Grau de la Dent à 6h TU et les moyennes mensuelles à Marseille ont été utilisées afin d'étudier la variabilité depuis 1905.

Les surcotes extrêmes (> 40 cm) sont des événements d'échelle régionale dans le Golfe du Lion, c'est-à-dire qu'elles s'y produisent pratiquement simultanément avec une amplitude similaire. Elles sont principalement forcées par des vents de secteur sud à sud-est, générés par un fort gradient barométrique zonal entre une dépression située entre l'Espagne et les Iles Britanniques et des hautes pressions localisées sur l'Europe centrale. A l'échelle des types de temps (~ 30 millions de km^2) et de l'ensemble du domaine centré sur l'Atlantique Nord, les surcotes sont principalement associées à « Greenland Above » (GA), « Blocking » (BL) et à la phase négative de l'Oscillation Nord-Atlantique (ONA), c'est-à-dire lorsque la circulation zonale au dessus de l'Atlantique Nord est décalée au sud de sa trajectoire habituelle. Des surcotes locales peuvent toutefois apparaître par flux de N à NW en fonction de l'orientation de la côte, comme à Port-Vendres et Marseille.

A l'échelle du 20ème siècle, la hausse des niveaux marins extrêmes au Grau-de-la-Dent (+ 0.31 mm/an) est associée à la remontée du niveau marin moyen (+ 0.20 mm/an) à laquelle se superpose l'élévation des surcotes (+ 0.12 mm/an), liée à l'augmentation de la fréquence des vents de sud à sud-est dans le Golfe du Lion. Paradoxalement, la fréquence des jours « GA » reste stationnaire au 20ème siècle et la phase moyenne de l'ONA montre une nette déviation positive dans la seconde moitié du 20ème siècle. Cependant, à partir des années 1960, des modifications atmosphériques (augmentation de la pression sur l'Europe Centrale lors des jours « GA » et décalage vers l'est des principaux centres d'action de l'ONA) ont augmenté la probabilité d'occurrence des vents de sud et sud-est et des surcotes dans le Golfe du Lion, durant les phases négatives de l'ONA et les jours « GA ».

Au 21ème siècle, la hauteur et la fréquence des surcotes dans le Golfe du Lion restent stationnaires dans les scénarios A2 et B2. Mais des surcotes vont se superposer à un niveau marin moyen inéluctablement croissant. A la fin du 21ème siècle, la fréquence des niveaux marins érosifs dans le Golfe du Lion (> 40 cm NGF) pourrait dépasser 20% de l'hiver dans la scénario B2 et 30% dans le scénario A2, selon les projections basses de la remontée du niveau marin moyen. Selon les projections hautes, le niveau aujourd'hui centennal (> 1 m NGF) pourrait se produire plusieurs fois par hiver dans A2 et B2.

Mots clés : niveaux marins, surcotes, conditions atmosphériques, Golfe du Lion, scénarios du changement climatique.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

This PhD analyses variability of sea surges and extreme sea-level in the Gulf of Lion and its relationship with atmospheric conditions at different spatio-temporal scales from 1905 to 2100. Sea-level height time series at four stations (Port-Vendres, Sète, Grau-de-la-Dent and Marseille) are used, as well as wind speed and directions at these stations and sea-level pressure (SLP) fields observed during the 20th century and simulated by ARPEGE-climat for the 21st century, according to two SRES scenarios (A2 and B2). Numerical time series of sea heights and surges at Grau-de-la-Dent, Sète and Port-Vendres have been digitized and validated on the 1986-1995 common period using NUNIEAU software, and daily sea level observed at 6h UTC at Grau-de-la-dent and monthly mean sea levels at Marseille have been used to analyse long-term variability on the 20th century.

Extreme sea surges (> 40 cm) in the Gulf of Lion are consistent at regional-scale, i.e. their temporal phase and amplitude are almost the same everywhere else, and mostly forced by southerly and south-easterly winds, associated with a strong zonal barometric gradient between a depression between UK and Iberian Peninsula and high pressure over Central Europe. This atmospheric circulation is mainly associated with “Greenland Above” (GA) and “Blocking” (BL) weather type and with the negative phase of the North-Atlantic Oscillation (NAO), which lead to a southerly shift of the main stormtrack across the North Atlantic. Local-scale sea surges occur when wind blows from N to NW, according to the local-scale coastal orientation (as in Marseille and Port-Vendres).

During the 20th century, the increase of extreme sea level heights at Grau-de-la-Dent (+ 0.31 mm/yr) corresponds to the superimposition of the mean sea-level rise (+ 0.20 mm/an) and of the increase of sea surge heights (+ 0.12 mm/an), linked with the long-term increase of the frequency and speed of southerly and south-easterly winds in the Gulf of Lions. Large-scale atmospheric anomalies (as the SLP rise over Central Europe and eastward shift of the SLP anomalies linked to NAO) increase the surge probability during GA weather regime and the negative phase of the NAO from 60s.

The frequency of sea surges in the Gulf of Lions is almost stationary during the 21st century in climate change scenarios A2 and B2, consistent with the quasi-constant frequency of low pressure travelling across the Bay of Biscay. But the rising mean sea levels, mainly forced by the sea warming will increase the risk of extreme sea levels. The frequency of sea surges > 40 cm (which is currently the geomorphological active level in the Gulf of Lions) could be over than 20% (30%) of days per winter in B2 (A2) at the end of the 21st century, if sea level rises according to the lower tail of the scenario. The current centennial sea level (> 1 m) could occur several times per winter at the end of the 21st century, even in the less pessimistic scenario of climate change, if sea level rises according to the upper tail of the scenario.

Key words : sea level, sea surges, atmospheric conditions, Gulf of Lions, climate change scenarios.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Liste des acronymes

ACP : Analyse en Composante Principale

AR : Atlantic Ridge

ARPEGE : Action de Recherche Petite Echelle Grande Echelle

BL : Blocking

CC : Cap Couronne

CNSME : Compagnie Nationale des Salins du Midi et de l'Est

CO_2 : Dioxyde de Carbonne

CP : Composante Principale

EA : East-Atlantic

ET : Ecart-Type

GD : Grau-de-la-Dent

GG : Golfe de Gascogne

GL : Golfe du Lion

GA : Greenland Above

hPa : HectoPascal

IONA : Indice d'Oscillation Nord-Atlantique

MA : Marseille

MCG : Modèle de Circulation Générale

NCAR : National Center for Atmospheric Research

NCEP : National Center for Environmental Prediction

NMM : Niveau marin moyen

OA : Oscillation Arctique

ONA : Oscillation Nord-Atlantique

PSM : Pression de Surface au niveau de la Mer

PV : Port-Vendres

SET : Sète

TU : Temps Universel

ZO : Zonal

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Table des matières

Chapitre 1 : introduction générale, données et méthodes 1

1. Introduction générale 1

2. Données 15
2.1. Données marégraphiques 15
2.1.1. Marégrammes dans le Golfe du Lion 15
2.1.2. Donnée marégraphiques horaires et mensuelles à Marseille 16
2.1.3. Données marégraphiques quotidiennes au Grau-de-la-Dent 18
2.2 Données atmosphériques 18
2.2.1. Observations 18
2.2.1.1. Pressions au niveau de la mer 18
2.2.1.2. Indice d'Oscillation Nord Atlantique 18
2.2.1.3. Données anémométriques 18
2.2.2. Pression au niveau de la mer simulée au 21ème siècle 20

3. Méthodes statistiques 20
3.1. Corrélation et régression linéaire 21
3.1.1. Régression et tendance linéaire 21
3.1.2. Corrélation linéaire 22
3.1.3. Validation croisée 23
3.2. Analyse composite 25
3.3. Analyse multivariée 25
3.4. Classification en type de temps 26
3.5. Probabilités 27
3.5.1. Probabilités jointes 27
3.5.2. Probabilités de retour 27
3.6. Filtrage temporel 27
3.7. Test de Monte Carlo 29

Chapitre 2 : variations spatio-temporelles des surcotes dans le Golfe du Lion 31

4. Digitalisation et validation des données marégraphiques 32
4.1. Digitalisation des marégrammes 32
4.2. Correction et validation des données 35
4.2.1. Validation des données horaires 35
4.2.2. Validation des données quotidiennes au Grau-de-la-Dent 38
4.3 Calcul des surcotes / décotes 38
En résumé 42

5. Contexte saisonnier de l'analyse 43
5.1. Saisonnalité des surcotes dans le Golfe du Lion 43
5.1.1. Répartition saisonnière des surcotes 43
5.1.2. Stationnarité de la saisonnalité des surcotes 44
5.1.3. Variations intra-saisonnières de la fréquence des surcotes 45
En résumé 46
5.2. Conditions anémométriques autour du Golfe du Lion 47
5.3. Conditions barométriques sur l'Atlantique Nord et l'Europe 50
5.3.1. Pressions au niveau de la mer 50
5.3.2. Trajectoire des perturbations tempérées 52
5.4. Types de temps et circulation atmosphérique extratropicale 54
5.5. Oscillation Nord-Atlantique 59
En résumé 62

6. Propriétés des surcotes dans le Golfe du Lion 63
6.1. Hauteur des surcotes 64
6.2. Durée des épisodes de surcote 66
6.3. Relation entre la hauteur et la durée des épisodes de surcote 67
6.4. Temps de retour des surcotes extrêmes 68

7. Covariation spatiale des surcotes dans le Golfe du Lion 71
7.1. Covariation spatiale des épisodes de plus fortes surcotes 71
7.2. Covariation spatiale des surcotes de l'échelle horaire au mois 73
7.3. Occurrence simultanée des surcotes autour du Golfe du Lion 75
En résumé 78

8. Variabilité multi-décennale du niveau marin au Grau-de-la-Dent 78
8.1. Le niveau marin brut 79
8.2. Les surcotes 81
En résumé 85

Synthèse du chapitre 2 86

Chapitre 3 : forçages atmosphériques des surcotes dans le Golfe du Lion 89

9. Surcotes et forçages anémométriques locaux 90
9.1.. Surcotes et direction du vent 90
9.2.. Surcotes et vitesse du vent 92
9.3. Covariation des vents dans le Golfe du Lion 93
9.3.1. Covariation spatiale de la fréquence des vents 93
9.3.2. Covariation spatiale de la vitesse des vents 95
9.3.3. Covariation entre la fréquence et la vitesse des vents 95
En résumé 96

10. Surcotes et forçages barométriques synoptiques 97
10.1. Etude de cas : les tempêtes du 08/11/1982 et du 18/12/1997 97
10.2. Surcotes/décotes et pressions de surface : relation quotidienne 102
10.3. Configurations barométriques types des épisodes de fortes surcotes 104
10.3.1. Surcotes régionales dans le Golfe du Lion 105
10.3.2. Surcotes uniquement à Port-Vendres 109
10.3.3. Surcotes uniquement à Marseille 113
10.4 Intensité des forçages barométriques et hauteur des surcotes 117
En résumé 120

11. Surcotes et types de temps 120
11.1. Types de temps des surcotes et décotes locales 121
11.2. Types de temps et occurrence des surcotes dans le Golfe du Lion 123
11.3. Types de temps et variations de la hauteur des surcotes 125
11.3.1. Durée des épisodes 125
11.3.2. Modulation barométrique d'échelle synoptique 127
11.3. Types de temps et conditions locales de vent 128
11.4. Types de temps et forçages des surcotes à l'échelle synoptique 130
En résumé 132

12. Surcotes et Oscillation Nord-Atlantique 132
12.1. Oscillation Nord-Atlantique et surcotes : interaction d'échelle spatiale 133
12.1.1. Hauteur des surcotes et Oscillation Nord-Atlantique 133
12.1.2. Forçages atmosphériques des surcotes et Oscillation Nord-Atlantique 134
12.2. Oscillation Nord-Atlantique et surcotes : interaction d'échelle temporelle 136
12.2.1. Oscillation Nord-Atlantique moyenne et fréquence des surcotes 136
12.2.2. Oscillation Nord-Atlantique moyenne et forçages atmosphériques des surcotes 137
En résumé 143

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Synthèse du chapitre 3 144

Chapitre 4 : surcotes et forçages atmosphériques : variabilité interannuelle à séculaire au 20ème siècle 147

13. Variabilité interannuelle des surcotes et des forçages atmosphériques 148
13.1. Surcotes et forçages atmosphériques : relation interannuelle moyenne 148
13.2. De l'Oscillation Nord-Atlantique aux vents d'afflux dans le Golfe du Lion : relation interannuelle moyenne 151
En résumé 152

14. Forçages atmosphériques des surcotes: variabilité multi-décennale au 20ème siècle 153
En résumé 158

15. Relation surcotes - forçages atmosphériques : variabilité au 20ème siècle 158
15.1. Surcotes, types de temps et Oscillation Nord-Atlantique : modulation de la relation moyenne 159
15.2. Sensibilité des surcotes aux jours « Greenland Above » et à l'Oscillation Nord-Atlantique : variations au 20ème siècle 163
En résumé 166

15.3. Relation types de temps et surcotes : facteurs de variations 166
15.3.1. Variabilité atmosphérique dans « Greenland Above » 166
15.3.2. Modification de « Greenland Above » : impact sur le vents dans le Golfe du Lion 168
15.3.3. Variabilité atmosphérique à l'échelle de l'Oscillation Nord-Atlantique 170
15.3.4. Changement de l'Oscillation Nord-Atlantique : impact sur les forçages des surcotes 173
En résumé 176

Synthèse du chapitre 4 177

Chapitre 5 : simulation des surcotes au 20ème siècle et prévision au 21ème siècle 179

16. Simulation des surcotes au 20ème siècle 180
16.1. Pression de surface quotidiennes et hauteur des surcotes de 1974 à 2002 180
16.2. Simulation de la fréquence et de la hauteur des surcotes 181
16.2.1. Choix du prédicteur 181
16.2.2. Simulation des surcotes à partir des pressions au niveau de la mer 183
En résumé 186

17. Surcotes et niveaux marins extrêmes : variabilité au 21ème siècle 187
17.1. Expérience de contrôle 187
17.2. Prévisions des surcotes dans A2 et B2 188
17.2.1 Contrôle des simulations de 1980 à 2005 189
17.2.2. Variabilité interannuelle à séculaire des surcotes au 21ème siècle 190
17.3. Types de temps et surcotes au 21ème siècle 195
17.3.1. Les types de temps 195
17.3.2. Variabilité multi-décennale à séculaire des types de temps 198
17.3.3. Surcotes et variations atmosphériques à l'échelle des types de temps 200
En résumé 202

17.4. Variabilité interannuelle à séculaire des niveaux marins extrêmes au 21ème siècle 202
17.4.1. Projections de hausse du niveau marin moyen 202
17.4.2. Scénarios d'évolution des niveaux marins extrêmes 204
17.4.2.1. Prévisions basses 205
14.4.2.2. Prévisions moyennes 207
17.4.2.3. Prévisions hautes 209
17.4.2.4. Prévision du risque de submersion 210
En résumé 212

Synthèse du chapitre 5 212

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Conclusion générale 217

Bibliographie 227

Liste des figures 237

Liste des tables 247

Liste des annexes 249

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Chapitre 1

Introduction générale, données et méthodes

1. Introduction générale

A l'échelle d'une vie humaine, le niveau moyen de la mer apparaît comme fixe. C'est d'ailleurs lui qui sert de référence pour mesurer l'altitude des reliefs des continents ou la profondeur des océans (*Paskoff, 1993*). Cependant, la simple observation de la mer montre que la hauteur du plan d'eau est variable. A l'échelle d'un siècle, les variations du niveau marin résultent principalement de la superposition de deux forçages climatiques qui peuvent se distinguer par leurs échelles de temps :

- des forçages lents comme les variations thermiques globales et/ou régionales par effet stérique et/ou la fonte des glaciers continentaux.
- des forçages de l'ordre de grandeur de la journée comme la marée astronomique et les modifications du champ barométrique et du vent.

En d'autres termes, les variations transitoires du niveau marin associées aux conditions atmosphériques, se superposent à celles plus lentes, notamment celles liées aux variations des températures. Les forçages atmosphériques peuvent donc induire une hausse ou une baisse du niveau marin par rapport à une moyenne. On parle alors de **surcote (décote) marine, ou de marée météorologique, lorsque le niveau marin observé à un moment donné est supérieur (inférieur) à celui normalement atteint par la marée astronomique au même moment (*Pugh, 1987*)**. De fortes variations de pression atmosphérique et des vents violents peuvent donc entraîner une hausse brutale et importante du niveau marin. C'est ce que l'on appelle en général **les marées de tempête**.

La problématique générale de cette thèse est d'analyser les conditions atmosphériques, associées aux variations spatio-temporelles des surcotes[1] dans le Golfe du Lion de 1905 à 2100, c'est-à-dire les élévations transitoires du plan d'eau susceptibles d'avoir un impact sur le littoral.

[1] A partir de maintenant, le terme de « surcote » sera utilisé au sens strict, c'est-à-dire pour les élévations du plan d'eau uniquement. On utilisera également le terme de « décote » lorsque que les analyses se baseront également sur les baisses du niveau marin par rapport à la marée astronomique.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Cadre géographique

Le Golfe du Lion est une vaste ouverture des côtes française sur la mer Méditerranée, de 3° E à 5° E et de 42.4° N à 43.6° N (figure 1). Ce Golfe s'étend sur plus de 200 km de littoral, de Marseille jusqu'à la frontière espagnole au niveau de Cerbère, à l'extrême sud des Pyrénées Orientales (figure 1). Le Golfe du Lion se caractérise par un talus continental qui s'étend jusqu'à 90 km des côtes (*Monaco, 1971*). La profondeur, de 0 à 200 mètres, y est relativement faible par rapport aux 1300 mètre de profondeur moyenne du bassin méditerranéen occidental (figure 1). Il présente trois orientations principales : (i) une orientation N – S ouverte vers l'est sur la Méditerranée à l'extrémité occidentale du Golfe, (ii) une orientation SW – NE, de Leucate à Sète, qui constitue l'orientation principale de la partie occidentale du Golfe du Lion et (iii) une orientation W – E, ouverte vers le sud sur la Méditerranée dans la partie orientale du Golfe, de Sète à Marseille (figure 1).

Aux deux extrémités du Golfe du Lion, le littoral est principalement composé par une alternance de baies sableuses et de cap rocheux (figure 1 et photo 1). Par contre, sur plus de 180 km, du sud de Perpignan jusqu'à la Camargue, le littoral du Golfe du Lion se compose principalement d'étendues basses et sableuses et de plages ouvertes à la houle (figure 1 et photo 2). Cette vaste étendue est l'une des plus basse et longue langue sableuse des côtes françaises (Bavoux, 1997).

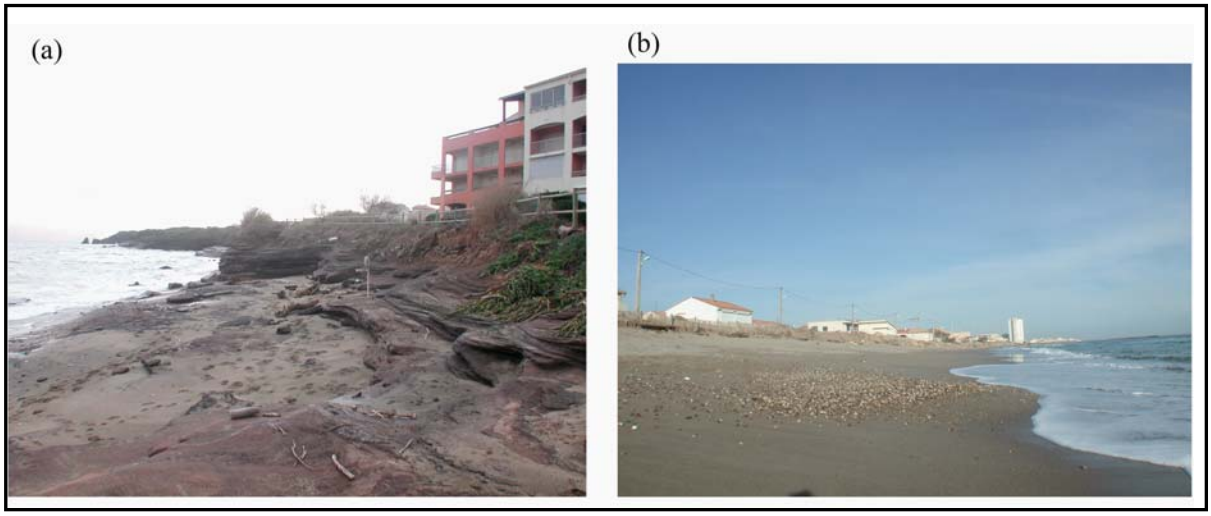


Photo 1 : (a) Carry, 15 Km à l'est de Marseille : côte rocheuse entrecoupée par une baie sableuse. (b) Côte basse et sableuse à Valras Plage dans l'Hérault. Photos prisent le lendemain de la tempête du 4 décembre 2003 (Ullmann, 2003).

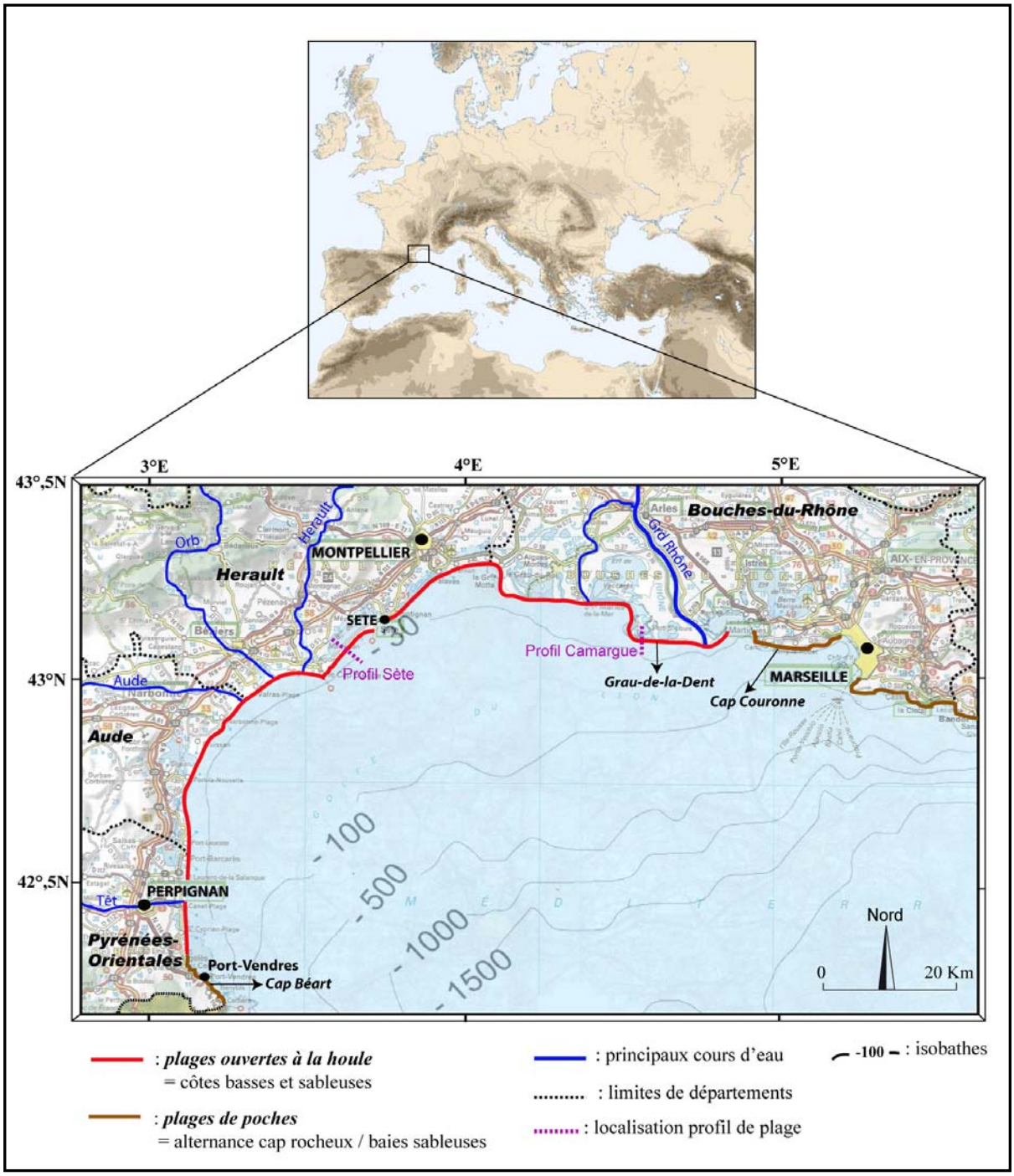


Figure 1 : localisation géographique du Golfe du Lion.

Le long du littoral bas et sableux du Golfe du Lion, les estrans sont des plages plus ou moins étendues en fonction des pentes (figure 2 et photo 1). Les dunes restent généralement modestes avec 5 à 6 mètres de hauteur pour la majeure partie du cordon dunaire du Languedoc Roussillon (figure 2). Cependant, dans le delta du Rhône, notamment en Camargue, la hauteur des dunes ne dépasse pas 2 mètres (figure 2).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

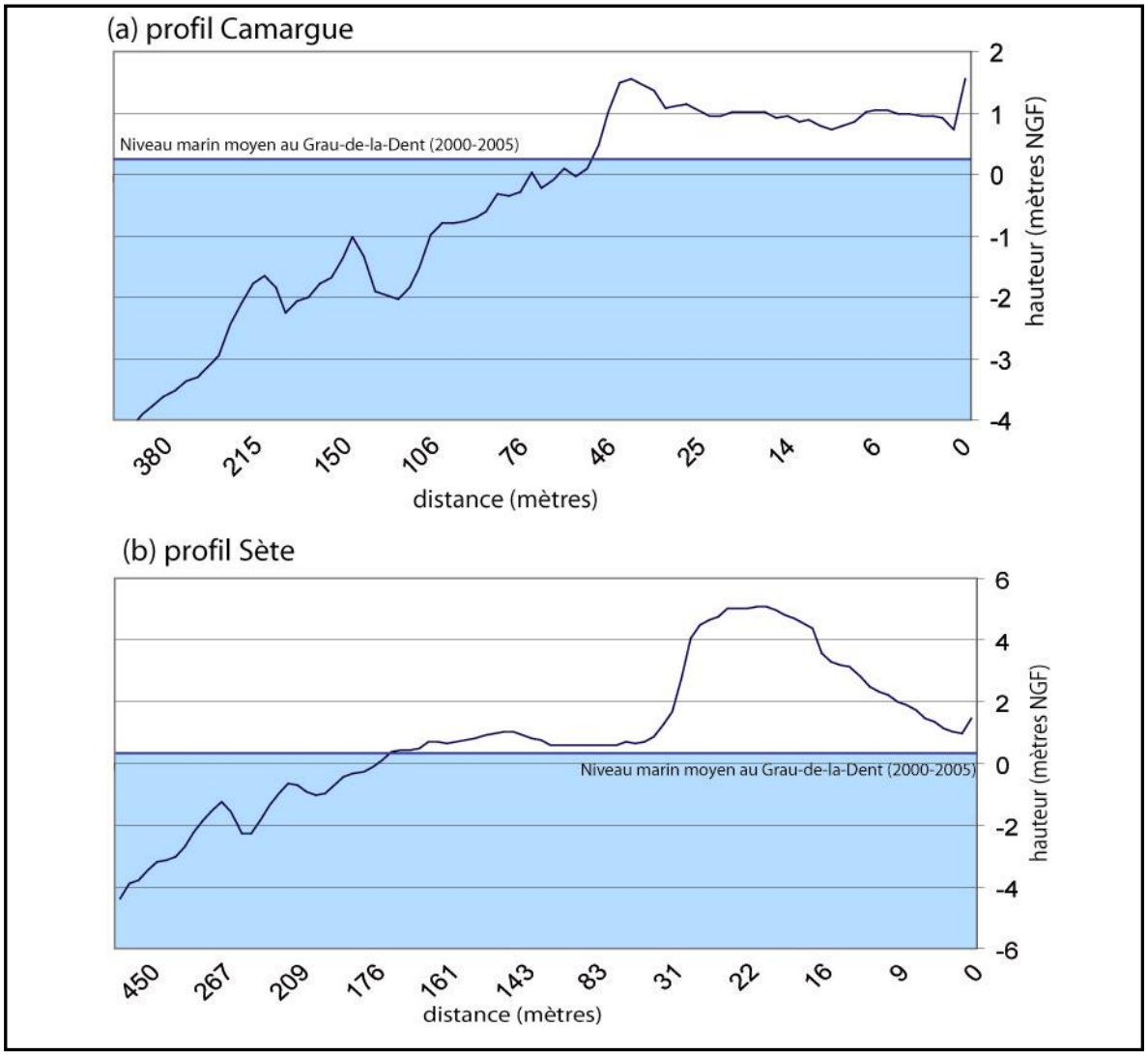


Figure 2 : (a) profil de plage en Camargue, 2 km à l'ouest des Saintes-Maries-de-la-Mer, le 17/10/2000 (figure 1). (b) Profil de plage dans l'Hérault, 5 km à l'ouest de Sète, le 22/05/2000 (figure 1). Les hauteurs sont exprimées en mètres NGF.

A l'échelle de l'hémisphère nord, le Golfe du Lion se situe dans la zone tempérée définie au sens large entre 30°N et 70°N. De part sa position géographique et la présence de la mer Méditerranée, le Golfe du Lion est soumis à un climat méditerranéen caractérisé par un été chaud et sec. Les hivers sont doux et les précipitations irrégulières. Cependant, le Golfe du Lion (et plus généralement le climat méditerranéen) n'est pas exempt de phénomènes climatiques violents. C'est le cas par exemple des fortes précipitations « cévenoles » associées à une cyclogenèse intense et localisée, couplée au forçage orographique et à l'importante quantité de chaleur et d'humidité fournie par la mer. Au niveau météo-marin, les tempêtes générant les fortes surcotes et les fortes houles, bien que peu fréquentes, sont susceptibles de modifier fortement les conditions marines au niveau du littoral. Les surcotes

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

ont par exemple dépassé plus d'un mètre dans le Golfe du Lion durant les tempêtes cinquantenales et vingtennales de 1982 et 1997, détaillées en section 10.1. Les surcotes sont considérées comme **le principal risque de submersion et d'érosion des littoraux** (*Paskoff, 1993; Nicholls et Hoozemans, 1996; Nicholls et al., 1999; Sabatier, 2001; Salomon, 2002*)., notamment pour les plus vulnérables, c'est-à-dire ceux bas et/ou sableux comme le Golfe du Lion (photo 2 et 3).



Photo 2 : submersion marine dans l'Hérault lors de la tempête du 18/12/1997. Surcote de 80 cm (CETE Méditerranée).



Photo 3 : érosion du cordon dunaire (98 cm) mesuré à Grau-de-Vendres le lendemain de la surcote de 80 cm du 4/12/2003 (Ullmann, 2003).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Face à cet aléa climatique, les conséquences sociales, économiques et naturelles des surcotes sur les franges littorales, où sont concentrées une importante population et des activités socio-économiques, peuvent donc être très lourdes. Tout d'abord, l'anthropisation des milieux naturels du Golfe du Lion est marquée par une urbanisation galopante du littoral associée à l'augmentation de la pression touristique, surtout le long des côtes du Languedoc Roussillon, qui concentrent la plupart des stations balnéaires du Golfe du Lion comme la Grande Motte, Palavas ou Le Barcarès (*Sabatier, 2001*; photo 4). Un des impacts les plus important de l'urbanisation est **la destruction des cordons dunaires qui servent de tampons face aux fortes surcotes et protègent le littoral de l'érosion et de la submersion lors des tempêtes**. « *En détruisant les cordons dunaires, l'homme s'est privé d'un moyen naturel de lutter contre l'érosion côtière* » (*Sabatier, 2001*).



Photo 4 : Le Barcarès (© Pascal Le Fichant, 2003).

En plus de l'urbanisation, le Golfe du Lion présente un enjeu économique important avec les activités portuaires. La plupart d'entre elles sont concentrées dans le Golfe de Fos, (figure 1) avec le transport maritime du port autonome de Marseille mais aussi le complexe pétrochimique de la MEDE, importante porte d'entrée de l'énergie pétrolière et gazeuse en France et en Europe (photo 5).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008



Photo 5 : Le complexe pétrolier TOTAL dans le Golfe de Fos (© Pascal Le Fichant, 2003).

La Camargue, dans le delta du Rhône, est un secteur particulier du Golfe du Lion avec des terres basses où les côtes sont à fleur de mer. Ce triangle fluvio-laguno-marin présente un double enjeu. Il s'agit tout d'abord d'un enjeu économique avec, par exemple, l'activité des Salins du Midi et de l'Est, dont une partie des marais salant se trouve directement en bordure littorale et donc sous l'influence des surcotes et des fortes houles. Le territoire de Camargue est ensuite et surtout un enjeu naturel avec la richesse biologique, floristique et faunistique de cette zone humide méditerranéenne. Le parc naturel régional de Camargue a d'ailleurs été crée en 1970 afin de sauvegarder, protéger et promouvoir ce patrimoine naturel. L'effet des surcotes sur ce secteur est particulièrement important, notamment en terme d'érosion et de recul du trait de côte. En effet, certains secteurs du littoral Camarguais ont ainsi reculé de plus de 100 mètres en un siècle (Sabatier, 2006).

Le Golfe du Lion est donc un milieu fragile et en mouvement, soumis aux aléas climatiques, surtout aux surcotes et aux fortes houles associées aux tempêtes.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Cadre scientifique

Les travaux relatifs aux surcotes marines réalisés ces 20 dernières années ont permis de mettre en évidence l'évolution des surcotes de plusieurs régions côtières et d'en isoler les forçages atmosphériques à différentes échelles spatiales. Dans le contexte actuel du **changement climatique**[2], la question de l'impact anthropique sur l'évolution des surcotes et de leurs forçages est souvent au cœur des problématiques de recherche.

Les surcotes les plus élevées sont associées au passage des cyclones tropicaux (*Anthes, 1982*). Dans la zone extratropicale, les surcotes sont associées au passage des perturbations tempérées (*Heyen et al., 1996; Bouligand et Pirazzoli, 1999; Pirazzoli, 2000; Pasaric et Orlic, 2001; Ullmann et Moron, 2008*). L'élévation du niveau marin est tout d'abord due à de plus faibles pressions atmosphériques que la normale (1013.25 hPa). C'est ce que l'on appelle « l'effet barométrique inverse » : une baisse de pression d'un hPa génère une hausse du niveau marin d'un centimètre environ si le système dépressionnaire est stationnaire et après un temps suffisamment long afin d'obtenir l'équilibre hydrostatique. La hausse du niveau marin résulte en fait et surtout des vents qui exercent une force de traînée à la surface de l'eau qui incline localement le plan d'eau.

Concernant les variations temporelles, la variabilité interannuelle de la fréquence et la hauteur des surcotes et des décotes va donc surtout dépendre des conditions atmosphériques régionales et locales, notamment du passage des perturbations tempérées et aux pressions et aux vents qu'elles imposent (*Pirazzoli, 2000; Pasaric et Orlic, 2001; Svenson et Jones, 2002; Trigo et Davies, 2002*). Sur le long terme, à l'échelle d'un siècle par exemple, les variations de la fréquence et de la hauteur des surcotes et des décotes vont dépendre principalement des modifications climatiques plus générales comme des variations barométriques ou dynamiques à des échelles spatio-temporelles plus vastes : modification des conditions de circulation, décalage des grands centres d'action et oscillations climatiques (*Hougthon et al., 1995; Betts et al., 2004; Jevrejeva et al., 2005; Woodworth et al., 2006; Ullmann et Moron, 2008*). Ces variations lentes influencent les surcotes et les décotes en modifiant les conditions de la circulation atmosphérique aux échelles plus fines, comme par exemple à l'échelle synoptique (*Houghton et al. 1995; Thompson et Wallace, 1998; Trigo et al., 2002*).

[2] Le changement climatique est ici défini comme la part de la variabilité climatique forcée par les activités humaines et notamment la hausse de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre.

Dans la Manche, le long des côtes anglaises, les surcotes (*strom surge* en anglais) sont associées à des forts vents de SW (*Pirazzoli et al., 2006*). Du côté français, elles sont plutôt associées aux vents de NW (*Costa*, 2003). Ces vents sont générés par le passage d'une dépression synoptique sur l'Atlantique Nord au niveau des Iles Britanniques (*Pirazzoli et al., 2006*). A Brest par exemple, les surcotes dépendent du passage des dépressions sur la pointe bretonne (*Pirazzoli, 2000*). Dans la seconde moitié du 20ème siècle, la baisse de la fréquence de ces dépressions est associée à la baisse de la fréquence des surcotes à Brest (*Pirazzoli, 2000*). En revanche, la fréquence des dépressions transitant plus au nord, sur les Iles Britanniques, augmente durant la seconde moitié du 20ème siècle et favorise l'occurrence des surcotes le long des côtes atlantiques anglaises (*Pirazzoli et al., 2006*). Cette augmentation est cohérente avec la déviation positive de l'Oscillation Nord-Atlantique[3] (ONA) qui favorise une trajectoire septentrionale des dépressions au-dessus de l'Atlantique Nord (*Cassou, 2003*). Gillet et al. (2003) ont montré que cette évolution des conditions atmosphériques à l'échelle de l'ONA pouvait être partiellement attribuée au changement climatique et à l'augmentation de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre.

Dans l'Adriatique, Venise souffre des surcotes (*Aqua Alta* en italien*)* lorsque les forts vents de mer de secteur sud (localement appelé *Sirocco*) soufflent dans le nord de l'Adriatique. Ce vents sont générés par une dépressions qui se forme sur l'Atlantique et qui transite par le Golfe de Gênes (*Pirazzoli et Tomasin, 2002; Trigo et Davies, 2002*). Plusieurs stations marégraphiques du Golfe de Venise montrent une augmentation de la fréquence des surcotes dans la seconde moitié du 20ème siècle (*Pirazzoli et Tomasin, 2003*). Cette augmentation est associée à une hausse de la fréquence du Sirocco dans le nord de l'Adriatique, alors que ces vents sont de moins en moins fréquents dans la partie sud (*Pirazzoli et Tomasin, 2003*). Ces tendances sont associées au léger décalage vers le nord de la trajectoire des perturbations tempérées transitant au-dessus de l'Adriatique durant la seconde moitié du 20ème siècle (*Pirazzoli et Tomasin, 2003*). Les dépressions passent donc préférentiellement dans sa partie nord et y favorisent la formation du Sirocco, alors que ces vents se raréfient dans sa moitié sud (*Pirazzoli et Tomasin, 2003*). Pirazzoli et Tomasin (2003) ont émis l'hypothèse que ces modifications de trajectoire pouvaient être attribué au changement climatique et au réchauffement global des températures (*Pirazzoli et Tomasin, 2003*).

[3] L'oscillation Nord-Atlantique correspond à la covariation en opposition de phase entre le centre barométrique sur la région Arctique et Islandaise et celui sur la ceinture subtropicale vers les Açores.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Problématique et objectifs

L'objectif de ce travail est de répondre notamment à deux questions simples : (i) **quelles sont les conditions atmosphériques associées à la formation des surcotes dans le Golfe du Lion et (ii) comment leur fréquence et leur hauteur évoluent-elles au cours du 20ème siècle et pourraient évoluer au 21ème siècle en liaison avec le changement climatique ?**

Le contexte scientifique actuel révèle que les forçages atmosphériques des surcotes peuvent être isolés à différentes échelles spatiales. Le climat étant un système dynamique multi-scalaire dans lequel les différents éléments interagissent entre eux, la question **des échelles spatio-temporelles et de leurs interactions** est au cœur de la problématique de travail. Ces questions d'échelles spatiales nécessitent d'utiliser des données marégraphiques et météorologiques fiables, disponibles dans l'espace du Golfe du Lion sur une période suffisamment longue. **La recherche et l'utilisation de données adaptées à la poursuite des objectifs de cette thèse font donc partie intégrante de la problématique de ce travail.** Les surcotes sont des événements ponctuels et relativement brefs dans le temps, de l'ordre de quelques heures à quelques jours. Une manière innovante d'aborder la variabilité temporelle des surcotes dans le Golfe du Lion est d'analyser **comment la variabilité interannuelle à multi-décennale de leur fréquence et de leur hauteur est intégrée à celle des conditions atmosphériques à différentes échelles spatio-temporelles** :

- les conditions instantanées de vent dans le Golfe du Lion (~ 22 000 km^2; figure 3) ;
- les conditions atmosphériques à l'échelle synoptique, c'est-à-dire liée au passage des perturbations tempérées sur une superficie d'environ 1 million de km^2 (figure 3) et dont la durée de vie est comprise entre 2 et 6 jours ;
- les types de temps, qui représentent les grands types de circulation atmosphérique sur le domaine extratropical de l'Atlantique Nord (~ 30 millions de km^2; figure 3) et dont la persistance peut dépasser plusieurs dizaines de jours (*Michelangeli et al., 1995*) ;
- les conditions atmosphériques moyennes, mensuelles ou saisonnières, à l'échelle de l'Oscillation Nord-Atlantique qui influence une surface couvrant plus de 80 millions de km^2 de l'Atlantique Nord et des continents bordiers (figure 3).

La problématique se focalise donc sur **les interactions entre les conditions atmosphériques aux différentes échelles spatio-temporelles considérées**. L'objectif est alors d'analyser comment les variations à une échelle de temps et d'espace interagissent

avec les conditions atmosphériques aux échelles spatio-temporelles plus fines et ont finalement un impact sur les surcotes dans le Golfe du Lion. Cette perspective soulève notamment la question du changement climatique. En effet, l'attribution[4] des variations des conditions atmosphériques aux différentes échelles spatiales est également abordée dans cette étude. En d'autres termes, est ce que la variabilité de la fréquence et de la hauteur des surcotes dans le Golfe du Lion au 20ème siècle peut être associé au changement climatique ? Et quel sera l'impact du changement climatique sur les surcotes au 21ème siècle ?

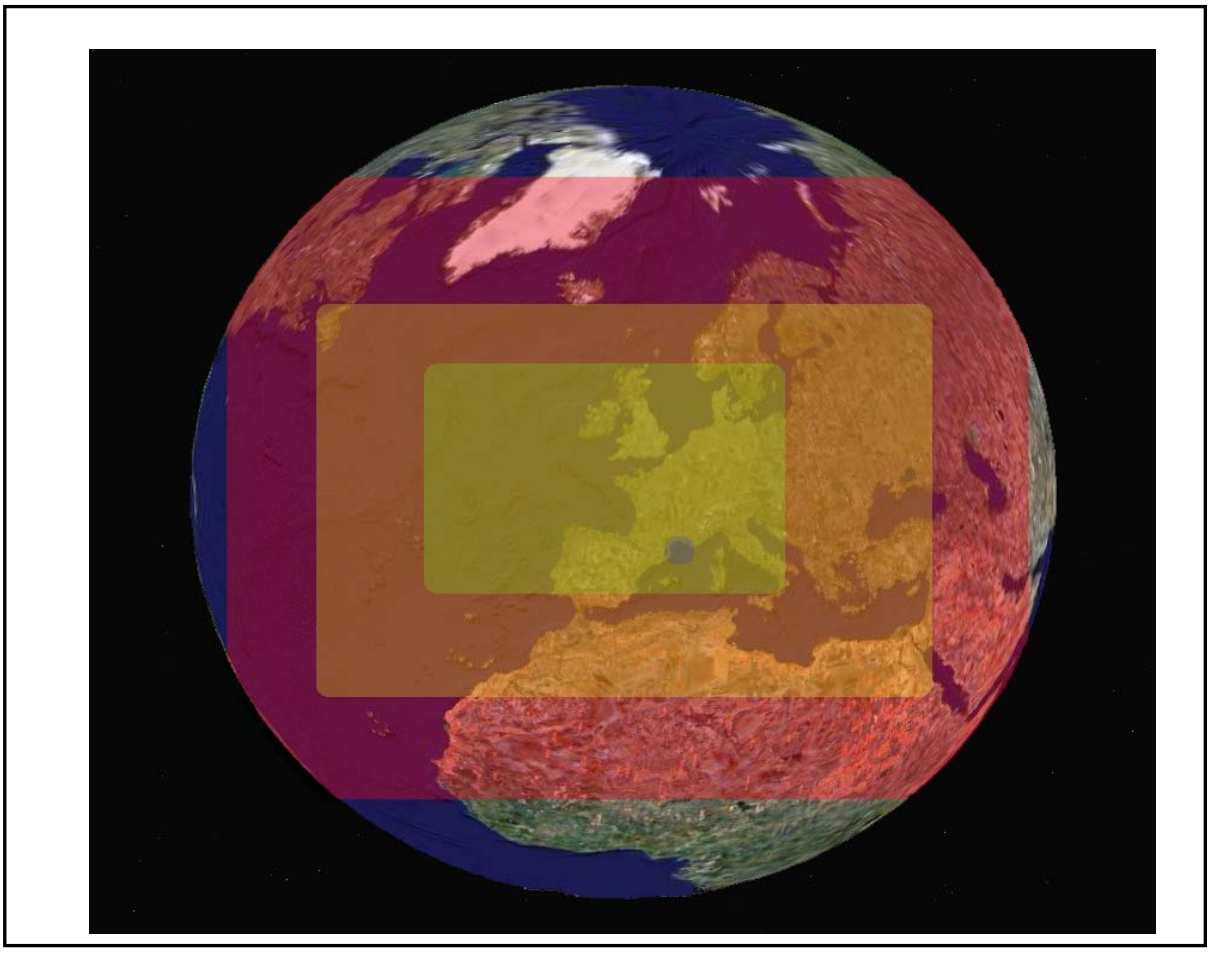


Figure 3 : représentation schématique de l'extension spatiale de l'échelle de l'ONA (rouge), des types de temps (orange), synoptique (jaune) et régionale (violet).

[4] L'attribution est le terme consacré à la recherche des causes naturelles ou anthropiques de l'évolution d'un paramètre climatique.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Les objectifs détaillés

Le premier axe est d'abord d'examiner **les variations spatio-temporelles des surcotes et des décotes dans le Golfe du Lion au cours du 20ème siècle** avec deux objectifs principaux :

- analyser l'échelle spatio-temporelle des surcotes et des décotes dans le Golfe du Lion ;
- établir, au 20ème siècle, les échelles temporelles des variations de la fréquence et de la hauteur des surcotes uniquement, du pas de temps horaire jusqu'aux variations multi-décennales.

Le deuxième axe de recherche identifie **les forçages atmosphériques des variations spatio-temporelles des surcotes dans le Golfe du Lion au 20ème siècle** en suivant plusieurs approches:

- isoler les forçages atmosphériques des surcotes à différentes échelles spatiales, en partant de l'échelle locale (c'est-à-dire les vents locaux) puis en considérant des échelles spatiales de plus en plus vastes (c'est-à-dire l'ONA) ;
- disséquer les liens physiques entre les conditions atmosphériques aux différentes échelles spatiales envisagées ;
- examiner les interactions d'échelles spatio-temporelles : autrement dit, quel est l'impact des modifications atmosphériques observées aux échelles les plus vastes, sur les variations de la fréquence et de la hauteur des surcotes dans le Golfe du Lion au cours du 20ème siècle ?

Le troisième et dernier axe de recherche propose **d'expérimenter la prévision de la fréquence et de la hauteur des surcotes au 21ème siècle**. Un écart important existe entre les échelles spatiales auxquelles les conditions atmosphériques sont correctement simulées par les modèles de circulation générale et celles plus fines, qui sont les plus adaptées à la prévision des phénomènes climatiques régionaux comme les surcotes dans le Golfe du Lion. Différentes problématiques sont donc à envisager à partir des observations du 20ème siècle :

- isoler l'échelle spatiale des conditions atmosphériques adaptées à la prévision de la fréquence et de la hauteur des surcotes mais également bien simulées par les modèles de circulation générale ;

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

- relier, au moyen d'une méthode de désagrégation, les variations temporelles des conditions atmosphériques à l'échelle choisie à celles de la fréquence et de la hauteur des surcotes dans le Golfe du Lion.

Au 21ème siècle :

- tester la méthode de désagrégation établie au 20ème siècle aux simulations numériques issues des modèles de circulation générale afin de prévoir l'évolution de la fréquence et de la hauteur des surcotes au 21ème siècle selon différents scénarios de changement climatique ;
- estimer dans quelle mesure l'évolution des surcotes pourrait interagir avec les variations du niveau marin d'échelle supérieure, notamment celles liées aux réchauffement global prévu au 21ème siècle et quelles peuvent en être les conséquences en terme de niveaux marins extrêmes et d'impact pour le littoral.

Plan

Le mémoire est articulé en cinq chapitres.

Le premier chapitre introduit les données et méthodes utilisées pour analyser les variations spatio-temporelles contemporaines et futures des surcotes dans le Golfe du Lion et des forçages atmosphériques.

Le deuxième chapitre est consacré à la production de nouvelles séries marégraphiques numériques permettant de disposer d'une information spatialisée autour du Golfe du Lion et documentant notamment ses principales orientations. Il présente ensuite le contexte saisonnier des surcotes et des conditions atmosphériques moyennes aux différentes échelles spatiales considérées : les conditions locales de vent, les conditions barométriques à l'échelle synoptique, puis à l'échelle des types de temps et enfin à l'échelle de l'Oscillation Nord-Atlantique. Ces différentes échelles spatiales seront à cette occasion clairement définies ainsi que la terminologie utilisée pour les identifier. Ce chapitre est enfin dévolu à l'analyse des variations spatio-temporelles des surcotes et des niveaux marins extrêmes dans le Golfe du Lion au cours du 20ème siècle.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Le troisième chapitre se focalise sur l'examen des forçages atmosphériques des surcotes aux différentes échelles spatio-temporelles considérées ainsi que des interactions qui les relient.

Le quatrième chapitre est tout d'abord consacré à l'analyse de la relation moyenne entre la variabilité interannuelle de la fréquence et de la hauteur des surcotes dans le Golfe du Lion et celle des forçages aux différentes échelles spatiales. Il est ensuite dédié à l'examen des possibles modifications des conditions atmosphériques moyennes aux différentes échelles spatiales et de leurs impacts sur les variations de la fréquence et de la hauteur des surcotes dans le Golfe du Lion au 20ème siècle.

Le cinquième chapitre est consacré à la construction d'un modèle statistique permettant de reconstruire la variabilité interannuelle de la fréquence et de la hauteur des surcotes à partir d'un indicateur climatique susceptible d'être correctement simulé par les modèles de circulation générale. Le modèle statistique est ensuite utilisé avec les simulations numériques du 21ème siècle, selon différents scénarios de changement climatique, afin de prévoir l'évolution de la fréquence et de la hauteur des surcotes et des niveaux marins extrêmes.

Enfin, une sélection d'articles inhérents à chacun des chapitres de ce mémoire est proposée **en annexe** et permet d'approfondir certains points particuliers qui ne sont pas présentés en détail dans le texte principal.

Ce travail de recherche a bénéficié du cadre institutionnel en relation avec le national IMPLIT (Impacts des événements extrêmes, tempêtes et surcotes, sur les hydrosystèmes du littoral méditerranéen dans le cadre du changement climatique) et s'est déroulé de 2005 à 2007. Mon travail s'est concentré au sein de ce programme sur l'analyse **des conditions atmosphériques d'apparition des niveaux marins extrêmes sur le littoral du Golfe du Lion et de leur évolution au 20ème siècle et au 21ème siècle.**

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

2. Données

2.1. Données marégraphiques

2.1.1. Marégrammes dans le Golfe du Lion

Le niveau marin a été mesuré jusqu'à présent par des marégraphes mécaniques. Un stylo encreur, entraîné par un flotteur, trace en continu les variations du niveau marin sur un papier millimétré placé sur un rouleau (= marégramme; figure 4 et photo 6). Les marégrammes représentent les plus longs enregistrements continus du niveau marin. En effet, les techniques récentes de mesure du niveau marin, par altimétrie satellitaire ou bien par marégraphes numériques automatiques, ont seulement débuté dans les années 90.

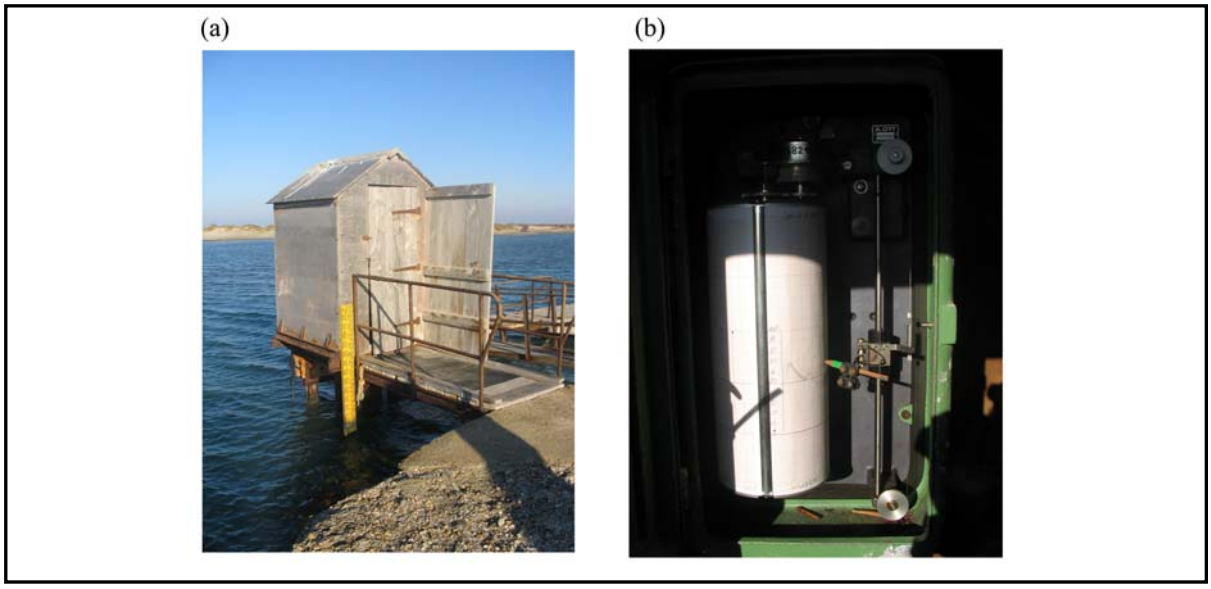


Photo 6 : (a) marégraphe du Grau-de-la-Dent, (b) mécanisme d'enregistrement.

La récupération et la préservation des marégrammes sont cruciales pour la connaissance de la variation du niveau marin sur le long terme. Dans le Golfe du Lion, 900 marégrammes issus du marégraphe du **Grau-de-la-Dent – GD –**, (43.36°N – 5°.10°E) (figure 4) sur la période de 1974 à 1995, ont été récupérés dans les archives de la Compagnie Nationale des Salins du Midi et de l'Est (CNSME). Ce marégraphe est implanté dans un petit port le long d'un littoral bas et sableux orienté W – E (figure 5). 650 marégrammes enregistrés dans le port de **Sète – SET –** (43.40°N – 3.69°E) (figure 5) de 1986 à 1999 et 680 enregistrés dans celui de **Port-Vendres – PV–** (42.52°N – 3.10°E) (figure 5) de 1983 à 1997 (figure 5) ont également été récupérés à la Direction Régionale de l'Equipement (DRE) du Languedoc Roussillon. La station de mesure de SET est localisée

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

dans un port implanté sur un littoral sableux orienté W – E (figure 5). Celle de PV se situe dans un port le long d'une côte rocheuse orienté NW – SE ouverte au nord sur la Méditerranée (figure 5). Chaque marégramme se présente sous la forme d'une feuille de papier millimétré au format A3 et correspond à une semaine d'enregistrement continu des variations du niveau de la mer.

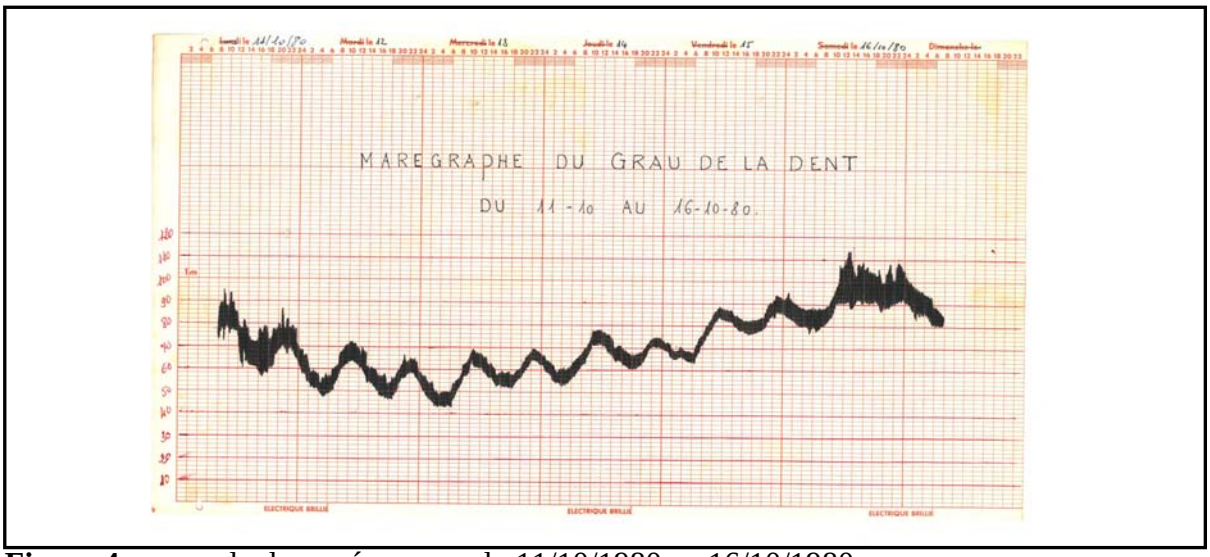


Figure 4 : exemple de marégramme du 11/10/1980 au 16/10/1980.

2.1.2. Données marégraphiques horaires et mensuelles à Marseille

La station de mesure marégraphique de **Marseille – MA –** est située à Endoume (43.18°N – 5.21°E) sur une côte rocheuse orientée N-S dans la baie de Marseille à 40 km à l'est du GD (figure 5). Les variations du niveau de la mer y sont mesurées depuis 1885. L'Institut Géographique National (IGN) travaille sur la digitalisation et la validation des données marégraphiques horaires de Marseille. Pour l'instant, les seules données horaires disponibles et communes avec celles de SET, PV et GD concernent la période 1986-1988. Elles nous ont été fournies par P.A. Pirazzoli dans le cadre du projet DISCOBOLE (Données pour le dImensionnement des Structures Côtières et des Ouvrages de BOrd de mer à Longue Echéance) et sont exprimées en Temps Universel (TU). Les niveaux marins mensuels moyens à Marseille sont également disponibles sur la période 1885-2004 et ont été extraits depuis le site du PSMSL (Permanent Service for Mean Sea Level) : http://www.pol.ac.uk/. Les hauteurs sont exprimées en centimètres NGF[5].

[5] Le niveau NGF (Nivellement Général de la France) est le niveau de référence qui correspond au niveau moyen de la mer calculé à Marseille, dans l'anse Calvo, sur la période allant du 3 février 1885 au 1er janvier 1887 (IGN ; *Paskoff, 1993*).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

2.1.3. Données marégraphiques quotidiennes au Grau-de-la-Dent

Depuis le début du 20ème siècle (1905), le niveau marin est relevé quotidiennement à 7 h, (heure locale) par les services techniques de la CNSME, dans le port du GD. Cette série marégraphique quotidienne couvre la période de 1905 à 2005 et constitue le plus long enregistrement marégraphique disponible dans le Golfe du Lion. Les métadonnées de la mesure sont notées dans les « cahiers de la mer » disponibles aux archives de la CNSME. La série numérique et les métadonnées nous ont été fournies par F. Sabatier du CEREGE (Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnent) d'Aix-en-Provence avec l'accord de la CNSME. 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.

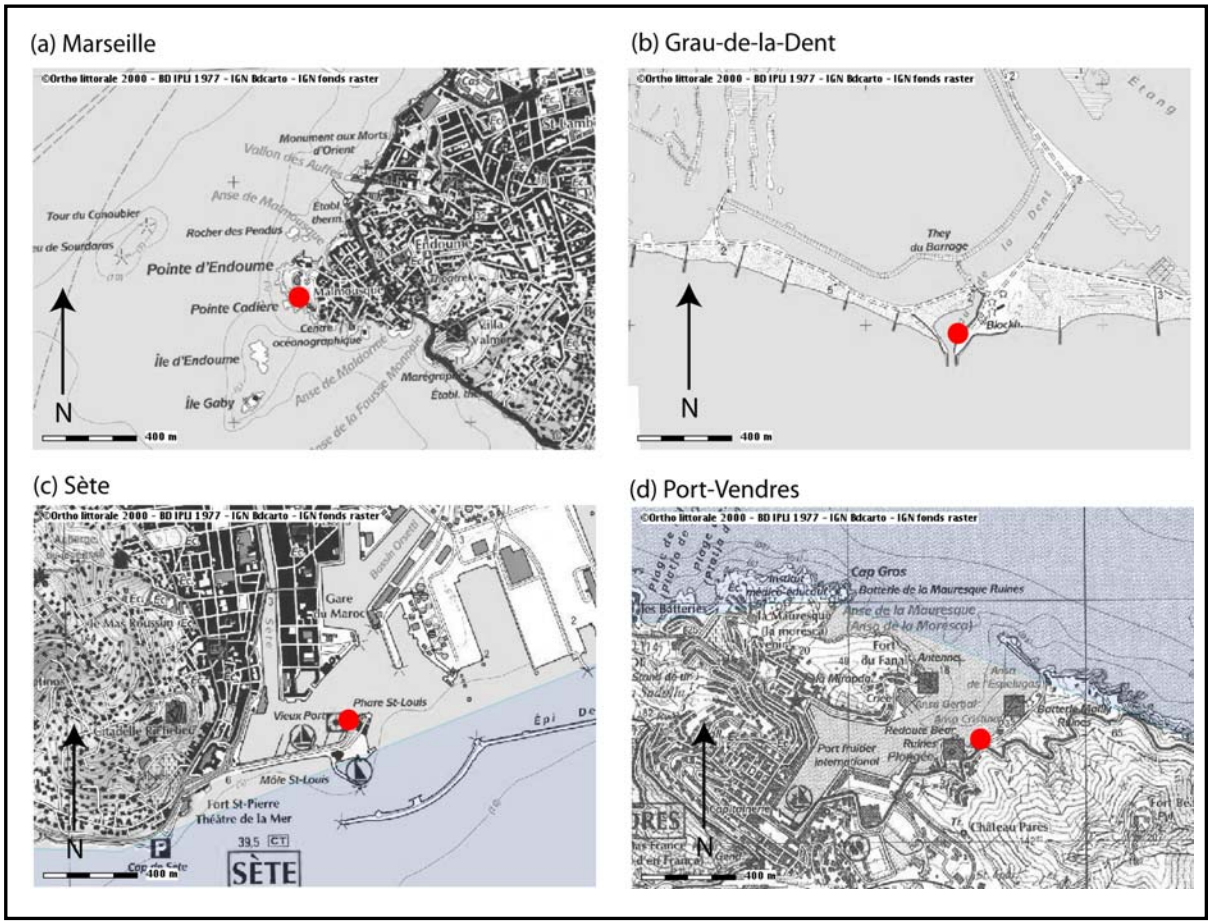


Figure 5 : localisation des stations marégraphiques dans le Golfe du Lion, (a) à Marseille, (b) au Grau-de-la-Dent, (c) à Sète et (d) à Port-Vendres (Ortho Littorale IGN 2000).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

2.2 Données atmosphériques

2.2.1. Observations

2.2.1.1. Pressions au niveau de la mer

Les pressions atmosphériques au niveau de la mer (PSM) mesurées à 12 h TU (temps universel) en hPa (hectopascals) de 1905 à 2002 sur une grille régulière de 5° x 5° sont issues des observations du NCEP-NCAR (National Center for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research). Elles ont été extraites à partir du site http://dss.ncar.edu/datasets/ds010.0/ sur la fenêtre spatiale de 40°W à 40°E et de 30°N à 70°N. Les PSM en points de grilles sont issues d'une assimilation de données provenant de différentes sources. **Le choix de cette base de données se porte donc surtout sur la fiabilité des PSM et sur leur disponibilité dans le temps et dans l'espace au 20ème siècle.**

2.2.1.2. Indice d'Oscillation Nord-Atlantique

L'Oscillation Nord-Atlantique – ONA –, tout comme l'Oscillation Arctique (OA), correspond à l'évolution en opposition de phase méridienne entre la masse d'air subtropicale et la masse d'air arctique et subpolaire (*Jones et al., 1997*). En se focalisant sur les masses d'air au niveau de l'Islande et des Açores, on parle préférentiellement de l'ONA qui concerne alors l'Atlantique Nord (*Thompson et Wallace, 1998; Lu et Greatbatch, 2002*). L'intensité et la phase de l'ONA se mesurent habituellement par un indice (IONA) défini comme la différence entre les anomalies de PSM aux Açores et celles à Reykjavik (*Hurell, 1995; Jones et al., 1997*). L'IONA quotidien a été calculé de 1905 à 2002 à partir des PSM du NCEP-NCAR comme la différence entre les anomalies barométriques moyennées au niveau des Açores ([20°W, 15°W], [35°N, 40°N]) moins celles moyennées au niveau de l'Islande ([30°W, 25°W], [60°N, 65°N]). L'IONA est exprimé en hPa.

2.2.1.3. Données anémométriques

Les séries tri-horaires de directions et vitesses du vent à **Cap Couronne – CC –** (43.19°N – 5.03°E) de 1961 à 2003, SET (43.23°N – 3.41°E) de 1949 à 2003 et PV, au Cap Béar (42.31°N – 3.08°E), de 1949 à 2003 proviennent des enregistrements effectués par Météo France (table 1 et figure 6). Les directions sont mesurées par classes de 20°, établies dans le sens horaire par rapport au nord géographique et correspondent à la direction moyenne dans

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

laquelle le vent a soufflé pendant les 10 minutes précédant la mesure. La vitesse correspond à la moyenne calculée sur le même intervalle de temps que la direction. Les mesures aux trois stations s'effectuent à 10 mètres au dessus du sol (références internationales) au niveau de sémaphores implantés à moins de 500 mètres du bord de mer (figures 6). **Elles sont ainsi représentatives des conditions de vents à proximité du littoral et ne sont pas polluées par des infrastructures ou la végétation**. Pour chaque station, les métadonnées et les équivalences de mesure entre les différents types de girouettes et d'anémomètres utilisés nous ont été fournies par Météo France afin de vérifier l'homogénéité des données (*Caussinus et Lyazrhi, 1997; Caussinus et Mestre, 2004*).



Figure 6 : localisation des stations météorologiques dans le Golfe du Lion, (a) à Cap Couronne, (b) à Sète et (c) à Port-Vendres (Ortho Littorale IGN, 2000).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

	localisation	pas de temps	nature	période	nombre d'observations	valeurs manquantes (en %)
Cap Couronne	43.19°N-5.03°E	tri-horaire (TU)	direction (°) / vitesse (m/s)	1961-2003	128 599	16
Sète	43.23°N-3.41°E	tri-horaire (TU)	direction (°) / vitesse (m/s)	1949-2003	160 712	4.8
Port-Vendres	42.31°N-30.08°E	tri-horaire (TU)	direction (°) / vitesse (m/s)	1949-2003	160 712	7.6

Table 1 : synthèse des données de vents.

2.2.2. Pressions atmosphérique de surface simulées au 21ème siècle

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 différents paramètres climatiques et en particulier les PSM, tous les jours à 0 h, 6 h, 12 h et 18 h 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°W à 40°E et de 30°N à 70°N ont été extraites. Les simulations ont été réalisées à partir d'un modèle couplé océan/glace marine/atmosphère incluant l'ozone stratosphérique (*Royer et al., 2002*). Les données ont été projetées par interpolation linéaire sur la grille 5° x 5° du NCEP-NCAR. Trois jeux de données de PSM issus de simulations réalisées à partir des mêmes conditions initiales nous ont été fournies par Météo France (*Royer et al., 2002*) : (i) SG2, de 1950 à 2100, forcé par l'augmentation de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre suivant le scénario B2, (ii) SA2, de 1980 à 2100, forcé par celle suivant le scénario A2 et (iii) SF2, de 1950 à 1980, forcé uniquement par les températures de surface océaniques (annexe 1).

3. Méthodes statistiques

Les méthodes statistiques présentées dans cette partie ont pour objet d'exécuter trois grands types d'analyses :

- analyser la variabilité spatiale des surcotes et des décotes dans le Golfe du Lion ;

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

- analyser la relation entre les conditions atmosphériques et les surcotes et les décotes à différentes échelles spatio-temporelles ;
- analyser la variabilité temporelle contemporaine et future des surcotes marines et des conditions atmosphériques associées.

3.1. Corrélation et régression linéaire

Dans cette étude, ces deux méthodes statistiques permettent d'analyser la relation linéaire entre deux paramètres climatiques. En effet, en climatologie, deux variables ***X*** et ***Y*** peuvent être liés par une relation affine.

3.1.1. Régression et tendance linéaire

Une régression linéaire consiste à expliquer de façon linéaire la variabilité d'une variable ***Y*** par celle d'une variable ***X*** qui est alors appelée le prédicteur ou régresseur. La régression linéaire traduit la relation entre ***X*** et ***Y*** par une relation affine.

$$\boldsymbol{Y' = aX + b} \quad (1)$$

Soit deux vecteurs ***X*** et ***Y*** d'ordre (n, 1)[6]

Le calcul des coefficients ***a*** et ***b*** de la régression linéaire se base ici sur la méthode des moindres carrés qui vise à minimiser la somme des écarts des observations à la droite de régression, ce qui se traduit par la relation suivante :

$$\sum_{i=1}^{n} \left(\boldsymbol{Y_i - aX_i - b}\right)^2 \quad (2)$$

La droite de régression, rendant minimale la somme précédente, a pour coefficient directeur ***a***:

$$\boldsymbol{a} = \frac{\boldsymbol{Cov(X,Y)}}{\boldsymbol{\sigma X}} \quad (3)$$

[6] C'est-à-dires avec *n* observations et une colonne. On parle également de vecteur-colonne de longueur *n* ou bien de vecteur d'ordre (*n*,1). De façon générale, une matrice d'ordre (*n*,*m*) comporte *n* lignes et *m* colonnes et un vecteur est une matrice où *m* ou *n* est égal à 1.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

où σX est la variance de X qui permet de caractériser la dispersion de cette population :

$$\sigma X = \frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}\left(X_i - \bar{X}\right)^2 \quad (4)$$

et $Cov(X,Y)$ est la covariance entre X et Y, qui est une mesure de la variation simultanée des deux variables :

$$Cov(X,Y) = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(X_i - \bar{X}\right) * \left(Y_i - \bar{Y}\right) \quad (5)$$

L'ordonnée à l'origine, b, est trouvée par la relation suivante :

$$b = \bar{Y} - a * \bar{X} \quad (6)$$

Quand la régression linéaire est établie à partir d'une seule variable climatique Y avec comme prédicteur X le temps, elle permet d'établir une tendance linéaire de l'évolution de la variable considérée et de quantifier la vitesse de cette évolution. Le coefficient a est alors la valeur de la pente de la régression et correspond à la vitesse d'évolution dans le temps. Dans cette étude, la régression linéaire permet d'analyser la variabilité à long terme de la fréquence et de la hauteur des surcotes au 20ème siècle (le temps est alors le régresseur). Le calcul de la tendance linéaire est alors utilisé afin d'apporter une estimation de la vitesse moyenne d'évolution des paramètres étudiés même si la variabilité à long terme d'un paramètre climatique n'est en réalité que très rarement linéaire. La signification statistique du coefficient a est estimée par un test « T » de Student avec l'hypothèse nulle que la pente calculée est nulle.

3.1.2. Corrélation linéaire

Très utilisée en climatologie, la corrélation linéaire permet de mesurer l'intensité et le sens de la relation linéaire entre deux variables. La méthode se base sur la mesure de la variance commune entre variables (*Snedecor et Cochran, 1967*). Dans cette étude, les corrélations permettent tout d'abord de comparer l'évolution temporelle entre deux mêmes variables mais en différents points comme par exemple les hauteurs du niveau marin aux différentes stations du Golfe du Lion. Cette méthode permet alors de mesurer la covariation spatiale

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

d'un paramètre climatique. Les corrélations permettent ensuite de comparer l'évolution temporelle d'une variable climatique avec celle d'une ou plusieurs autres variables. La corrélation permet alors de mesurer la variance temporelle commune entre les différentes variables climatiques considérées.

Les corrélations sont obtenues à partir des formules suivantes : soit ***X*** et ***Y*** deux vecteurs d'ordre (n,1). La variance est d'abord calculée pour chaque variable, puis la covariance entre les deux variables (équations 4 et 5).

Le coefficient de corrélation se calcule par la formule suivante :

$$r(X,Y) = \frac{Cov(X,Y)}{\sqrt{\sigma X} * \sqrt{\sigma Y}} \quad (7)$$

Le coefficient de corrélation présuppose l'existence d'une relation linéaire, ou proportionnelle, entre les deux variables étudiées. Une contrainte importante de l'utilisation de la corrélation linéaire est sa sensibilité aux valeurs extrêmes puisque le calcul se base sur les moments d'ordre 2. Un coefficient élevé n'implique *a priori* aucune relation de causalité entre les variables. En effet, la covariation entre deux variables ***X*** et ***Y*** peut être déterminée par un ou plusieurs facteurs, autres que la variabilité de ***X*** ou de ***Y*.**

Plus la taille de l'échantillon analysé est importante, plus les caractéristiques de l'échantillon se rapprochent de celles de la population-mère dont l'échantillon est extrait. La significativité de la corrélation renvoie à la loi des grands nombres. En effet, plus la corrélation est calculée à partir d'échantillons de grande taille, plus la relation mesurée par la corrélation se rapproche alors de celle, théorique, entre les deux populations-mères considérées. Il est donc important de tester la relation obtenue entre deux variables en fonction de la taille de l'échantillon.

3.1.3. Validation croisée

Quand la régression linéaire est établie entre deux variables climatiques (par exemple ***X*** la pression atmosphérique de surface et ***Y*** la hauteur de surcote et des décotes), elle permet de créer un modèle linéaire théorique et simplifié de la relation entre ces deux variables. La régression linéaire peut être alors utilisée dans un but prédictif.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

A partir de l'équation de la régression linéaire, il est alors possible de calculer une valeur théorique du prédictand (***Y'***) à partir de la valeur prise par le prédicteur ***X*** :

$$Y' = aX + b \quad (8)$$

Afin de tester la performance prédictive, la régression linéaire est testée en validation croisée. La période analysée est découpée en deux sous-périodes équivalentes qui constituent, chacune à leur tour, la période d'apprentissage et la période de vérification. La validation croisée consiste à calculer la régression sur la période d'apprentissage et de la tester sur la période de vérification. Les coefficients de la régression appris sont ainsi obtenus sur une période *a priori* indépendante de l'application. Cela permet de tester la capacité prédictive de la régression. Les résidus entre les observations et les simulations sont calculés par :

$$\varepsilon_i = Y_i - Y'_i \quad (9)$$

Plus les résidus sont faibles, plus la régression se rapproche de la réalité. Inversement, plus les résidus sont importants, plus la régression s'éloigne de la réalité. Ensuite, l'erreur-type (ET) est calculée en validation croisée afin de mesurer la variabilité résiduelle :

$$ET = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (\varepsilon_i - \bar{\varepsilon}_i)^2 \right]^{1/2} \quad (10)$$

Enfin le biais moyen du modèle (BM) est calculé sur les périodes de validation. Il s'agit d'estimer l'erreur systématique de la prédiction :

$$BM = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} \varepsilon_i \quad (11)$$

La performance prédictive de la régression est également estimée par la corrélation entre observations et estimations. Dans un modèle parfait, dans lequel les simulations représentent exactement les observations, la corrélation est = 1 et l'erreur-type = 0. Pour un modèle insignifiant, la corrélation est proche de 0 et l'erreur-type du modèle peut être deux fois supérieure à l'écart-type du prédictand (*Von Storch et Zwiers, 1999*).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

3.2. Analyse composite

La méthode des composites est ici utilisée pour détecter si un signal déterminé dans un premier paramètre ***X*** (les surcotes) se retrouve dans un deuxième paramètre ***Y*** (la pression atmosphérique, la force et la direction du vent et l'IONA) (*Von Storch et Zwiers, 1999)*. Des échantillons sont créées (= les échantillons composites) contenant les valeurs prises par les différents paramètres atmosphériques lorsque la hauteur des surcotes dépasse par exemple + 40 cm. L'analyse composite est complémentaire des corrélations linéaires et permet de mettre en évidence les conditions atmosphériques moyennes correspondantes aux surcotes supérieures à un seuil prédéfini. Les résultats sont présentés sous forme de carte de PSM ou d'anomalies barométriques par rapport à la climatologie moyenne. Dans ce dernier cas, les anomalies sont testées individuellement par un test en T de Student avec l'hypothèse nulle que l'anomalie barométrique moyenne des jours où la surcote dépasse un seuil prédéfini est égale à 0. La valeur prise par le test T de Student indique la probabilité de rejeter par erreur l'hypothèse nulle. Les composites présentent deux qualités pour l'étude de la relation entre les surcotes marines et les paramètres atmosphériques. D'une part, l'analyse des composites ne se base sur aucun *a priori* de départ sur la forme de la relation entre les deux paramètres étudiés. Cette méthode présente de ce fait un avantage par rapport aux corrélations linéaires. D'autre part, l'analyse composite est moins sensible aux valeurs extrêmes que le calcul des corrélations linéaires.

3.3. Analyse multivariée

L'analyse en composante principale (ACP) est très largement utilisée en climatologie et permet d'extraire le maximum d'information d'une matrice spatio-temporelle. Elle permet d'obtenir les combinaisons linéaires et orthogonales d'un seul champ climatique (*Moron, 2000*). Réaliser une ACP revient à remplacer un nombre de variables corrélées entre elles par de nouvelles variables orthogonales 2 à 2 appelées composantes principales (CP). L'intérêt de l'ACP est de retenir un minimum de composantes expliquant un maximum de variance. Dans cette étude, l'ACP permet d'extraire les principaux modes de variations des matrices spatio-temporelles (i) des pressions atmosphériques de surface en point de grille (le temps en ligne et l'espace en colonne) et (ii) des surcotes et des décotes (le temps en ligne et les différentes stations en colonne).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Les ACP sont réalisées sur des anomalies centrées afin que les variables aient un poids proportionnel à leur variance. Le principe se base sur la transformation d'une matrice d'origine en une matrice de variance-covariance :

$$\boldsymbol{C} = \frac{\mathbf{1}}{\boldsymbol{n}-\mathbf{1}} * \boldsymbol{X}'*\boldsymbol{X} \quad (12)$$

Cette matrice est ensuite décomposée en trois matrices orthogonales[7] selon la relation $\boldsymbol{C} = \boldsymbol{USV}'$: (i) une matrice contenant les composantes principales ($\boldsymbol{U}$), (ii) une matrice diagonale ($\boldsymbol{S}$) contenant les valeurs singulières qui correspondent à la racine carrée de la variance expliquée et (iii) une matrice contenant les vecteurs propres ($\boldsymbol{V}$). Les composantes principales sont alors des combinaisons linéaires orthogonales 2 à 2 expliquant une fraction décroissante de la variance initiale.

3.4. Classification en type de temps

Dans cette étude, la classification du champ de pression atmosphérique de surface en type de temps est utilisée afin de synthétiser la circulation atmosphérique extratropicale (*Vautard, 1990; Michelangeli et al, 1995; Plaut et Simonnet, 2001*). Cette méthode permet tout d'abord d'associer un type de circulation atmosphérique aux surcotes marines dans le Golfe du Lion. La classification du champ de pression atmosphérique en type de temps sur l'ensemble du 20ème siècle permet aussi d'étudier la variabilité à long terme de la circulation atmosphérique sur l'Atlantique Nord et l'Europe.

Les PSM quotidiennes en points de grilles sont tout d'abord standardisées de telle sorte que leurs moyennes soient égales à 0 et leurs écarts-types à 1 :

$$\boldsymbol{X}' = \frac{\boldsymbol{X} - \bar{\boldsymbol{X}}}{\sqrt{\sigma \boldsymbol{X}}} \quad (13)$$

Les données standardisées sont ensuite pondérées par le cosinus des latitudes. Une analyse en composante principale permet alors de compresser la matrice en 11 composantes principales qui représentent 90% de la variance totale. La méthode des nuées dynamiques ou « k-means » (*Diday et Simon, 1976*) est appliquée aux 11 composantes principales pour extraire 5 classes. L'algorithme se base sur la minimisation de la distance euclidienne au

[7] Une matrice X est orthogonale si $X'X=I$ où I représente la matrice identité.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

carré entre les 5 centres de gravité de départ. 200 classifications à partir de la même matrice d'origine ont été réalisées en modifiant aléatoirement la localisation des centres de gravité. Un indice de « classifiabilité » mesure la similarité moyenne entre les différentes partitions par rapport à du bruit et permet de vérifier la représentativité des 5 types de temps déterminés (*Michelangeli et al., 1995*). Les PSM en point de grille de 40°E à 40°W et de 30°N à 70°N sur la période 1905-2002 ont été classées en 5 types de temps. 1.7% des jours ne possédant pas de données n'ont pas été classés et ne seront pas considérés dans les analyses qui suivent.

3.5. Probabilités

3.5.1. Probabilités jointes

Le calcul des probabilités jointes permet une analyse objective de la variabilité spatiale des surcotes marines dans le Golfe du Lion complémentaire de celle des corrélations. A partir du comptage du nombre mutuel de surcotes marines entre différentes stations du Golfe du Lion, le calcul des probabilités jointes permet d'estimer la proportion de cas qui se produisent simultanément entre deux stations.

Pour une stations ***A***, la probabilité marginale qu'une surcote dépassant un seuil se produise équivaut à ***P(A)***. Pour une station ***B***, la probabilité marginale qu'une surcote dépassant le même seuil équivaut à ***P(B)***. La probabilité jointe que les surcotes dépassant un seuil en ***A*** et en ***B*** est alors $P(A,B) = P(A) \cap P(B)$. La proportion relative que deux événements se produisent en même temps équivaut alors à :

$$Z = \frac{P(A,B)}{(P(A)+P(B))/2} \quad (14)$$

La valeur obtenue est alors un score compris entre 0 et 1 qui nous indique la proportion de cas se déroulant simultanément aux deux stations ***A*** et ***B*** par rapport à la moyenne des probabilités marginales de ces deux stations.

3.5.2. Probabilités de retour

Le calcul des temps de retour permet de mesurer la probabilité qu'a un événement de se produire dans le temps. Appliqué aux surcotes marines, le but est d'estimer la fréquence et

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

surtout le temps de retour probable des phénomènes extrêmes dépassant certains seuils prédéfinis. Le principe repose sur une méthode développée par Pugh et Vassie (1979) appliquée aux données marégraphiques.

Les données sont dans un premier temps tabulées par classes d'égale amplitude afin de définir une distribution de fréquence normalisée (*Pugh et Vassie, 1979*). En considérant des données au pas de temps horaire, le calcul des temps de retour exprimé en années s'effectue alors de la manière suivante : si n est le nombre de valeurs horaires disponibles, le nombre d'années entières analysées, en tenant compte des lacunes, sera de $A = n / 8766$ (nombre moyen d'heures dans une année). En appelant S_j le nombre d'observations qui se trouvent dans la classe de hauteur j, la probabilité que les valeurs de la classe j soient dépassées aura un temps de retour TRs_j :

$$TRs_j = (Sj * A^{-1})^{-1} \quad (15)$$

Le temps de retour est donc une façon d'exprimer la probabilité d'un événement à un moment donné en admettant que toutes les périodes observées soient statistiquement identiques. Malgré son nom, il ne fait référence à aucune notion de régularité ou de périodicité.

3.6. Filtrage temporel

La méthode de filtrage des données est complémentaire de l'analyse des tendances linéaires. Un filtre récursif de Butterworth permet d'extraire ou éliminer les signaux périodiques d'une série selon une bande passante prédéfinie (*Butterworth, 1930*) : passe-bas pour les basses fréquences (= longues périodes), passe-haut pour les hautes fréquences (= courtes périodes) ou dans une bande passante (= périodes intermédiaires). L'utilisation du filtre sur une série de données ne laissera passer que les variations dans un intervalle de fréquence limité par la fréquence de coupure basse ou la fréquence de coupure haute du filtre ou bien dans une bande passante choisie. Un filtre récursif présente l'avantage de ne pas modifier la phase du signal analysé (contrairement aux moyennes mobiles par exemple). Dans ces travaux, les séries de données sont filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas qui ne conserve que les signaux dont la période est plus longue que 30 ans, c'est-à-dire les variations lentes (L) des séries chronologiques analysées. L'intérêt est ici d'extraire et d'analyser la variabilité lente de la fréquence et de la hauteur des surcotes et de leurs

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

forçages atmosphériques. Les PSM sont également filtrées sur une période de 2 à 6 jours afin de déterminer la variabilité des conditions barométrique sur ce laps de temps.

3.7. Test de Monte Carlo

La philosophie du test de Monte Carlo repose sur la probabilité d'obtenir un résultat par hasard (*Bouleau et Lepingle, 1994*). Le principe général propose de générer des distributions *ad hoc* correspondantes à une hypothèse donnée. La méthode se base alors sur l'estimation de la probabilité de retrouver les mêmes résultats de départ si on répète un nombre de fois égal les calculs initiaux à partir d'échantillons simulés. La probabilité d'obtenir les résultats initiaux par hasard est calculée par la relation suivante :

$$\frac{\text{Nombre de valeur aléatoire} > (\text{ou} <) \text{ à la valeur initiale}}{\text{Nombre de simulation}}$$

Le nombre de fois où les « n » résultats calculés à partir de la population initiale simulée sont supérieurs au résultat initial est déterminé et le résultat est considéré comme étant non dû au hasard si 5% des « n » résultats obtenus à partir des populations aléatoirement permutées sont supérieurs au résultat initial réellement observé. De façon générale, le test de Monte Carlo est utilisé dans cette étude afin de déterminer si les résultats obtenus ne sont pas dus uniquement à l'échantillonnage stochastique. Il est utilisé afin de vérifier que l'évolution de la sensibilité des surcotes à la fréquence mensuelle des jours de situations atmosphériques prédéfinies n'est pas uniquement due à l'échantillonnage. Un test de phase aléatoire basé sur la philosophie de Monte Carlo est ainsi utilisé pour tester la significativité des corrélations. (*Janicot et al., 1996*). La méthode repose alors sur deux étapes : (i) la transformation de Fourier (FFT) des séries corrélées est calculées, (ii) et N séries temporelles, possédant la même puissance spectrale, mais une phase aléatoire, que les séries originales sont créées par inversion. Ces séries aléatoires sont consécutivement corrélées 2 à 2 aboutissant à $(N^2 - N) / 2$ différentes corrélations. La significativité de la corrélation linéaire entre les deux séries originales est déterminée par sa position par rapport à la distribution des corrélations obtenues entre les séries aléatoires (*Ebisuzaki, 1997*). Dans cette étude, la significativité de la corrélation sera représenté par '*' pour une corrélation significative au seuil bilatéral 90%, '**' pour 95% et '***' pour 99%.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Chapitre 2

Variations spatio-temporelles des surcotes dans le Golfe du Lion

Les épisodes de surcotes et de décotes sont des variations du niveau marin à des échelles de temps allant de la journée à plusieurs jours. Sans pour l'instant en analyser les causes, ce chapitre propose d'appréhender **les variations du niveau des surcotes/décotes à différentes échelles spatio-temporelles** avec un intérêt particulier pour les fortes surcotes qui sont les plus importantes en terme d'impact.

La disponibilité des données marégraphiques en différents points du Golfe du Lion, sur une période suffisamment longue, est un élément crucial dans l'analyse des variations spatio-temporelles des surcotes. Les étapes de digitalisation et de validation des données marégraphiques historiques sont ainsi développées dans la première partie de ce chapitre. Le contexte saisonnier de cette étude et la définition des échelles spatiales considérées sont ensuite présentés. Enfin, les variations locales des surcotes et des décotes sont étudiées à différentes échelles de temps, ainsi que leur covariation spatio-temporelle à l'échelle du Golfe du Lion.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

4. Digitalisation et validation des données marégraphiques

Les marégrammes représentent les plus anciens enregistrements continus du niveau marin. L'analyse des variations du niveau des surcotes dans le temps et dans l'espace, ainsi que l'étude de leurs forçages atmosphériques, passent obligatoirement par la transformation de l'enregistrement marégraphique papier en une série chronologique numérique. La validation et la qualité des données utilisées sont par ailleurs des éléments clés de cette étude sur lesquels il est impératif de se focaliser.

4.1. Digitalisation des marégrammes

Les marégrammes du GD, de SET et de PV ont été digitalisés, numérisés et validés grâce au programme informatique **NUNIEAU** (NUmérisation des NIveaux d'EAU) développé sous environnement MATLAB par F. Pons (figure 7; *Ullmann et al., 2005*). Dans un premier temps, tous les marégrammes de chaque station marégraphique sont scannés en couleur à une résolution de 200 Dot-Per-Inch qui est le meilleur compromis entre la résolution et le poids de l'image numérique.

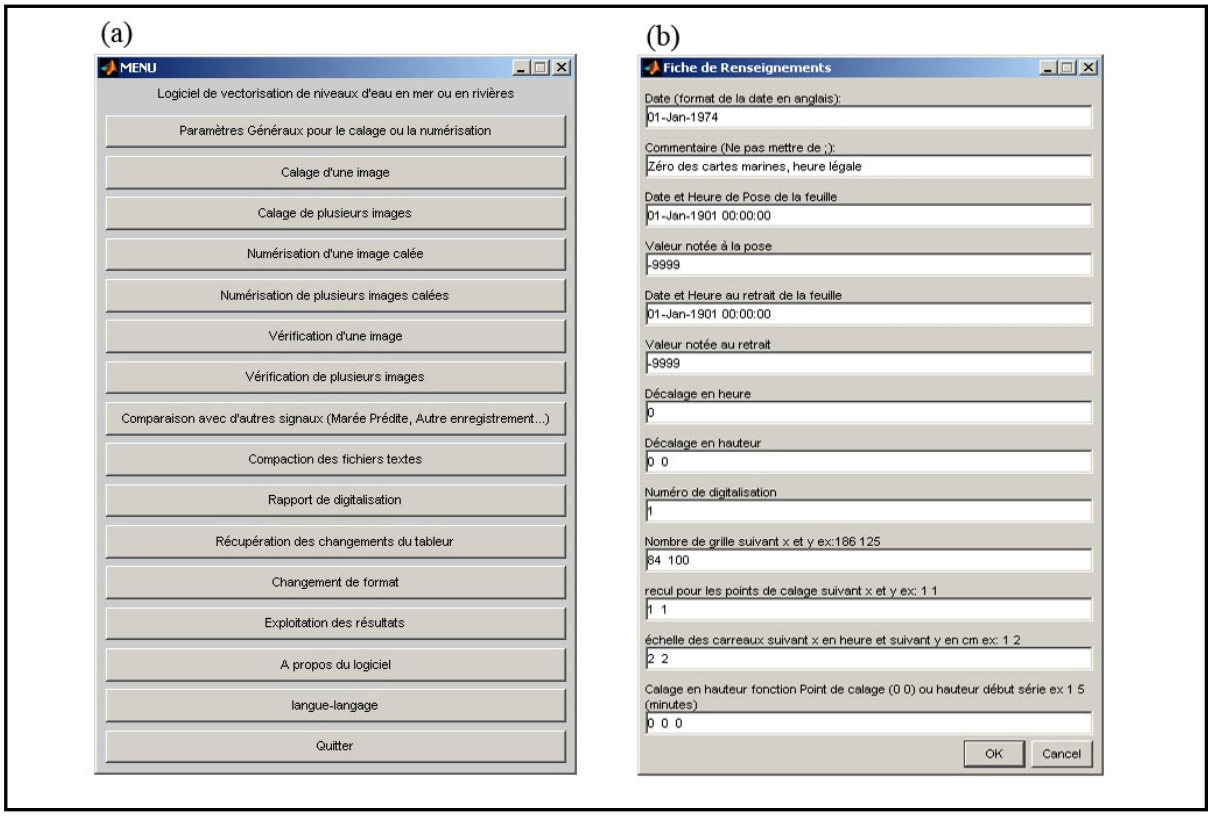


Figure 7 : (a) barre de menu de NUNIEAU et (b) menu dans lequel les informations sur le marégramme sont entrées.

Le logiciel analyse automatiquement chaque image scannée (figure 8) 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 couleurs du signal tracé (valeur rouge, vert et bleu), la localisation du niveau 0 et quatre points d'ancrages (figures 7 et 8) ainsi que le pas de temps auquel on souhaite récupérer les données numériques.

Pour cette étude, les données marégraphiques ont été calculées au pas de temps horaire. Toutes ces informations sont enregistrées dans un fichier de calage, qui constitue la carte d'identité de chaque marégramme. **Le principe repose alors sur la reconnaissance des pixels du signal de niveau marin tracé sur la feuille et sur le calage des images avec les cinq points d'ancrages (figure 8)**.

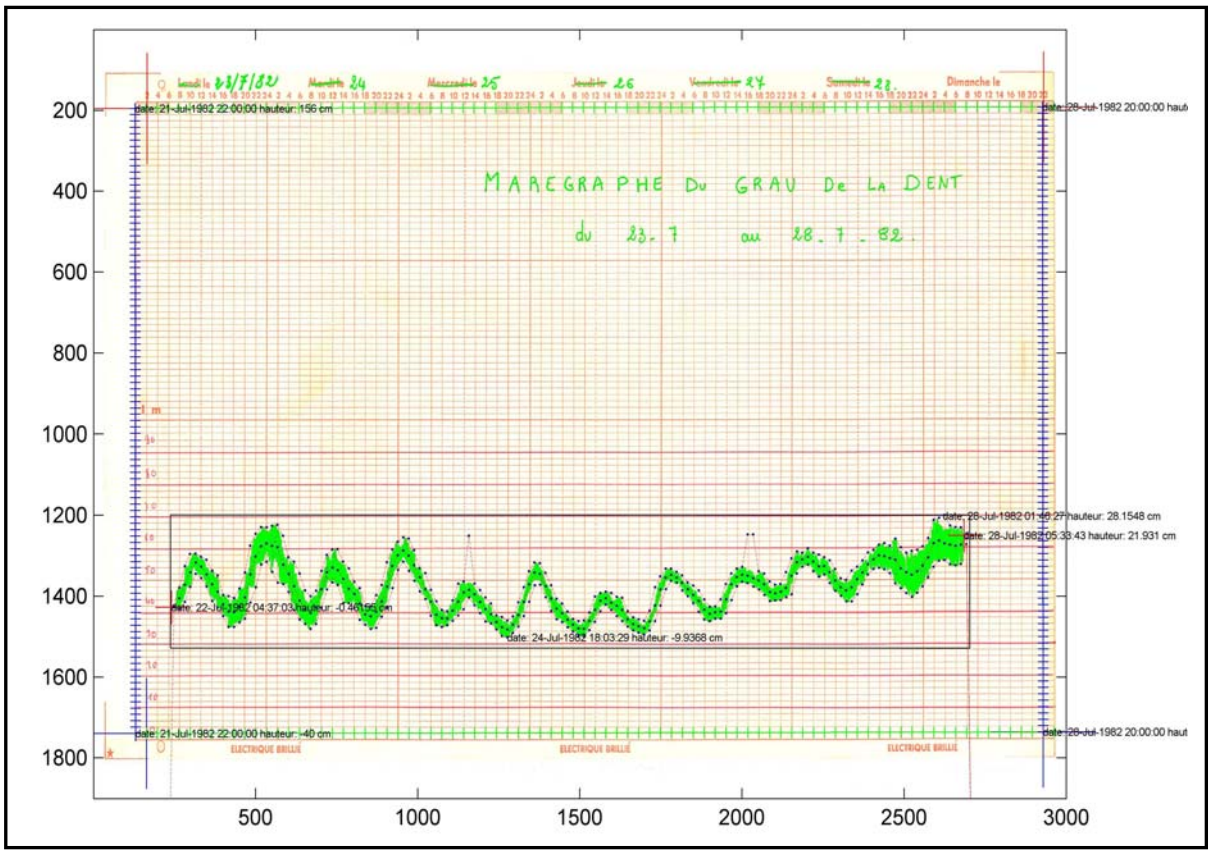


Figure 8 : exemple de calage du marégramme scanné du 11/10/1980 au 16/10/1980.

Les pixels récupérés appartenant au signal de niveau marin sont ensuite convertis en une matrice binaire (1 pour les pixels valides, 0 pour les autres) qui est transformée en une série numérique continue enregistrée dans un fichier texte. Ceux n'appartenant pas au signal de

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

niveau marin sont éliminés directement sur l'image (figure 9). 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 numérique continue du niveau marin. Enfin, l'heure locale est convertie en heure universelle. 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.

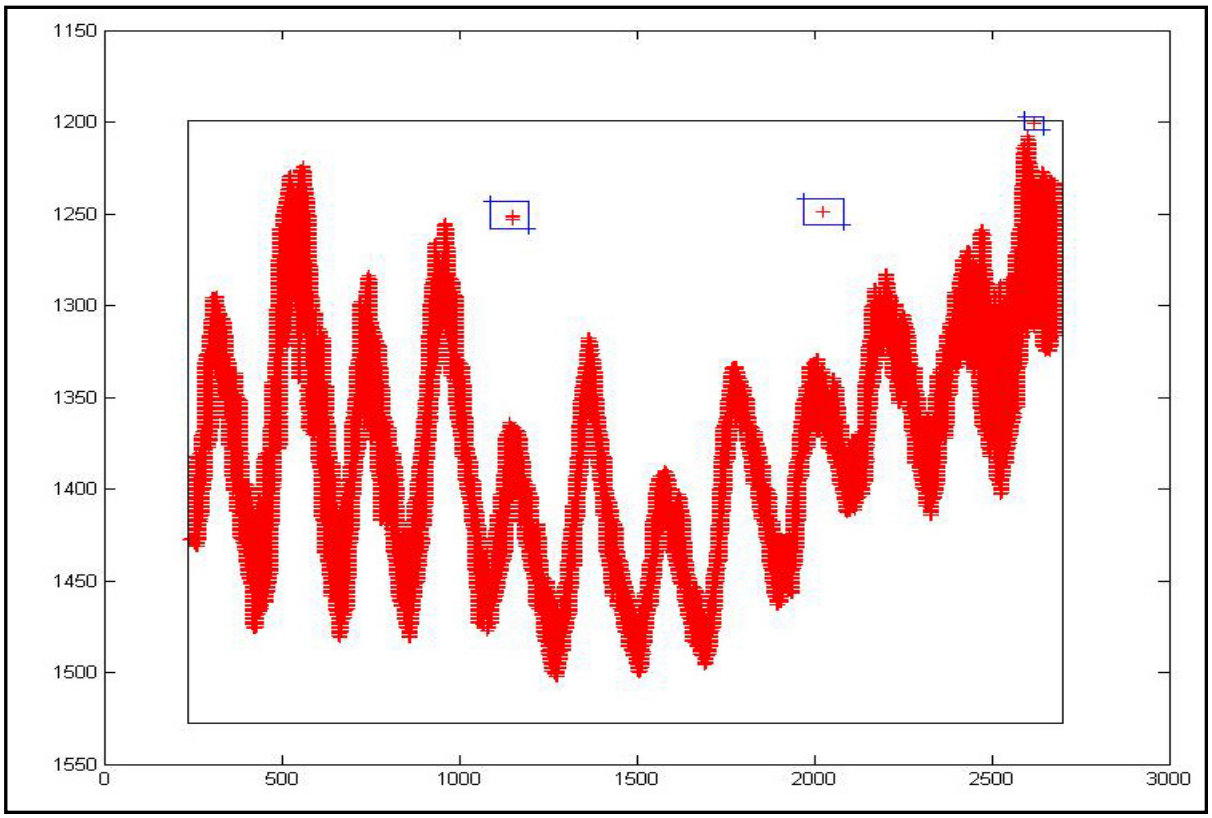


Figure 9 : exemple de pixels récupérés après calcul (en rouge) et pixels aberrants éliminés (encadré en bleu) sur le marégramme scanné du 11/10/1980 au 16/10/1980.

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 marégrammes en données numériques. Les corrections et la validation des données allongent ensuite considérablement cette durée. Le même travail utilisant NUNIEAU avec un ordinateur standard (3 GHz CPU et 1 Gb RAM) est réduit à 12 heures, incluant les corrections nécessaires à la validation des données (*Ullmann et al., 2005).* De plus, cette méthodologie permet de pouvoir **toujours revérifier *a posteriori* les choix effectués lors de la digitalisation et de revenir sur les étapes enregistrées dans le rapport de digitalisation**.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

4.2. Correction et validation des données

4.2.1. Validation des données horaires

Une fois les séries marégraphiques numériques obtenues au pas de temps horaire, la deuxième étape de traitement consiste à vérifier et valider les données marégraphiques numériques. Le logiciel permet de visualiser graphiquement les décalages verticaux et temporels entre les semaines consécutives (figure 10). Le remplacement manuel hebdomadaire de chaque marégramme ne s'effectue pas toujours à la transition précise entre la fin d'un marégramme et le début du suivant. Plusieurs heures de décalages peuvent ainsi apparaîtrent entre deux semaines consécutives. On considère les décalages de +/- 5 heures entre deux semaines consécutives comme normaux (figure 10). Cependant, plusieurs cas de décalages temporels supérieurs à 5 heures ont été observés (figure 10). Les erreurs les plus courantes de décalages temporels sont dues aux erreurs de réglage de l'horloge du marégraphe lors du remplacement du marégramme ou à la lente dérive de l'horloge. Les décalages verticaux les plus importants sont la plupart du temps entraînés par des erreurs dans le positionnement du niveau 0, soit lors du remplacement hebdomadaire du marégramme papier ou bien lors du calage des marégrammes numériques avec NUNIEAU.

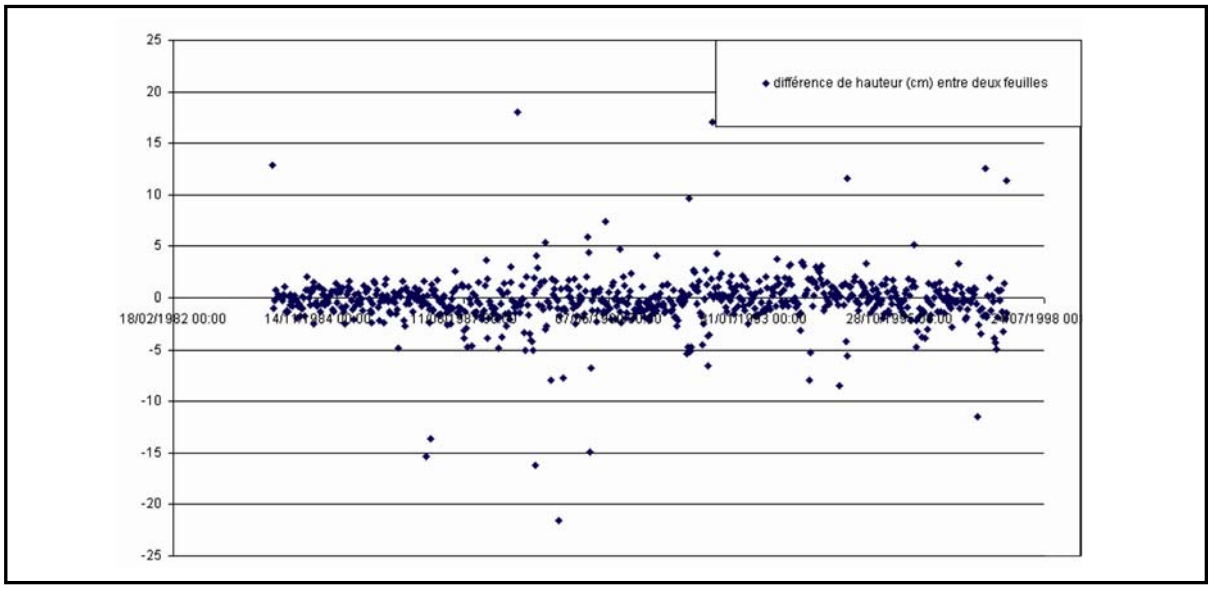


Figure 10 : différences verticales en ordonnée (cm) entre chaque semaine consécutive digitalisée au Grau-de-la-Dent de 1986 à 1995.

Pour vérifier et valider les données, NUNIEAU permet dans un premier temps de calculer directement la puissance spectrale des séries marégraphiques produites afin de vérifier qu'elles contiennent les principales variations cycliques de la marée astronomique. La

vérification et la validation des données reposent ensuite sur **le contrôle direct sur écran de la phase et de l'amplitude des signaux digitalisés, par inter-comparaison (i) entre des stations géographiquement proches et (ii) avec la marée astronomique théorique calculée à chaque station (figure 11).** Le travail de correction des données repose essentiellement sur la **vérification de la continuité des semaines successives (figure 11)**. 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 (figure 11). Les décalages temporels et verticaux anormaux peuvent ainsi être décelés et corrigés, si la raison en est établie. Les données sont enfin rattachées au zéro NGF.

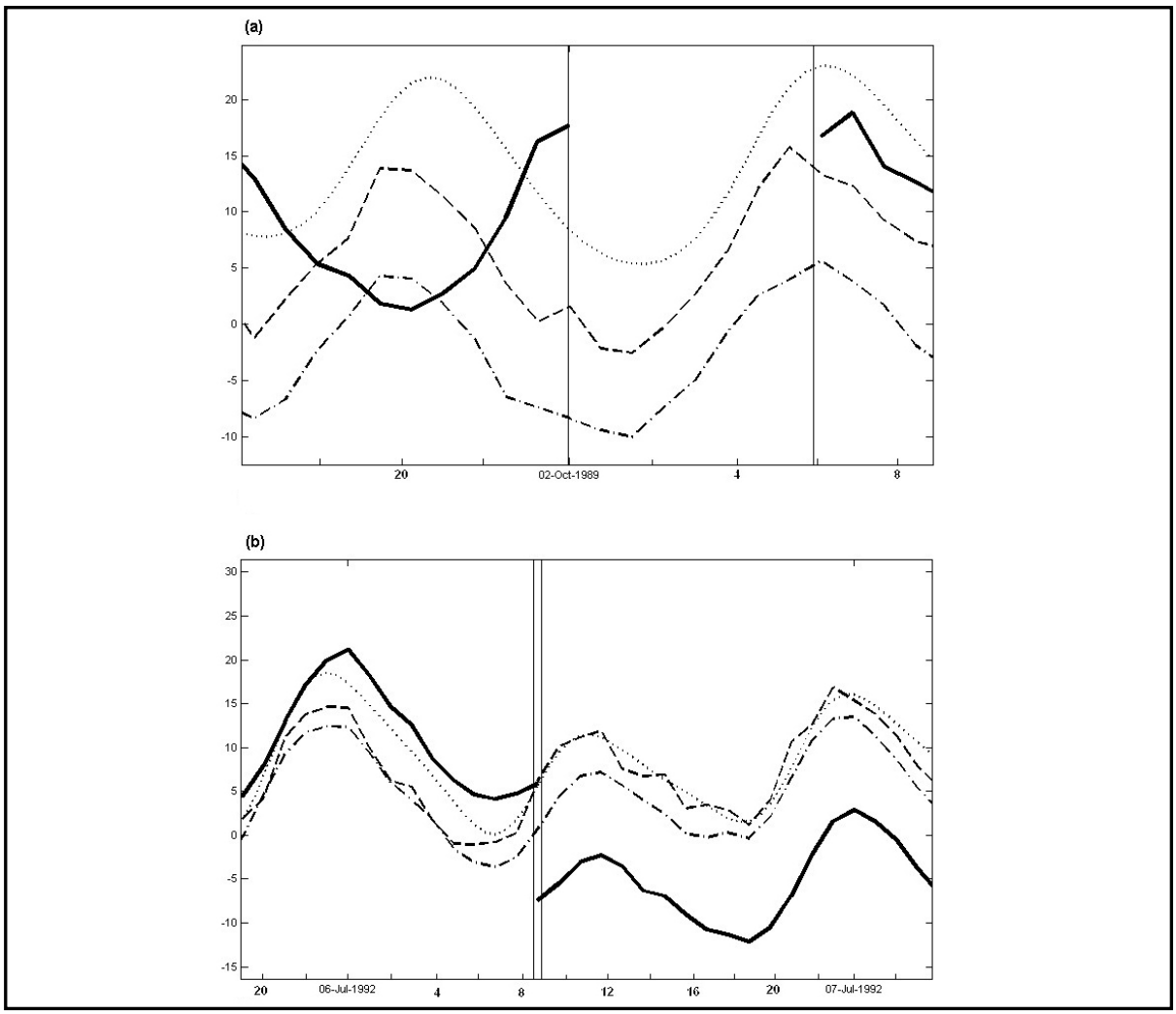


Figure 11 : (a) exemple de décalage temporel au Grau-de-la-Dent (trait noir plein) entre le 01/10/1989 et le 02/10/1989. (b) Exemple de décalage vertical au Grau-de-la-Dent (trait noir plein) entre le 06/07/1992 au 07/07/1992. En trait pointillé (respectivement trait tireté et tireté et points) sont indiquées les variations de la marée astronomique (respectivement du niveau marin à Sète et à Port-Vendres).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Cette étape technique importante de récupération des données historiques permet de **produire une série marégraphique continue et validée au pas de temps horaire au GD de 1974 à 1995, à SET de 1986 à 1999 et à PV de 1983 à 1997**, ainsi que de valider la série marégraphique horaire de MA de 1986 à 1988. Ces travaux ont été réalisés durant 9 mois au CETE (Centre d'Etude Technique de l'Equipement) Méditerranée sous la direction de F. Pons, responsable du projet NUNIEAU. La qualité des marégrammes et l'ensemble du protocole de numérisation (précision du calage et correction des décalages notamment) entraînent une marge d'erreur de 1 à 2 cm sur les données marégraphiques produites.

En guise de synthèse, une représentation schématique du protocole de production de séries marégraphiques numériques à partir de marégrammes au format papier est présentée sur la figure 12. Au-delà du gain de temps par rapport aux méthodes classiques de digitalisation, cette nouvelle méthode permet d'enregistrer toutes les manipulations effectuées dans les fichiers de calage et permet donc un retour sur chacune des étapes de digitalisation (figure 12).

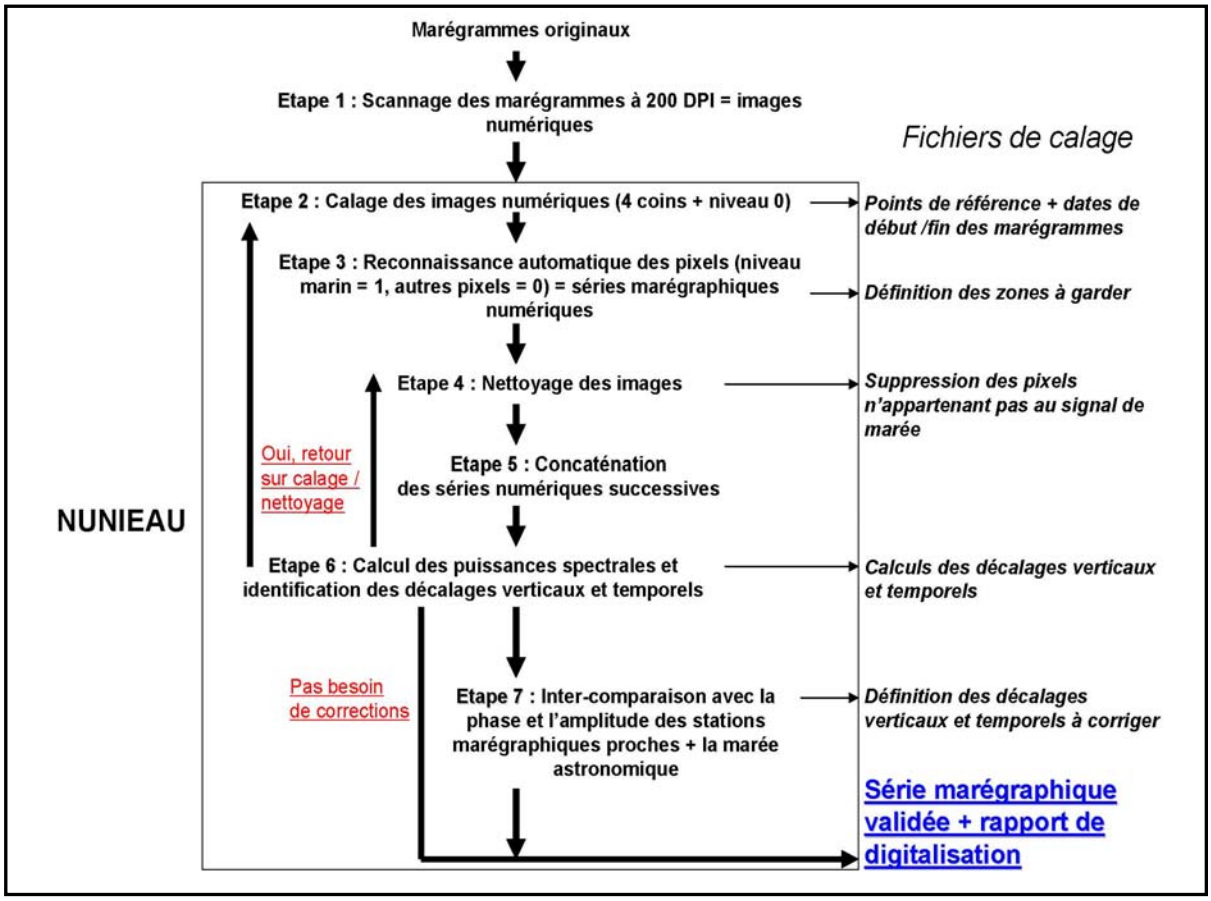


Figure 12 : schéma des différentes étapes du protocole de digitalisation des marégrammes avec le logiciel NUNIEAU.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

4.2.2. Validation des données quotidiennes au Grau-de-la-Dent

Les données marégraphiques horaires étant validées, la question de la qualité des données au GD issues du relevé quotidien du niveau marin de 1905 à 2005 a été abordée. Ces données, converties au temps universel, ont tout d'abord été comparées à celles issues de la digitalisation des marégrammes sur la période 1986-1995. Les hauteurs quotidiennes à 6 h[8] TU entre ces deux jeux de données sont corrélées avec un coefficient de 0.97*** et ne présentent aucun décalage temporel ou vertical. Sur l'ensemble du 20ème siècle, la validité des données marégraphiques quotidiennes au GD est estimée par le calcul des corrélations glissantes sur des périodes de 10 ans de 1905 à 2004, entre les moyennes mensuelles calculées au GD et celles de MA. On peut s'attendre à ce que les corrélations à cette échelle soient élevées et stationnaires via le filtrage des variations rapides (notamment celles liées à l'échelle synoptique). Les corrélations sont effectivement presque toujours stables > 0.80*** sauf pour deux périodes où la corrélation diminue entre 1915 et 1925 et entre 1947 et 1958 (figure 13). La baisse enregistrée lors de cette dernière période peut être partiellement expliquée par le dysfonctionnement du mécanisme d'enregistrement à MA (*Douglas, 1997*). La première période correspond à la baisse de la variance temporelle dans les enregistrements quotidiens au GD dont la cause est inconnue (figure 13). Hormis cette période, les données marégraphiques quotidiennes au GD peuvent donc être considérées comme fiables.

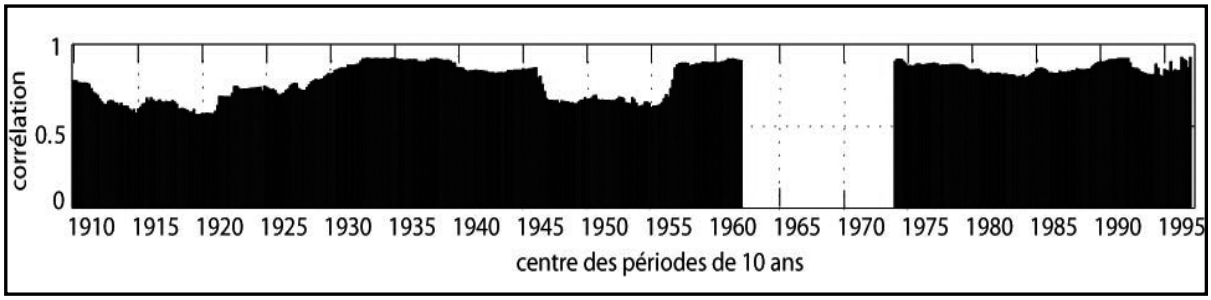


Figure 13 : corrélations glissantes par segments de 60 mois de 1905 à 2005 entre les niveaux marins mensuels moyens (entre octobre et mars) au Grau-de-la-Dent et à Marseille.

4.3. Calcul des surcotes et des décotes

L'utilisation des séries de hauteur de surcotes et décotes par rapport aux données marégraphiques brutes permet d'analyser aussi indépendamment que possible les variations

[8] L'heure locale de 7h correspond à 5h TU de 1941 à 1945 en raison d'une heure d'été supplémentaire imposée par l'occupation allemande durant la seconde guerre mondiale.

du plan d'eau uniquement forcées par les conditions atmosphériques (pression et vent notamment). Afin d'extraire les valeurs des surcotes et des décotes des données marégraphiques, il est nécessaire de calculer les variations de la marée astronomique locale. Ce calcul a été effectué grâce au logiciel POLIFEMO (*Tomasin, 2005*) qui peut être facilement utilisé pour différents types de données (horaires ou quotidiennes) et pour différentes stations (*Tomasin, 2005; Pirazzoli, 2006; Ullmann et al., 2007a*). Pour chacune de nos séries marégraphiques (excepté les moyennes mensuelles à MA), le logiciel calcule par un ajustement des moindres carrés, les oscillations de la marée astronomique locale à partir des principales constantes astronomiques (*Foreman, 1977; Tomasin, 2005*).

La marée est en effet une très bonne horloge et se présente comme **une superposition d'ondes élémentaires dont les périodes sont déterminées par le mouvement déterministe de la lune et du soleil**. En Méditerranée, dans le Golfe du Lion, compte tenu du faible marnage de la marée astronomique (+15 à -15 cm par rapport au niveau marin moyen), sept constantes principales suffisent pour un calcul fiable de la marée astronomique (*Doodson, 1921; Ullmann et al., 2007a*) : M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1, correspondant respectivement aux périodes « lunaire moyenne », « solaire moyenne », « elliptique lunaire majeure », « déclinaison luni-solaire semi diurne », « déclinaison luni-solaire diurne », « lunaire majeure » et « solaire majeure ». Les constantes de la marée astronomique dont la contribution est de moins de 1 cm ne sont pas conservées dans les calculs. Le logiciel POLIFEMO prend en compte **les variations à long terme des constantes de la marée astronomique (*Tomasin, 2005*)**. En effet, il calcul automatiquement les corrections « draconitiques » (variations à long terme de l'orbite lunaire) et les corrections « anomalistiques » (variations à long terme de la distance Terre - Lune). Les hauteurs de la marée astronomique sont corrigées tous les jours en fonction des ces variations à long terme.

Le calcul des surcotes et des décotes sur le long terme implique également de tenir compte **de la variation à long terme du niveau marin liée notamment à la subsidence du delta du Rhône et à la dilatation thermique**. C'est pourquoi POLIFEMO calcule les hauteurs de surcotes en déduisant les variations relatives du niveau marin moyen – NMM – (figure 14; *Tomasin, 2005*). Pour cela, les oscillations de la marée astronomique sont calculées chaque année. Elles sont exprimées en nombre de centimètres au-dessus et en-dessous du niveau marin annuel moyen de l'année considérée (figure 14). Pour chaque année, les valeurs

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

horaires ou quotidiennes de surcotes (respectivement décotes) sont alors les hauteurs d'eau au-dessus (respectivement en-dessous) de la marée astronomique au même moment (figure 14). De cette façon, **les valeurs de surcotes (décotes) correspondent aux hauteurs du plan d'eau uniquement forcées par l'atmosphère et sont indépendantes des variations relatives du niveau marin moyen associées notamment à l'effet stérique**. En marée astronomique basse (-15 cm), une surcote >= 40 cm correspond alors au moins à une élévation observée du niveau de la mer de +25 cm et une surcote >= 20 cm à une élévation d'au moins +5 cm.

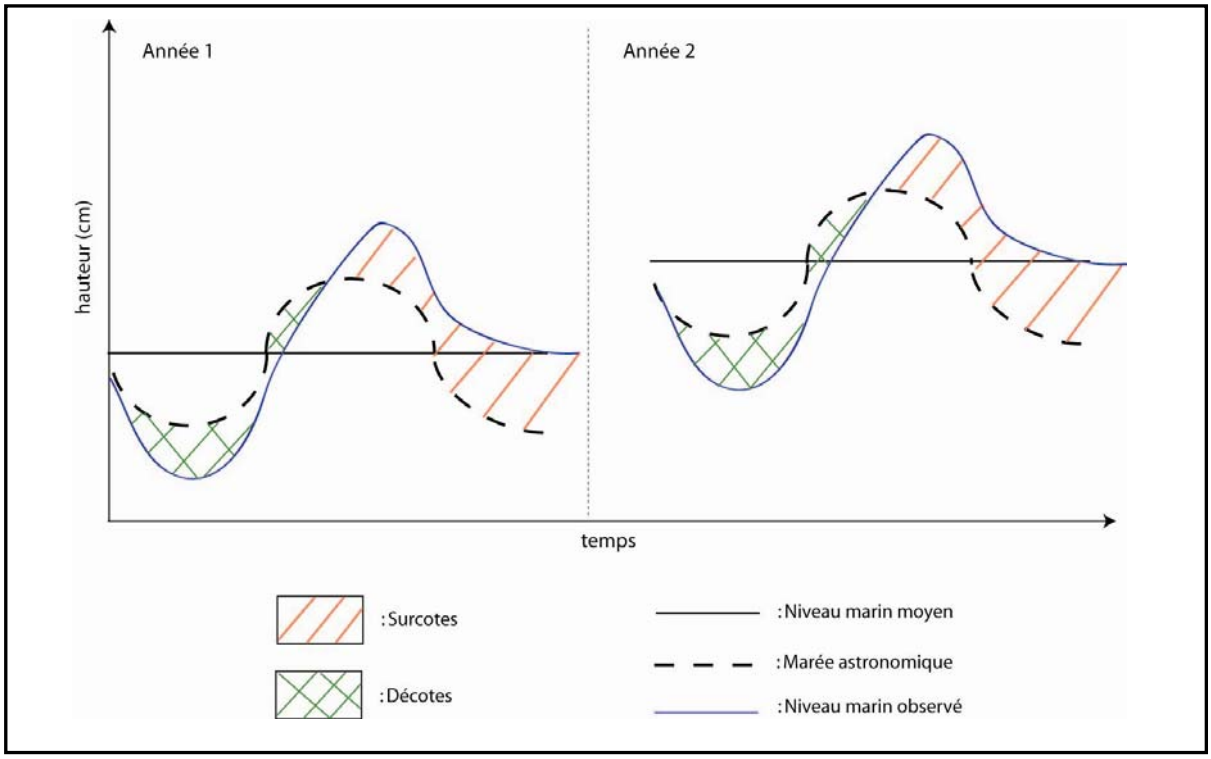


Figure 14 : représentation schématique des surcotes et décotes.

Les puissances spectrales des séries marines brutes et des surcotes sont calculées afin de **vérifier que la quasi-totalité des variations cycliques de la marée astronomique a été retirée du signal de surcote (figures 15 et 16)**. Les données marégraphiques brutes présentent les cycles principaux de la marée astronomique :

- le cycle solaire et lunaire moyen de période respectivement 12.42 heures et 12.66 heures (figure 15) ;
- le cycle lunaire et solaire principal de périodes 25.81 heures et 24.06 heures (figure 15; *Ullmann et al., 2007a*).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Le calcul des puissances spectrales pour les séries de surcotes et décotes démontre que **les principaux cycles de la marée astronomique ont été entièrement éliminés (figures 15 et 16)**.

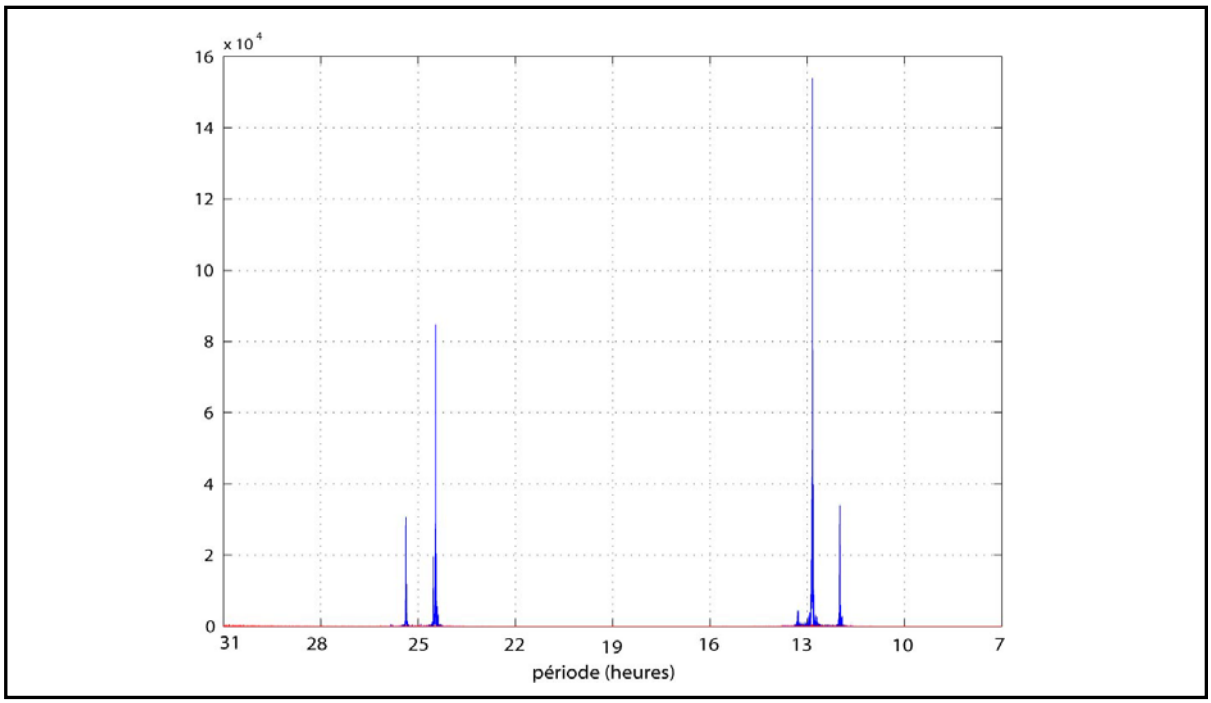


Figure 15 : puissance spectrale (en ordonnée) des données marégraphiques horaires au Grau-de-la-Dent de 1986 à 1995 en fonction de la période en heure (en abscisse). Les données brutes sont en bleu et les surcotes en rouge.

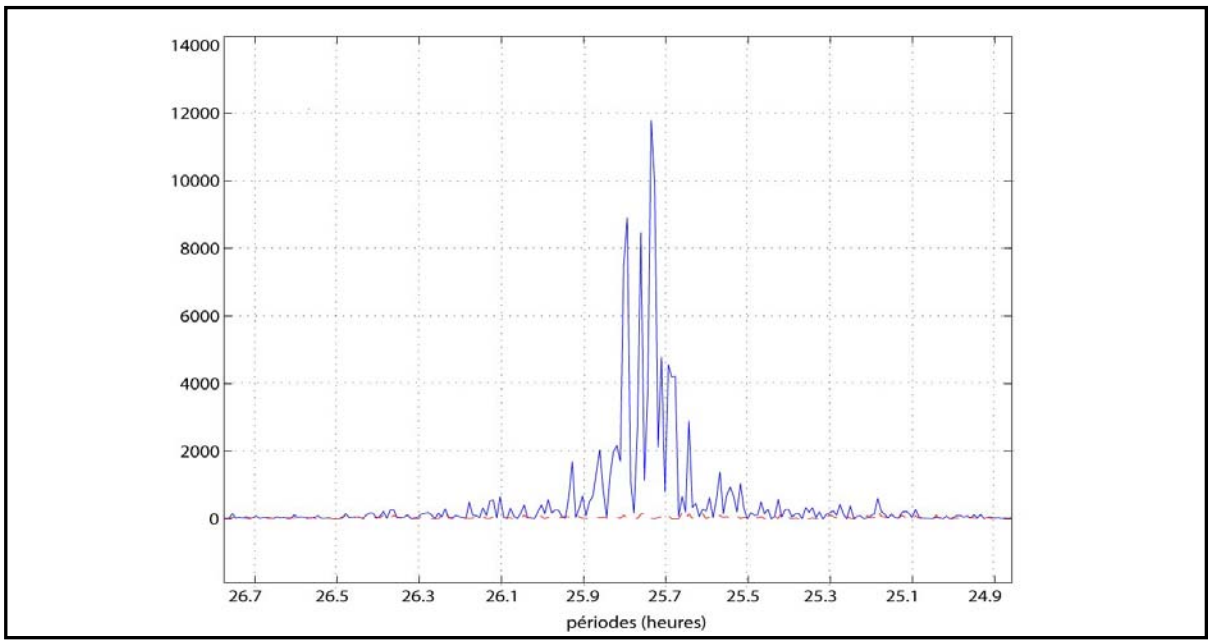


Figure 16 : idem que la figure 13 avec un zoom sur le cycle lunaire principal calculé au Grau-de-la-Dent de 1986 à 1995. En bleu, les données brutes et en rouge les surcotes.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

La digitalisation et la validation des données marégraphiques historiques dans le Golfe du Lion nous ont permis de :

- *Produire trois séries marégraphiques numériques originales au pas de temps horaire, validées et réparties autour du Golfe du Lion ;*
- *Valider la série marégraphique quotidienne au GD sur l'ensemble du 20ème siècle ;*
- *Valider la série marégraphique horaire à MA de 1986 à 1988 ;*
- *Calculer le signal de surcote/décote pour chacune des séries marégraphiques horaires et quotidiennes disponibles ;*
- *Dans l'ensemble des analyses suivantes, le terme de surcote (décote) évoquera uniquement les hausses (baisses) du niveau marin par rapport à la marée astronomique.*
- *La série de « surcote/décote » fera référence aux séries horaires et/ou quotidiennes complètes, contenant surcotes et décotes.*

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

	localisation	pas de temps	nature	période	nombre d'observations	valeurs manquantes	niveau marin maximum enregistré	surcote maximale enregistrée
Grau-de-la-Dent	43.36°N 5.10°E	horaire (TU)	NM / SD	1975-1995	122 712	17.7 %	100	85
Grau-de-la-Dent	43.36°N 5.10°E	quotidien (6h TU)	NM / SD	1905-2005	31 804	2 %	140	95
Sète	43.10°N 3.40°E	horaire (TU)	NM / SD	1986-1999	119 623	2.5 %	131	114
Port-Vendres	43.01°N 3.02°E	horaire (TU)	NM / SD	1983-1997	120 529	7.3 %	78	64
Marseille	43.18°N 5.21°E	horaire (TU)	NM / SD	1986-1988	35 040	10.6 %	75	65
Marseille	43.18°N 5.21°E	moyenne mensuelle	NM	1905-2005	1 200	1.8 %	-	-

Table 2 : synthèse des séries de niveau marin (NM en cm NGF) et de surcotes/décotes (SD en cm relatif au niveau marin moyen) validées et disponibles pour la suite de ce travail.

5. Contexte saisonnier de l'analyse

A partir des différentes séries de surcotes/décotes désormais disponibles, les analyses de cette partie proposent d'appréhender **le contexte saisonnier de ces dernières dans le Golfe du Lion et celui des conditions atmosphériques associées à différentes échelles spatiales qui seront clairement définies**.

Le cycle annuel des surcotes horaires au GD, à SET, PV et MA, et ses éventuelles variations à long terme sont tout d'abord présentés. Les conditions atmosphériques moyennes sont ensuite analysées de l'échelle locale, avec les vents autour du Golfe du Lion, jusqu'à l'échelle de l'ONA en passant par les conditions atmosphériques synoptiques et les types de temps. Sans pour l'instant rechercher leurs implications dans la formation des surcotes, cette première analyse climatique permet d'apporter une description précise des conditions atmosphériques moyennes à ces différentes échelles spatiales et de leur cycle annuel.

Cette approche permet enfin de poser **la question des interactions d'échelles**. En effet, l'analyse de la cohérence entre ces cycles annuels moyens permet de déterminer si les différentes échelles spatiales considérées sont connectées entre elles, ou au contraire, si la cyclicité annuelle moyenne est indépendante d'une échelle à l'autre.

5.1. Saisonnalité des surcotes dans le Golfe du Lion

5.1.1. Répartition saisonnière des surcotes

La fréquence mensuelle des surcotes horaires > 20 cm a été calculée au GD, à SET et PV de 1986 à 1995 et à MA de 1986 à 1988. Plus de 80% des surcotes > 20 cm se produisent en moyenne durant le semestre hivernal, d'octobre à mars (figure 17). **Les surcotes dans le Golfe du Lion apparaissent donc comme des phénomènes quasiment exclusivement hivernaux**. Cette saisonnalité des surcotes s'observe également dans d'autres secteurs méditerranéens, comme par exemple dans l'Adriatique (*Trigo et Davies, 2002*) mais également le long de la côte Atlantique (*Pirazzoli, 2000*).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

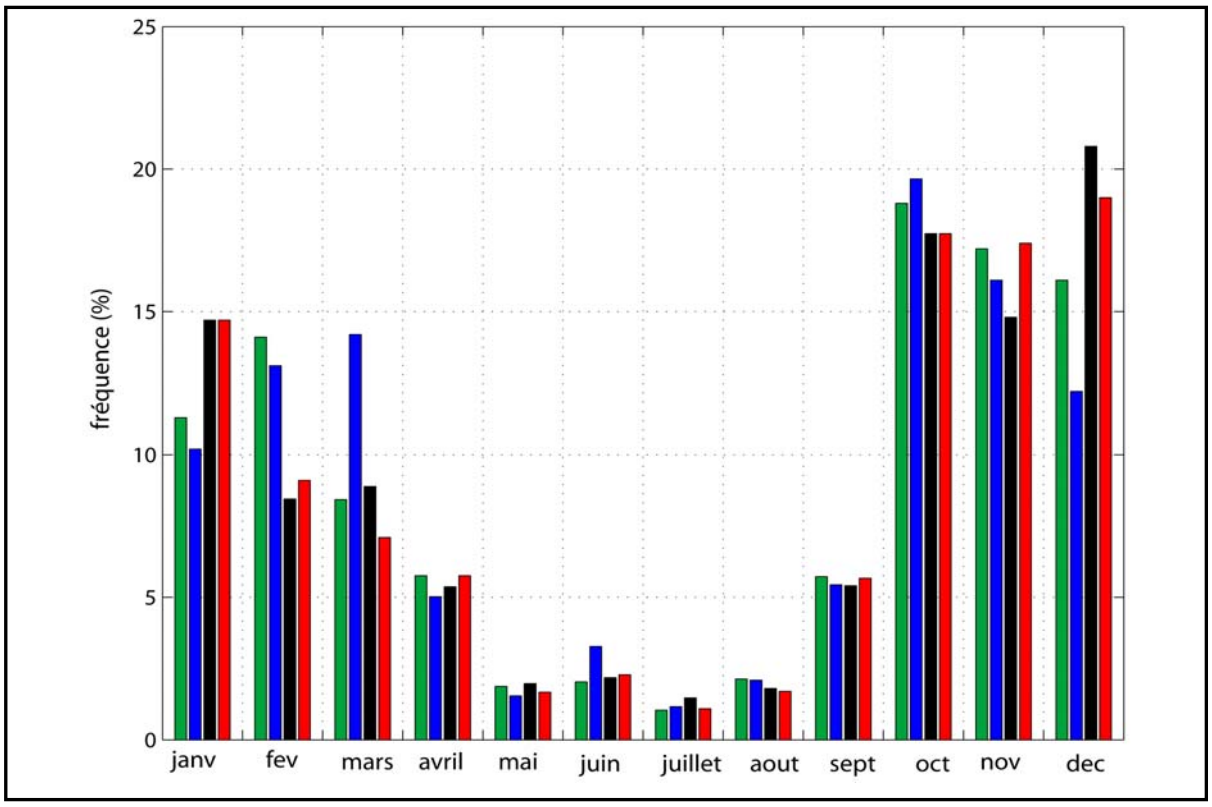


Figure 17 : fréquence mensuelle (en %) des surcotes horaires > 20 cm au Grau-de-la-Dent (histogramme vert), à Sète (histogramme bleu) et à Port-Vendres (histogramme noir) de 1986 à 1995 et à Marseille de 1986 à 1988 (histogramme rouge).

5.1.2. Stationnarité de la saisonnalité des surcotes

Dans le cadre de l'analyse de la variabilité climatique sur l'ensemble du 20ème siècle, il est important d'appréhender **l'éventuelle modulation de la saisonnalité des surcotes sur le long terme**.

La fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm est cette fois-ci calculée de 1905 à 2005 au GD uniquement. Les fréquences d'octobre à mars sont comparées aux fréquences sur le reste de l'année, c'est-à-dire d'avril à septembre. Les surcotes restent quasiment exclusivement hivernales (figure 18) et cette saisonnalité est stable à l'échelle du 20ème siècle (figure 18). **La variabilité lente du climat n'a donc pas modifié la saisonnalité des surcotes qui se produisent toujours à plus de 80% durant le période d'octobre à mars (*Ullmann et al., 2007b*)**.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

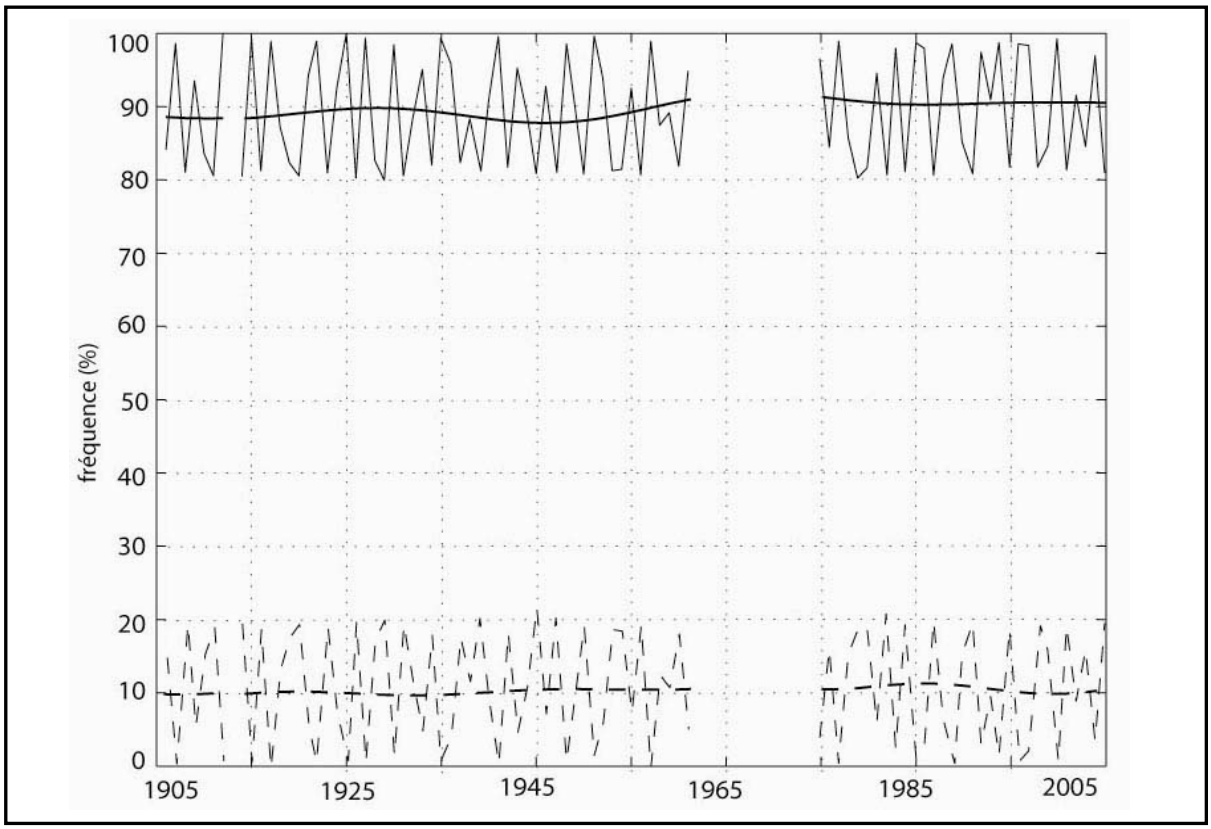


Figure 18 : fréquence semestrielle (en %) des surcotes quotidiennes > 20 cm au Grau-de-la-Dent de 1905 à 2005. La ligne pleine (trait tireté) indique le semestre d'octobre à mars (d'avril à septembre). En gras superposé sont tracées les variations filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans.

5.1.3. Variations intra-saisonnières de la fréquence des surcotes

Les cycles hivernaux moyens de la fréquence des surcotes > 20 cm sont analysés pour l'ensemble des séries disponibles. Ils sont calculés comme la fréquence moyenne des surcotes > 20 cm à chaque pas de temps horaire (quotidien) sur la période d'octobre à mars, filtrée pour ne retenir que les périodes plus longues que 30 jours.

De 1986 à 1995, le cycle hivernal moyen présente une fréquence des surcotes plus importante d'octobre à décembre au GD, à SET et PV (figure 19). Cette prévalence automnale est également observée dans le cycle hivernal moyen des surcotes quotidiennes au GD de 1905 à 2005 (figure 19). Par contre, à MA et uniquement de 1986 à 1988, cette prévalence de la fréquence des surcotes ne se retrouve qu'au mois de décembre (figure 19). Mais l'analyse de la cyclicité hivernale moyenne à MA n'est ici basée que sur deux hivers seulement.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

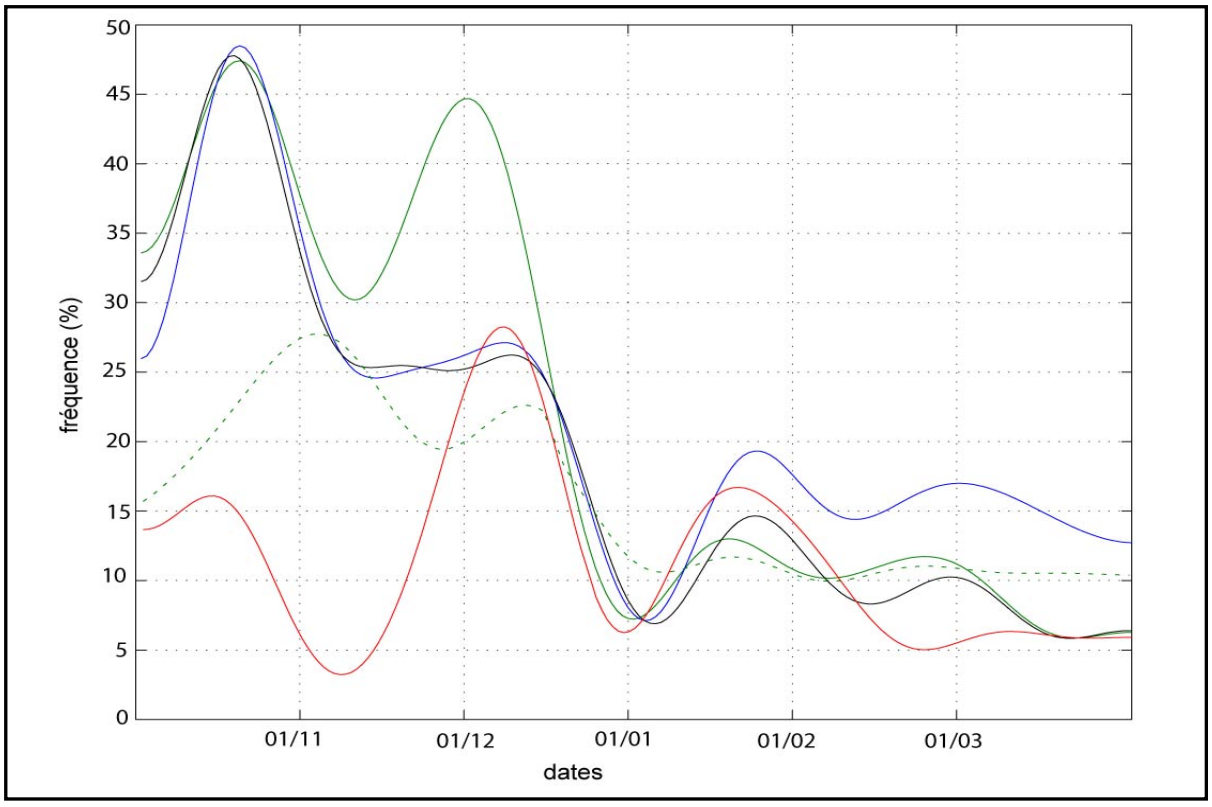


Figure 19 : cycles hivernaux moyens de la fréquence (en %) des surcotes quotidiennes > 20 cm au Grau-de-la-Dent de 1905 à 2005 (trait tireté vert). Idem pour les surcotes horaires au Grau-de-la-Dent (trait vert), à Sète (trait bleu), à Port-Vendres (trait noir) de 1986 à 1995 et à Marseille (trait rouge) de 1986 à 1988. Les cycles hivernaux correspondent à la moyenne des données, filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 jours.

L'analyse de la saisonnalité des surcote montre que :

- *Plus de 80% surcotes dans le Golfe du Lion se produisent durant le semestre d'octobre à mars. Elles sont donc quasiment exclusivement hivernales ;*
- *La variabilité climatique au 20ème siècle n'a pas modifié cette saisonnalité ;*
- *Le cycle hivernal moyen de la fréquence des surcotes autour du Golfe du Lion montre une fréquence bien plus forte en automne que sur le reste de l'hiver ;*
- *L'ensemble des analyses suivantes se focalise uniquement sur la période d'octobre à mars appelée « hiver » par la suite.*

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

5.2. Conditions anémométriques autour du Golfe du Lion

La force et la direction du vent sont mécaniquement reliées au gradient de pression. Les vents soufflent des hautes pressions vers les basses pressions. Ils soufflent d'autant plus fort que le gradient barométrique est important. Dans l'hémisphère nord, tous les vents sont déviés vers la droite par la force de Coriolis associée à la rotation de la Terre. Néanmoins, à l'échelle locale, le contexte topographique est également important dans la force et la direction du vent.

Les fréquences hivernales relatives des vents par incréments de 10 m/s et de 45° ont été calculées aux trois stations météorologiques autour du Golfe du Lion sur leur période de mesure commune (de 1961 à 2003) (figure 20). Les conditions hivernales moyennes sont dominées par les vents principalement de direction de 315° à 360° localement appelés mistral et tramontane. Plus de 70% des vents de 0 à 20 m/s soufflent de direction de 270° à 360° aux trois stations météorologiques (figure 20). 30% des vents de 0 à 20 m/s sont des vents contraires, venant de la mer, principalement de secteur de 90° à 180° à CC, 180° à 270° à SET et 135° à 180° à PV (figure 20). Il est intéressant de constater que plus la force du vent augmente, plus leur part relative augmente (figure 20). En effet, 45% (30%) des vents > 20 m/s soufflent de direction de 90° à 135° à CC et de 135° à 180° à SET (de 135° à 180° à PV). Cependant, à PV, les vents >20 m/s sont toujours largement dominés, à plus de 60%, par les directions de 315° à 360° (figure 20c).

Pou résumer, dans le Golfe du Lion, **la période hivernale est donc dominée par des vents principalement de secteur de 315° à 360° et secondairement de 90° à 180°**. **La part de ces derniers augmente lorsque l'on considère les vitesses les plus fortes.** Dans le Golfe du Lion mais également dans l'ensemble du bassin méditerranéen occidental, ces vents de mer soufflent surtout en hiver (*Bruzzi, 1996; Sabatier, 2001; Trigo et Davies, 2002*).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

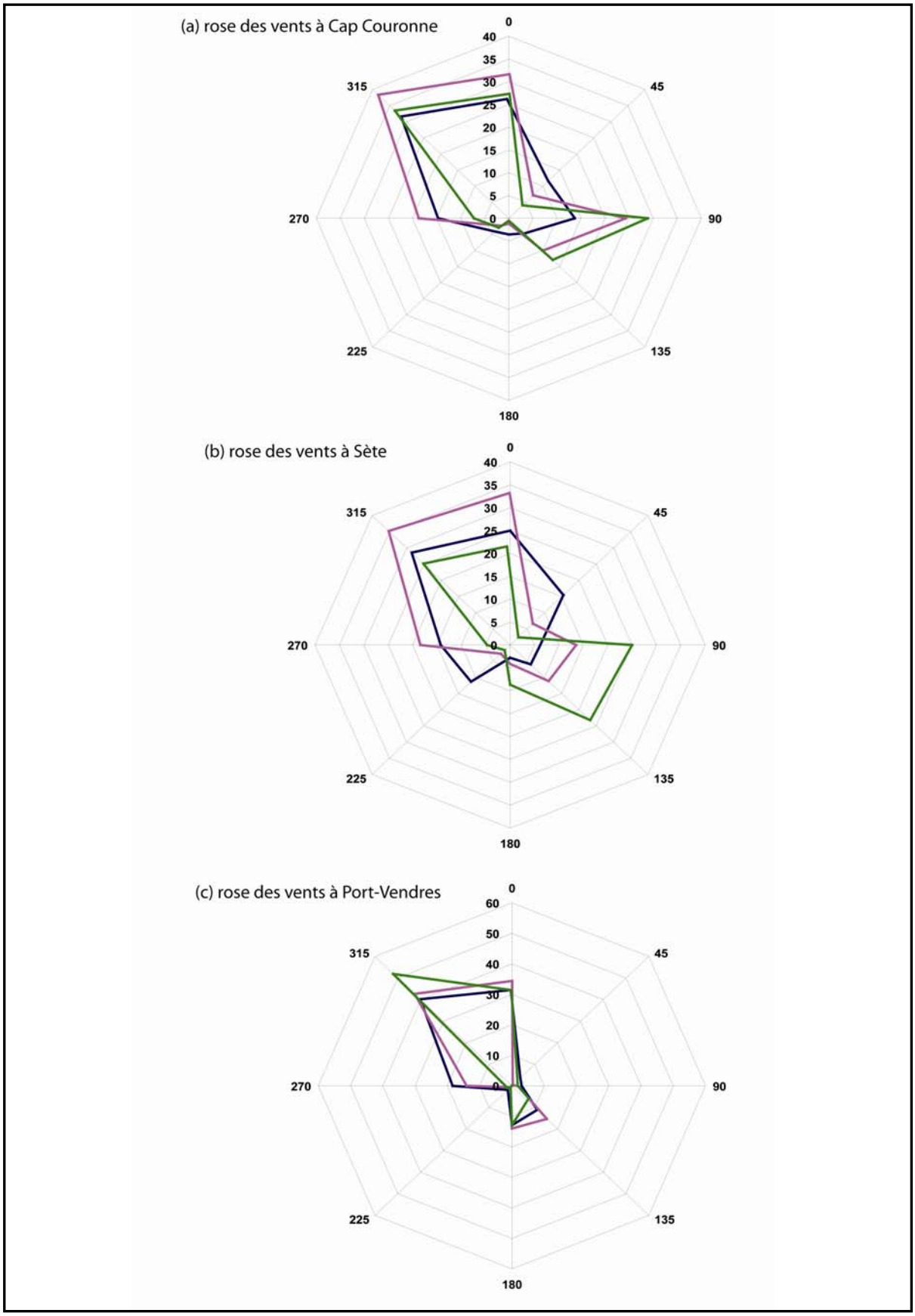


Figure 20 : rose des vents semestriels d'octobre à mars (fréquence en %) à (a) Cap Couronne, (b) Sète et (c) Port-Vendres : de 0 à 10 m/s en bleu, de 10 à 20 m/s en rose et > 20 m/s en vert.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Lorsque l'on considère les mois d'octobre à mars séparément, les roses des vents mensuelles moyennes montrent une forte ressemblance (figure 21). La prédominance des vents de direction de 315° à 360° se retrouve ainsi tout au long de l'hiver (figure 21). **Les conditions moyennes de vent dans le Golfe du Lion sont donc quasiment stationnaires sur la période d'octobre à mars**. Les vents soufflant de secteur de 90° à 180° sont cependant légèrement plus fréquents en automne (octobre et novembre) et à la fin de l'hiver durant le mois de mars (figure 21a, b, f).

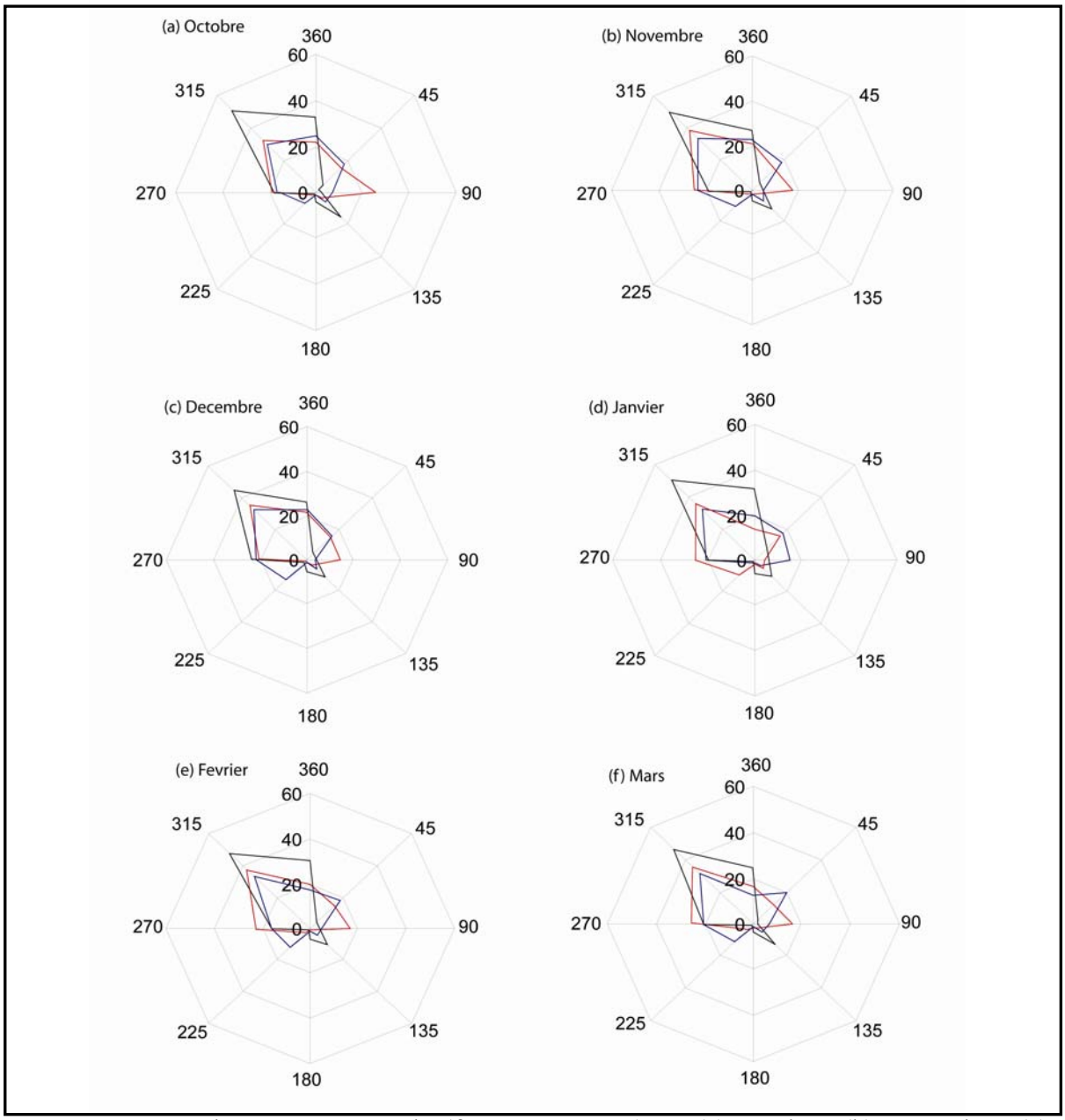


Figure 21 : rose des vents mensuels (fréquence en %) en (a) octobre, (b) novembre, (c) décembre, (d), janvier, (e) février et (f) mars à Cap Couronne (rouge), Sète (bleu) et Port-Vendres (noir) de 1961 à 2003, pour les vitesses de 0 à 20 m/s.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

5.3. Conditions barométriques sur l'Atlantique Nord et l'Europe

5.3.1. Pressions au niveau de la mer

Dans un premier temps, la moyenne des PSM hivernales a été calculée de 1905 à 2002 (figure 22). La configuration barométrique moyenne sur l'Atlantique Nord et l'Europe présente trois centres d'actions principaux : la dépression d'Islande, l'anticyclone des Açores (ou des Bermudes) et des hautes pressions en Europe centrale (figure 22). Le plus fort gradient barométrique se localise sur l'Atlantique Nord et sur le nord de l'Europe, entre la dépression d'Islande et l'anticyclone des Açores (figure 22). Le gradient barométrique secondaire, entre les hautes pressions sur la Péninsule Ibérique et le SW de la France et les plus basses pressions relatives sur le sud de l'Italie et le Golfe de Gênes, peut être considéré comme la signature du mistral dans la partie orientale du Golfe du Lion et de la tramontane dans sa partie occidentale. **En hiver, le bassin méditerranéen est en moyenne sous des conditions anticycloniques (PSM > 1015 hPa) (figure 22).**

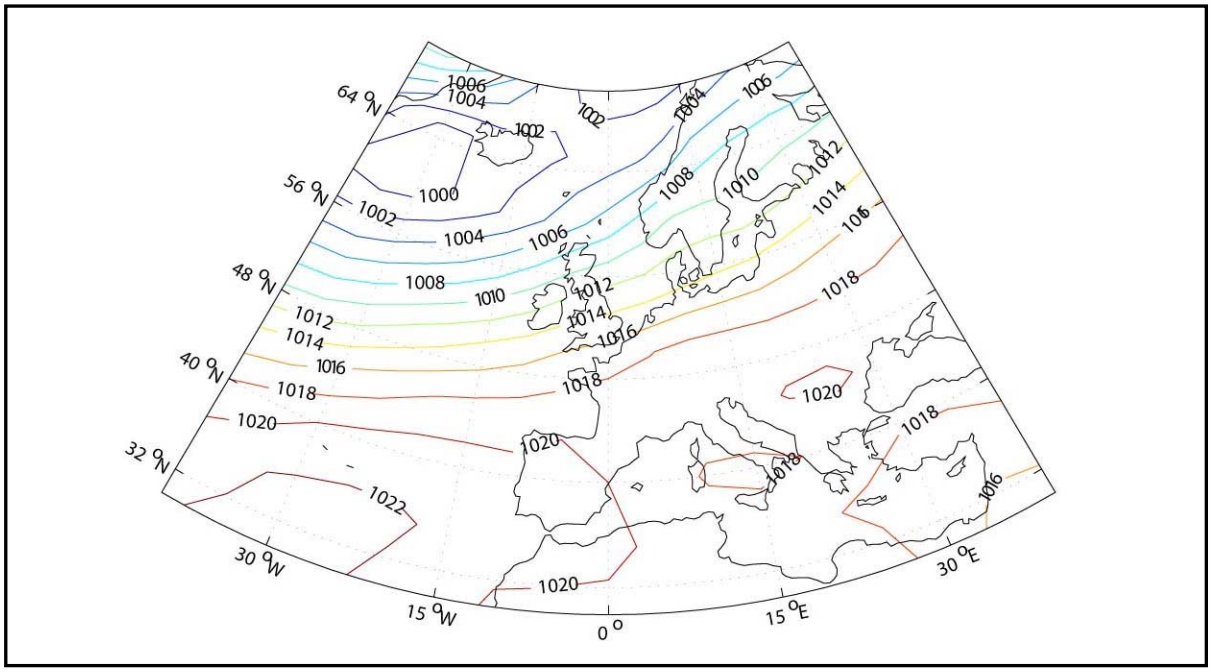


Figure 22 : PSM hivernales moyennes de 1905 à 2002. Les isobares sont cotées par intervalles de 2 hPa (NCAR).

Le champ barométrique mensuel moyen a ensuite été calculé séparément pour les mois d'octobre à mars de 1905 à 2002 (figure 23). Les anomalies barométriques mensuelles moyennes par rapport à la climatologie hivernale ont également été calculées afin de déterminer l'amplitude des variations intra-saisonnières. Ces dernières sont faibles

(figure 24). En effet, un fort anticyclone des Açores et la dépression d'Islande bien marquée au nord de 55°N s'observent tout au long de l'hiver (figure 23). L'Europe centrale se trouve à chaque fois sous des conditions largement anticycloniques (figure 23). Les anomalies barométriques mensuelles moyennes par rapport à la climatologie hivernale sont donc faibles pour chacun des mois d'octobre à mars (figure 24). Le gradient barométrique méridien est cependant légèrement plus intense en décembre et surtout janvier, par rapport au début (octobre-novembre) et la fin (mars) du semestre hivernal.

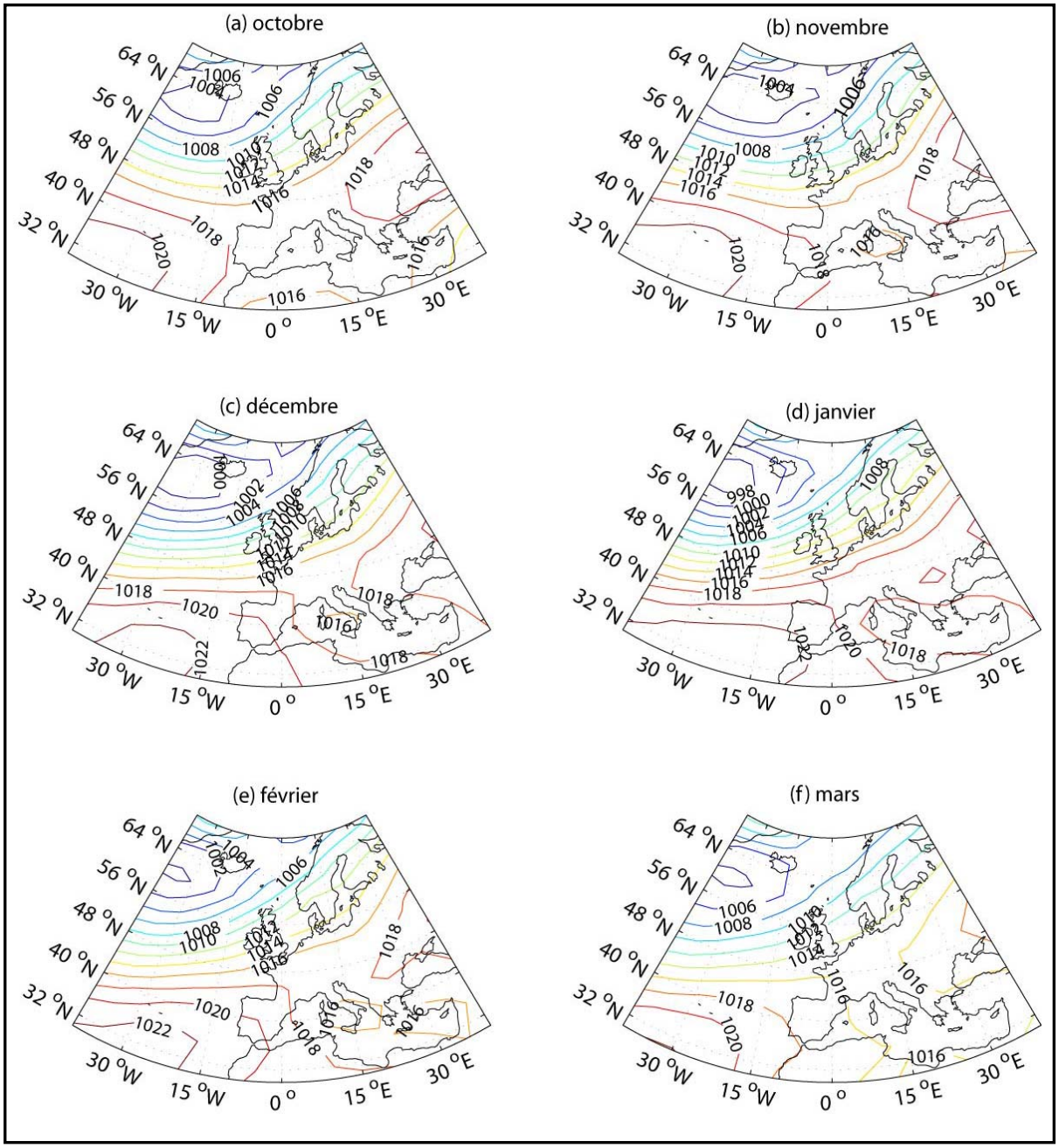


Figure 23 : PSM mensuelles moyennes d'octobre à mars (a à f) de 1905 à 2002. Les isobares sont cotées par intervalles de 2 hPa (NCAR).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

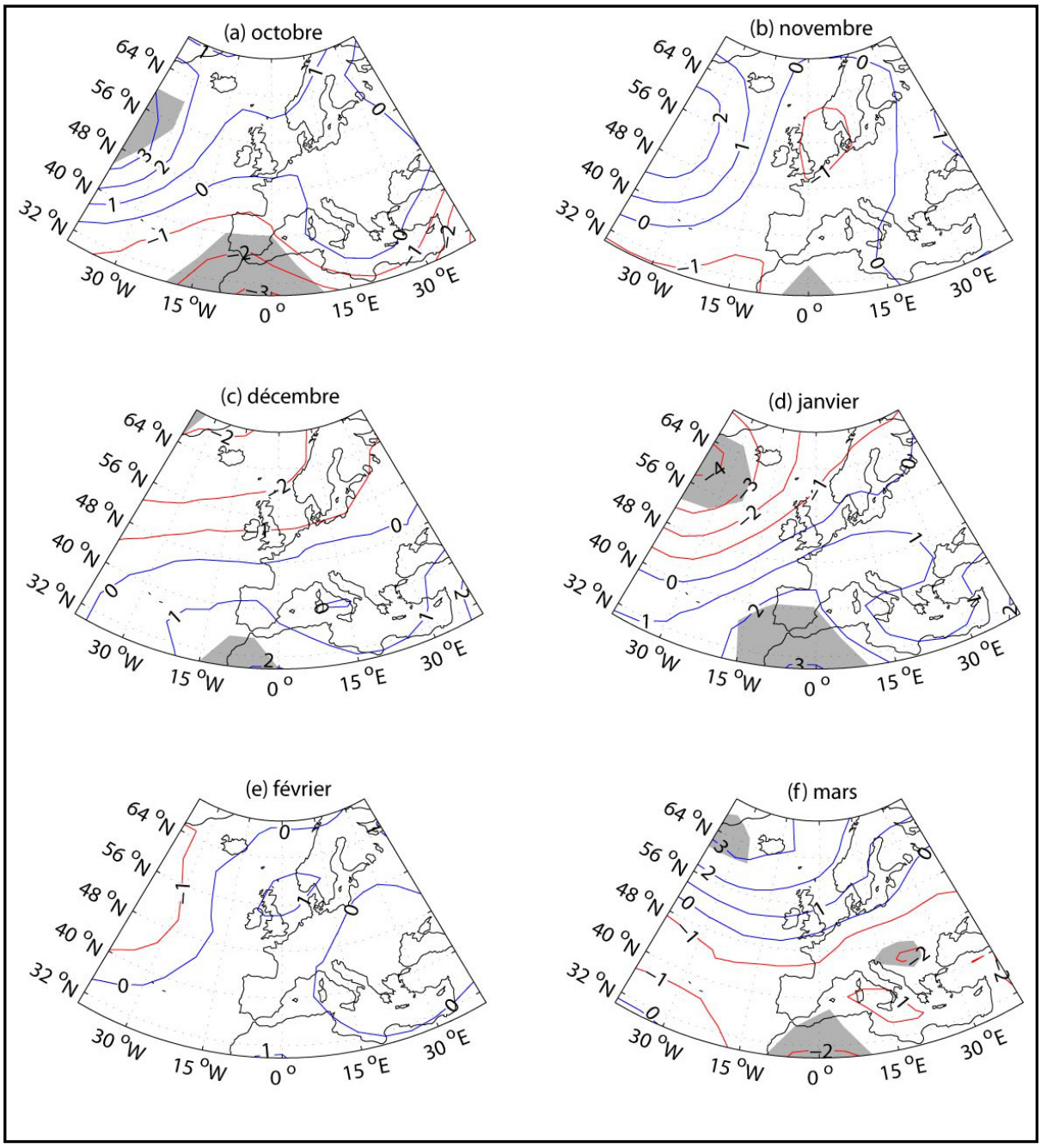


Figure 24 : anomalies barométriques mensuelles d'octobre à mars (a à f) de 1905 à 2002 par rapport à la climatologie hivernale de 1905 à 2002. Les anomalies positives (négatives) en bleu (rouges) sont cotées par intervalles de 1 hPa. Les zones grisées représentent les anomalies significatives au seuil bilatéral 90% selon un test en T de Student.

5.3.2. Trajectoire des perturbations tempérées

Une des caractéristiques de la variabilité atmosphérique à l'échelle synoptique est le passage des perturbations tempérées (*Orlanski, 1975*). Leurs rails préférentiels ont été calculés grâce à l'écart-type moyen des PSM quotidiennes filtrées sur une bande passante de périodes comprises entre 2 et 6 jours, correspondant à la durée de vie moyenne des

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

perturbations tempérées (*Orlanski, 1975*). Plus la valeur de l'écart-type est importante, plus les variations des PSM à l'échelle de quelques jours sont importantes, matérialisant le passage des perturbations tempérées sur l'Atlantique et les baisses et hausses barométriques transitoires qui leur sont associées. En hiver, les perturbations tempérées transitent le plus fréquemment sur l'Atlantique Nord et le nord de l'Europe, sur un axe SW-NE (figure 25). Les PSM quotidiennes < 1000 hPa sur le Golfe du Lion ([0°E-10°E], [40°N-45°N]) ne représentent par exemple pas plus de 2% de la totalité des observations de la période de 1905 à 2002, contre plus de 35% des observations au-dessus de l'Atlantique Nord ([15°W-5°W], [48°N-58°N]). Les basses pressions < 1000 hPa sont donc un phénomène marginal au-dessus du Golfe du Lion (*Rogers, 1997*).

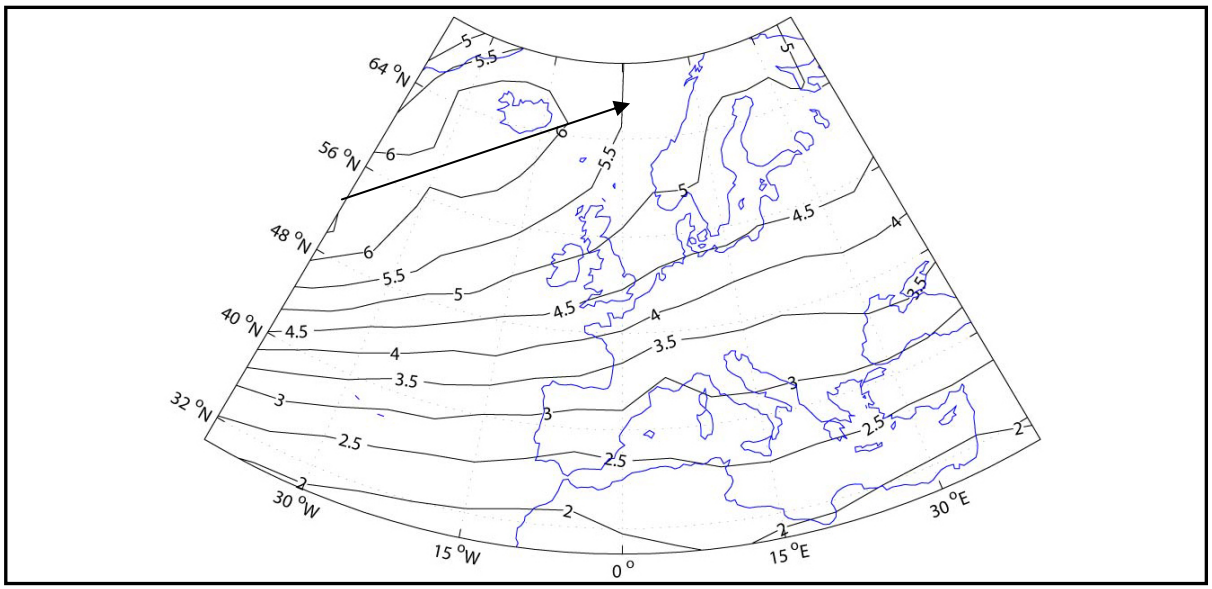


Figure 25 : écart-type moyen (en hPa) des PSM quotidiennes d'octobre à mars de 1905 à 2005, filtrées sur une bande passante ne retenant que les périodes entre 2 et 6 jours.

La Méditerranée n'est donc pas sur la trajectoire principale des perturbations tempérées mais des dépressions stationnaires ou transitoires peuvent néanmoins s'y produire, surtout en hiver (*Alpert et al., 1990*). Le cycle hivernal moyen de la fréquence quotidienne des PSM < 1013 hPa a été calculé sur un secteur entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques, c'est-à-dire là où les dépressions atlantiques suivent des trajectoires plus méridionales que la normale hivernale. **La fréquence du passage des dépressions sur ce secteur est plus élevée en octobre et au début du mois de novembre que durant les mois de janvier à mars (figure 26)**. Cette prévalence automnale, observée de 1986 à 1995 mais aussi de 1905 à 2005, semble stable au 20ème siècle (figure 26).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

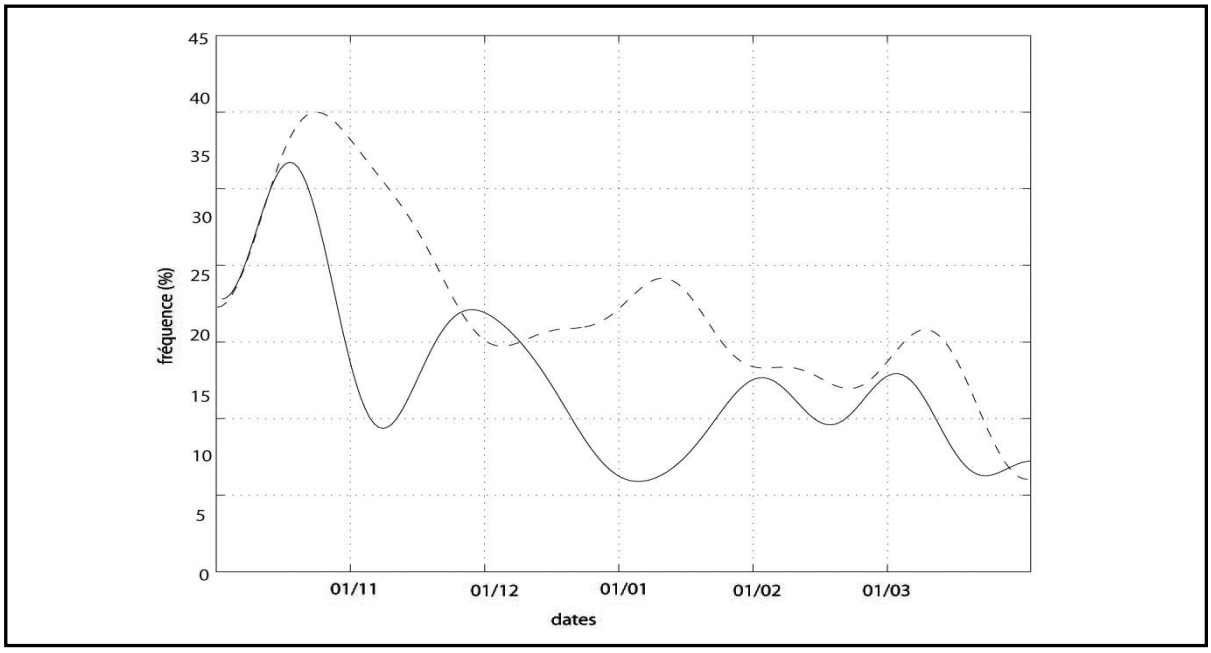


Figure 26 : cycle hivernal moyen de la fréquence (en %) des PSM quotidiennes moyennes < 1013 hPa sur [10°W-0°W], [40°N-45°N] de 1905 à 2002 (trait tireté) et de 1986 à 1995 (trait plein). Le cycle hivernal est calculé comme la fréquence moyenne de ces dépressions de chacun des jours d'octobre à mars, filtrée par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 jours.

5.4. Types de temps et circulation atmosphérique extratropicale

La classification en type de temps est utilisée afin **de synthétiser la circulation atmosphérique extratropicale (*Vautard, 1990; Plaut et Simonnet, 2001*)**. Dans un premier temps, les types de temps peuvent être appréhendés par l'approche dynamique ou périodique (*Ghil et Robertson, 2002*). En effet, ils peuvent être considérés comme des circulations atmosphériques périodiques lentement modulées par des oscillations de la circulation atmosphérique extratropicale (*Ghil et Mo., 1991; Ghil et Robertson, 2002*). Les types de temps peuvent ensuite être déterminés par l'approche épisodique, en dégageant des configurations barométriques redondantes dans le temps et l'espace au-dessus de l'Atlantique et de l'Europe. En effet, même si les conditions atmosphériques instantanées sont uniques, il existe une certaine redondance dans la circulation atmosphérique et dans les configurations barométriques associées (*Hufty, 2001; Ghil et Robertson, 2002*). Du point de vue épisodique, les types de temps ont trois propriétés générales : la récurrence, la persistance et la stationnarité de la géographie barométrique qui les composent (*Michelangeli et al., 1995; Ghil et Robertson, 2002*). Cette vision suppose qu'un type de temps donné est indépendant de celui qui le précède et de celui qui le suit. En ce sens, un type de temps représente une géographie moyenne de multiples configurations

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

barométriques, certes ressemblantes, mais néanmoins chacune unique. Ces dernières peuvent donc chacune montrer des conditions atmosphériques à l'échelle synoptique, régionales et locales qui leur sont propres. En d'autres termes, **un type de temps est une circulation atmosphérique moyenne qui intègre de multiples conditions atmosphériques aux échelles plus fines**. Les types de temps sur l'Atlantique Nord et l'Europe issus de la classification du champs de pression atmosphérique par les approches épisodiques et périodiques présentent des caractéristiques spatiales quasiment similaires, ce qui suggère un lien entre ces deux approches (*Sanchez-Gomez et Terray, 2005; Sanchez-Gomez et al., 2005*).

Dans cette étude, la classification du champ des PSM en types de temps sur la période 1905 à 2005 est basée sur l'approche épisodique, avec cinq grandes configurations stables offrant la synthèse la plus usuelle des types de circulation au-dessus de l'Atlantique Nord et l'Europe (*Vautard, 1990; Michelangeli et al., 1995; Plaut et Simmonet, 2001; Moron et Plaut, 2003*). Le premier type de temps (figure 27b) ressemble à la configuration spatiale moyenne de la période 1905-2005 (figure 27a) avec un renforcement de la dépression d'Islande et un décalage de l'anticyclone des Açores vers le NE. La direction de la circulation atmosphérique est ainsi proche de la circulation moyenne mais la vitesse du flux zonal est alors renforcée. Ce type de temps est dénommé « Zonal[9]» (ZO, 20% des observations). La configuration suivante (figure 27c) présente des pressions anormalement élevées sur le continent européen. Elle représente ici le type de temps « East-Atlantique » (EA, 25% des observations) avec des perturbations infléchies vers le nord de l'Europe (*Plaut et Simonnet, 2001*). Le troisième type de temps (figure 27d) partage des éléments communs avec la phase négative de l'ONA. En effet, il présente une forte dépression centrée au niveau de 48°-50°N sur l'Atlantique Nord (figure 27d). Cette circulation atmosphérique est favorable à un rail de perturbations plus au sud que la normale (*Moron et Ullmann, 2005*). Ce type de temps est dénommé « Greenland Above » (GA, 15% des observations). Le type de temps suivant (figure 27e) montre une situation typique de blocage de la circulation atmosphérique associée à une crête anticyclonique sur la proche Atlantique et une dépression centrée sur l'Europe de l'ouest au niveau du bassin méditerranéen occidental (= blocage Nord-Atlantique ou « Blocking », BL, 17% des observations). Pour ce type de temps, les perturbations synoptiques peuvent être décalées à

[9] La terminologie respecte celle établie dans les travaux précédents de Michelangeli et al. (1995), Plaut et Simonnet (2002) et Moron et Plaut (2003).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

l'extrême NE de l'Atlantique ou bien prendre une trajectoire méridionale sur la Méditerranée (*Plaut et Simonnet, 2001*). Le cinquième type de temps (figure 27f) est caractérisé par une plus faible crête anticyclonique sur l'Atlantique. La dépression d'Islande est renforcée et décalée vers la Scandinavie (figure 27f). Ce type de temps est appelé «crête atlantique » ou «Atlantique Ridge » (AR, 22% des observations).

Pour résumer, la circulation atmosphérique hivernale au-dessus de l'Atlantique Nord et l'Europe présente deux grandes catégories de type de temps : **celle supposant une accélération du gradient barométrique zonal sur l'Atlantique Nord (ZO, EA) et celle supposant une décélération et/ou un déplacement latitudinal des principaux rails de trajectoire des perturbations tempérées (GA et BL)**.

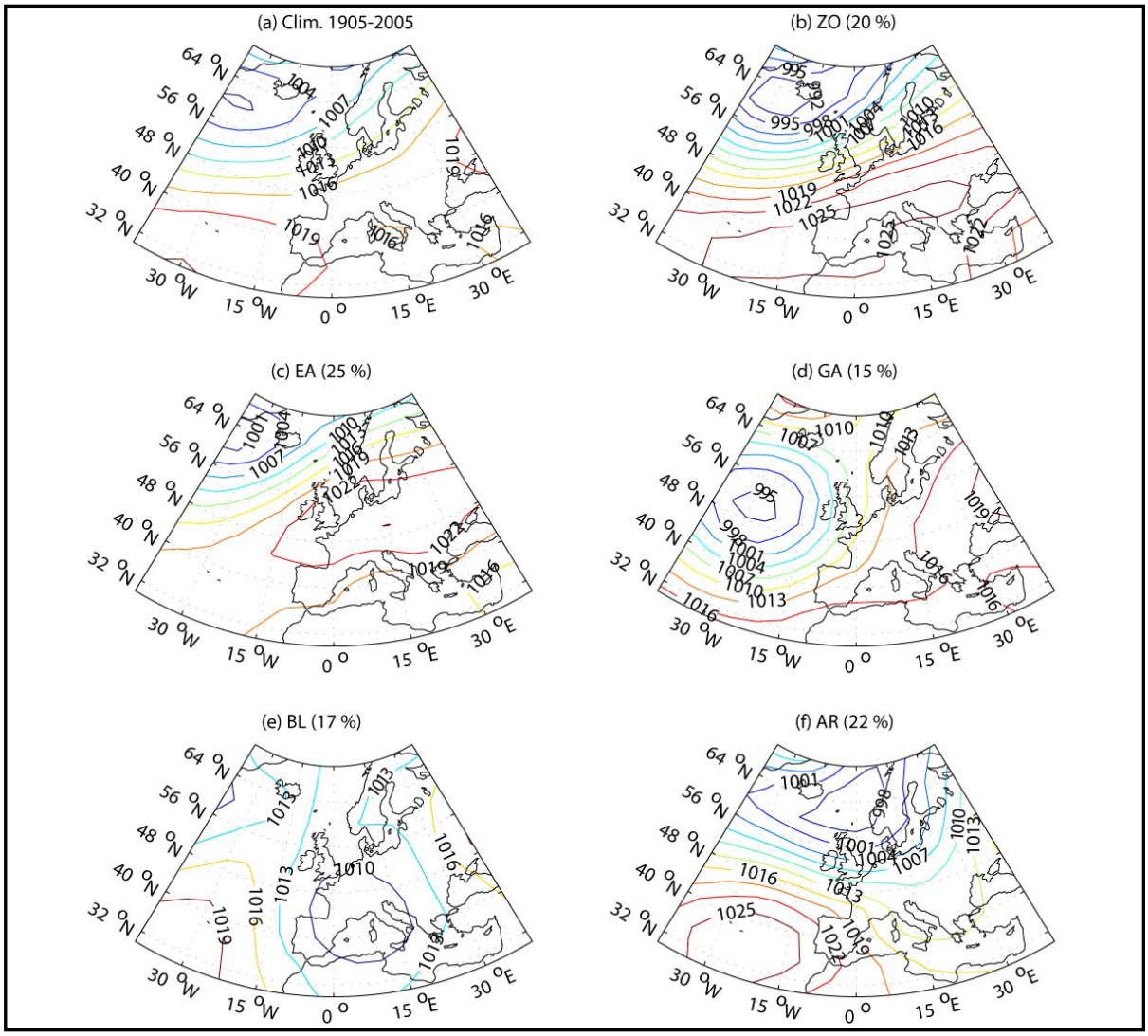


Figure 27 : (a) PSM hivernale moyenne (clim.) de 1905 à 2005 et des jours (b) « Zonal » (ZO), (c) « East-Atlantic » (EA), (d) « Greenland Above » (GA), (e) « Blocking » (BL) et (f) « Atlantic-Ridge » (AR). Les isobares sont cotées par intervalles de 3 hPa.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

En hiver, les cinq types de temps sur l'Atlantique Nord et l'Europe peuvent être relativement persistants (*Michelangeli et al., 1995*). Ils durent principalement de 3 à 10 jours mais peuvent parfois dépasser plusieurs semaines (figure 28). Les séquences des jours GA et ZO peuvent ainsi durer plus d'un mois consécutif, mais ces cas restent relativement rares (figure 28a, c). La séquence maximale des autres types de temps ne dépasse pas 25 jours consécutifs (figure 28). Il est intéressant de souligner que les types de temps les plus persistants sont ceux associés soit à l'accélération du flux zonal sur l'Atlantique, soit au décalage latitudinal de ce dernier vers le sud, c'est-à-dire ceux correspondant aux deux phases opposées de l'ONA.

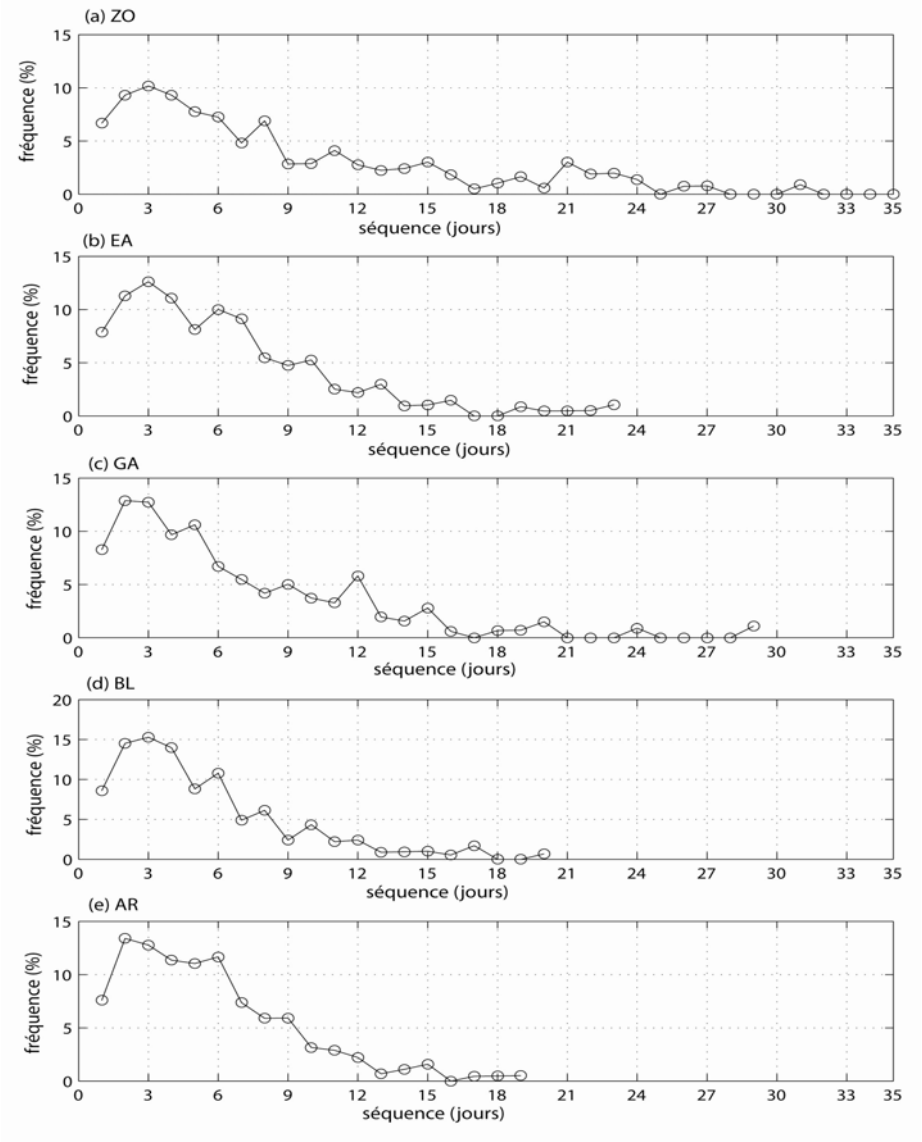


Figure 28 : fréquence (en %) des séquence de jours (a) « Zonal » (ZO), (b) « East-Atlantic » (EA), (c) « Greenland Above » (GA), (d) « Blocking » (BL) et (e) « Atlantic-Ridge » (AR) par rapport à la longueur de séquence en nombre de jours consécutifs de 1905 à 2002.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Sur l'ensemble du 20ème siècle, les jours GA et BL sont les moins fréquents (figure 29). Les jours AR sont les plus nombreux (figure 29). Les cycles hivernaux moyens des fréquences quotidiennes des cinq types de temps montrent tout d'abord que la fréquence de AR est quasiment stationnaire durant l'hiver (figure 29e). Ensuite, les jours ZO sont plus fréquents en janvier et en février et moins fréquent en octobre et novembre (figure 29a). Ceux de GA et de BL sont quant à eux plus fréquents en automne, notamment en octobre et au début du mois de novembre (figure 29c, d).

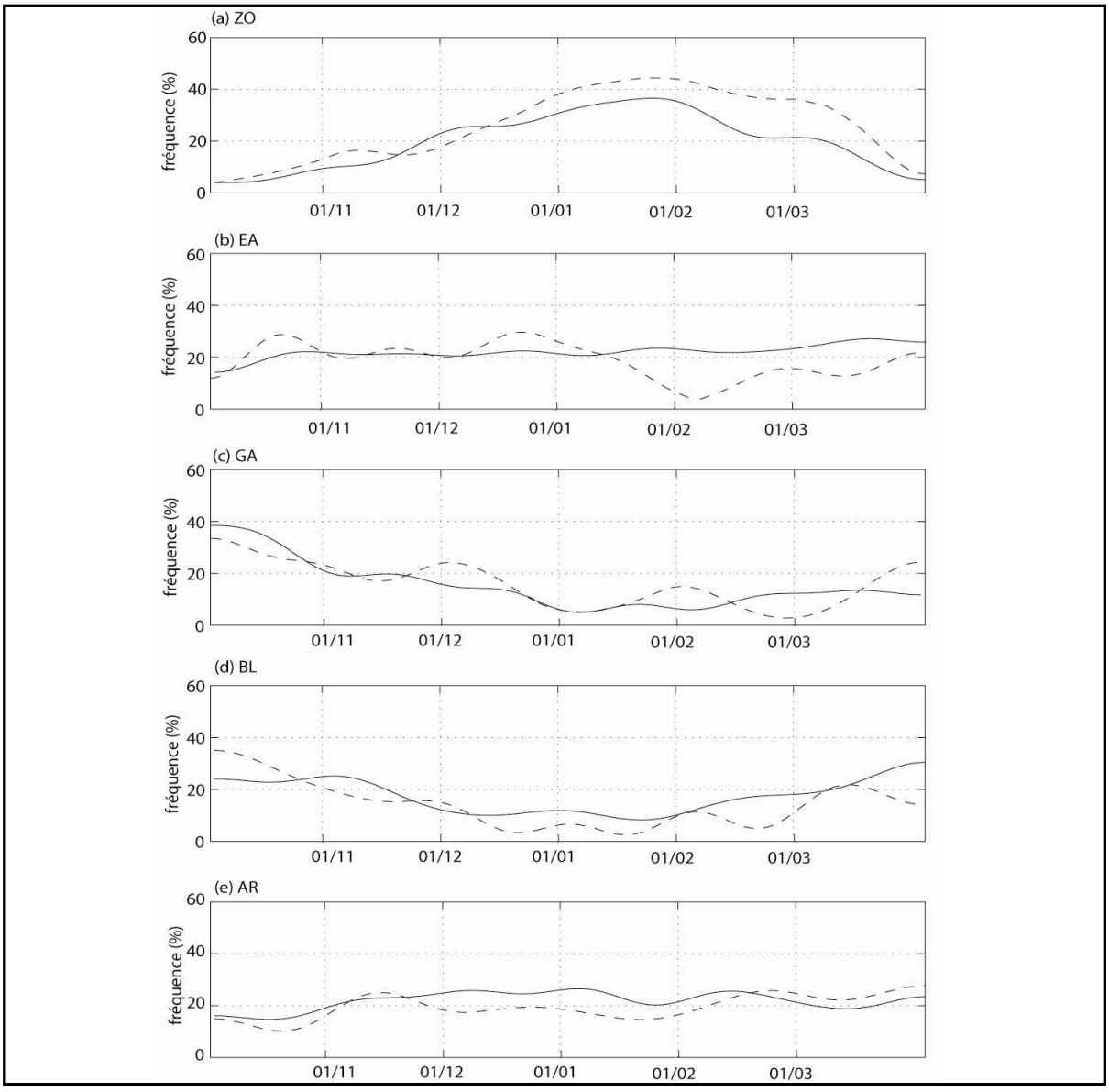


Figure 29 : cycle hivernal moyen de la fréquence (en %) du type de temps (a) « Zonal » (ZO), (b) « East-Atlantic » (EA), (c) « Greenland Above » (GA), (d) « Blocking » (BL) et (e) « Atlantic-Ridge » (AR) de 1986 à 1995 (trait plein) et de 1905 à 2002 (trait tireté). Le cycle hivernal est calculé comme la fréquence des types de temps de chaque jour d'octobre à mars, filtrée par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 jours.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

La prédominance automnale des types de temps GA et BL est cohérente avec celle de la fréquence des dépressions passant plus au sud que la normale (cf. figure 26, § 5.3.2). En effet, GA et BL favorise un décalage vers le sud des principaux rails des perturbations tempérées. Par ailleurs, la prévalence automnale du passage des dépressions sur ce secteur et le tourbillon cyclonique qui leur est associé, favorise la circulation atmosphérique associée à GA et BL. Inversement, les rails des perturbations tempérées sont plutôt décalés vers le nord durant les jours ZO. Une plus forte fréquence des dépressions suivant des trajectoires septentrionales va plutôt favoriser la circulation atmosphérique associé à ZO.

Pour résumer, la cyclicité hivernale moyenne de la fréquence des types de temps et de celle du passage des dépressions à l'échelle synoptique plus au nord ou plus au sud que la normale résulte **de l'interaction multi-latérale entre les conditions atmosphériques à ces deux échelles spatiales**.

5.5. Oscillation Nord-Atlantique

L'oscillation Nord-Atlantique (ONA) correspond à la covariation en opposition de phase entre le centre barométrique sur la région Arctique et Islandaise et celui sur la ceinture subtropicale vers les Açores (*Hontarrède et Stephenson, 2000*). Ce basculement de masse d'air a pour conséquence des variations de pression au sol et des conditions de la circulation atmosphérique, notamment en Europe (*Kutzbach, 1970*).

Une ACP est réalisée à partir des données hivernales de PSM quotidiennes sur un secteur nord Atlantique de 40°W à 40°E et de 30°N à 70°N. Une nette **covariation en opposition de phase est visible entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande (figure 30)**. Ce mode de variabilité est représentatif des variations temporelles de l'ONA. Ces dernières sont perceptibles toute l'année mais sont nettement plus marquées en hiver, surtout de novembre à mars (*Dickson et al., 2000*).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

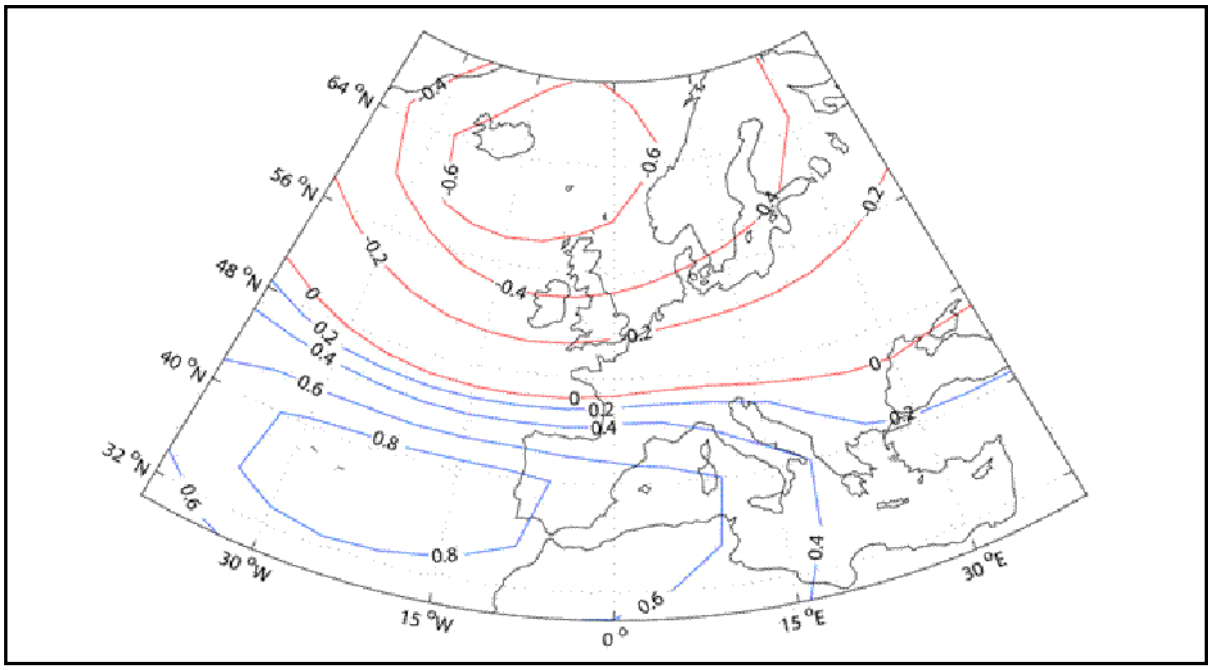


Figure 30 : premier vecteur propre des PSM sur [40°W-40°E] et [30°N-70°N] de 1905 à 2005. Les isolignes représentent les corrélations positives (bleu) et négatives (rouge), cotées par intervalles de 0.2, entre les PSM et la première composante principale.

L'IONA, défini en section 2.2.1.2, est en moyenne en phase légèrement positive au début de l'hiver, en octobre jusqu'au début du mois de décembre (figure 31). La phase devient ensuite largement positive de décembre à février puis devient faiblement positive en toute fin de semestre hivernal (figure 31). En mode positif, l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande sont renforcés (figure 31). En mode négatif, les PSM au niveau des Açores sont plus basses que la moyenne hivernale et celles au niveau de l'Islande sont légèrement moins creuses. Autrement dit, l'anomalie barométrique positive au niveau des Açores est moins forte que l'anomalie négative au niveau de l'Islande. Rappelons que l'IONA mesure le gradient barométrique entre les anomalies de PSM au niveau des Açores et celles au niveau de l'Islande (cf. § 2.2.1.2).

La phase et l'intensité de l'oscillation déterminent la force et la position des vents d'ouest les plus forts et les trajectoires des perturbations sur l'Atlantique (*Hurrel, 1995; Merkel et Latif, 2002*). **En mode positif, le rail des perturbations prend une trajectoire septentrionale et la moitié sud de la France est préservée (*Hurrel, 1995; Cassou, 2004*)**. Cette phase positive a pour conséquence une intensification du flux d'ouest sur le centre de l'Atlantique. **En mode négatif, les dépressions d'ouest prennent alors une trajectoire**

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

préférentiellement plus méridionale que la normale et peuvent passer sur la Méditerranée (*Hurrel, 1995; Cassou, 2004*). De plus, elles tendent à rester plus stationnaires (*Lozano et al., 2004*). Durant les mois d'octobre à début novembre, où l'IONA est en moyenne très faiblement positif, la fréquence des types de temps GA et BL, ainsi que celle des dépressions entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques, est logiquement bien plus élevée que pour le reste de l'hiver (cf. figure 26, § 5.3.2 et figure 29, § 5.4). Par contre, en janvier et février, quand l'IONA est en moyenne bien plus positif que pour le reste de l'hiver, la circulation zonale prédomine largement et la fréquence des dépressions transitant entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques est plus faible qu'en automne (cf. figure 26, § 5.3.2 et figure 29, § 5.4).

La forte déviation positive observée en moyenne en janvier et février favorise la fréquence des ZO et le passage des dépressions synoptiques plus au nord que la normale. Par ailleurs, la faible déviation positive durant l'automne favorise l'occurrence des types de temps GA et BL et le passage des dépressions suivant des trajectoires plus méridionales qu'auparavant. Inversement, c'est parce que les types de temps GA et BL prédominent en automne, que l'IONA est en moyenne bien moins positif que pour le reste de l'hiver. En effet, plus de configurations barométriques GA et BL, mais également plus de jours où les dépressions transitent plus au sud que la normale, sont logiquement associés à une baisse de la pression au niveau des Açores. De même, en janvier et février, la prédominance des types de temps ZO et des dépressions suivant des trajectoires septentrionales va renforcer l'anomalie barométrique négative au niveau de l'Islande et donc la phase positive de l'ONA.

Pour résumer, la cyclicité hivernale moyenne de la phase de l'ONA est donc associée à celle des conditions atmosphériques à l'échelle des types de temps et à l'échelle synoptique, via des interactions atmosphériques multi-latérales.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

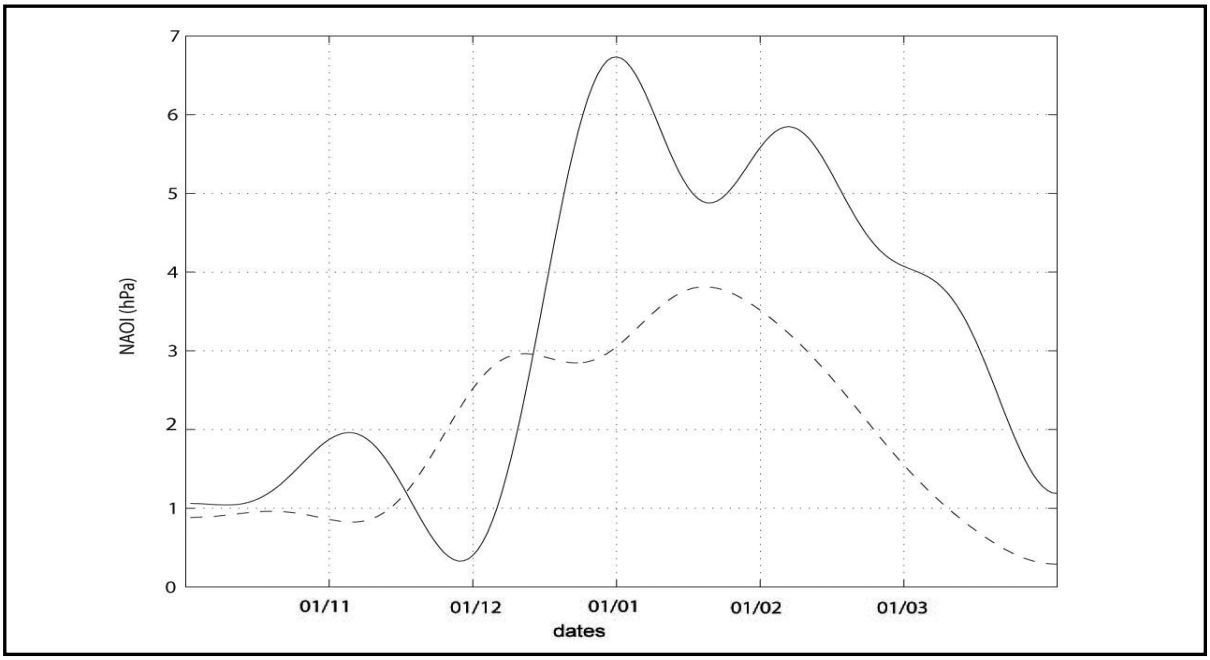


Figure 31 : cycle hivernal moyen de l'IONA quotidien d'octobre à mars de 1986 à 1995 (trait plein) et de 1905 à 2002 (trait tireté). Le cycle est calculé comme la moyenne de l'IONA de chaque jour d'octobre à mars filtrée par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 jours.

Les différentes échelles spatio-temporelles auxquelles les conditions atmosphériques seront considérées dans cette étude sont, de la plus vaste à la plus fine :

- *L'échelle de l'ONA, faisant référence au gradient barométrique entre les basses pressions Islandaises et les hautes pressions au niveau des Açores. Sa surface d'influence s'étend sur plus de 80 millions de km^2 et sera surtout appréhendée via les moyennes mensuelles et/ou saisonnières ;*
- *L'échelle des types de temps, pour les grands types de circulation atmosphérique couvrant le proche Atlantique Nord et l'Europe occidentale (~30 millions de km^2) et durant jusqu'à plus de 20 jours consécutifs ;*
- *L'échelle synoptique, pour les variations des PSM associées aux perturbations tempérées sur l'Atlantique Nord (~1 millions de km^2) durant de 2 à 6 jours ;*
- *L'échelle régionale (locale) associée aux conditions instantanées de vent autour du Golfe du Lion (à une station donnée) agissant sur une surface d'environ 22000 km^2 ;*
- *Hormis les vents, les différentes échelles spatiales auxquelles on considère les conditions atmosphériques reposent sur l'analyse des champs de pressions, qui offrent des données couvrant une vaste extension spatiale sur l'ensemble du 20ème siècle.*

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Le contexte saisonnier de l'analyse montre que :

- *Les conditions anémométriques hivernales moyennes autour du Golfe du Lion sont dominées par les vents de secteur nord, le mistral et la tramontane. La fréquence des vents de mer de 90 à 180° est légèrement plus forte en automne que sur le reste de l'hiver ;*
- *Les conditions barométriques hivernales moyennes montrent un anticyclone des Açores et une dépression d'Islande bien marqués. Cette topographie barométrique est quasiment stationnaire sur l'ensemble de l'hiver, avec cependant un gradient barométrique méridien légèrement renforcé en janvier par rapport aux mois d'octobre et novembre ;*
- *A l'échelle synoptique, la fréquence des dépressions Atlantiques transitant au sud du principal rail septentrional des perturbations tempérées est plus forte en octobre et au début du mois de novembre que sur le reste de l'hiver ;*
- *Les conditions atmosphériques hivernales moyennes sont caractérisées par des types de temps associés à une accélération du flux zonal sur l'Atlantique (ZO et EA) et par d'autres associés à un ralentissement ou un décalage latitudinal vers le sud du flux atlantique zonal (GA, BL) ;*
- *Les types de temps GA et BL sont, en moyenne, plus fréquents en octobre et au début du mois de novembre. Les types ZO sont plus fréquents en janvier et en février ;*
- *L'IONA hivernal, défini comme la différence entre les anomalies de PSM aux Açores et celles à Reykjavik, est en moyenne positif durant l'hiver. Il l'est plus faiblement en octobre et en novembre. Par contre, il est en moyenne bien plus positif en janvier et février.*

6. Propriétés des surcotes dans le Golfe du Lion

Les surcotes dans le Golfe du Lion ont été caractérisées comme des phénomènes presque exclusivement hivernaux. Cette partie propose désormais de déterminer **comment se répartissent les hauteurs et la durée des surcotes en hiver à chaque station marégraphique dans le Golfe du Lion, afin de définir notamment les phénomènes les plus extrêmes**. Le calcul des temps de retour des surcotes dépassant différents seuils est

également effectué pour estimer la probabilité temporelle des pics de surcotes les plus hauts, en particulier ceux jamais atteints pour l'instant. La comparaison entre les résultats aux quatre stations marégraphiques du Golfe du Lion constitue une première approche de l'analyse spatiale.

6.1. Hauteur des surcotes

Dans un premier temps, moins de 1% (20%) des observations horaires aux quatre stations du Golfe du Lion, ainsi que des observations quotidiennes au GD sur l'ensemble du 20ème siècle, présentent des hauteurs égales à 0 (entre -5 et +5 cm). **Le niveau marin observé est donc presque toujours plus haut ou plus bas que celui normalement atteint par la marée astronomique**. Autrement dit, des forçages surélèvent ou abaissent presque toujours le plan d'eau par rapport à la marée astronomique.

Ensuite, dans le cadre de l'analyse statistique des fortes surcotes, c'est-à-dire celles susceptibles d'avoir un impact sur le littoral, deux contraintes existent : (i) la robustesse statistique associée à la taille de l'échantillon – plus il est important, plus l'analyse statistique est « fiable » –, (ii) le choix du seuil à partir duquel on considère la surcote comme forte ou extrême. Localement, les plus fortes surcotes n'atteignent pas forcément la même hauteur si on considère deux périodes différentes. De même, elles n'atteignent pas obligatoirement la même hauteur en différents endroits. La définition des fortes surcotes ou des surcotes extrêmes dépend donc de la localisation et de la période analysée. Le seuillage par les plus forts percentiles semble donc être une bonne méthode pour définir des niveaux significatifs de surcotes et notamment les extrêmes (*Beniston et Stephenson, 2004*) En effet, **les percentiles permettent dans un premier temps de définir les *N* surcotes les plus hautes sur une période donnée et donc de prendre en compte la taille de l'échantillon**. Ils offrent ensuite la possibilité de comparer la distribution des surcotes les plus hautes entre les différentes stations marégraphiques autour du Golfe du Lion.

Les niveaux des surcotes/décotes ont été tabulés par classes de 5 cm à partir des données horaires au GD, à SET et PV de 1986 à 1995 et à MA de 1986 à 1988, et des données quotidiennes au GD de 1905 à 2005. **Les fonctions de densité cumulée sont très proches entre les différentes stations (figure 32)**. Les niveaux les plus hauts (bas) sont sous-représentés à MA en raison de la taille de l'échantillon analysé, avec seulement deux semestres disponibles. **L'écart-type des surcotes/décotes est très proche entre les**

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

stations, mais est cependant plus élevé à SET (table 3). La médiane, soit le percentile à 50% (P50), est égale à -2 cm pour les données horaires aux quatre stations au tour du Golfe du Lion (table 3). Elle est également légèrement négative, mais très proche de 0 cm, pour les données quotidiennes au GD de 1905 à 2005 (figure 32 et table 3). Pour les hauts niveaux de surcotes, les percentiles à 75% (P75) (respectivement à 90% -P90- et à 99% -P99-), c'est-à-dire la surcote quotidienne dépassée dans 25% des cas (respectivement 10% et 1%), sont très proches entre GD, SET et PV et supérieurs à 9.7 cm (respectivement 20 cm et 40 cm), sauf à MA toujours en raison de la taille de l'échantillon (table 3). Pour résumer, **la distribution statistique des surcotes hivernales est très proche aux différentes stations du Golfe du Lion**.

	GD quotidien 1905-2005 (cm)	GD horaire 1986-1988 (cm)	SET horaire 1986-1988 (cm)	PV horaire 1986-1988 (cm)	MA horaire 1986-1988 (cm)
moyenne	0.9	0	0	0	0
σ	14.5	16.8	18	15.4	10.7
P50	-0.2	-2	-2	-2	-2
P75	9.7	11	11	10	5
P90	20	22	24	21	14
P99	41.2	43	50	41	33

Table 3 : moyenne, écart-type (σ) et percentiles à 50%, 75%, 90% et 99% (P50, P75, P90 et P99) des surcotes quotidiennes au Grau-de-la-Dent (GD) de 1905 à 2005 et des surcotes horaires au Grau-de-la-Dent, Sète (SET), Port-Vendres (PV) de 1986 à 1995 et à Marseille (MA) de 1986 à 1988.

Compte tenue du faible marnage de la marée astronomique (+/- 15 cm par rapport au niveau marin moyen), une surcote de 20 cm (~ P90) représente au moins une élévation observée du plan d'eau de +5 cm. Une surcote de 40 cm (~ P99) correspond à une élévation du niveau marin de +55 cm en marée haute et de +25 cm en marée basse. Les surcotes > 20 cm correspondent ainsi toujours à une élévation observée du plan d'eau. **Dans le Golfe du Lion, les fortes surcotes (surcotes extrêmes) sont définies comme celles > 20 cm (> 40 cm).**

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

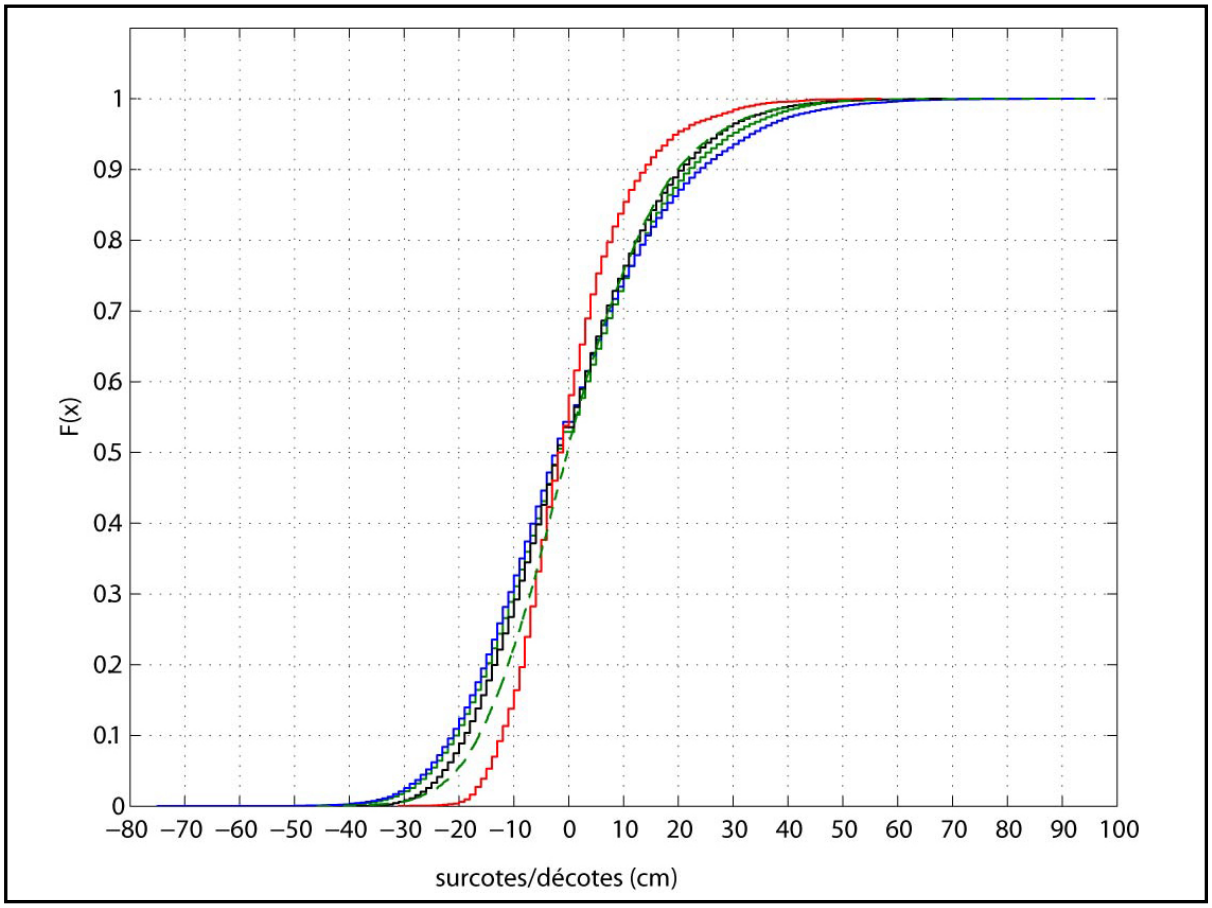


Figure 32 : fonction de densité cumulée des surcotes quotidiennes au Grau-de-la-Dent de 1905 à 2005 (trait tireté vert), des surcotes horaires au Grau-de-la-Dent (trait vert), à Sète (trait bleu) et à Port-Vendres (trait noir) de 1986 à 1995 et à Marseille de 1986 à 1988 (trait rouge).

6.2. Durée des épisodes de surcote

La fréquence des épisodes de fortes surcotes en fonction de leur durée est présentée sur la figure 33. Les séquences de fortes surcotes de 2 à 5 heures consécutives sont les plus fréquentes avec plus de 50% des cas (figure 33). Plus les séquences sont longues, plus le nombre de cas observé diminue, obéissant à une loi géométrique (figure 33). Cependant, 20% (< 10%) des séquences observées de 1986 à 1995 durent plus de 24 (48) heures (figure 33). Du point de vue climatique, les surcotes sont directement forcées par les conditions atmosphériques locales et notamment les forts vents (*Pirazzoli, 2000; Pirazzoli et al., 2006; Ullmann et Pirazzoli, 2007a*). Les épisodes de vents associés aux fortes surcotes sont donc relativement courts, durant principalement de 1 à 5 heures consécutives. Les séquences de plus de 24 heures semblent alors dépendre de conditions atmosphériques plus persistantes.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

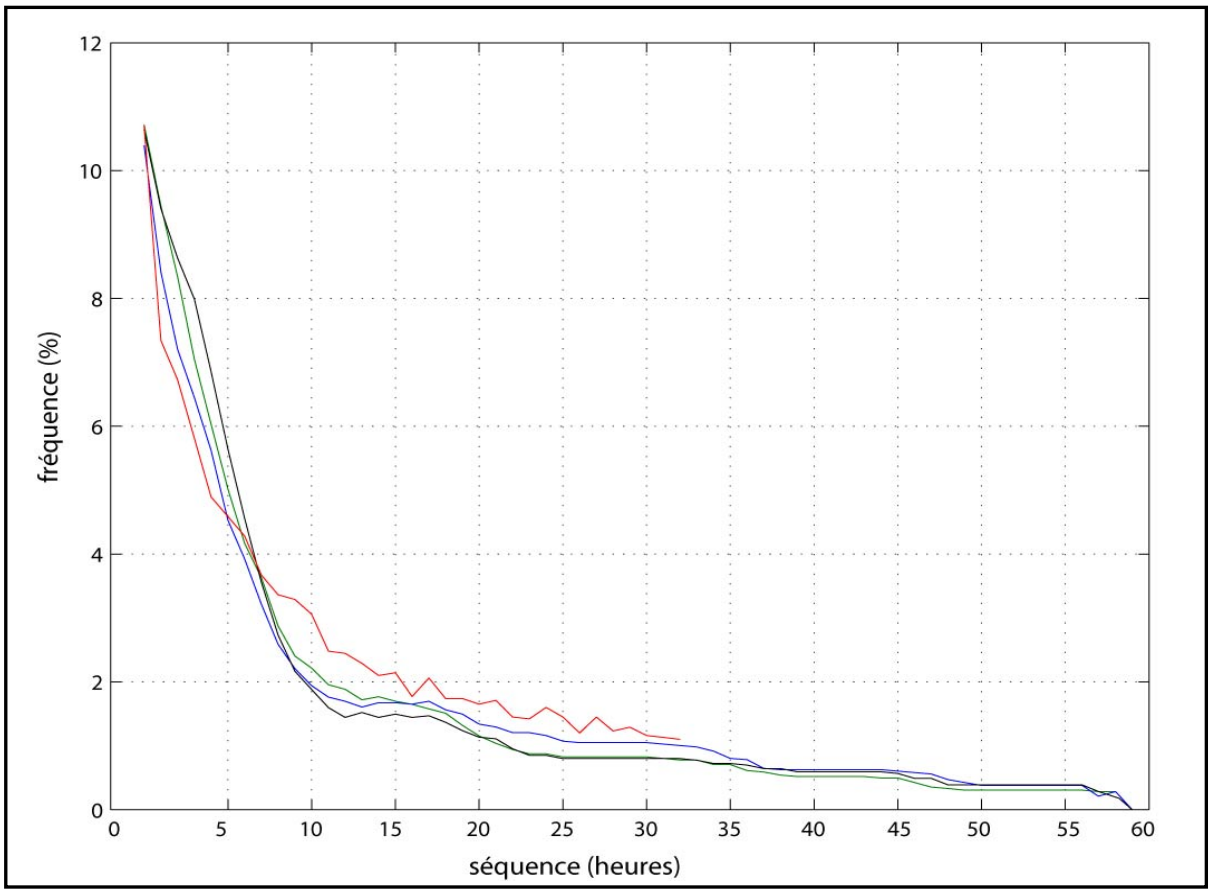


Figure 33 : fréquence (en %) des épisodes de surcotes horaires > 20 cm en fonction de leur durée en nombres d'heures consécutives au Grau-de-la-Dent (trait vert), à Sète (trait bleu) et à Port-Vendres (trait noir) de 1986 à 1995 et à Marseille (trait rouge) de 1986 à 1988.

6.3. Relation entre la hauteur et la durée des épisodes de surcote

La hauteur maximale moyenne des surcotes, en fonction de la durée des séquences des surcotes > 20 cm, est présentée sur la figure 34. Une séquence de moins de 5 heures consécutives montre, en moyenne, un niveau maximum de surcote de moins de 45 cm (figure 34). Cependant, il est intéressant de constater qu'entre 2 à 5 heures, la hauteur maximale atteinte augmente considérablement (figure 34). Plus généralement, elle s'élève rapidement entre les séquences de 2 heures et 15 heures consécutives (figure 34). Le niveau maximum de surcote tend ensuite à rester plutôt stationnaire au-delà de 15 heures, même si une très faible élévation est encore perceptible jusqu'à 60 heures (figure 34). Cette progression géométrique montre que la vitesse du vent inhérent aux surcotes dans le Golfe du Lion peut considérablement se renforcer à l'échelle de quelques heures. La direction et la force du vent peuvent en effet être fortement variables à ces échelles. Ensuite, pour les surcotes durant plus de 15 heures consécutives, la stationnarité à une hauteur élevée indique un seuil physique de saturation des surcotes à une certaine hauteur, ou bien que la force du

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

vent n'augmente presque pas. En revanche, des forçages atmosphériques plus stables dans le temps, à une échelle spatiale plus vaste que le Golfe du Lion, sont capables de générer et de maintenir ces forts vents de plusieurs heures à plus de deux jours consécutifs. Les épisodes de fortes surcotes dans le Golfe du Lion résultent donc d'une interaction d'échelles spatio-temporelles entre les conditions régionales de vent et la circulation atmosphérique à une échelle plus vaste et temporellement plus stable, comme à l'échelle synoptique par exemple.

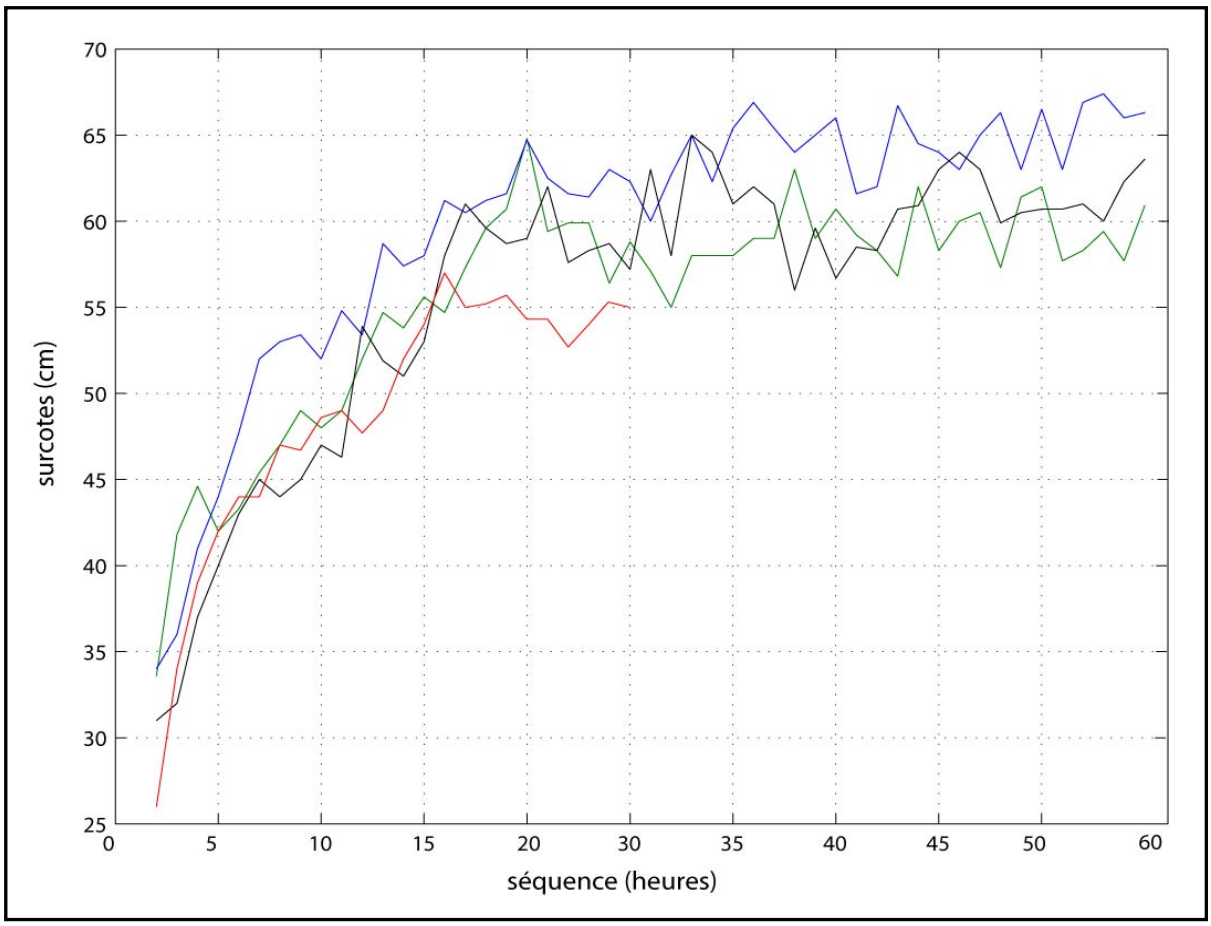


Figure 34 : moyenne des surcotes horaires maximales (en cm par rapport au niveau marin moyen) atteintes par classes de séquences de jours consécutifs de surcotes > 20 cm au Grau-de-la-Dent (trait vert), à Sète (trait bleu) et à Port-Vendres (trait noir) de 1986 à 1995 et à Marseille (trait rouge) de 1986 à 1988.

6.4. Temps de retour des surcotes extrêmes

L'analyse des temps de retour de différents niveaux de surcotes caractérise la probabilité d'atteindre un niveau donné, sur un laps de temps défini, aux différentes stations autour du Golfe du Lion. L'intérêt est d'apporter une estimation de la probabilité de retour des hauteurs de surcotes les plus hautes et notamment des niveaux jamais encore atteints sur la

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

période de 1986 à 1995. Les calculs des temps de retours sont effectués à partir des séries de surcotes horaires au GD, à SET et PV de 1986 à 1995 sur la période d'octobre à mars. Les données de MA ne peuvent être prises en compte dans l'analyse en raison de la période trop courte de disponibilité des données. Une distribution de fréquence normalisée des surcotes est définie pour chaque station (*Pugh et Vassie, 1979; Pirazzoli, 2006*). Les distributions de fréquence normalisée ont été quantifiées par une équation exponentielle qui représente le temps de retour en nombre de périodes hivernales en fonction de la hauteur des surcotes (*Pugh et Vassie, 1979; Pirazzoli, 2006*).

Les hauteurs de surcotes ont été extrapolées à partir de la fonction exponentielle estimée la plus proche des distributions de fréquence normalisée : $y = 0.0005e^{0.1156x}$ pour les surcotes au GD, $y = 0.0007e^{0.0939x}$ à SET et $y = 0.0005e^{0.1216x}$ à PV. Les résultats sont présentés dans la table 4 et graphiquement sur la figure 35.

Station	Surcotes (cm) durant une période d'octobre à mars pour un temps de retour de :			
	5 ans	10 ans	50 ans	100 ans
Port-Vendres	75	81	95	100
Sète	98	102	119	126
Grau-de-la-Dent	80	86	100	106

Table 4 : temps de retour hivernal des surcotes horaires calculées de 1986 à 1995 à Port-Vendres, à Sète et au Grau-de-la-Dent.

Les estimations de temps de retour correspondent à une probabilité d'occurrence à un moment donné. Elles ne doivent en aucun être considérées comme un retour périodique du phénomène ce qui suppose que le signal soit stationnaire. En effet, le calcul des temps de retour admet que toutes les années considérées soient statistiquement identiques. Les probabilités exprimées sont alors des estimations à un moment donné puisque que le phénomène de surcote associé aux conditions météorologiques est susceptible d'évoluer et de rallonger ou raccourcir les durées de retour. Dans le contexte da la variabilité climatique à l'échelle du 20ème siècle, les estimations des probabilités de retour des surcotes extrêmes peuvent êtres différentes selon les périodes considérées. L'intérêt des temps de retour est alors surtout de **quantifier l'aléa associé aux phénomènes de surcote dans le Golfe du Lion et de comparer ses valeurs avec celles calculées pour d'autres régions côtières**.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Le temps de retour quinquennal (décennal) est supérieur à 75 cm (80 cm) pour les trois stations considérées (avec une précision de +/- 5 cm). Cependant, les valeurs à SET sont plus élevées que celles au GD et à PV. Le niveau quinquennal estimé à plus de 75 cm, de même que le niveau décennal (> 80 cm), a été atteint une fois au GD, 2 fois à SET mais jamais à PV sur la décennie 1986-1995. Pour une période de retour de 100 ans, le niveau dépasse 100 cm (+/- 5 cm) à chaque station (table 4 et figure 35). Ce niveau n'a jamais été observé dans les enregistrements horaires de 1986 à 1995 aux quatre stations marégraphiques ni dans les données quotidiennes du GD de 1905 à 2005. La surcote quotidienne maximale de 1905 à 2005 a néanmoins atteint 95 cm au GD.

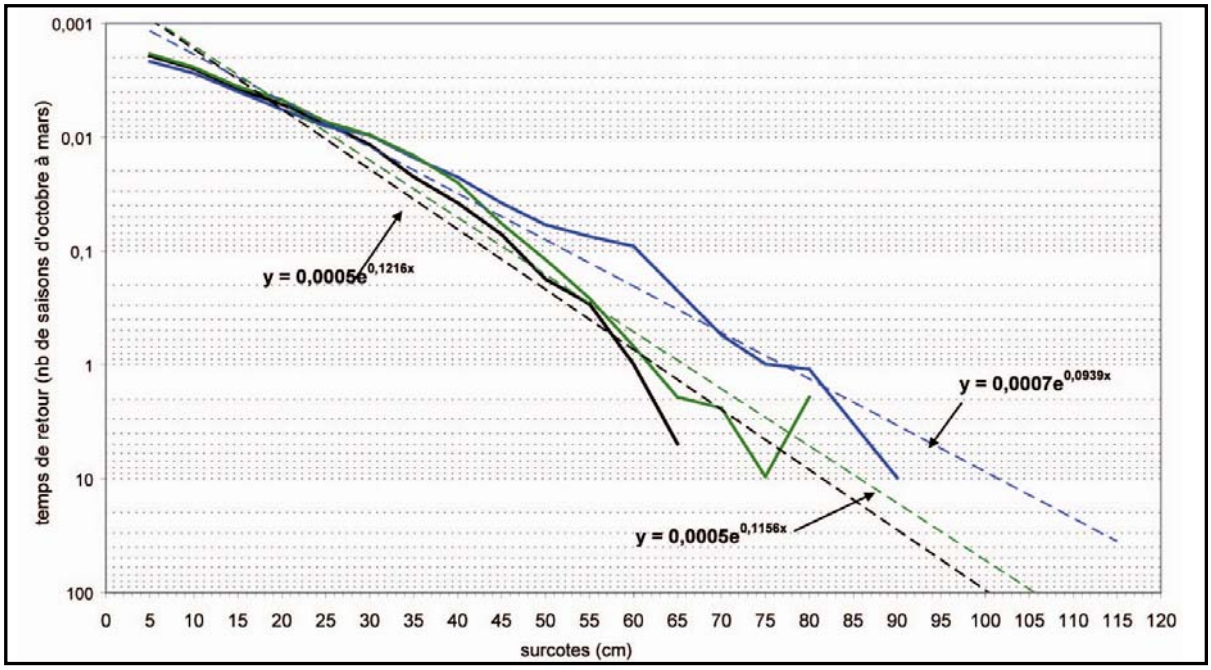


Figure 35 : distribution exponentielle de fréquence cumulée des surcotes horaires par classes de 5 cm au Grau-de-la-Dent (trait vert), à Sète (trait bleu) et à Port-Vendres (trait noir), calculés de 1986 à 1995. En trait tireté sont représentées les extrapolations de chaque exponentielle.

Les hauts niveaux dans le Golfe du Lion sont atteints à des fréquences suffisamment importantes pour ne pas être négligées. En effet, une surcote de 80 cm au temps de retour de 10 ans, se produisant sur une zone littorale basse et sableuse comme la plupart des côtes du Golfe du Lion, entraîne inévitablement la submersion et l'inondation de la frange littorale si aucune protection n'est mise en place, comme ce fut par exemple le cas le 10/10/1987. Les niveaux marins dépassant 40 cm deviennent actifs dans les processus d'érosion du littoral associés au recul de la bordure côtière (*Bruzzi, 1996*). Une surcote > 60 cm correspond

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

toujours à un niveau marin > 45 cm. Ces surcotes se produisent en moyenne plus d'une fois par hiver autour du Golfe du Lion. Les côtes de ce Golfe sont ainsi fréquemment « géomorphologiquement » actives. Il est également intéressant de souligner que **les niveaux cinquantennaux et centennaux dans le Golfe du Lion sont comparables à ceux atteints le long des côtes Atlantiques dans le Golfe de Gascogne comme à Saint-Jean-de-Luz par exemple et sont parfois proches de ceux atteint à certaines stations plus au nord comme à Arcachon (*Pirazzoli, 2006*)**. Cela signifie que des phénomènes météorologiques extrêmes associés aux ondes de tempêtes, peuvent se produire dans le Golfe du Lion, même si la Méditerranée occidentale ne se situe pas sur la trajectoire préférentielle des perturbations tempérées contrairement à l'Atlantique Nord (*Rogers, 1997*).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

7. Covariation spatiale des surcotes dans le Golfe du Lion

Après l'analyse des distributions statistiques des surcotes à l'échelle locale, l'objectif de cette partie est de quantifier la cohérence spatiale des surcotes autour du Golfe du Lion à différentes échelles de temps, via la comparaison entre les quatre stations marégraphiques disponibles. L'analyse de la covariation spatiale du niveau des surcotes du pas de temps horaire à la moyenne hivernale permet de **différencier ses caractéristiques locales de son signal régional**. La covariation spatiale est estimée en moyenne mais aussi à l'échelle des épisodes extrêmes.

7.1. Covariation spatiales des épisodes de plus fortes surcotes

Les variations horaires du niveau des surcotes aux quatre stations du Golfe du Lion sont représentées sur la figure 36 pour les 5, 10 et 20 plus fortes surcotes enregistrées au GD, à partir de deux jours avant à deux jours après la hauteur maximale de surcote. Les résultats à MA sont présentés pour les événements se produisant de 1986 à 1988 uniquement (figure 36). Les variations horaires moyennes à MA lors des 5, 10 et 20 plus fortes surcotes au GD sont alors calculées pour 2, 3 et 4 épisodes seulement.

Deux jours avant les 5, 10 et 20 plus fortes surcotes au GD, le niveau moyen des surcotes est > 0 cm mais reste relativement bas (figure 36). Le niveau s'élève progressivement de deux jours à un jour avant le niveau maximum (figure 36). Il s'élève ensuite brusquement de plus de 20 cm en 24 heures jusqu'à la hauteur maximale (figure 36). Durant ces événements,

l'évolution horaire moyenne du niveau des surcotes à SET, PV et MA présente une phase et une hauteur similaire (figure 36). Le pic de surcote à ces trois stations marégraphiques est atteint approximativement au même moment qu'au GD (figure 36). Autrement dit, il n'y a pas de décalage temporel systématique de la phase et de la hauteur maximale des plus fortes surcotes à l'échelle du Golfe du Lion. Il est cependant important de garder à l'esprit que toutes les 5, 10 et 20 plus fortes surcotes au GD ne sont pas forcément celles aux autres stations du Golfe du Lion (*Ullmann et Moron, 2008*).

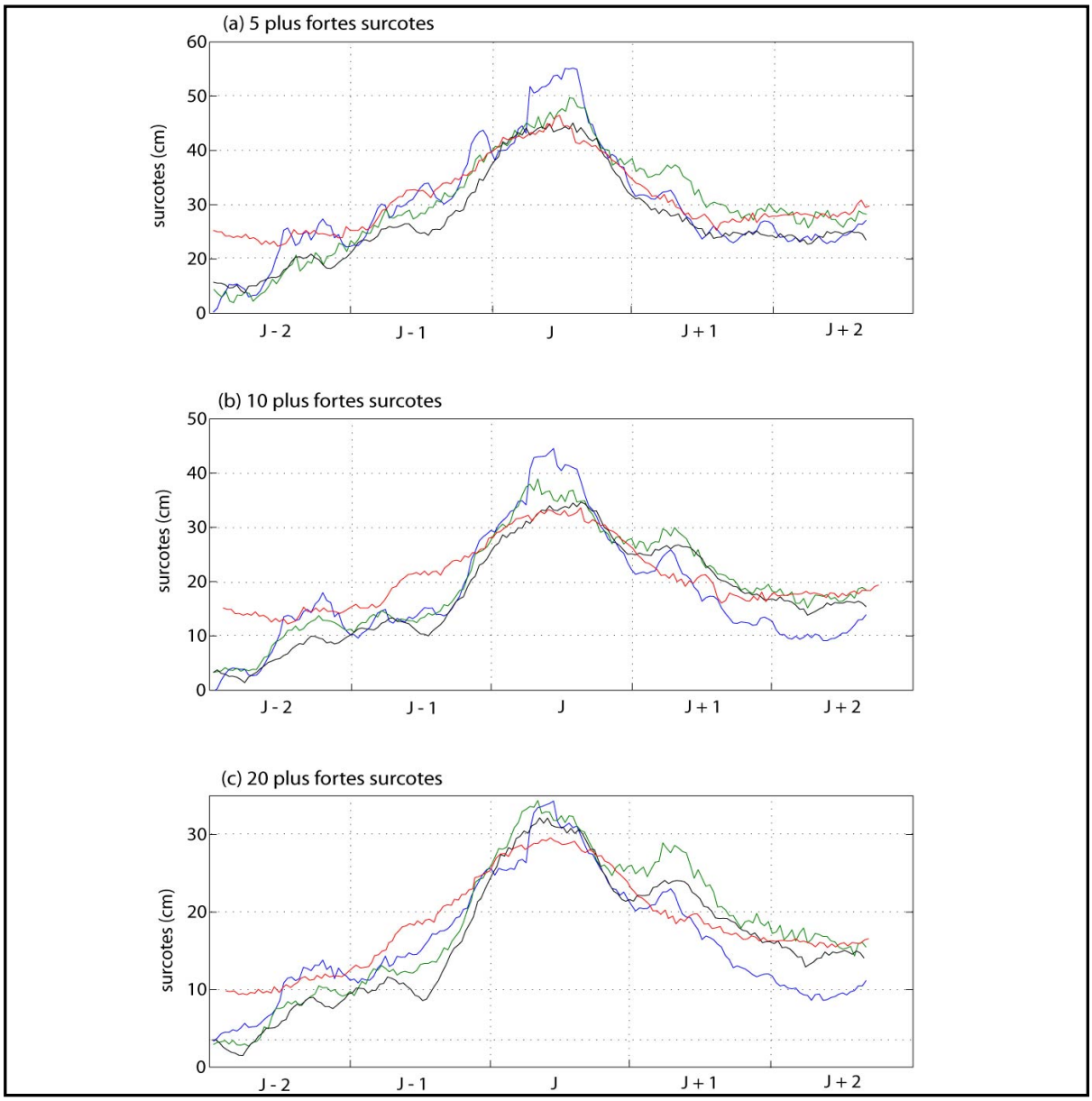


Figure 36 : variations horaires de la hauteur (en cm) des surcotes au Grau-de-la-Dent (trait vert), à Sète (trait bleu), à Port-Vendres (trait noir) et à Marseille (trait rouge) lors des (a) 5, (b) 10 et (c) 20 plus fortes surcotes au Grau-de-la-Dent de 1986 à 1995 (période d'octobre à mars). Les variations à Marseille sont celles des 2, 3, 4 plus fortes surcotes au Grau-de-la-Dent se produisant de 1986 à 1988 uniquement.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

7.2. Covariation spatiale des surcotes de l'échelle horaire au mois.

Les fréquences des niveaux horaires de surcotes/décotes ont été calculées par classes de 1 cm et par paires de stations de 1986 à 1995 pour GD, SET et PV et de 1986 à 1988 quand MA est inclus. L'analyse de la covariation des hauteurs de surcotes entre MA et les trois autres stations s'effectue uniquement sur deux saisons hivernales, mais l'échantillon comporte quand même 8736 valeurs et l'auto-corrélation temporelle des surcotes n'entraîne qu'une réduction limitée des degrés de liberté. **Les variations horaires du niveau des surcotes/décotes entre les quatre stations montrent une relation linéaire (figure 37; *Ullmann et Moron, 2008*)**.

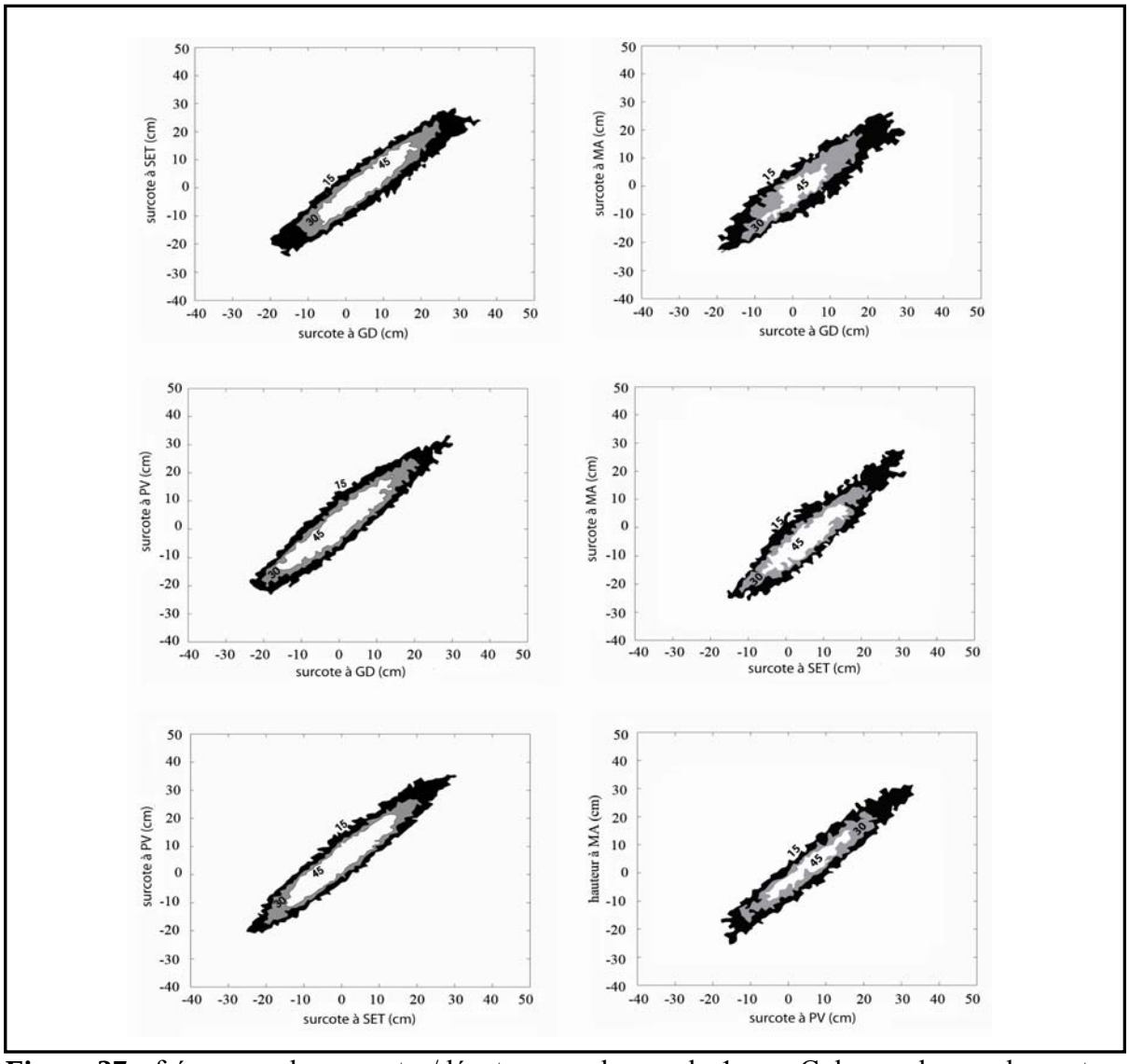


Figure 37 : fréquence des surcotes/décotes par classes de 1 cm. Colonne de gauche, entre les surcotes horaires au Grau-de-la-Dent (GD), à Sète (SET) et à Port-Vendres (PV) de 1986 à 1995. Colonne de droite, entre Marseille (MA) et le Grau-de-la-Dent, Sète et Port-Vendres de 1986 à 1988.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Les corrélations horaires entre les quatre stations sont logiquement élevées (table 5). Aux pas de temps plus longs, les variations du niveau quotidien moyen et du niveau mensuel moyen sont également fortement corrélées entre les quatre stations réparties dans le Golfe du Lion (table 5). Pour résumer, **les surcotes/décotes sont spatialement en phase à l'échelle du Golfe du Lion, même à des pas de temps fins**.

La première composante principale d'une ACP des séries horaires de surcotes/décotes au GD, à SET et PV de 1986 à 1995 explique 86.4% de la variance totale. Les corrélations entre chaque série horaire et la composante principale sont respectivement égales à 0.90***, 0.95*** et 0.95*** pour GD, SET et PV. De 1986 à 1988, en incluant les surcotes horaires à MA, la composante principale explique 82.5% de la variance totale et les corrélations entre chaque série et la composante principale sont alors respectivement de 0.86***, 0.94***, 0.95*** et 0.88*** pour GD, SET, PV et MA. La corrélation temporelle entre la composante principale calculée à partir des trois stations de 1986 à 1995 et celle calculée à partir des quatre stations de 1986 à 1988 est de 0.98***. Autrement dit, malgré les caractéristiques locales de chaque station marégraphique, **la variabilité des surcotes/décotes au pas de temps horaire montre une cohésion d'échelle régionale dans le Golfe du Lion**.

Il est cependant intéressant de souligner que **la variabilité horaire et celle du niveau quotidien moyen des surcotes à MA sont plus fortement corrélées avec celles à PV, bien que ces deux stations soient les plus éloignées l'une de l'autre (table 5)**. Ces observations témoignent de particularités locales dans les variations du niveau des surcotes/décotes bien qu'elles soient régionalement très cohérentes (*Ullmann et Pirazzoli, 2007a*). A l'échelle des moyennes mensuelles, les modes locaux de variabilité ne ressortent plus et le signal est presque exclusivement régional (table 5). Les conditions moyennes filtrent en effet la variabilité horaire et/ou quotidienne des surcotes/décotes et atténuent donc les particularités liées à l'échelle locale, notamment celles à MA et à PV. Cependant, compte tenu du faible nombre de mois à MA, il est difficile de déterminer si les différences locales s'atténuent à cette échelle de temps ou si ce résultat résulte uniquement (ou en partie) de l'échantillonnage.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

heures	Grau-de-la-Dent	Sète	Port-Vendres	Marseille
Grau-de-la-Dent	1	-	-	-
Sète	0.85***	1	-	-
Port-Vendres	0.79***	0.89***	1	-
Marseille	0.71***	0.73***	0.83***	1
jours	Grau-de-la-Dent	Sète	Port-Vendres	Marseille
Grau-de-la-Dent	1	-	-	-
Sète	0.82***	1	-	-
Port-Vendres	0.78***	0.88***	1	-
Marseille	0.64***	0.72***	0.82***	1
mois	Grau-de-la-Dent	Sète	Port-Vendres	Marseille
Grau-de-la-Dent	1	-	-	-
Sète	0.95***	1	-	-
Port-Vendres	0.91***	0.93***	1	-
Marseille	0.94***	0.92***	0.92***	1

Table 5 : corrélations entre les valeurs horaires, les moyennes quotidiennes et les moyennes mensuelles des surcotes/décotes au Grau-de-la-Dent, à Sète et à Port-Vendres de 1986 à 1995. Idem de 1986 à 1988 avec Marseille.

7.3. Occurrence simultanée des surcotes autour du Golfe du Lion

Les surcotes maximales quotidiennes ont été calculées aux quatre stations du Golfe du Lion. Elles ont été tabulées par classes de 5 cm à trois stations lorsqu'elles étaient supérieures à 40 cm à la quatrième. Le but est d'estimer la distribution des hauteurs des surcotes atteintes autour du Golfe du Lion lorsqu'elles dépassent 40 cm à une station particulière.

Lorsque le niveau maximum des surcotes dépasse 40 cm en un point du Golfe du Lion, il atteint fréquemment ce seuil, ou dépasse presque toujours au moins 35 cm, aux autres stations (figure 38). En effet, plus de 95% (respectivement 80% et 85%) des jours où le niveau quotidien maximum est > 40 cm au GD sont associés à des surcotes quotidiennes maximales > 35 cm à SET (respectivement PV et MA) (figure 38a). **L'occurrence des surcotes présente donc une forte cohésion d'échelle régionale dans le Golfe du Lion**. Mais une part non négligeable (plus de 10%) des surcotes maximales quotidiennes > 40 cm à MA et PV reste cependant associée à des niveaux maximum quotidiens beaucoup plus bas

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

(< 20 cm) à SET et au GD (figure 38c, d). Ces résultats semblent confirmer les particularités locales dans la formation d'une part des surcotes à MA et PV.

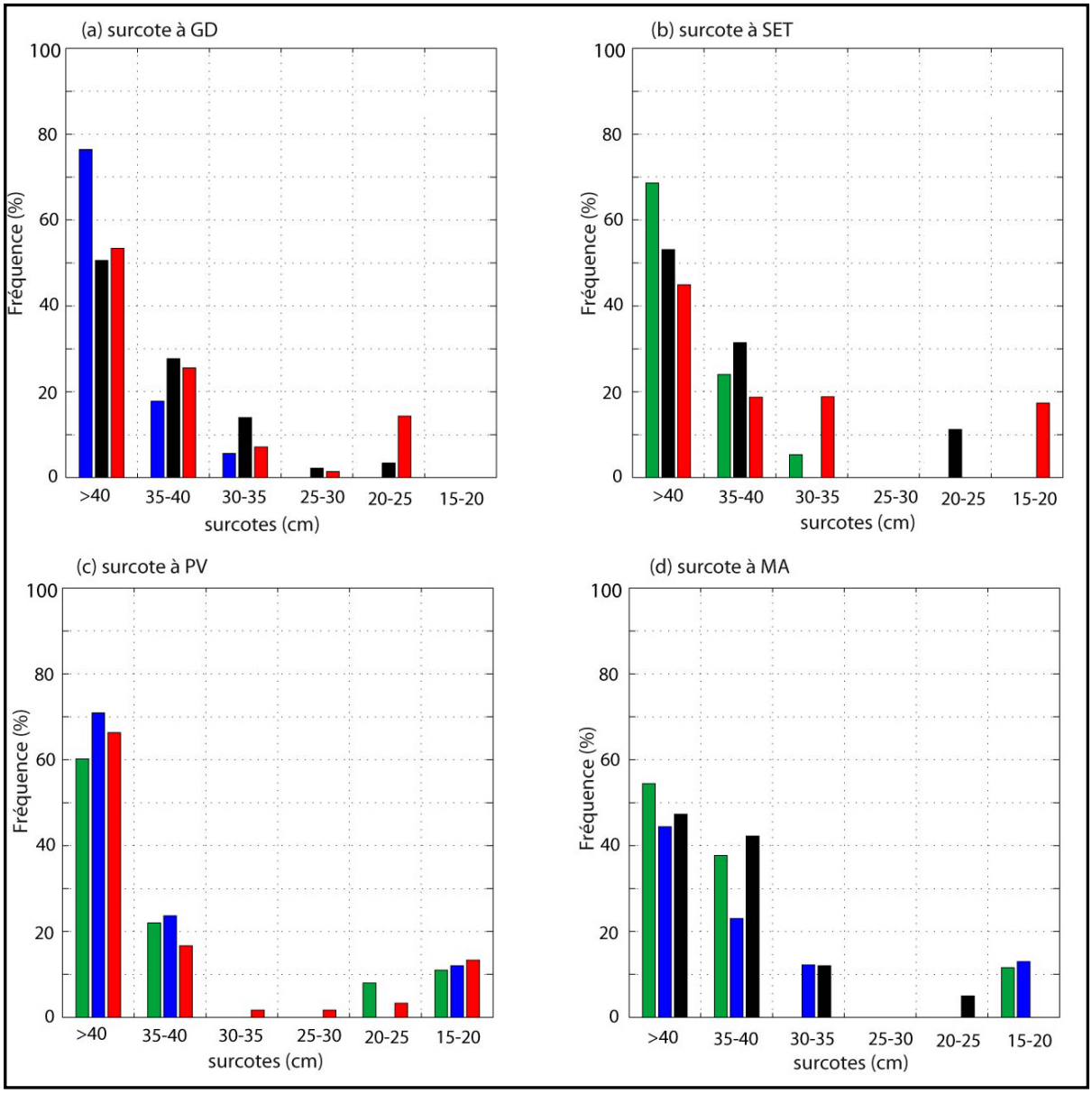


Figure 38 : (a) fréquence (en %) des surcotes maximales quotidiennes à Sète (SET; histogramme bleu), à Port-Vendres (PV; histogramme noir) et à Marseille (MA; histogramme rouge) par classes de 5 cm, pour les jours où la surcote maximale quotidienne est > 40 cm au Grau-de-la-Dent (GD; histogramme vert) de 1986 à 1995. Idem pour respectivement b, c et d pour les jours où la surcote maximale quotidiennes est > 40 cm respectivement à Sète, à Port-Vendres de 1986 à 1995 et à Marseille de 1986 à 1988.

Le calcul des probabilités jointes des surcotes aux différentes stations marégraphiques est une autre approche quantitative de l'étude de la cohésion d'échelle régionale des surcotes autour du Golfe du Lion. Les probabilités jointes sont calculées par paires de stations pour

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

les surcotes maximales quotidiennes dépassant des seuils par classes de 10 cm. Sur la période de 1986 à 1995, plus de 75% des surcotes maximales quotidiennes entre 0 et 20 cm ont la probabilité de se produire le même jour à SET, PV et au GD (figure 39a). Il en va de même, de 1986 à 1988 en incluant MA (figure 39b). Plus le niveau des surcotes augmente, plus la probabilité d'occurrence simultanée diminue (figure 39). Avec MA, de 1986 à 1988, il est intéressant de noter que la probabilité d'occurrence simultanée des surcotes maximales quotidiennes > 40 cm diminue fortement avec SET et avec GD pourtant située 40 km à l'ouest (figure 39b). Cependant, elle reste > 60% entre MA et PV, les deux stations les plus éloignées l'une de l'autre (figure 39b). Mais ces dernières présentent des caractéristiques géographiques proches (cf. § 2.1.1). En effet, à la différence du GD, de SET et de la plupart du littoral du Golfe du Lion, les stations de MA et de PV ne sont pas ouvertes au sud sur la Méditerranée mais sur des côtes localement ouvertes au NW. **Plus le pic de surcote est haut, plus sa formation semble dépendante des caractéristiques géographiques locale**s telles que la bathymétrie, la morphologie du littoral et l'orientation de la côte (*Ullmann et Pirazzoli, 2007a*).

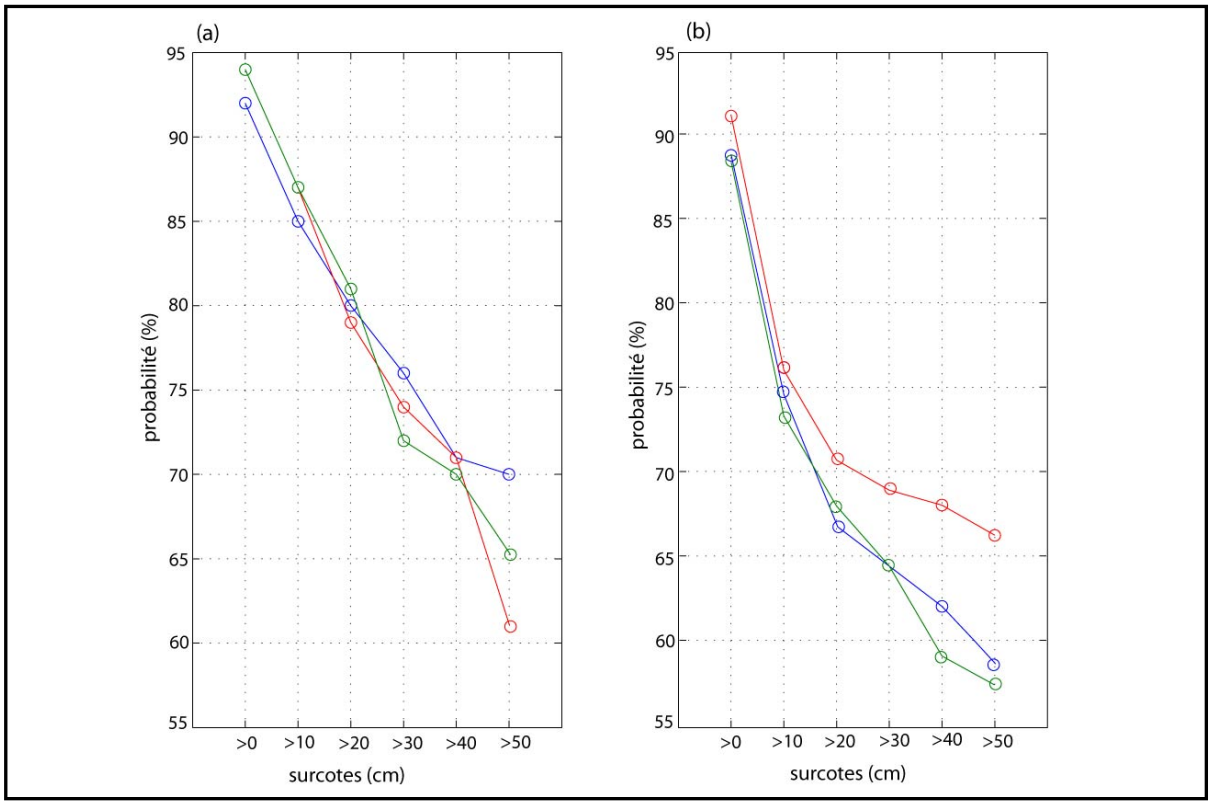


Figure 39 : probabilité (en %) d'occurrence simultanée des maxima quotidiens de surcote par classes de 10 cm. (a) Entre le Grau-de-la-Dent et Sète (trait bleu), Grau-de-la-Dent et Port-Vendres (trait rouge) et entre Sète et Port-Vendres (trait vert) de 1986 à 1995. (b) Entre Marseille et Grau-de-la-Dent (trait bleu), entre Marseille et Sète (trait vert) et entre Marseille et Port-Vendres (trait rouge) de 1986 à 1988.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

L'analyse de la covariation des surcotes dans le Golfe du Lion montre que :

- *Les séquences de fortes surcotes > 20 cm (~P90) durent, dans la plupart des cas, de 2 à 5 heures consécutives mais peuvent atteindre plusieurs jours ;*
- *La hauteur des surcotes augmente avec la durée de l'épisode (avec une saturation quand la durée dépasse 15 heures), ce qui est assez logique, et suit une progression géométrique témoignant d'une interaction d'échelle spatio-temporelle entre les vents dans le Golfe du Lion et la circulation atmosphérique plus persistante à une échelle spatiale plus vaste ;*
- *Les variations horaires moyennes du niveau des surcotes durant les épisodes les plus forts au GD montrent une cohésion d'échelle régionale dans l'ensemble du Golfe du Lion ;*
- *Les variations du niveau des surcotes/décotes au pas de temps horaire sont également largement en phase à l'échelle du Golfe du Lion ;*
- *La probabilité d'occurrence simultanée des surcotes entre 0 et 20 cm est toujours supérieure à 65% entre MA, GD, SET et PV. Elle est par ailleurs toujours la plus élevée entre MA et PV, qui sont pourtant les stations plus éloignées l'une de l'autre ;*
- *Une surcote à un endroit particulier ressort donc d'abord de l'échelle régionale, mais n'exclut pas des différences de hauteurs liées à l'échelle locale, notamment à PV et à MA par rapport au GD et à SET.*

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

8. Variabilité multi-décennale du niveau marin au Grau-de-la-Dent

Spatialement, les variations du niveau des surcotes (extrêmes notamment) montrent une cohésion d'échelle régionale dans le Golfe du Lion. Dans le temps et en vu d'analyser les impacts des variations climatiques sur les surcotes, il est nécessaire de considérer la variabilité des surcotes sur une période suffisamment longue. Les analyses de cette partie se concentrent donc sur la variabilité interannuelle à multi-décennale de la fréquence, de la hauteur et de la durée des surcotes quotidiennes et du niveau marin brut au GD de 1905 à 2005.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

8.1. Le niveau marin brut

Avant d'analyser la variabilité séculaire des surcotes, il est important d'appréhender celle du niveau marin brut qui inclut les variations liées aux forçages atmosphériques (surcotes et décotes), mais également celles plus lentes, liées au forçage stérique, aux ajustements tectoniques et isostatiques et celles liées à l'alimentation sédimentaire et/ou la subsidence du delta du Rhône.

Le niveau marin hivernal moyen et les P75 et P90 montrent une variabilité interannuelle importante (figure 40a). De 1915 à 1925, la hauteur et la variabilité interannuelle sont beaucoup plus basses que durant le reste du 20ème siècle (figure 40a). Sur le long terme, le niveau marin hivernal moyen s'élève à une vitesse moyenne de **+ 0.20 +/- 0.05 cm/an** de 1905 à 2005 avec un intervalle de confiance supérieur à 99%[10] (*Ullmann et al., 2007a*). A seulement 40 km à l'est du GD, la vitesse de remontée du niveau marin moyen est estimée à + 0.12 cm/an à Marseille (*Suanez et al., 1997*). Cette différence peut être la conséquence de la subsidence du delta du Rhône liée à la compaction des sédiments en Camargue (Suanez *et al*., 1997). Le réchauffement de la température de surface de la mer Méditerranée, concordant avec l'évolution des températures moyennes de l'hémisphère nord, pourrait être un facteur explicatif de l'élévation séculaire du niveau marin moyen au GD et dans l'ensemble du bassin méditerranée occidental (*Tsimplis et Baker, 2000; Cazenave et al., 2002; Tsimplis et Rixen, 2002; Moron, 2003*).

Les P75 et P90 hivernaux présentent également une croissance significative (figure 40b, c), estimée respectivement à +0.25 +/- 0.06 cm/an et à + 0.31 +/- 0.07 cm/an (> 99%). De plus, le niveau maximum annuel s'élève à une vitesse estimée à +0.4 cm/an, soit deux fois plus rapidement que le niveau marin moyen (*Ullmann et al., 2007a*). La dichotomie entre la hausse des P75 et P90 et celle du niveau marin moyen peut s'expliquer par l'augmentation de la variance hivernale des niveaux marins quotidiens de 1905 à 2005, qui traduit une augmentation de la dispersion de leur distribution (figure 41).

[10] L'intervalle de confiance de la pente de la régression linéaire est testé selon un test en T de Student avec l'hypothèse nulle (H0) que la pente calculée soit nulle.

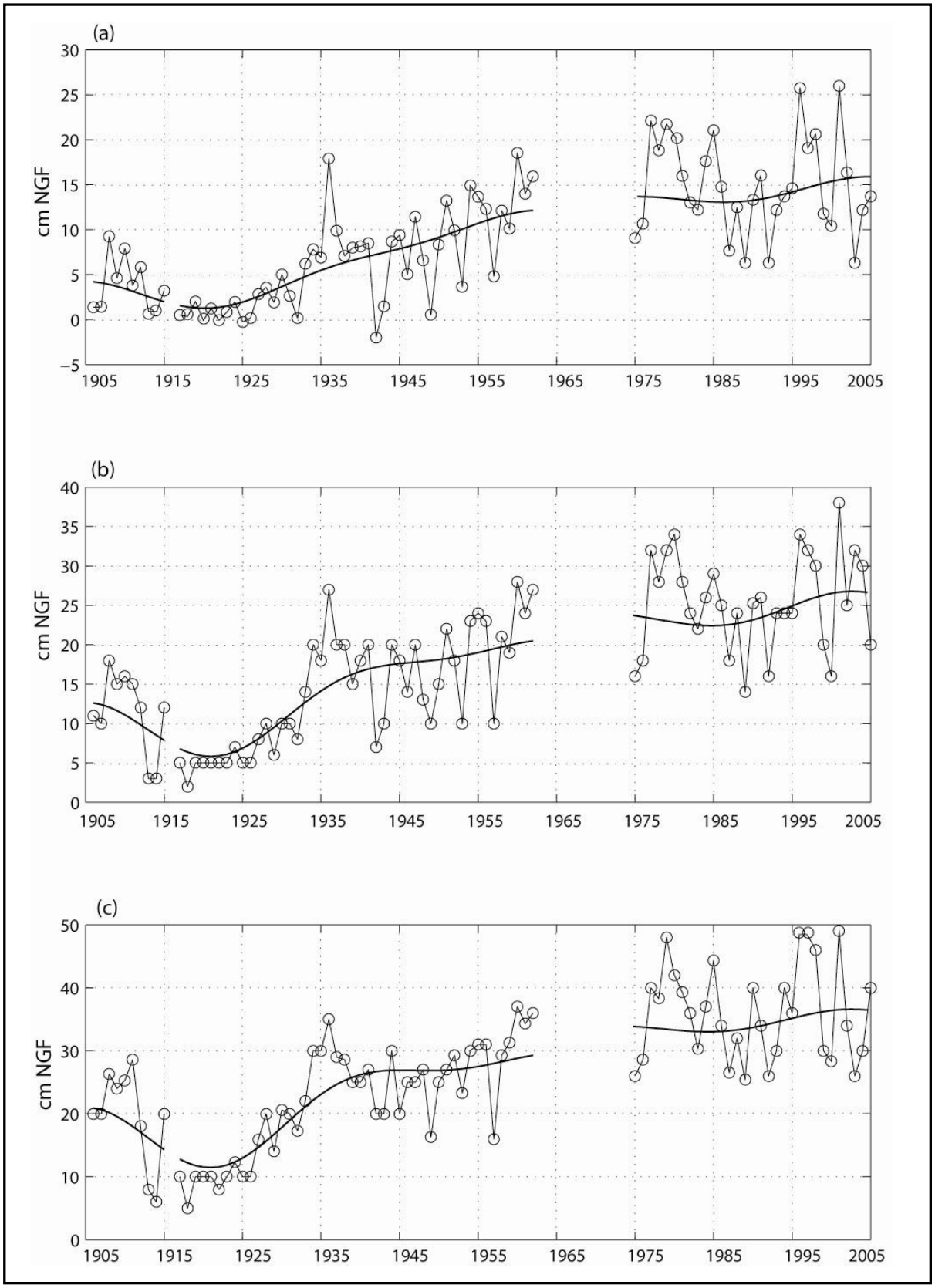


Figure 40 : (a) niveau marin hivernal moyen (en cm NGF), (b) percentile hivernal à 75% du niveau marin et (c) percentile hivernal à 90% du niveau marin quotidien au Grau-de-la-Dent de 1905 à 2005. En trait gras superposé, les variations filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

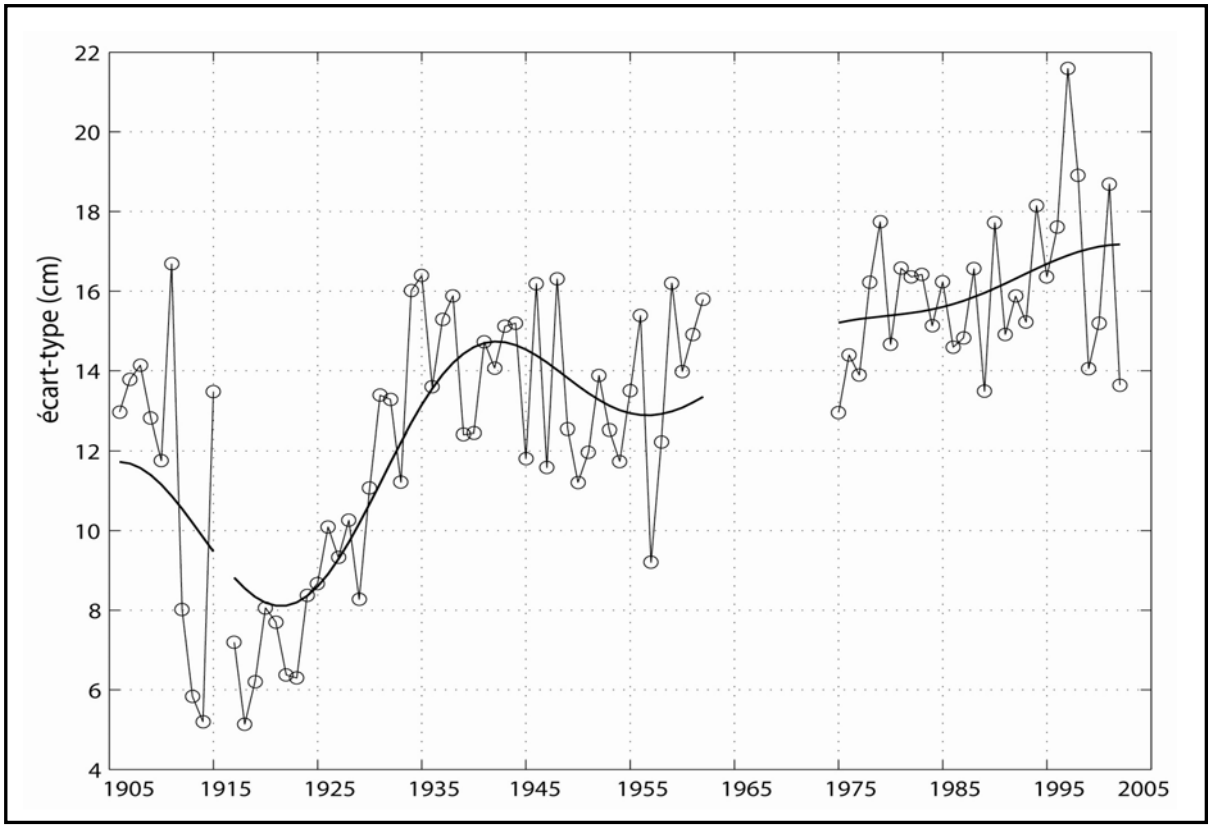


Figure 41 : écart-type (en cm) hivernal du niveau marin moyen au Grau-de-la-Dent de 1905 à 2005. En trait gras superposé, les variations filtrées pas un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans.

8.2. Les surcotes

L'analyse de la variabilité temporelle des surcotes au 20ème siècle se focalise sur les 1% des surcotes les plus hautes par hiver (P99), la fréquence hivernale des fortes surcotes, c'est-à-dire celle > 20 cm (L20) et sur la durée hivernale maximale de la séquence des fortes surcotes en nombre de jours consécutifs (DUR). **La fréquence, la hauteur et la durée des surcotes sont considérées comme les paramètres déterminants dans les processus morphologiques côtiers**, mais surtout dans l'importance de l'aléa associé aux risques de submersion du littoral (*Paskoff, 1993; Nicholls et Hoozemans, 1996; IMPLIT, 2007*).

Au GD, les P99 hivernaux, L20 et DUR montrent une variabilité interannuelle importante, témoignant de la variabilité de la distribution des directions et de la vitesse des vents d'un hiver à l'autre (figure 42). Rappelons que les P99 correspondent à des surcotes de 40 cm et que les surcotes > 20 cm correspondent au P90, calculés sur la période de 1905 à 2005. De 1915 à 1925, la baisse de la variance temporelle du niveau marin pourrait être associée aux DUR, P99 et L20 des surcotes anormalement bas. Ces derniers montrent **une phase de**

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

légère augmentation de 1960 à 2000, avant de se stabiliser (figure 42). La tendance calculée de 1905 à 2005 montre une vitesse d'élévation moyenne des P99 hivernaux (respectivement L20 et DUR) de + 0.22 +/- 0.02 cm/an (respectivement +0.12 +/- 0.03 %/an et +0.06 +/- 0.02 jrs/an) significative à plus de 99%. Ces tendances hivernales moyennes sont quasiment invariables pour chaque mois d'octobre à mars considéré séparément (non montré). En effet, malgré des élévations des P99, L20 et DUR légèrement plus rapides en octobre, celles calculées dans chacun des mois de l'hiver ne diffèrent pas significativement entre elles selon un test en T de Student. Au GD, les percentiles à 90% et 99% calculés sur toute l'année augmentent également significativement de 1905 à 2005 (*Ullmann et al., 2007a*).

L'analyse de la durée des séquences des surcotes nécessite d'apporter une précision importante. En effet, une surcote échantillonnées une fois par jour ne rend pas forcement compte de la variabilité à une échelle temporelle plus fine. Les résultats de la section 5.2 montraient en effet que lors d'un épisode de surcote, le pic le plus haut peut être atteint brusquement en moins de 24 heures. Une séquence de fortes surcotes de deux jours consécutifs, calculée à partir de données quotidiennes, pourrait ne pas correspondre, par exemple, à des hauteurs de surcotes qui resteraient réellement supérieurs à 20 cm durant 48 heures consécutives. Autrement dit, une valeur par jour ne va pas forcément inclure toutes les surcotes, qui sont des événements relativement brefs dans le temps. Cependant, **les surcotes sont probablement associées à des épisodes synoptiques particuliers, de durée de vie de plusieurs jours (*Moron et Ullmann, 2005; Ullmann et Moron, 2007; Ullmann et Moron, 2008*)**. Les surcotes à 6h TU, dont la hauteur supérieure à un seuil est observée durant plusieurs jours consécutifs, sont donc vraisemblablement associées au même épisode.

Un dernier point d'intérêt vient de la relation entre la fréquence, la durée et la hauteur des surcotes. La corrélation entre la fréquence hivernale des fortes surcotes et la durée hivernale maximale de leurs séquences est de 0.67**. Celle entre cette durée et le P99 hivernal est de 0.64**. **Il y a donc un lien évident entre la variabilité interannuelle de la fréquence, la hauteur et la durée des épisodes de surcote**.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

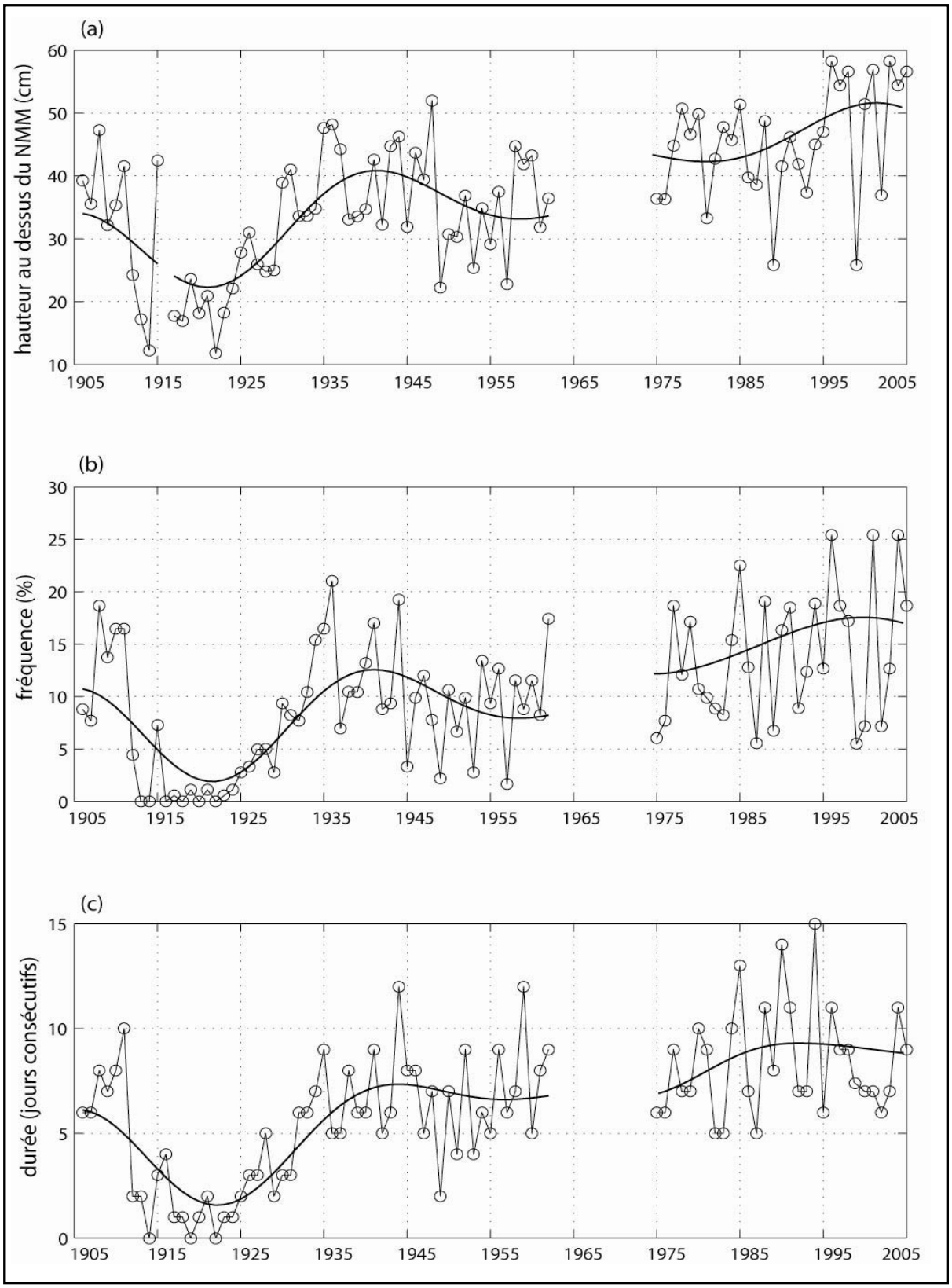


Figure 42 : (a) percentile hivernal à 99% (en cm) des surcotes, (b) fréquence hivernale (en %) des surcotes quotidiennes > 20 cm et (c) durée maximale (en nombre de jours consécutifs) des surcotes > 20 cm au Grau-de-la-Dent de 1905 à 2005. En trait gras superposé, les variations filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

La variabilité interannuelle et lente du niveau marin moyen et celles des surcotes ne résultent pas des mêmes forçages climatiques. Dans une perspective d'impact, mais aussi dans la prévision des niveaux marins extrêmes au 21ème siècle, il est important d'analyser la contribution respective de la hausse des surcotes et celle du niveau marin moyen dans la hausse des pics de niveaux marins réellement observés.

A l'échelle interannuelle, la variabilité du P90 des surcotes ajoutée à celle du niveau marin moyen permet de restituer la variabilité interannuelle du P90 du niveau marin observé (figure 43). **A l'échelle d'une année ou d'un hiver, le niveau marin moyen est une donnée à peu près fixe. La variabilité interannuelle du P90 hivernal du niveau marin « brut » résulte donc principalement de celle de l'occurrence et/ou de la hauteur des surcotes**. La superposition du niveau marin moyen et des surcotes est ainsi déterminante dans la valeur du P90 hivernal du niveau marin. Il est particulièrement intéressant de constater que cette même relation peut être observée en considérant la variabilité lente à l'échelle du 20ème siècle (figure 43). La vitesse moyenne de l'élévation des P90 du niveau marin de 1905 à 2005 (+0.31 cm/an) correspond d'ailleurs à la somme de celle du P90 des surcotes (+ 0.12 cm/an) ajoutée à la vitesse moyenne de la hausse du niveau marin moyen (+0.20 cm/an). La hausse du niveau marin annuel maximum correspond également à la superposition de la lente remontée du niveau marin annuel moyen et de la hausse des surcotes maximales (Ullmann *et al*., 2007a). En d'autres termes, **l'intensification modérée des surcotes, ajoutée à l'élévation du niveau marin moyen, est responsable de l'intensification des niveaux marins extrêmes réellement atteints à la fin du 20ème siècle**.

Du point de vue climatique, l'élévation lente du niveau marin moyen est principalement associée au forçage stérique, via le réchauffement de la température de surface de la Méditerranée en phase avec le réchauffement climatique général (*Tsimplis et Rixen, 2000; Cazenave et al., 2002; Moron, 2003*). La variabilité interannuelle et lente de la fréquence et de la hauteur des surcotes est, quant à elle, associée à des variations des conditions de circulation atmosphérique, notamment synoptique (*Woodworth et al., 2006*). **La variabilité interannuelle à multi-décennale des pics de niveau marin résulte donc de l'interaction entre les forçages climatiques agissant à différentes échelles spatio-temporelles**. On peut donc également d'ores et déjà dire que la hausse séculaire de la hauteur des pics de niveau marin dans le Golfe du Lion résulte au moins en partie du changement climatique. En effet,

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

le réchauffement des températures de la Méditerranée est partiellement causé par la hausse de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre liée aux activités anthropiques, notamment à partir de 1975 (*Stott et al., 2000*; *Moron, 2003*).

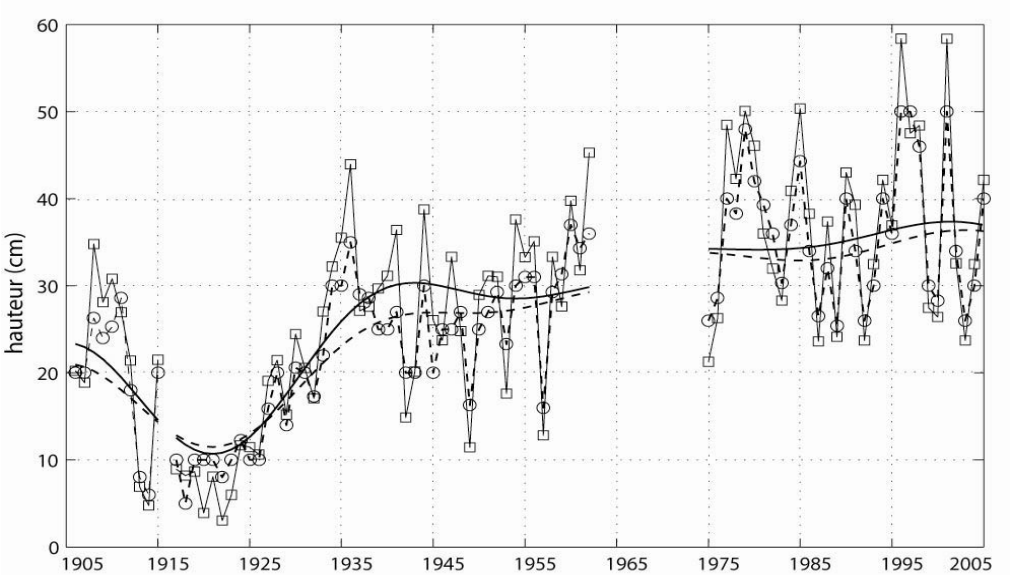


Figure 43 : percentile hivernal à 90% (en cm) du niveau marin quotidien au Grau-de-la-Dent de 1905 à 2005 (trait avec carré). Somme par hiver du percentile hivernal à 90% des surcotes quotidiennes et du niveau marin hivernal moyen (trait tireté avec cercles) de 1905 à 2005. En trait gras superposé, les variations filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans.

L'étude de la variabilité interannuelle à séculaire des surcotes dans le Golfe du Lion montre que :

- *Le Golfe du Lion est potentiellement soumis à des niveaux extrêmes de surcote avec des probabilités de retour presque similaires à celles observées le long du littoral Atlantique français pour des seuils équivalents, soit un temps de retour de 100 ans pour les surcotes d'environ 1 mètres ;*
- *Le niveau marin moyen et les P75 et P90 hivernaux s'élèvent progressivement au cours du 20ème siècle ;*
- *La hauteur, la fréquence et la durée maximale des épisodes de fortes surcotes (> 20 cm) augmentent légèrement au cours du 20ème siècle, surtout de 1960 à 1995 ;*
- *La variabilité interannuelle à multi-décennale des P90 hivernaux du niveau marin correspond à la superposition de celle du niveau marin moyen et de celle des P90 hivernaux des surcotes.*

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Synthèse du chapitre 2

La digitalisation et la validation des données historiques dans le Golfe du Lion constituent des étapes fondamentales dans ce travail de recherche. Trois séries marégraphiques horaires de plus de 10 ans (période commune de 1986 à 1995), réparties dans le Golfe du Lion, ont été générées au GD, à SET et à PV. Par ailleurs, la série marégraphique quotidienne au GD a été validée sur la période de 1905 à 2005. Le signal de surcote/décote, c'est-à-dire le niveau marin uniquement forcé par l'atmosphère, a ensuite été calculé pour chacune des séries disponibles. Ces étapes importantes ont permis d'analyser la variabilité spatio-temporelle des surcotes/décotes à l'échelle du Golfe du Lion.

La phase et la hauteur des surcotes montrent une covariation d'échelle régionale dans le Golfe du Lion, même au pas de temps horaire. La plupart des surcotes maximales quotidiennes atteignent 40 cm de façon synchrone aux quatre stations du Golfe du Lion. Cependant, cela n'exclut pas des caractéristiques locales, notamment à MA et à PV, qui sont pourtant les stations les plus éloignées l'une de l'autre. Elles ont néanmoins la plus forte probabilité d'avoir une surcote extrême (> 40 cm) le même jour et la variabilité temporelle de leurs surcotes est la plus fortement corrélée. L'orientation locale de la côte, ouverte vers le NW, semble être le facteur discriminant pour ces deux stations par rapport aux deux autres, dont l'orientation est conforme avec celle de la totalité du Golfe du Lion.

Au 20ème siècle, les fortes surcotes au GD montrent une multiplication, une intensification et un allongement de la durée de leurs épisodes, particulièrement à partir des années 60. L'augmentation de la fréquence des surcotes est également observée dans d'autres secteurs de la Méditerranée comme au nord de l'Adriatique (*Pirazzoli et Tomasin, 2002; Lionello, 2005*), ce qui témoigne d'une cohérence dans la variabilité atmosphérique à l'échelle du nord du bassin méditerranéen occidental. L'intensification et la multiplication des épisodes de surcotes peuvent avoir des impacts importants. En effet, la surcote est associée à des phénomènes d'érosion et de recul du rivage, particulièrement pour les littoraux bas et sableux comme ceux du Golfe du Lion. Mais ce sont surtout les niveaux marins réellement atteints qui vont déterminer l'importance des impacts. La variabilité interannuelle de la fréquence et de la hauteur des pics de niveau marin dépend de celle des surcotes et donc des conditions atmosphériques. Sur le long terme, elle résulte de la superposition des variations lentes de la fréquence et de la hauteur des surcotes mais également du niveau marin moyen, via l'effet stérique. La variabilité interannuelle à multi-décennale des pics de niveau marin

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

résulte donc de l'interaction entre les forçages climatiques agissant à différentes échelles spatio-temporelles.

A l'échelle interannuelle, la variabilité de la fréquence et de la hauteur des surcotes va surtout dépendre de la variabilité atmosphérique régionale et locale, notamment des vents associés à l'activité des perturbations tempérées (*Pasaric et Orlic, 2001; Svensnon et Jones, 2002*). Pour les variations plus lentes, multi-décennales à séculaires, la variabilité climatique plus générale prend de l'importance, comme par exemple des modifications dynamiques à des échelles spatio-temporelles plus vastes que l'échelle synoptique (*Woodworth et al., 2006*).

Mais des facteurs externes au climat peuvent aussi influencer la variabilité à long terme des surcotes. Ces dernières entraînent l'érosion du littoral en rongeant la frange sableuse et en évacuant la masse sédimentaire vers le large (*Sabatier et Suanez, 2003*). En Camargue, au niveau de la station marégraphique du GD, la largeur de la plage s'est réduite de plus de 100 mètres depuis le début du 20ème siècle (figure 44; *Sabatier et Suanez, 2003*). Ce recul du littoral pourrait rendre les phénomènes hydrodynamiques plus intenses à proximité de la station de mesure en diminuant « l'effet tampon » de la plage lors des épisodes de forte surcote. Durant les épisodes de tempête, les surcotes peuvent alors déferler plus près de la station de mesure. En plus des forçages atmosphériques, une hypothèse supplémentaire sur l'élévation lente des surcotes au GD pourrait également reposer sur l'association des surcotes et de l'érosion du littoral dans une boucle de rétroaction positive : les surcotes plus fortes ou fréquentes entraînent le recul progressif du littoral, accentuant donc les phénomènes hydrodynamiques à proximité du marégraphe qui devient progressivement plus sensible à l'enregistrement des surcotes (*Ullmann et al., 2007a*). Cette hypothèse sera prise en compte en parallèle de l'impact de la variabilité climatique séculaire sur les surcotes au GD.

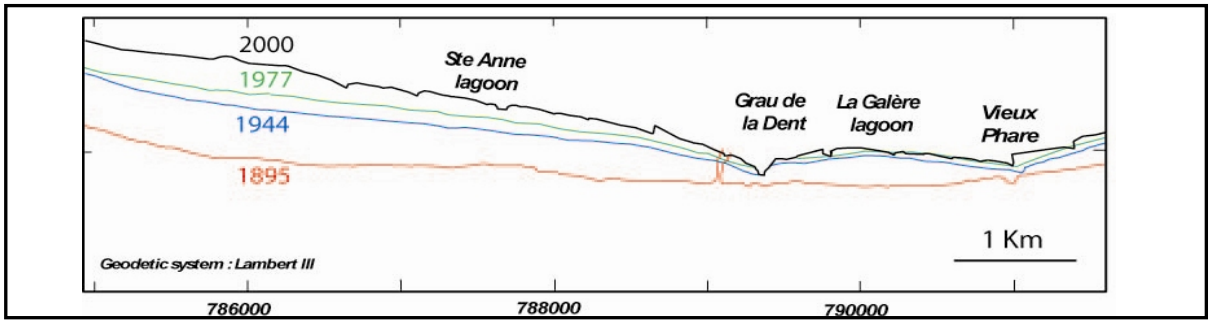


Figure 42 : recul du trait de côte sur la partie orientale du littoral de Camargue et au niveau du Grau-de-la-Dent de 1895 à 2000 (*Sabatier et Suanez, 2003*).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Chapitre 3

Forçages atmosphériques des surcotes dans le Golfe du Lion

La variabilité du niveau des surcotes est potentiellement induite par de nombreux phénomènes agissant sur une importante gamme d'échelles spatio-temporelles. Ce chapitre propose d'examiner les forçages atmosphériques des surcotes dans le Golfe du Lion à différentes échelles spatio-temporelles:

- les vents instantanés dans le Golfe du Lion ;
- la circulation atmosphérique à l'échelle synoptique ;
- la circulation atmosphérique à l'échelle des types de temps ;
- les conditions moyennes mensuelles/saisonnières de l'ONA.

Les analyses se porteront ensuite sur les interactions entre ces mêmes forçages atmosphériques. En d'autres termes, **quelles informations sont propres à chacune des échelles spatiales et temporelles envisagées ? Et quelles informations sont communes entre chacune d'elles ?**

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

9. Surcotes et forçages anémométriques locaux

A proximité du littoral, les effets dynamiques de la circulation atmosphérique prennent de l'ampleur et la vitesse et la direction du vent sont les principaux forçages des variations du niveau des surcotes (*Paskoff, 1993; Caspar et al., 2007*). Les vents d'afflux favorisent l'amoncellement de l'eau sur les côtes de deux façons. D'une part, par la force de frottement du vent qui entraîne la masse d'eau et d'autre part, par l'agitation marine. En effet, ces vents de mer bénéficient en général d'un « fetch »[11] relativement long susceptible d'entraîner des ondulations de houle et de fortes vagues (*wave set-up* en anglais) (*Caspar et al., 2007*). Les variations du niveau marin se propagent alors sous la forme d'ondes qui interagissent de manière complexe au gré de la bathymétrie locale et de la morphologie côtière : on parle d'ondes de tempête. Dans cette partie, l'analyse se focalise sur les conditions anémométriques instantanées associées aux surcotes. Le but est tout d'abord de déterminer les forçages anémométriques locaux des surcotes à chaque station marégraphique du Golfe du Lion. L'analyse portera ensuite sur la covariation spatiale des vents à l'échelle du Golfe du Lion.

9.1. Surcotes et directions du vent

Les conditions de vents étant particulièrement instables, les analyses sont réalisées à partir des directions par incréments de 45°, afin de considérer des échantillons statistiques suffisamment grands. Au GD, 75% des surcotes > 40 cm sont associées à des vents soufflant de 90° à 180° (figure 45a). Elles le sont à plus de 70% à SET (figure 45b). A PV (respectivement MA), près de 60% des surcotes > 40 cm sont liées à des vents de secteur 135°-225° (respectivement 90°-180) (figure 45c, d). Pour résumer, **la grande majorité des surcotes extrêmes dans le Golfe du Lion est forcée par des vents de mer de direction de 90° à 180°**. L'intérêt vient du fait que les vents de direction de 90° à 180° représentent en moyenne 20% des observations de l'hiver dans le Golfe du Lion alors que la quasi-totalité des surcotes qui s'y produisent est associée à ces vents (figure 45)

Il est particulièrement intéressant de constater que 20% des surcotes extrêmes (> 40 cm) à PV et MA sont associés aux vents de secteur 315° à 360° et de 270°-315° (figure 45c, d). Les surcotes associées à ces vents de NW sont **donc l'expression locale des conditions**

[11] Le « fetch » correspond à la distance sur laquelle le vent souffle.

régionales hivernales de vent dans le Golfe du Lion, largement dominées par le mistral et la tramontane.

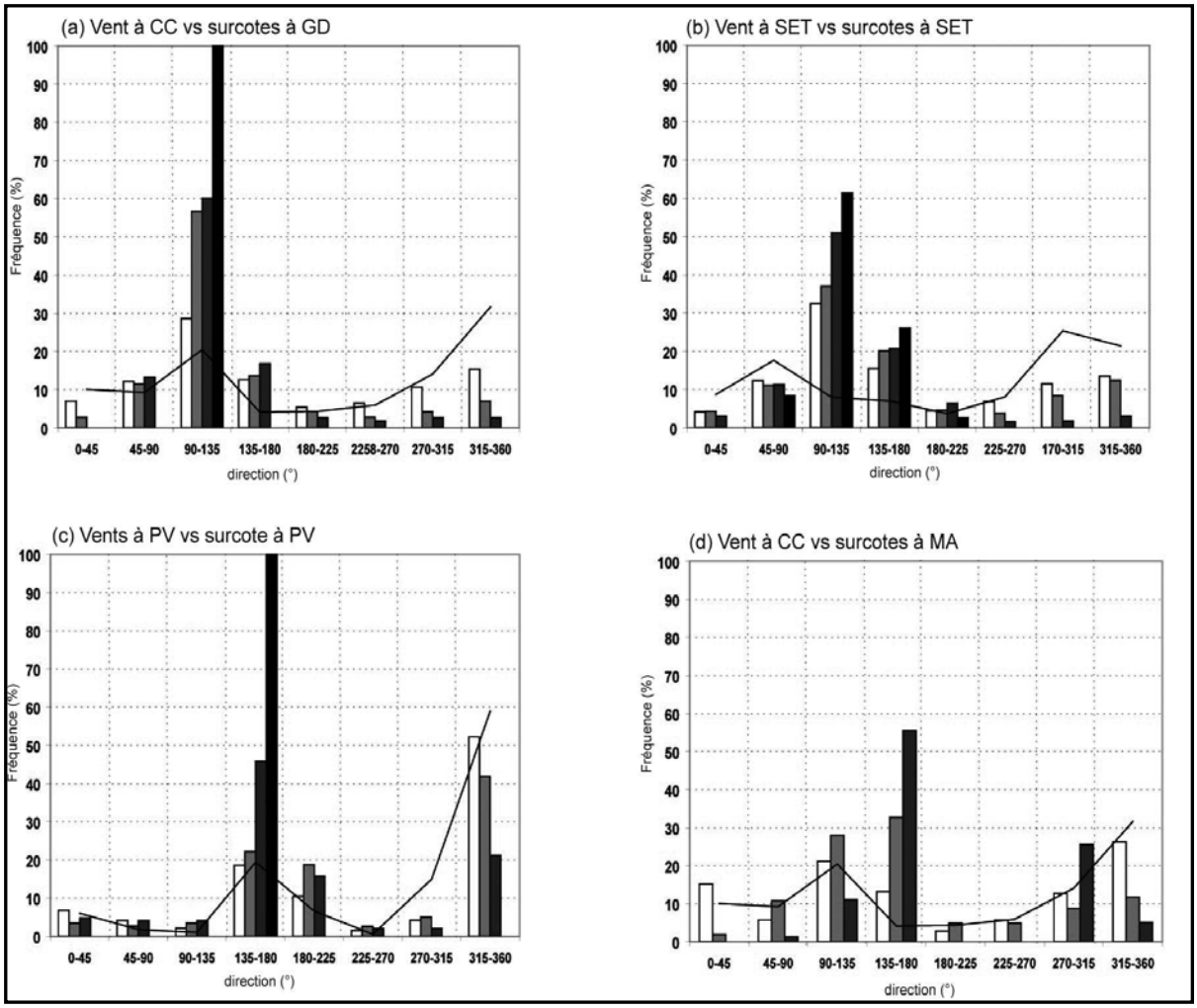


Figure 45 : fréquence des vents (en %) incrémentée par 45°, pour les surcotes de 0 à 20 cm (20-40, 40-60 et > 60 cm) en histogramme blanc (gris, gris foncé, noir) au moment de la surcote et durant les trois heures précédentes (a) à Cap Couronne (CC) pour les surcotes au Grau-de-la-Dent (GD), (b) à Sète (SET) pour les surcotes à Sète, (c) à Port-Vendres (PV) pour les surcotes à Port-Vendres, de 1986 à 1995 et (d) à Cap Couronne pour les surcotes à Marseille (MA) de 1986 à 1988. Le trait plein représente la climatologie des vents de 1986 à 1995.

Les côtes orientales du Golfe du Lion (de SET à MA) sont principalement orientées E-W et ouvertes au sud sur la Méditerranée. **Des vents de direction de 90-180° dans le Golfe du Lion sont donc favorables à l'accumulation de la masse d'eau vers la côte et à l'élévation régionale du plan d'eau (*Ullmann et al., 2007a; Ullmann et Pirazzoli, 2007a*)**. Cependant, malgré l'orientation générale des côtes du Golfe du Lion, le marégraphe de MA est localisé à Endoume sur une côte localement orientée N-S et ouverte sur la baie de

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Marseille vers l'ouest. Par conséquent, la côte y est localement exposée à des vents de secteur 270°-315° capables de pousser et d'accumuler la masse d'eau pour former un pic de surcote à l'échelle locale (*Ullmann et Pirazzoli, 2007a*). Similairement, la station de mesure de PV, implantée sur une côté localement orientée NW / SE, est ouverte sur la Méditerranée vers le nord. Les vents de directions de 315°-360° peuvent donc localement entraîner un pic de surcote. Bien que les surcotes de différentes hauteurs soient régionalement associées aux vents soufflant de 90°-180°, des pics locaux de surcotes sont observés lorsque le vent favorise *in situ* l'accumulation de la masse d'eau en fonction des particularités de la côte à une échelle fine (*Ullmann et Pirazzoli, 2007a*). Dans les sections suivantes, les directions des vents locaux associées aux surcotes sont définies pour les quatre stations du Golfe du Lion. Ainsi, **les vents d'afflux de SE** feront référence à ceux provenant de la direction 135°-180° et 90°-180° à CC, de 90°-180° à SET et de 135°-180° à PV. **Les vents de NW** réfèrent quand à eux à ceux de direction de 270 à 360° à CC et de 315° à 360° à PV.

9.2. Surcotes et vitesse du vent

La vitesse moyenne du vent ne dépasse pas 5 m/s pour les surcotes de 0 à 10 cm (figure 46). Celle des vents associés aux fortes surcotes (> 20 cm) est toujours supérieure à 5 m/s aux trois stations météorologiques (figure 46). Plus la hauteur des surcotes est importante, plus la vitesse moyenne du vent associé est forte (figure 46). Il est important de noter que la vitesse moyenne des vents associés aux surcotes augmente surtout entre les surcotes > 30 cm et celles > 40 cm (figure 46). Pour ces dernières, la vitesse moyenne du vent est proche de 8 m/s (figure 46).

Concernant les plus fortes surcotes (> 60 cm), la vitesse des vents d'afflux dépasse 10 m/s pour l'ensemble des stations considérées (figure 46). Plus le vent est fort, plus son effet dynamique sur le plan d'eau est important et plus le pic de surcote qui en résulte peut atteindre une hauteur importante. Cette relation non linéaire illustre que **la force de friction du vent sur le plan d'eau est approximativement proportionnelle au carré de sa vitesse**. Un vent de 10 m/s exerce alors une force quasiment quatre fois supérieure que celle d'un vent de 5 m/s.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

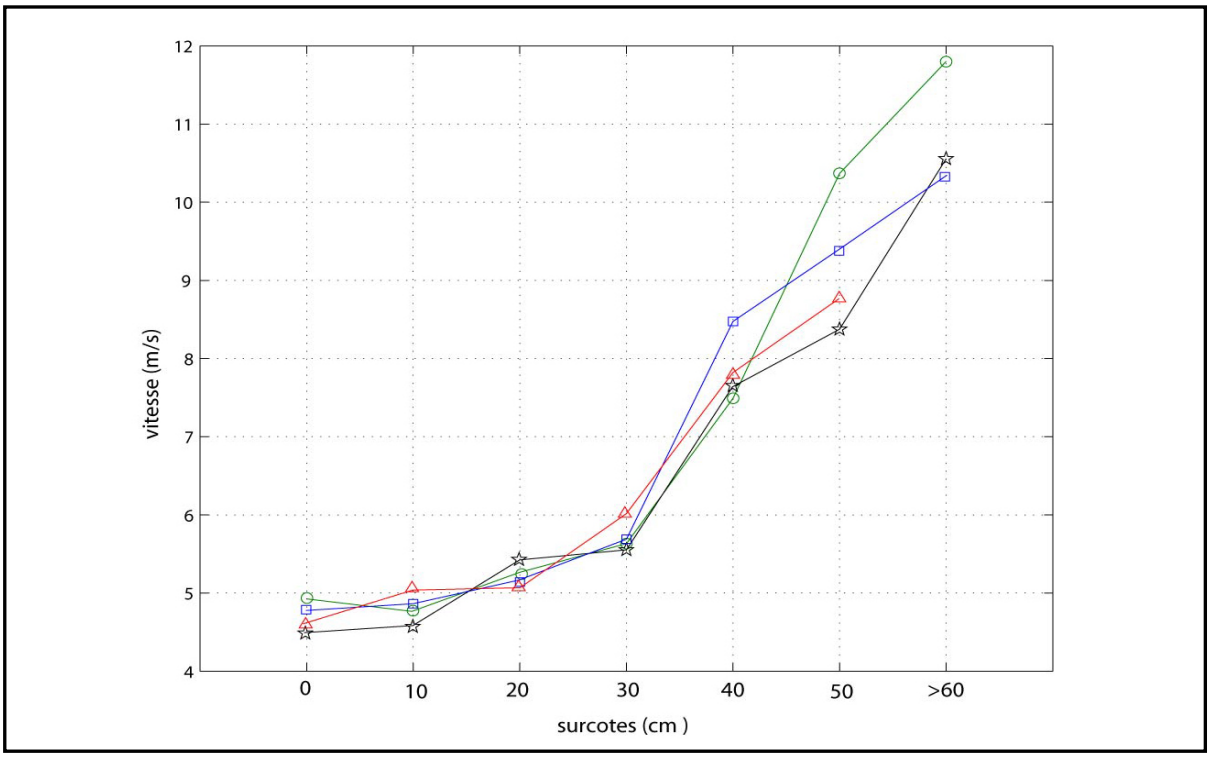


Figure 46 : vitesse moyenne (en m/s) des vents par classes de surcotes par incréments de 10 cm à Port-Vendres (trait noir et étoiles), à Marseille (trait rouge et triangles), à Sète (trait bleu et carrés) et au Grau-de-la-Dent (trait vert et cercles) de 1986 à 1995 (de 1986 à 1988 pour Marseille). La force moyenne est calculée au moment de la surcote et durant les 3 heures précédentes.

9.3. Covariation des vents dans le Golfe du Lion

9.3.1. Covariation spatiale de la fréquence des vents

En considérant indépendamment les stations météorologiques de CC, SET et PV, sur la période de 1961 à 2003, la corrélation entre la fréquence hivernale des vents d'afflux de SE et celle des vents de NW est négative et significative (table 6). D'un hiver à l'autre, l'augmentation de la fréquence des vents d'afflux de SE se traduit logiquement par une baisse de celle des vents de NW (table 6). En considérant l'ensemble des stations, les fréquences hivernales des vents d'afflux de SE (les vents de NW) sont fortement corrélées entre les trois stations, comprenant des valeurs maximales pour les paires de stations les plus proches (table 6). La fréquence des vents de NW dans la partie occidentale du Golfe du Lion (PV) est corrélée négativement avec celle des vents d'afflux de SE dans sa partie orientale (au GD et à SET) (table 6). De même, la fréquence des vents de NW dans la partie orientale du Golfe du Lion (à CC) est corrélée négativement avec celle de SE dans sa partie occidentale (à PV) (table 6). Autrement dit, un hiver où les vents de NW sont anormalement

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

fréquents (respectivement rares) en un point du Golfe du Lion s'accompagne de vents d'afflux de SE anormalement rares (respectivement fréquents) en ce même point, ainsi que tout autour du Golfe du Lion. Ces résultats sont d'autant plus intéressants que les directions précises considérées à chacune des stations météorologiques ne sont pas exactement les mêmes. Dans le Golfe du Lion, cela suggère que **la covariation en opposition de phase de la fréquence hivernale des vents d'afflux de SE et des vents de NW est donc associée à un mode de variabilité atmosphérique d'échelle au moins régionale**.

	CC 135°-180°	CC 90°-180°	CC 270°-360°	SET 90°-180°	PV 135°-180°	PV 315°-360°
CC 135°-180°	1	-	-	-	-	-
CC 90°-180°	0.95***	1	-	-	-	-
CC 270°-360°	-0.55**	-0.51**	1	-	-	-
SET 90°-180°	0.66***	0.70***	-0.45**	1	-	-
PV 135°-180°	0.58**	0.62***	-0.34*	0.67***	1	-
PV 315°-360°	-0.31*	-0.32*	0.72***	-0.40*	-0.62***	1

Table 6 : corrélations entre la fréquence hivernale des vents à Cap Couronne (CC) de directions de 90° à 180°, de 135° à 180° et de 270° à 360°, à Sète (SET) de 90° à 180° et à Port-Vendres (PV) de 135°-180° et de 315° à 360° de 1961 à 2003.

La première composante principale (CP1_vent) des fréquences hivernales des vents a été calculée aux trois stations météorologiques sur la période de 1961 à 2003 à partir des vents de 0° à 360° par incréments de 45°. Elle explique plus de 70% de la variance totale et représente donc un mode de variabilité régionale de la fréquence des vents dans le Golfe du Lion. Les corrélations temporelles entre la CP1_vent et la fréquence hivernale des vents d'afflux de SE de chaque station sont négatives (table 7). Celles calculées entre la CP1_vent et la fréquence hivernale des vents de NW sont positives (table 7). Il est intéressant de noter que la relation entre la CP1_vent et les vents de NW à chaque station météorologique est plus intense que celle avec les vents de SE (table 7). Toutefois, cette observation peuvent résulter d'un effet artificiel car la fréquence des vents de NW présentent une variance plus importante que celle des vents de SE. En effet, ces mêmes corrélations, calculées à partir d'une ACP centrée et cette fois-ci normalisée, ne montrent pas de différences entre les vents de NW et ceux de SE (non montré). On ne peut donc pas dire que la variabilité de la fréquence vents de NW est plus cohérente spatialement que celle des vents d'afflux de SE.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

	CC 135°-180°	CC 90°-180°	CC 270°-360°	SET 90°-180°	PV 135°-180°	PV 315°-360°
CP1_vent	-0.66***	-0.68***	0.92***	-0.64***	-0.61***	0.88***

Table 7 : corrélations entre la première composante principale (CP1_vent), calculée par une ACP sur la fréquence hivernale des vents de 0° à 360° par classes de 45° à Cap Couronne (CC), Sète (SET) et Port-Vendres (PV) de 1961 à 2003 et la fréquence hivernale des vents de directions de 135° à 180°, de 90° à 180° et de 270° à 360° à CC, de 90° à 180° à SET et de 135° à 180° et de 315° à 360° à PV, de 1961 à 2003.

9.3.2. Covariation spatiale de la vitesse des vents

Les P90 hivernaux de la vitesse des vents d'afflux de SE et des vents de NW aux trois stations météorologiques montrent une covariation spatiale significative à l'échelle du Golfe du Lion (table 8). En considérant les trois stations météorologiques séparément, la corrélation entre les P90 de la vitesse des vents d'afflux de SE et ceux des vents de NW n'est pas significative (table 8). En outre, en considérant les P90 des vents d'afflux de SE par paires de stations, la corrélation devient significative (table 8). Elle l'est également pour les P90 des vents de NW entre CC et PV (table 8). Autrement dit, lorsque la vitesse des vents d'afflux de SE augmente à une station lors d'un hiver, cela se traduit assez largement par une augmentation de la vitesse des vents d'afflux locaux de SE aux autres stations du Golfe du Lion.

	CC 135°-180°	CC 90°-180°	CC 270°-360°	SET 90°-180°	PV 135°-180°	PV 315°-360°
CC 135°-180°	1	-	-	-	-	-
CC 90°-180°	0.91***	1	-	-	-	-
CC 270°-360°	0.13	0.11	1	-	-	-
SET 90°-180°	0.44**	0.46**	0.02	1	-	-
PV 135°-180°	0.32*	0.35*	0.18	0.47**	1	-
PV 315°-360°	-0.07	0.03	0.52**	0.08	0.13	1

Table 8 : idem que la table 6 pour les P90 hivernaux de la vitesse des vents par direction, sur la période 1961-2003.

9.3.3. Covariation entre la fréquence et la vitesse des vents

Pour chaque station considérée séparément, la corrélation entre la fréquence hivernale des vents d'afflux de SE et leur P90 hivernal est significative (table 9). Il en va de même pour les vents de NW (table 9). Par paires de stations, la fréquence hivernale des vents d'afflux

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

de SE à une station est corrélée significativement avec le P90 hivernal de la vitesse des vents d'afflux de SE aux autres stations (table 9). Rappelons que les directions considérées à chaque station ne sont pas précisément les mêmes. Ici encore, **cette cohésion d'échelle régionale, entre la variabilité interannuelle de la vitesse et de la fréquence des vents d'afflux dans le Golfe du Lion, ne peut qu'être associée à un mode de variabilité atmosphérique à une échelle plus vaste que celle du Golfe du Lion**.

	Freq. CC 135°-180°	Freq. CC 90°-180°	Freq. CC 270°-360°	Freq. SET 90°-180°	Freq. PV 135°-180°	Freq. PV 315°-360°
P90 CC 135°-180°	0.53**	-	-	-	-	
P90 CC 90°-180°	0.38**	0.47**		-	-	-
P90 CC 270°-360°	-0.24*	-0.18	0.42**	-	-	-
P90 SET 90°-180°	0.31**	0.30**	-0.14	0.35**	-	-
P90 PV 135°-180°	0.32*	0.37**	-0.21*	0.32**	0.35**	-
P90 PV 315°-360°	0.01	0.01	0.10	0.08	-0.06	0.28*

Table 9 : corrélations par paires de stations entre la fréquence hivernale des vents de directions de 90° à 180°, de 135° à 180° et de 270° à 360° à Cap Couronne (CC), de directions de 90° à 180° à Sète (SET) et de 135° à 180° et de 315° à 360° à Port-Vendres (PV) et le percentile hivernal à 90% (P90) de ces vents, de 1961 à 2003.

L'analyse des vents associés aux surcotes dans le Golfe du Lion montre que :

- *Les surcotes > 40 cm d'échelle régionale dans le Golfe du Lion sont principalement associées à des vents d'afflux de SE (90° à 180°) > 5 m/s ;*
- *Des vents de NW peuvent aussi entraîner des surcotes, qui ne sont alors plus des signaux régionaux, mais d'avantage l'expression locale d'un vent régional liée à une orientation particulière de la côte (notamment à PV et MA) ;*
- *Plus la hauteur des surcotes est importante, plus les vents d'afflux sont forts ;*
- *A l'échelle interannuelle, la fréquence et la vitesse hivernale moyenne des vents d'afflux montrent une cohésion d'échelle régionale dans le Golfe du Lion ;*
- *La variabilité interannuelle de la fréquence et du P90 hivernal de la vitesse des vents de NW est en opposition de phase avec celle des vents d'afflux de SE. Cette opposition de phase représente le principal mode régional de variabilité des conditions de vents dans le Golfe du Lion.*

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

10. Forçages atmosphériques synoptiques

La formation des dépressions et des anticyclones aux latitudes moyennes et subtropicales sont des exemples caractéristiques de la variabilité atmosphérique de l'échelle synoptique (*Orlanski, 1975*). A cette échelle, le principal forçage de l'élévation du niveau marin est lié au passage des tempêtes qui vont élever dynamiquement le niveau du plan d'eau. La formation des surcotes marines et les variations du niveau marin à l'échelle régionale et locale peuvent donc être associées à la circulation atmosphérique à l'échelle synoptique (*Jevrejeva et al., 2005; Ullmann et al., 2007b; Ullmann et Moron, 2008*).

Il est donc intéressant d'analyser les conditions synoptiques lors des épisodes de surcotes dans le Golfe du Lion par l'intermédiaire des champs de pressions qui sont moins bruités que les conditions locales de vent. En d'autres termes, cette partie propose de déterminer la géographie barométrique et les principaux centres d'actions associés à la formation des surcotes dans le Golfe du Lion et de la relier aux conditions locales et régionales de vents analysées dans la section précédente.

10.1. Etude de cas : les tempêtes du 08/11/1982 et du 18/12/1997

Durant ces 20 dernières années, deux épisodes météo-marins ont particulièrement frappés le littoral provençal. Le 8 novembre 1982, le quotidien « La Provence » titrait : « Vent fou sur la Provence, […] bateaux brisés : tempête de sud-est, rafales entre 90 et 100 km/h ». Le lendemain, le quotidien titrait : « Tempêtes : 11 morts et des dégâts considérables; la mer a envahi les Saintes-Maries » en référence à ce qui s'était déroulé la veille. Le 3 novembre 1982, une dépression se forme au large sur l'Atlantique Nord (figure 47a). Le bassin méditerranéen occidental se trouve sous des hautes pressions relativement élevées, > 1025 hPa (figure 47a). Les vitesses des vents à CC, SET et PV ne dépassent pas 3 m/s (table 10). Il soufflent d'E à NE dans la partie orientale du Golfe du Lion alors qu'ils proviennent du sud dans sa partie occidentale, en raison d'une petite zone de basses pressions localisée au niveau des îles Baléares (figure 47a). Le niveau marin et la surcote ne dépassent pas 15 cm dans l'ensemble du Golfe du Lion (figure 48).

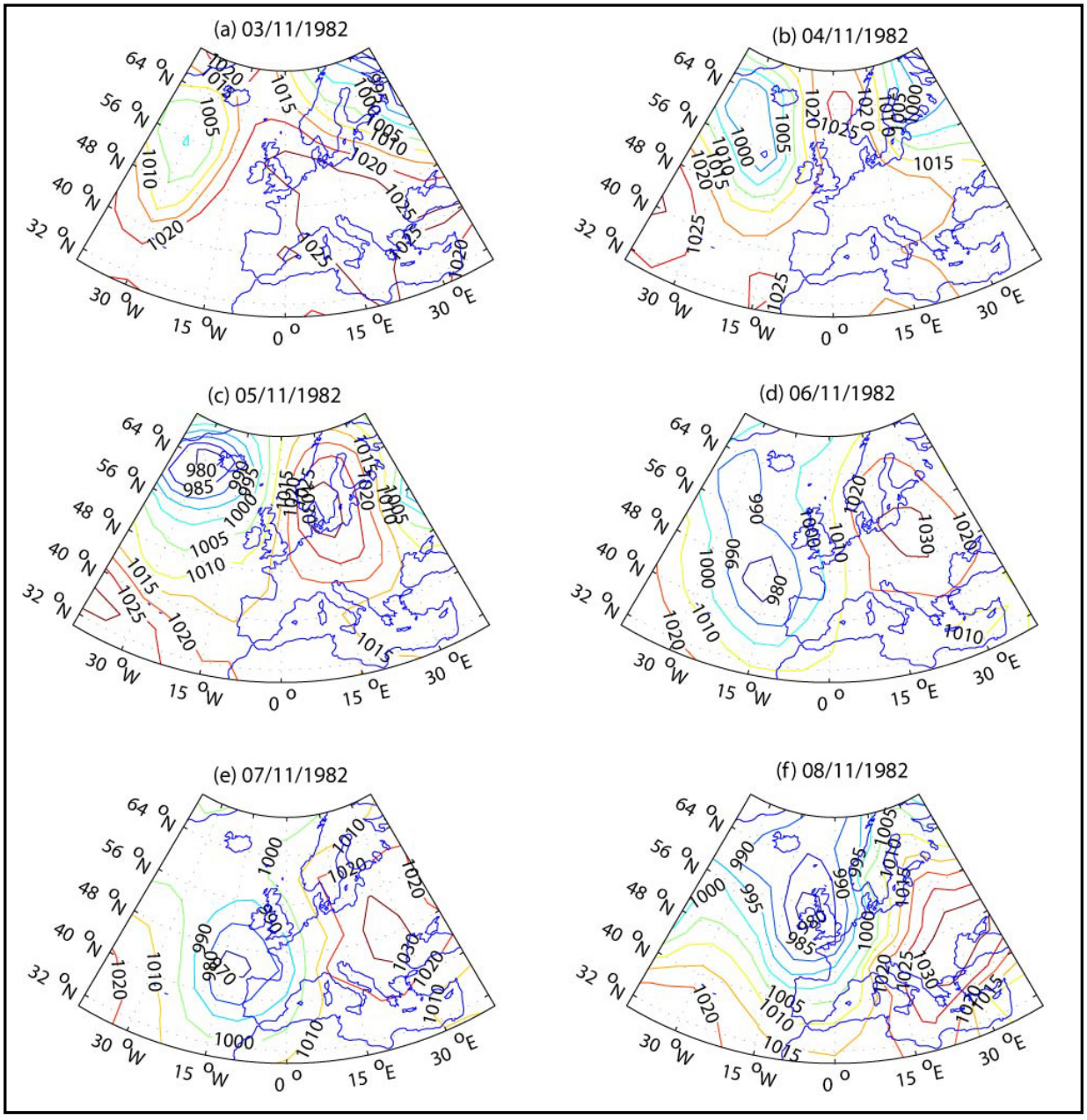


Figure 47 : PSM quotidiennes à 12h TU du 03/11/1982 au 08/11/1982 (a à f). Les isobares sont cotées de 10 en 10 hPa.

Du 4 au 5 novembre, la dépression se creuse fortement mais demeure quasiment stationnaire au large sur l'Atlantique (figure 47b, c). Les vents dans le Golfe du Lion restent < 3 m/s mais soufflent désormais de secteur SE tout autour du Golfe du Lion. Le niveau marin reste encore stationnaire à moins de 20 cm (figure 48). La dépression sur l'Atlantique se rapproche ensuite, en suivant une trajectoire méridionale, puis stagne entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques à partir du 6 novembre (figure 47d, f). Du 6 au 8 novembre, cette forte dépression est associée à des hautes pressions en Europe centrale. Un

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

fort gradient barométrique couvre le Golfe du Lion qui connaît alors une circulation atmosphérique rapide de secteur sud (figure 47d-f). Les vents à PV, SET et CC viennent en effet de la mer et leur vitesse augmente considérablement du 5 au 8 novembre jusqu'à atteindre une vitesse quotidienne moyenne de plus de 20 m/s (table 10). Le niveau marin et la surcote augmentent alors brutalement et passent de 20 cm à près de 70 cm du 6 au 8 novembre (figure 48).

	03/11/1982	04/11/1982	05/11/1982	06/11/1982	07/11/1980	08/11/1982
CC						
Dir. (°)	100	190	190	110	120	120
Vit. (m/s)	3	3.5	3.5	11	22	22
SET						
Dir. (°)	60	95	180	100	120	160
Vit. (m/s)	2.7	1.7	2.8	15	30	25
PV						
Dir. (°)	170	260	255	190	185	200
Vit. (m/s)	1.3	2.2	3	9.5	23.5	21

Table 10 : directions (en °) et vitesses quotidiennes (en m/s) moyennes des vents à Cap Couronne (CC), Sète (SE) et Port-Vendres (PV) du 03/11/1982 au 08/11/1982.

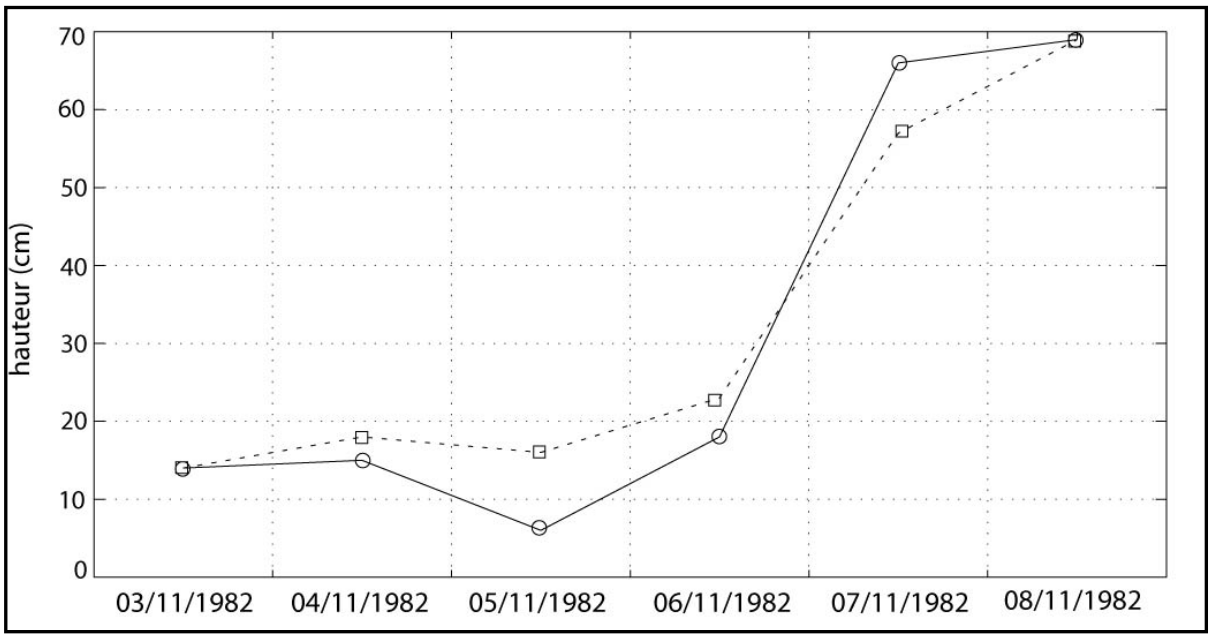


Figure 48 : niveaux marins (en cm NGF) quotidiens (trait tireté et carrés) et des surcotes (en cm du dessus du NMM; trait plein et cercles) à 12h TU au Grau-de-la-Dent du 03/11/1982 au 08/11/1982.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Le 18 décembre 1997, le quotidien « La Provence » titrait : « Neige et tempête sur toute la région […] à Salins de Giraud, une digue frontale a cédé […] vents de 120 km/h ». Le lendemain : « Tempête : l'inondation est venue de la mer ». Cet épisode reste encore aujourd'hui considéré comme une tempête particulièrement destructrice, en particulier pour les infrastructures côtières. Du 13 au 18 décembre 1997, une dépression se creuse au large sur l'Atlantique (figure 49). L'anticyclone des Açores est en position très septentrionale le 13 décembre, avec un maximum centré entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques (figure 49a). Le mistral et la tramontane soufflent alors tout autour du Golfe du Lion, à des vitesses relativement fortes (table 11). Le niveau marin ne dépasse pas 15 cm NGF et la surcote est inférieure à 10 cm (figure 50). La dépression sur l'Atlantique se creuse ensuite et se déplace en prenant une trajectoire NW – SE (figure 49). Du 17 au 18 décembre, la dépression stagne entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques (figure 49e, f). Associé aux hautes pressions en Europe centrale, le Golfe du Lion se trouve alors sous un très fort gradient barométrique zonal en liaison avec la circulation atmosphérique rapide de secteur sud (figure 49e, f). Dès lors, les vents dans le Golfe du Lion soufflent du secteur SE à des vitesses moyennes supérieures à 16 m/s (table 11). En deux jours, du 15 au 17 décembre, le niveau marin et la surcote s'élèvent brusquement et passent de 15 cm à plus de 80 cm (figure 50).

	13/12/1997	14/12/1997	15/12/1997	16/12/1997	17/12/1997	18/12/1997
CC						
Dir. (°)	330	350	185	90	120	120
Vit. (m/s)	14	9	5.7	16	20	22
SET						
Dir. (°)	310	315	135	60	110	-
Vit. (m/s)	7.2	3	4.6	11.2	16.5	-
PV						
Dir. (°)	335	310	140	235	170	170
Vit. (m/s)	23.5	7.5	8.6	10.6	16	15

Table 11: directions (en °) et vitesses quotidiennes moyennes (en m/s) des vents à Cap Couronne (CC), Sète (SET) et Port-Vendres (PV) du 13/12/1997 au 18/12/1997. Les données sont manquantes à Sète le 18/12/1997.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

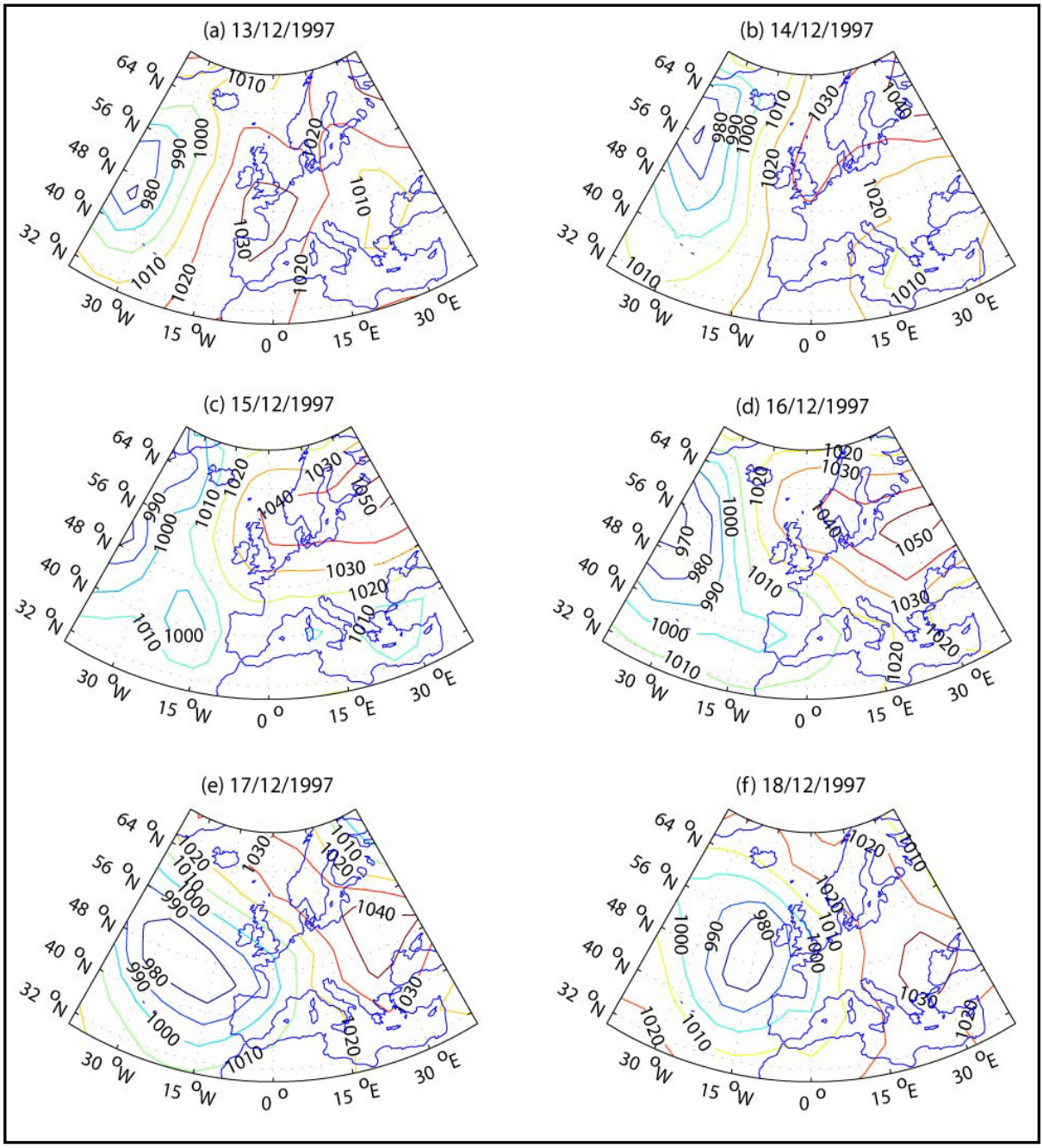


Figure 49 : idem que la figure 45 du 12/12/1997 au 18/12/1997.

Pour résumer, les deux tempêtes de mer considérées comme les plus fortes et destructrices de ces 50 dernières années sur le littoral provençal présentent des caractéristiques similaires, c'est-à-dire une forte dépression entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques et un anticyclone en Europe centrale et orientale. **Cette géographie barométrique est associée à un fort gradient barométrique zonal et à une circulation atmosphérique rapide de secteur sud dans le Golfe du Lion**.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

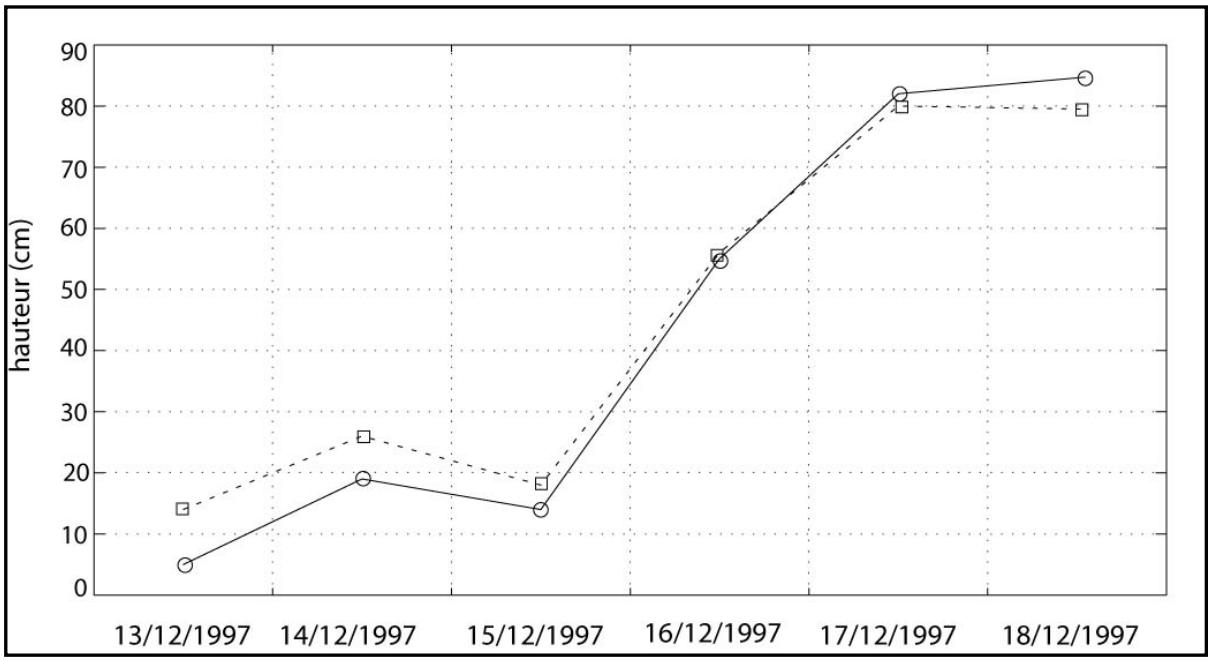


Figure 50 : niveaux marins (en cm NGF) quotidiens (trait tireté et carrés) et des surcotes (en cm au dessus du NMM; trait plein et cercles) à 12h TU au Grau-de-la-Dent du 13/12/1997 au 18/12/1982.

10.2. Surcotes/décotes et pressions de surface : relation quotidienne

La relation entre le niveau quotidien des surcotes/décotes et le champ des PSM a pour but de déterminer quels sont les secteurs barométriques les plus fortement reliés aux variations locales des surcotes/décotes dans le Golfe du Lion. Dans sa moitié orientale, de SET à MA, les variations quotidiennes des surcotes/décotes sont les plus fortement corrélées aux variations des PSM autour d'un secteur centré sur le Golfe de Gascogne, du nord de la Péninsule Ibérique au SW de la France (figure 51a, b, d). La corrélation maximale négative atteint -0.6*** pour le GD et SET et -0.5*** pour MA. Dans la partie occidentale du Golfe du Lion, à PV, les variations quotidiennes du niveau des surcotes/décotes sont plutôt liées aux variations des PSM sur la Péninsule Ibérique (figure 51c). Les corrélations avec les enregistrements quotidiens au GD de 1905 à 2005 présentent des résultats identiques (non montrés). Compte-tenu de l'échelle spatiale de l'analyse et de la taille de l'échantillon, une corrélation de -0.50***, entre les PSM quotidiennes sur une large fenêtre spatiale et les surcotes/décotes locales, témoigne d'une relation significative. **L'effet barométrique inverse ne semble donc pas être le principal forçage de la variabilité temporelle des surcotes/décotes**. En effet, aux quatre stations du Golfe du Lion, leurs variations quotidiennes ne sont pas connectées directement aux variations de PSM dans le Golfe du Lion, mais d'avantage à celles sur le secteur couvrant l'Atlantique entre le Golfe de

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Gascogne à la Péninsule Ibérique (*Ullmann et Moron, 2008*). En effet, la Méditerranée ne se situe pas sur l'axe préférentiel de déplacement des perturbations tempérées et les dépressions y sont rarement très creusées (*Rogers, 1990*). Ces corrélations peuvent donc être expliquées par les variations importantes de la PSM entre le nord de la Péninsule Ibérique et les sud des Iles Britanniques, associées au passage des perturbations tempérées sur le proche Atlantique, générant des vents de secteur S à SE dans le Golfe du Lion.

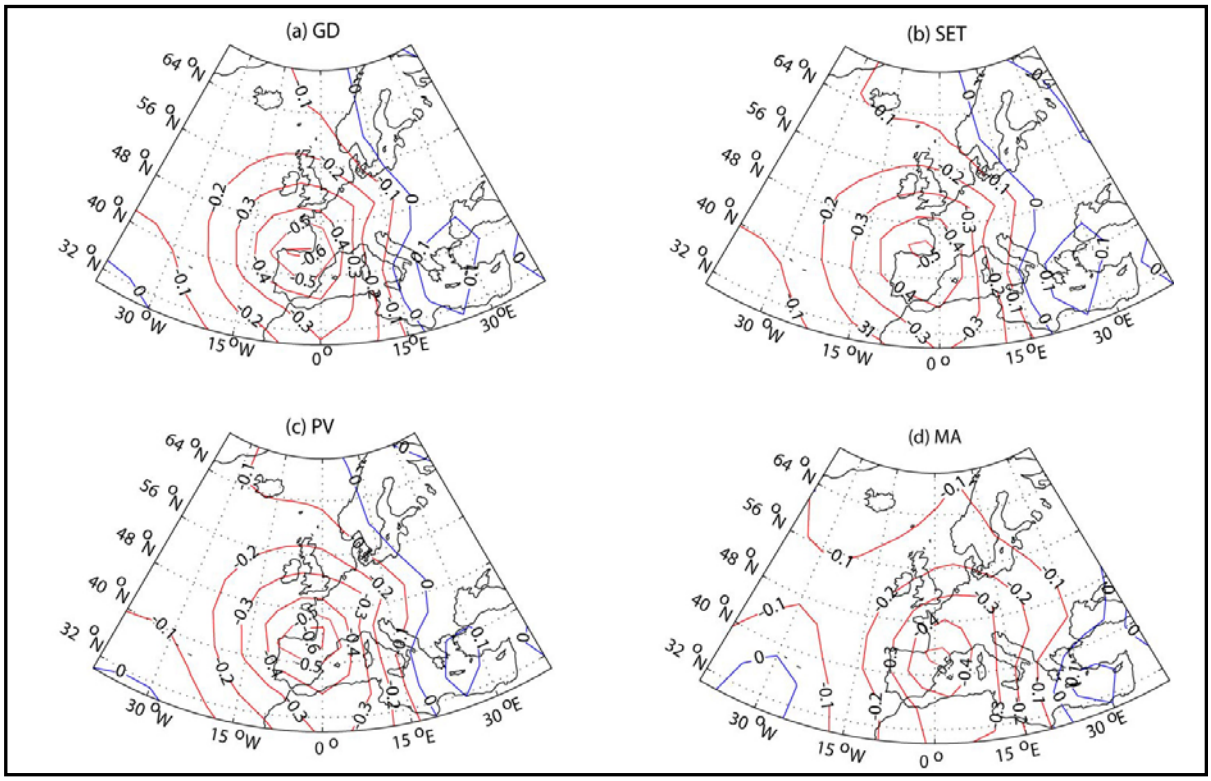


Figure 51 : corrélations entre les PSM et les variations quotidiennes de la hauteur des surcotes/décotes à 12h TU dans le Golfe du Lion. (a) au Grau-de-la-Dent (GD), (b) à Sète (SET), (c) à Port-Vendres (PV) de 1986 à 1995 et (d) à Marseille (MA) de 1986 à 1988. Les corrélations positives (négatives) en bleu (rouge) sont cotées par intervalles de 0.1.

La variabilité des PSM entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques est modulée saisonnièrement, de même que de la fréquence des surcotes dans le Golfe du Lion. En effet, le passage des dépressions autour du Golfe de Gascogne et la fréquence des fortes surcotes dans le Golfe du Lion montrent une prévalence automnale (cf. figure 26, § 5.3.2). Afin de déterminer l'influence du cycle hivernal, les mêmes corrélations que précédemment sont calculées avec les séries dans lesquelles ces cycles moyens ont été retirés. Pour les données quotidiennes de surcotes/décotes et de PSM, les cycles hivernaux moyens sont calculés en moyennant d'abord leur valeur quotidienne de 1986 à 1995, puis en les filtrant pour ne conserver que les périodes les plus longues, au-delà de 30 jours. Les corrélations des

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

données désaisonnalisées sont quasiment similaires à celles calculées à partir des données brutes (figure 52). Les PSM du nord de la Péninsule Ibérique au sud des Iles Britanniques sont les plus déterminantes dans les variations des surcotes/décotes autour du Golfe du Lion (figure 52). Retirer le cycle hivernal moyen ne modifie donc pas la relation entre les surcotes/décotes et le champ de PSM, à l'échelle quotidienne.

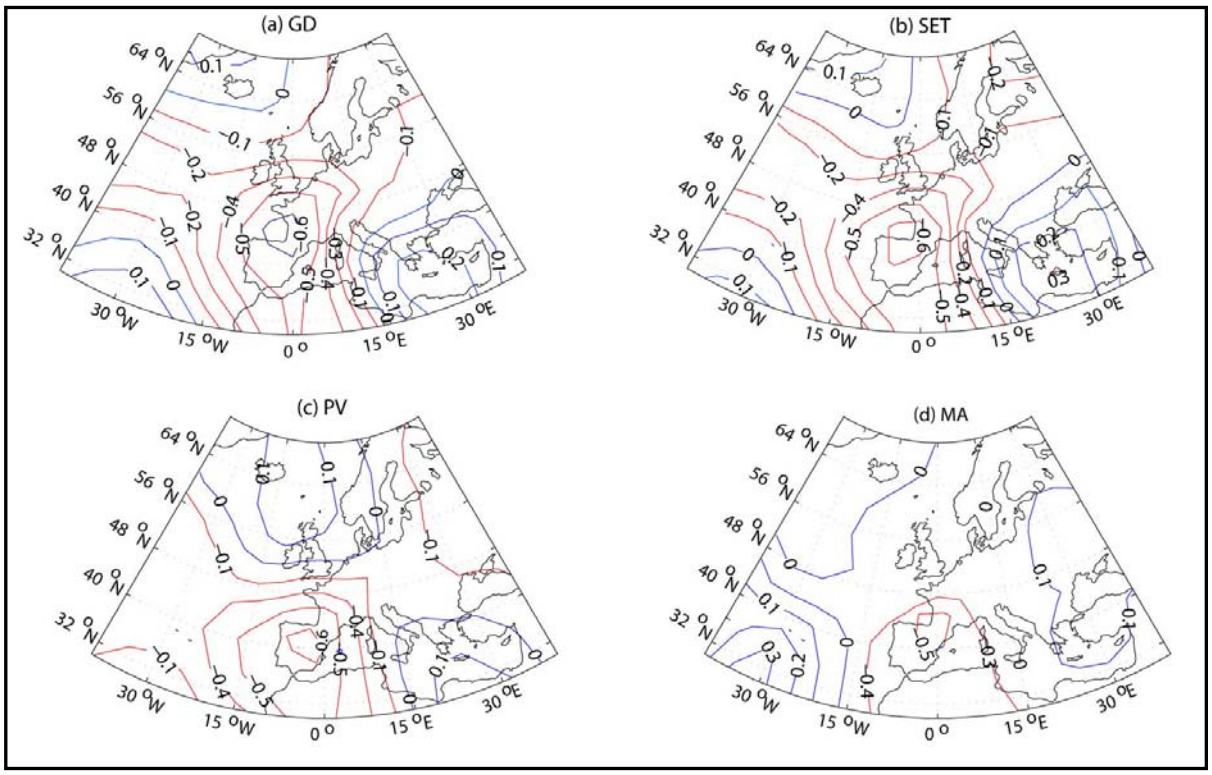


Figure 52 : idem que la figure 49 pour les PSM et les surcotes quotidiennes désaisonnalisées.

10.3. Configurations barométriques types des épisodes de fortes surcotes

Les résultats présentés dans la section 7.3 montrent qu'une surcote quotidienne maximale > 40 cm, enregistrée à une station du Golfe du Lion, est presque toujours associée à un maximum quotidien quasiment équivalent aux trois autres stations. Cette relation est ainsi toujours vérifiée entre SET et GD. Mais à MA et PV, une part non négligeable des surcotes quotidiennes maximales > 30 cm est associée à des maxima quotidiens beaucoup plus bas aux autres stations. Afin d'éviter la redondance de l'information, les moyennes composites des pressions atmosphériques de surface ont tout d'abord été calculées pour les jours où les surcotes quotidiennes maximales > 40 cm sont synchrones aux quatre stations du Golfe du Lion : entre MA, GD, SET et PV de 1986 à 1988 et entre les trois dernières stations uniquement de 1989 à 1995.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Les composites ont ensuite été calculées pour les jours où la surcote maximale quotidienne est supérieure à 30 cm uniquement à PV (MA) mais inférieur à 20 cm aux autres stations, soit 10 cas sur la période de 1986 à 1995 (5 cas sur la période de 1986 à 1988). Les composites sont calculées pour les pas de temps suivant : 4, 3, 2, 1 et 0 jours avant la surcote (= jour J-0). Les configurations moyennes de ces jours sont présentées en PSM brutes et en anomalies barométriques par rapport aux conditions hivernales moyennes. Pour celles dépassant 30 cm uniquement à PV ou MA, les anomalies barométriques sont calculées par rapport à la situation moyenne des jours où la surcote maximale quotidienne > 40 cm est synchrone dans l'ensemble du Golfe du Lion, ceci afin **d'appréhender au mieux les particularités associées à ces situations par rapport au cas général**.

10.3.1. Surcotes régionales dans le Golfe du Lion

Durant les cinq jours précédant les surcotes quotidiennes maximales > 40 cm synchrones aux 4 stations, **la trajectoire des dépressions sur l'Atlantique Nord suit un axe NW-SE du sud de l'Islande vers le Golfe de Gascogne (figure 53; *Moron et Ullmann 2005*)**. Pendant cette période, le système dépressionnaire s'intensifie surtout entre le jour J - 2 et le jour J – 1 pour atteindre la PSM minimale (1002 hPa) sur un secteur compris entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques (figure 53d-e). Il tend alors à rester stationnaire sur ce secteur jusqu'au jour J (figure 53). L'anticyclone des Açores est affaibli et décalé vers le SW (figure 53). Le Golfe du Lion se retrouve alors sous des conditions dépressionnaires (figure 53). Cependant, les PSM minimales ne couvrent pas le Golfe du Lion mais bien le Golfe de Gascogne (figure 53). **L'effet barométrique inverse n'est donc qu'un forçage secondaire des plus fortes surcotes dans le Golfe du Lion**. La PSM moyenne sur le Golfe du Lion, de [0°E-5°E], [40°N-45°N], durant ces 72 épisodes est de 1008 à 1010 hPa pour le jour J (figure 53f). L'effet barométrique inverse contribue alors à une élévation moyenne de quelques centimètres par rapport à la pression moyenne. Par contre, **le gradient barométrique zonal entre le secteur dépressionnaire et les hautes pressions en Europe centrale est très fort à travers la France et notamment sur le Golfe du Lion (figure 53f)**. Ces observations demeurent identiques en considérant les 20 plus fortes surcotes mesurées au GD de 1905 à 2005 (non montré). Cette topographie barométrique détermine directement les vents de S à SE dans le Golfe du Lion. Par ailleurs, la forte variation des PSM sur une courte distance au niveau du Golfe du Lion, là où le gradient est

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

le plus fort, témoigne d'une circulation atmosphérique particulièrement rapide, capable de pousser la masse d'eau vers les côtes du Golfe du Lion ouverte au sud (figure 53).

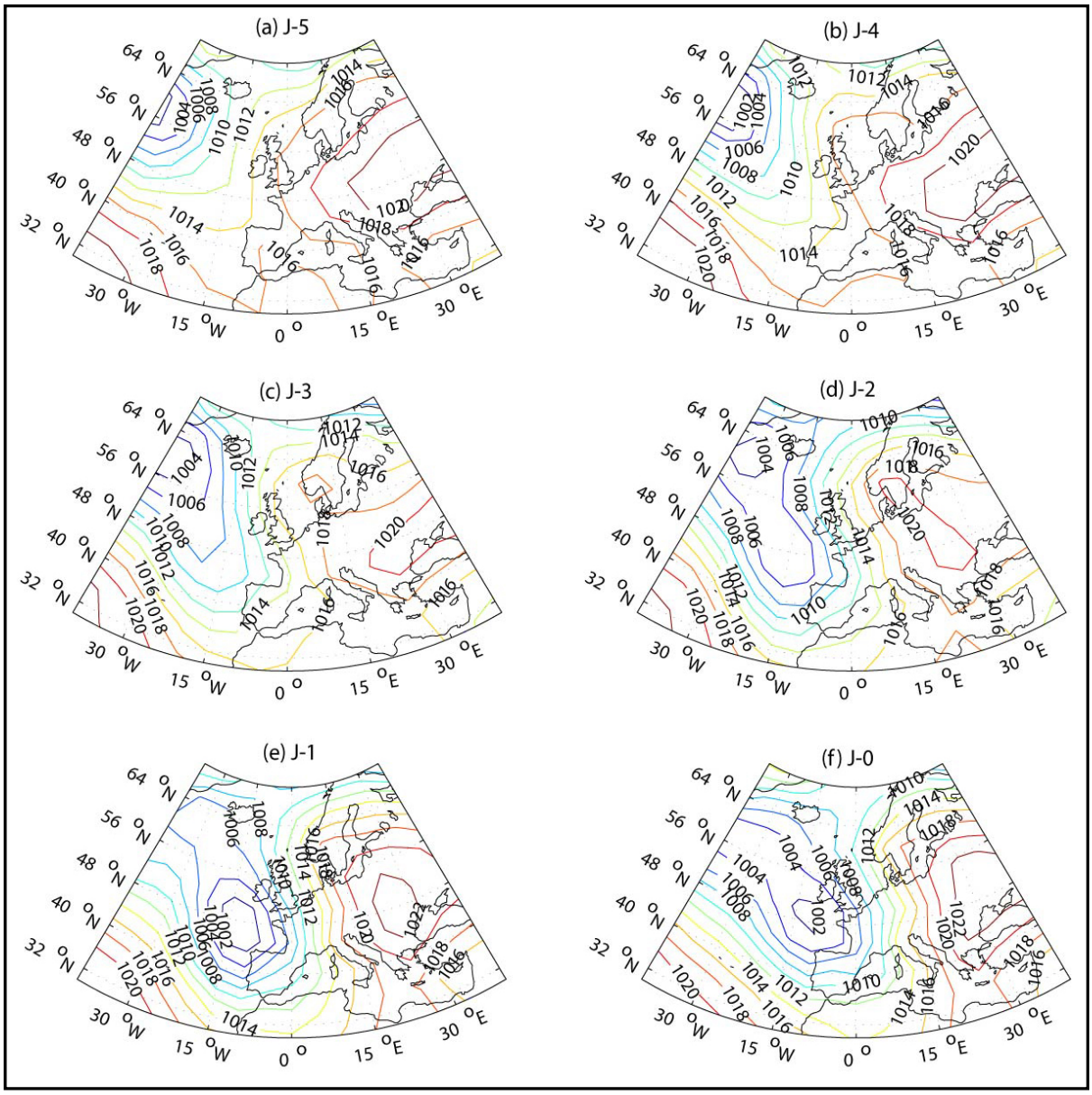


Figure 53 : (f) moyenne des PSM quotidiennes des jours où la surcote maximale quotidienne est > 40 cm au Grau-de-la-Dent, Sète, Port-Vendres et Marseille et à partir de 5 jours avant (a à e) de 1986 à 1995. Les isobares sont cotées par intervalles de 2 hPa.

Sur la même fenêtre de 6 jours, les anomalies barométriques significatives par rapport aux conditions moyennes sont fortement négatives au sud de 55°N et légèrement positives de l'Islande à la Scandinavie (figure 54). Cette situation est caractéristique de la phase négative de l'Oscillation Nord-Atlantique (*Jones et al., 1997*). La quasi-stationnarité et l'intensification de l'anomalie barométrique négative au niveau du Golfe de Gascogne sont

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

bien visibles à partir de trois jours avant le jour J (figure 54c-f). Les hautes pressions en Europe centrale, associées au fort gradient barométrique sur le Golfe du Lion, sont caractéristiques des conditions moyennes dans ce secteur et ne constituent pas d'anomalies importantes (figure 54). En revanche, une anomalie positive significative est présente sur la Scandinavie à partir de 5 jours avant la surcote maximale (figure 54).

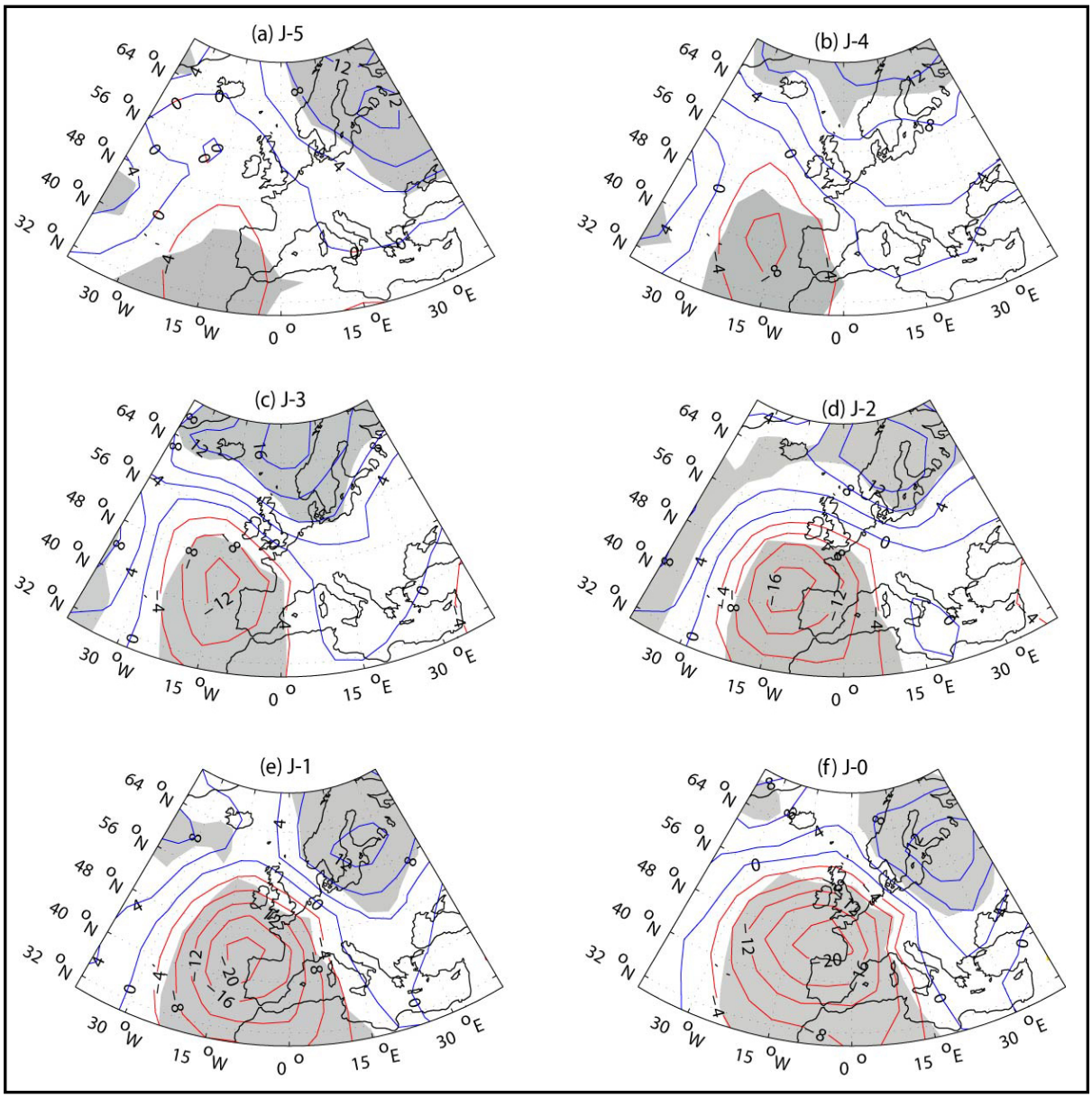


Figure 54 : (f) anomalies barométriques moyennes des jours où la surcote maximale quotidienne est > 40 cm au Grau-de-la-Dent, Sète, Port-Vendres et Marseille et à partir de 5 jours avant (a à e) de 1986 à 1995. Les anomalies positives (négatives) en bleu (rouge) sont calculées par rapport à la climatologie de 1986 à 1995 et cotées par intervalles de 4 hPa. Les zones grisées représentent les anomalies significatives au seuil bilatéral 90% selon un test en T de Student.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Cinq jours avant le niveau maximum atteint, le vent souffle du NW autour du Golfe du Lion. Ces vents sont associés à de hautes pressions sur la Péninsule Ibérique et un anticyclone bien marqué en Europe centrale, qui s'étend jusqu'à la façade orientale de la France et sur l'Italie (table 12). Les surcotes ne dépassent pas 25 cm dans le Golfe du Lion (figure 55). A partir de 2 jours avant le jour J, la stationnarité et le renforcement de la dépression autour du Golfe de Gascogne est conjuguée à l'apparition des vents d'afflux de SE dans le Golfe du Lion (table 12). L'anticyclone sur l'Europe centrale est repoussé vers l'est. Au fur et à mesure que le gradient barométrique zonal s'intensifie dans le Golfe du Lion, la force des vents de SE augmente, pour atteindre une moyenne quotidienne de plus de 20 m/s le jour J (table 12). Les surcotes s'élèvent brutalement à partir de deux jours avant le jour J, où elles dépassent 50 cm aux quatre stations du Golfe du Lion (figure 55).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

	J-5	J-4	J-3	J-2	J-1	Jour-J
CC						
Dir. (°)	340	350	340	110	120	120
Vit. (m/s)	8.6	9	8	16	21	28
SET						
Dir. (°)	310	315	320	115	140	135
Vit. (m/s)	8	3	6	11.2	18	23
PV						
Dir. (°)	320	310	340	140	160	160
Vit. (m/s)	25	7.5	12	10.6	24	25

Table 12 : directions (en °) et vitesses quotidiennes moyennes (en m/s) des vents à Cap Couronne (CC), Sète (SET) et Port-Vendres (PV), les jours où la surcote maximale quotidienne est > 40 cm au Grau-de-la-Dent, Sète, Port-Vendres et Marseille et à partir de 5 jours avant sur la période de 1986 à 1995.

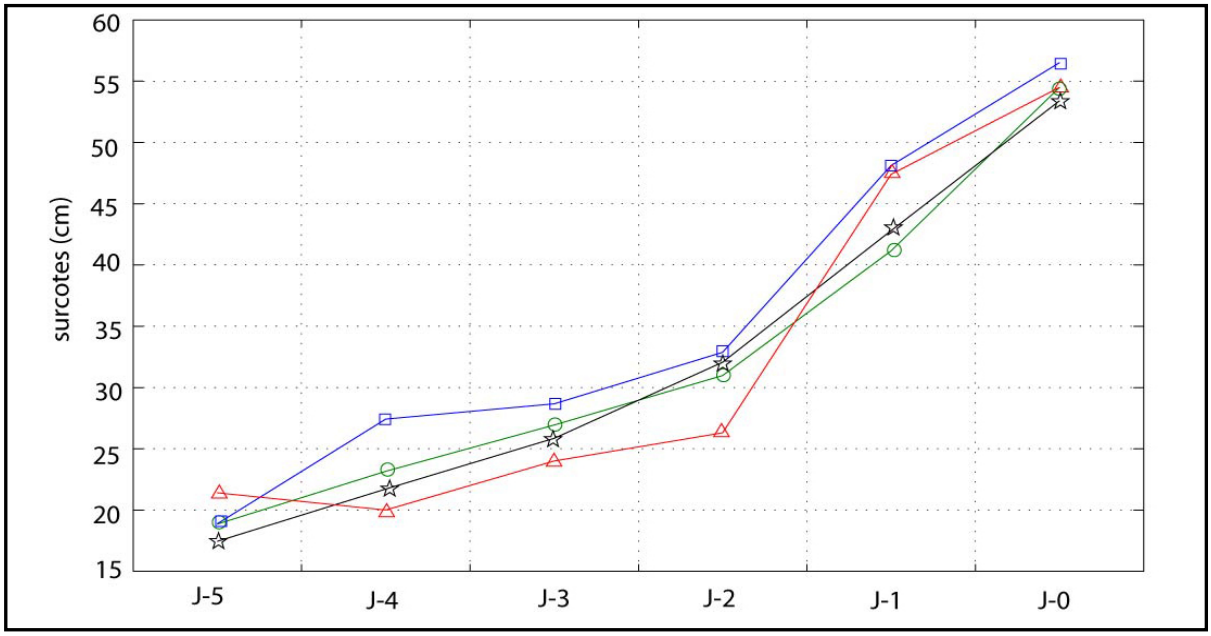


Figure 55 : surcotes quotidiennes moyennes (en cm) au Grau-de-la-Dent (trait vert et cercles), Sète (trait bleu et carrés), Port-Vendres (trait noir et étoiles) et Marseille (trait rouge et triangles) des jours où la surcote maximale quotidienne est > 40 cm aux quatre stations marégraphiques et à partir de 5 jours avant de 1986 à 1995.

10.3.2. Surcotes uniquement à Port-Vendres

Durant les cinq jours précédant les surcotes maximales quotidiennes > 30 cm uniquement à PV, une dépression se creuse au large sur l'Atlantique Nord, entre l'Islande et les Iles Britanniques (figure 56). Elle se déplace et se rapproche des côtes européennes en prenant une trajectoire zonale (figure 56). A partir de 3 jours avant le jour J, la dépression stagne et se renforce au niveau des Iles Britanniques, c'est-à-dire en position plus septentrionale que lors des jours de surcotes > 40 cm synchrones aux quatre stations du Golfe du Lion (figure 56c-f). L'anticyclone des Açores se trouve également beaucoup plus au nord que durant les jours de surcote régionale et couvre ici le sud de la Péninsule Ibérique (figure 56c-f). Cependant, le Golfe du Lion se trouve toujours sous des conditions dépressionnaires (figure 56c-f). En terme d'anomalies barométriques, la dépression sur l'Atlantique Nord est associée à une forte anomalie négative par rapport aux cas de surcotes régionales > 40 cm (figure 57). Les hautes pressions en Europe centrale sont légèrement plus élevées (figure 57). Le jour J, l'anticyclone des Açores est significativement bien plus marqué que durant les jours où les surcotes dépasse 40 cm en même temps autour du Golfe du Lion (figure 57f). La dépression, ici centrée sur les Iles Britanniques, est associée à une anomalie barométrique négative sur la Mer du Nord (figure 57f). La topographie barométrique est

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

alors clairement associée à un flux de NW sur la partie occidentale du Golfe du Lion avec un vent particulièrement fort à PV (table 13).

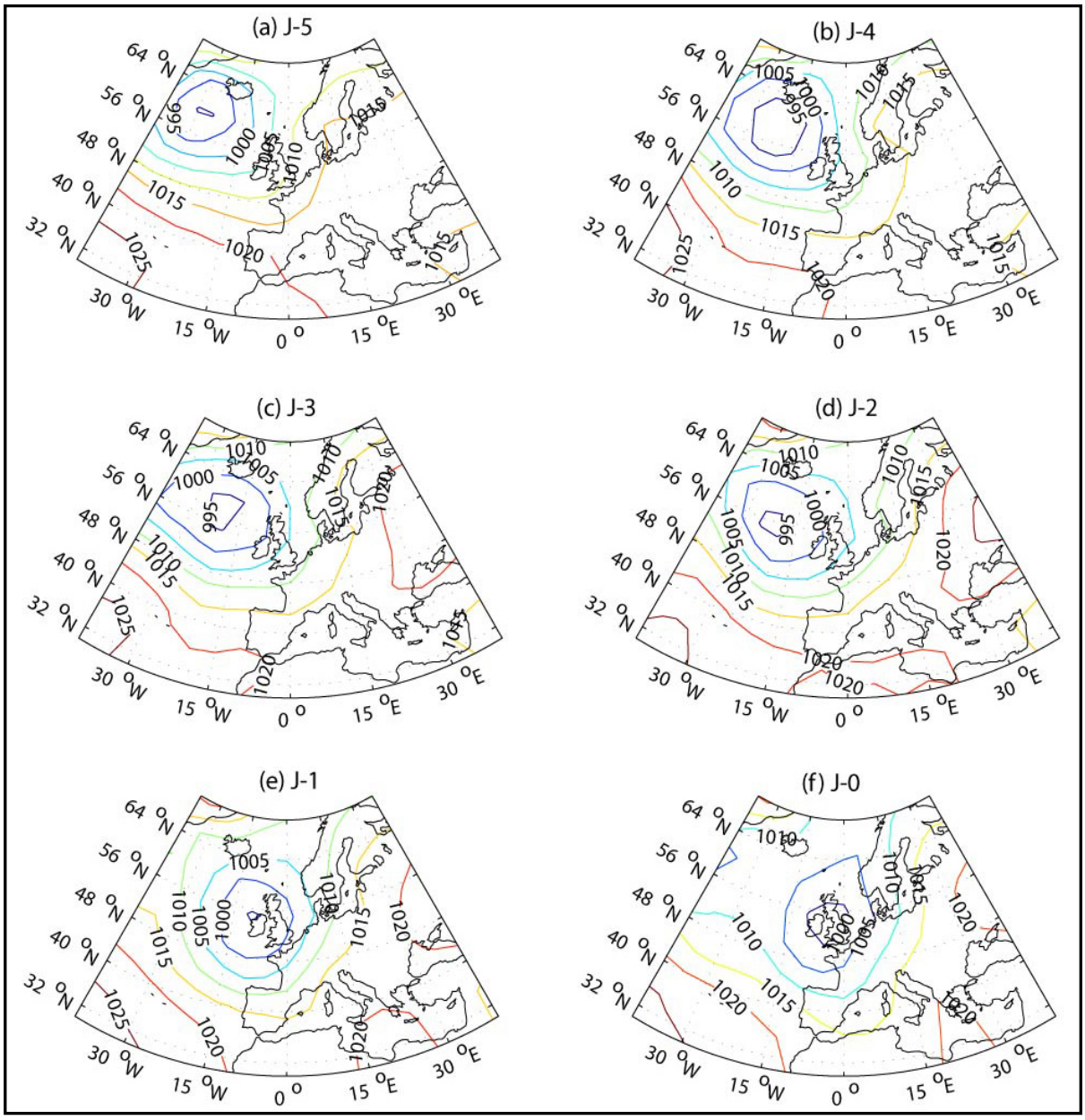


Figure 56 : (f) moyenne des PSM quotidiennes des jours où la surcote maximale quotidienne est > 30 cm à Port-Vendres et < 20 cm au Grau-de-la-Dent, Sète et Marseille et à partir de 5 jours avant (a à e) de 1986 à 1995. Les isobares sont cotées par intervalles de 10 hPa.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

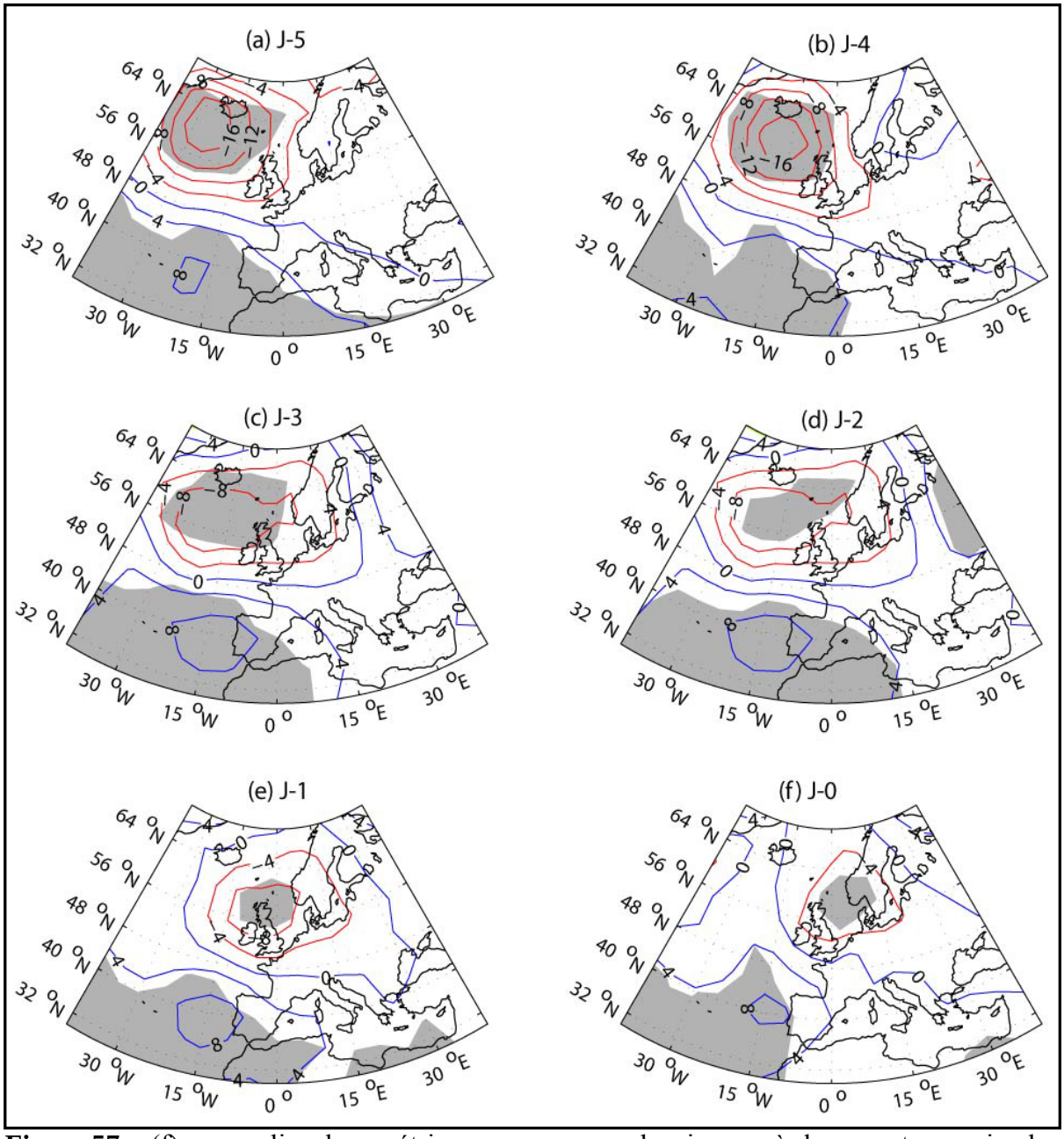


Figure 57 : (f) anomalies barométriques moyennes des jours où la surcote maximale quotidienne est > 30 cm à Port-Vendres et < 20 cm au Grau-de-la-Dent, Sète et Marseille et à partir de 5 jours avant (a à e) de 1986 à 1995. Les anomalies positives (négatives) en bleu (rouge) sont calculées (respectivement du jour J-5 au jour J) par rapport à la situation moyenne des jours où les surcotes > 40 cm sont synchrones aux quatre stations du Golfe du Lion (respectivement du jour J-5 au jour J). Les anomalies sont cotées par 4 hPa. Les zones grisées représentent les anomalies significatives au seuil bilatéral 90% selon un test en T de Student.

5 jours avant les surcotes > 30 cm à PV et < 20 cm aux trois autres stations, la configuration barométrique moyenne est associée à des vents de NW dans le Golfe du Lion (table 13). Les directions de vent restent régionalement cohérentes dans le Golfe du Lion jusqu'au jour J avec des vents de secteur NW (table 13). Cependant, la topographie barométrique qui se

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

développe à partir de trois jours avant le jour J, couplant une forte dépression centrée sur les Iles Britanniques au renforcement de l'anticyclone des Açores, implique l'apparition d'une très forte tramontane dans la partie occidentale du Golfe du Lion. Ces vents sont associés au flux atmosphérique s'écoulant de NW en longeant l'anticyclone des Açores. Les vents soufflent en effet plutôt d' WNW dans la partie orientale du Golfe du Lion (à SET et CC) mais sont clairement de NW dans la partie occidentale (à PV) (table 13). **Plus le gradient barométrique se renforce, plus la vitesse de ces vents s'accroît pour atteindre plus de 25 m/s à Port-Vendres le jour J, alors qu'elle ne dépasse pas 12 m/s à CC et à SET (table 13)**. La surcote s'élève doucement dans la partie orientale du Golfe du Lion et très rapidement à Port-Vendres (figure 58)**.** Pour résumer, **un pic de surcote uniquement à PV est liée à une topographie barométrique favorable à la formation d'un vent régional de NW dans le Golfe du Lion, mais avec un vent beaucoup plus violent dans sa partie occidentale.**

	J-5	J-4	J-3	J-2	J-1	Jour-J
CC						
Dir. (°)	280	260	280	280	300	280
Vit. (m/s)	5	3	5	10	11	12
SET						
Dir. (°)	300	300	315	290	280	280
Vit. (m/s)	10	12	13	8	6	10
PV						
Dir. (°)	320	330	320	300	310	330
Vit. (m/s)	11	12	12	14	15	25

Table 13 : directions (en °) et vitesses quotidiennes moyennes (en cm) des vents à Cap Couronne (CC), Sète (SET) et Port-Vendres (PV) des jours où la surcote maximale quotidienne est > 30 à Port-Vendres et < 20 cm aux autres stations et à partir de 5 jours avant sur la période de 1986 à 1995.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

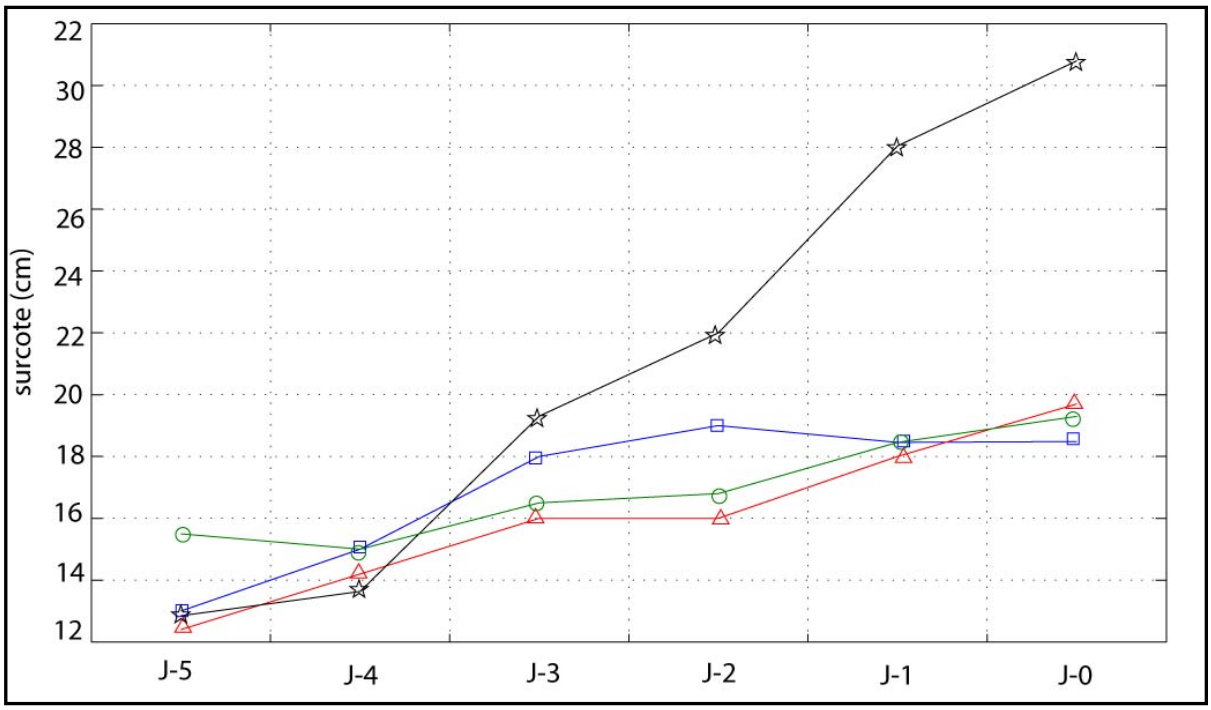


Figure 58 : surcotes quotidiennes moyennes (en cm) au Grau-de-la-Dent (trait vert et cercles), Sète (trait bleu et carrés), Port-Vendres (trait noir et étoiles) et Marseille (trait rouge et triangles) des jours où la surcote maximale quotidienne est > 30 cm à Port-Vendres et < 20 cm aux autres stations marégraphiques et à partir de 5 jours avant de 1986 à 1995.

10.3.3. Surcotes uniquement à Marseille

Durant les cinq jours précédents les surcotes maximales quotidiennes > 30 cm uniquement à MA, l'anticyclone des Açores est bien marqué et en position plus septentrionale que la moyenne hivernale (figure 59). A partir de trois jours avant le jour J, une dépression se creuse au nord des Iles Britanniques (figure 59c-f). Elle est centrée sur la mer de Norvège (figure 59c-f). Associée à l'anticyclone des Açores au large de la Péninsule Ibérique, cette dépression entraîne un fort gradient barométrique sur le proche Atlantique, entre la Péninsule Ibérique et le nord des Iles Britanniques (figure 59c-f). Cette topographie barométrique est associée à une circulation atmosphérique de NW sur la façade Atlantique (figure 59c-f). En comparaison des conditions moyennes des jours où les surcotes dépassent 40 cm dans l'ensemble du Golfe du Lion, l'anticyclone des Açores est significativement plus fort (figure 60). L'anomalie négative, associée à la dépression bien creusée sur la mer de Norvège, s'étend vers le SE jusqu'à atteindre l'Europe centrale (figure 60). Compte tenu de la courte disponibilité des données à MA avec uniquement deux semestres hivernaux de 1986 à 1988, les analyses sont réalisées ici à partir de 5 observations seulement, mais qui présentent néanmoins des caractéristiques quasiment similaires.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

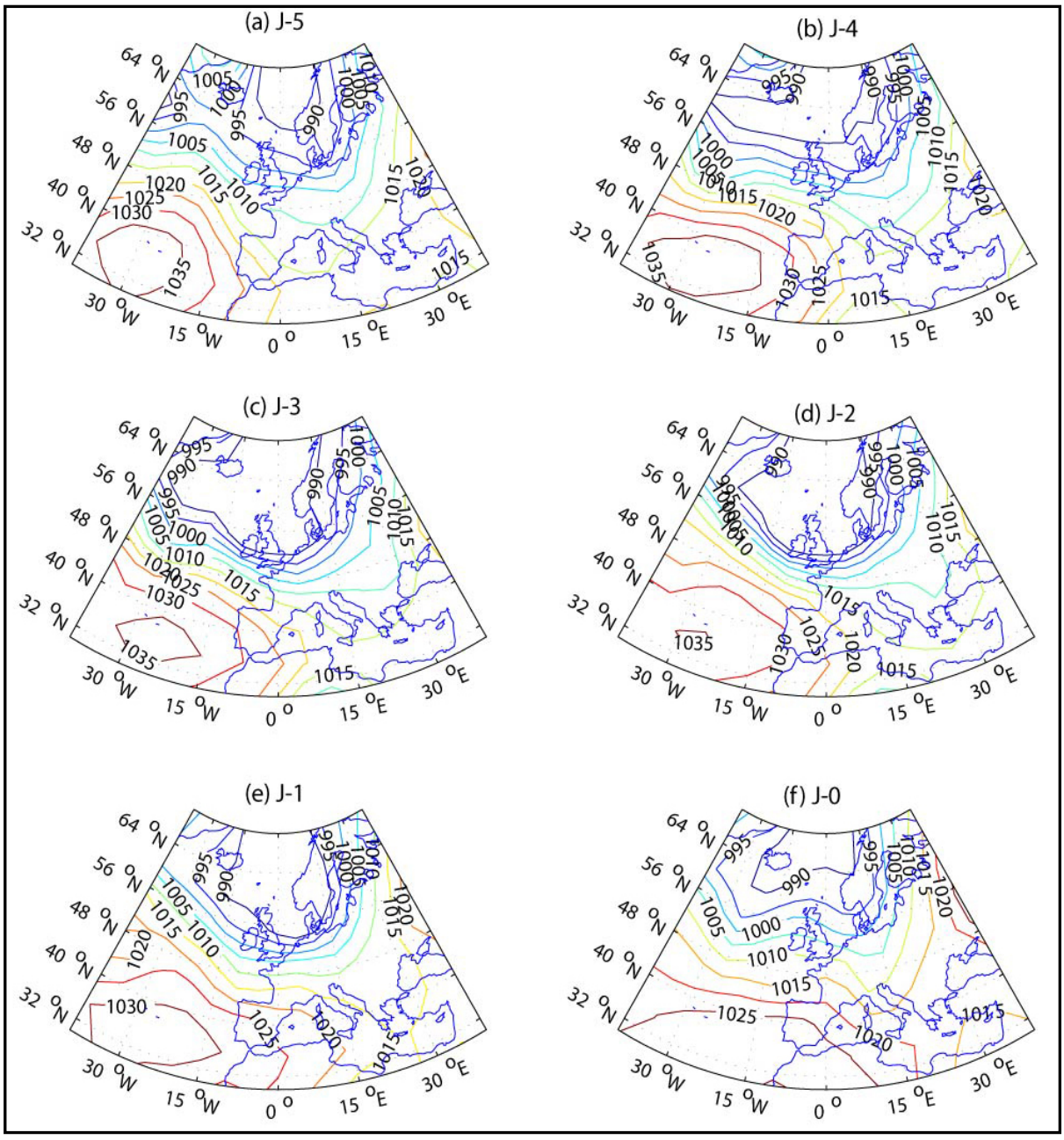


Figure 59 : (f) moyenne des PSM des jours où la surcote maximale quotidienne est > 30 cm à Marseille et < 20 cm aux autres stations du Golfe du Lion et à partir de 5 jours avant (a à e) de 1986 à 1988. Les isobares sont cotées par intervalles de 5 hPa.

Sur la même fenêtre de 6 jours, la direction des vents autour du Golfe du Lion reste homogène (table 14). En effet, les vents soufflent principalement du NW et sont associés au fort gradient barométrique entre la dépression sur la mer de Norvège et l'anticyclone des Açores (table 14 et figure 59). Par rapport aux cas où les surcotes sont > 30 cm uniquement à PV, l'anticyclone des Açores est bien plus marqué et s'étend plus à l'est sur la Péninsule Ibérique (figure 60). **Le renforcement du gradient barométrique zonal sur l'Atlantique s'accompagne alors d'une forte augmentation de la vitesse du vent de NW dans la**

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

partie orientale du Golfe du Lion (à CC), jusqu'à 18 m/s, alors qu'elle n'excède pas 8 m/s dans sa partie occidentale (table 14). Cette dernière se trouve en effet sous l'influence de l'anticyclone des Açores et pas directement sous le gradient barométrique (table 14 et figure 59). Le niveau des surcotes reste quasiment similaire entre les 4 stations du Golfe du Lion jusqu'à 3 jours avant le jour J. Il s'élève ensuite progressivement à MA, de façon synchrone avec l'intensification du vent de NW (figure 61 et table 14). Il augmente très légèrement aux autres stations où la vitesse du vent de NW reste quasiment stationnaire (table 14). Pour résumer, à partir de 5 jours avant les surcotes uniquement à MA, l'évolution de la topographie barométrique favorise l'apparition des vents de NW dans l'ensemble du Golfe du Lion. Cependant, **les vitesses atteintes à l'extrémité orientale du Golfe du Lion sont bien plus fortes que dans sa partie occidentale, qui ne se trouve pas directement sous le fort gradient barométrique entre une dépression sur la mer de Norvège et l'anticyclone des Açores**.

	J-5	J-4	J-3	J-2	J-1	Jour-J
CC						
Dir. (°)	310	230	260	290	300	315
Vit. (m/s)	5	5	5	8	15	18
SET						
Dir. (°)	295	260	260	280	220	300
Vit. (m/s)	8	6	8	8	11	12
PV						
Dir. (°)	315	220	290	330	280	320
Vit. (m/s)	7	4	5	9	4	8

Table 14 : directions (en °) et vitesses quotidiennes moyennes (en m/s) des vents à Cap Couronne (CC), Sète (SET) et Port-Vendres (PV) des jours où la surcote maximale quotidienne est > 30 cm à Marseille et < 20 cm aux autres stations et à partir de 5 jours avant sur la période de 1986 à 1988.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

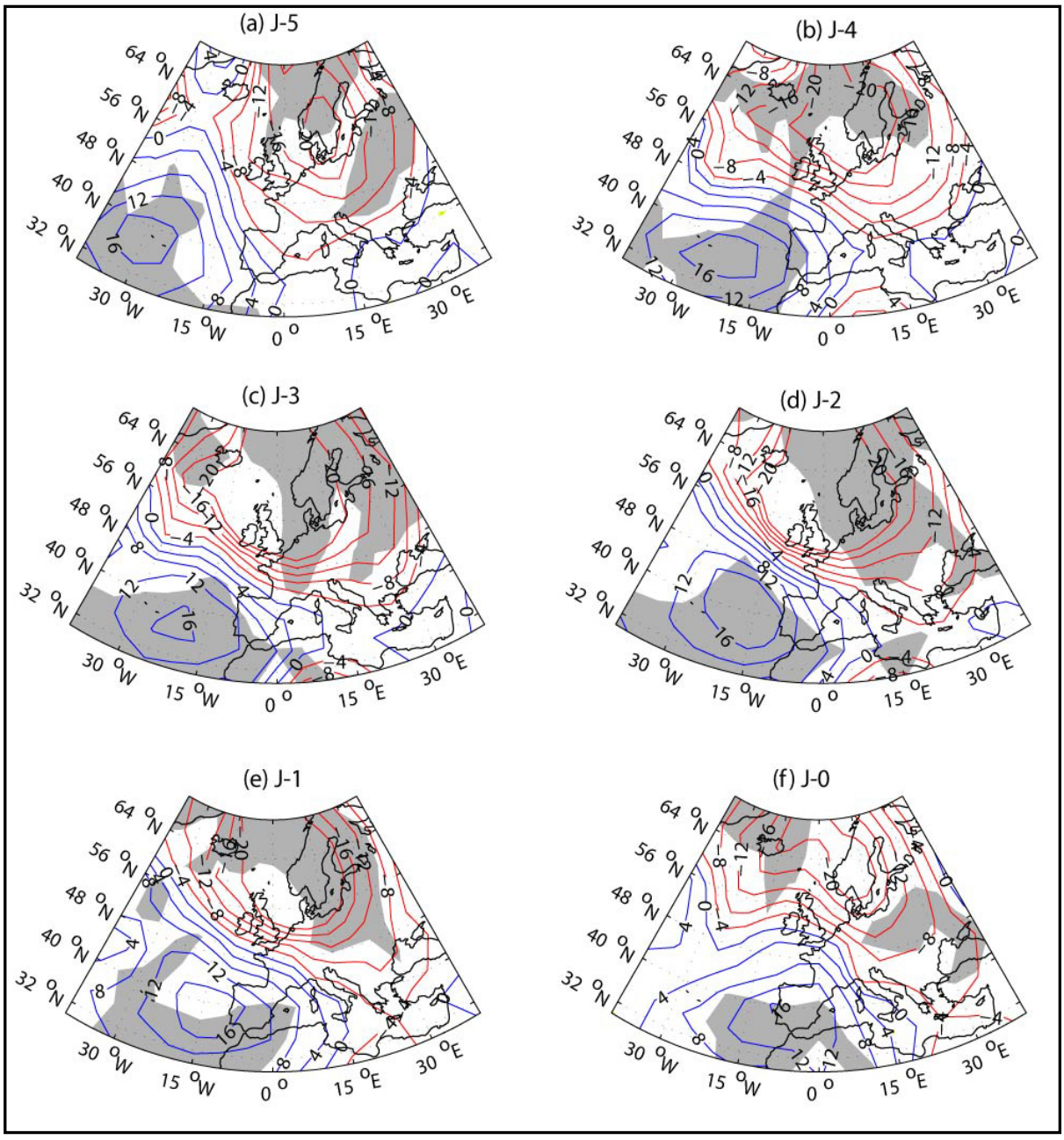


Figure 60 : (f) anomalies barométriques moyennes des jours où la surcote maximale quotidienne est > 30 cm à Marseille et < 20 cm aux autres stations du Golfe du Lion et à partir de 5 jours avant (a à e) de 1986 à 1995. Les anomalies positives (négatives) bleu (rouge) sont calculées (respectivement du jour J-5 au jour J) par rapport à la situation moyenne des jours où les surcotes > 40 cm sont synchrones aux quatre stations du Golfe du Lion (respectivement du jour J-5 au jour J). Les anomalies sont cotées par 4 hPa. Les zones grisées représentent les anomalies significatives au seuil bilatéral 90% par un test en T de Student.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

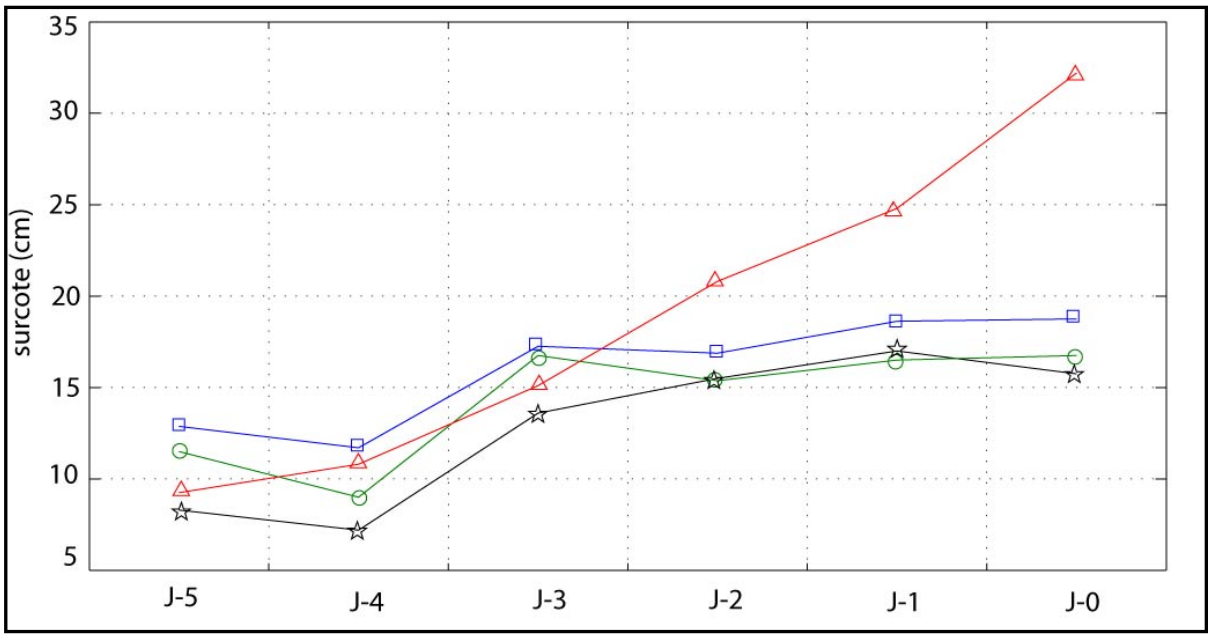


Figure 61 : surcotes quotidiennes moyennes (en cm) au Grau-de-la-Dent (trait vert et cercles), Sète (trait bleu et carrés), Port-Vendres (trait noir et étoiles) et Marseille (trait rouge et triangles) des jours où la surcote maximale quotidienne est > 30 cm à Marseille et < 20 cm aux autres stations et à partir de 5 jours avant de 1986 à 1988.

10.4. Intensité des forçages barométriques et hauteur des surcotes

La présence d'un fort gradient barométrique entre une dépression sur le proche Atlantique est des hautes pressions en Europe centrale est déterminante dans la formation des fortes surcotes régionales dans le Golfe du Lion (cf. § 10.3.1). Il est clair que **plus le niveau des surcotes devient important, plus la PSM sur la proche Atlantique entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques diminue (figure 62a)**. Dans le Golfe du Lion, une surcote régionale est en moyenne toujours associée à des conditions dépressionnaires sur le Golfe de Gascogne (figure 62a). Inversement, les décotes régionales y sont couplées à des hautes pressions, caractéristiques des conditions barométriques hivernales moyennes et du mistral et de la tramontane dans le Golfe du Lion (figure 62a).

Pour l'ensemble des classes de surcotes/décotes, la pression moyenne sur l'Europe centrale est toujours > 1018 hPa, correspondant à des conditions anticycloniques (figure 62b). Les PSM moyennes sur ce secteur sont presque invariables dans chacune des classes de surcote (figure 62b). **La variabilité de la hauteur des surcotes/décotes ne montre donc pas de relation directe avec celle des PSM sur l'Europe centrale (figure 62b)**. Pour les décotes, le gradient barométrique moyen est négatif entre les PSM autour du Golfe de Gascogne et celles en Europe centrale (figure 62c). Elles sont donc associées en moyenne à des PSM

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

plus élevées au niveau du Golfe de Gascogne que sur l'Europe centrale. La baisse régionale anormale du niveau de la mer dans le Golfe du Lion est en effet plutôt liée à une circulation de secteur nord qui pousse la masse d'eau vers le large. Pour les surcotes, le gradient est toujours positif (figure 62c). Les PSM dans le Golfe de Gascogne sont alors plus basses que celles observées en Europe centrale, surtout en raison de la présence d'une dépression sur le proche Atlantique (figure 62). Plus le niveau des surcotes augmente, plus le gradient barométrique est fort (figure 62c). Il dépasse 10 hPa pour les surcotes > 40 cm (figure 62c). **La variabilité de l'intensité du gradient barométrique zonal sur le Golfe du Lion est clairement dépendante de la variabilité des PSM sur le proche Atlantique entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques**.

Plus le gradient est fort, plus la vitesse des vents de secteur SE est élevée et sa force de friction devient importante (cf. § 9.2). L'intensité du gradient barométrique zonal dans le Golfe du Lion, associée à l'intensité de la dépression autour du Golfe de Gascogne, est donc déterminante dans la hauteur des surcotes via son influence sur la force des vents d'afflux de SE dans le Golfe du Lion. Il est particulièrement intéressant de souligner que **le passage de la décote à la surcote aux quatre stations du Golfe du Lion est associé à un gradient barométrique zonal nul**. Les analyses réalisées au GD sur la période de 1905 à 2005 sont très proches de celles effectuées sur la période de 1986 à 1995 uniquement (figure 62c). La relation instantanée entre l'intensité du gradient barométrique et la hauteur de la surcote semble donc résulter d'une relation physique robuste.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

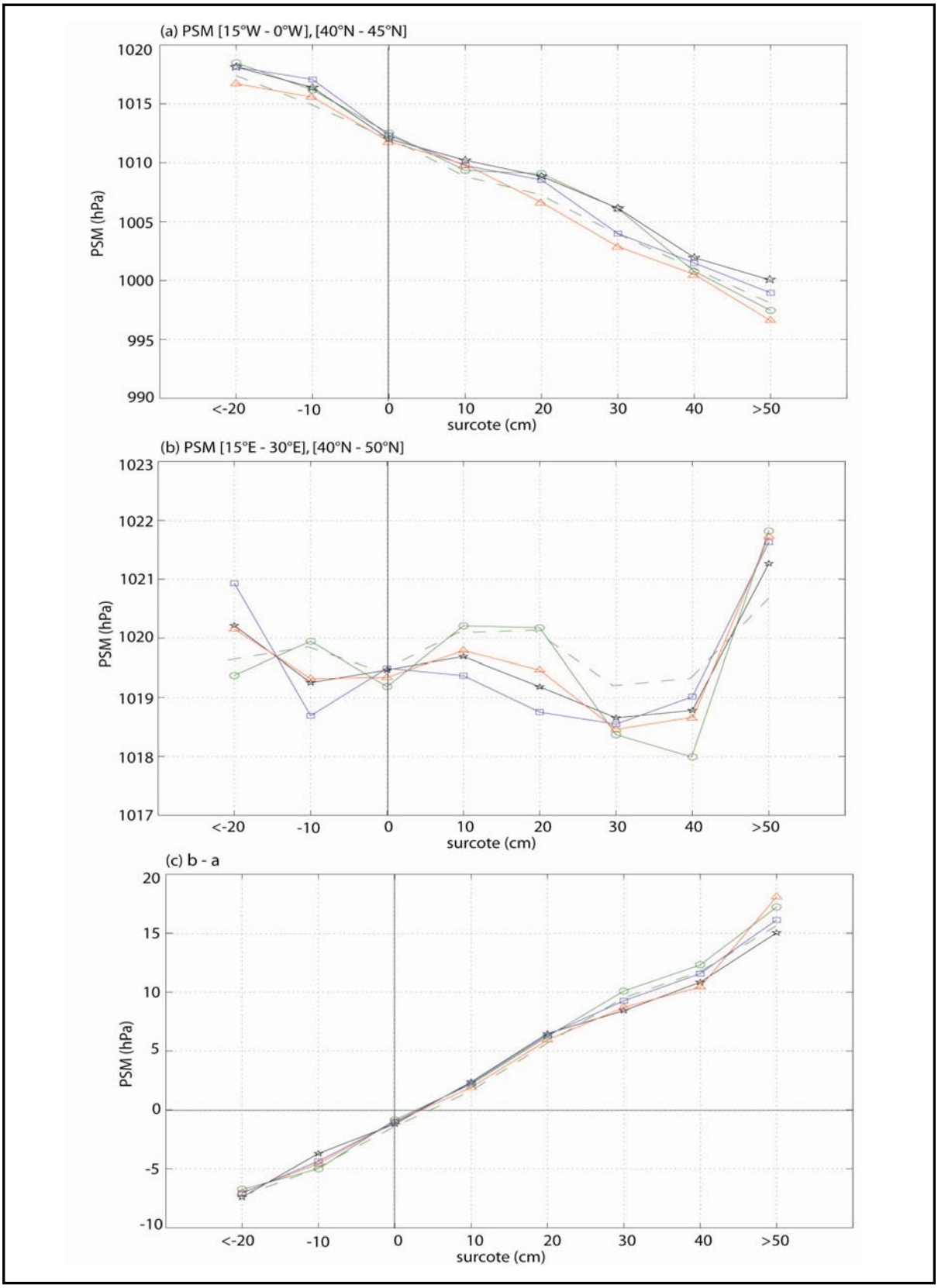


Figure 62 : PSM (hPa) de (a) [15°W-0°W], [40°N -45°N], (b) [15°E-30°E],[40°N-50°N] et (c) valeur de b - a, par classes de surcotes/décotes quotidiennes, par incréments de 10 cm, au Grau-de-la-Dent de 1905 à 2002 (trait tireté vert) et de 1986 à 1995 (trait vert et cercles), de 1986 à 1995 à Sète (trait bleu et carrés) et à Port-Vendres (trait noir et étoiles) et de 1986 à 1988 à Marseille (trait rouge et triangles).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

L'analyse des conditions barométriques associées aux surcotes dans le Golfe du Lion montre que :

- *La configuration barométrique moyenne associée à la formation d'une surcote régionale dans le Golfe du Lion est caractérisée par une forte dépression sur le proche Atlantique, entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques, couplée à des hautes pressions en Europe centrale ;*
- *Cette configuration barométrique moyenne génère un fort gradient barométrique zonal sur l'Europe occidentale, responsable des conditions régionales et locales de vents d'afflux de SE autour du Golfe du Lion ;*
- *Les fortes surcotes locales à PV et à MA peuvent également se produirent lorsque la topographie barométrique est associée à des forts vents de NW, qui entraînent, en moyenne, qu'une très faible surcote ou une décote à l'échelle régionale ;*
- *L'intensité de la dépression au niveau du Golfe de Gascogne est linéairement déterminante dans la fréquence et la hauteur des surcotes dans le Golfe du Lion, via la force du gradient barométrique zonal sur ce Golfe ;*
- *Le forçage barométrique des surcotes d'échelle régionale dans le Golfe du Lion dépend donc clairement de l'échelle synoptique.*

11. Surcotes et types de temps

L'analyse des conditions barométriques associées aux surcotes dans le Golfe du Lion montre que l'échelle du forçage atmosphérique est principalement synoptique, avec le passage des dépressions sur l'Atlantique suivant un rail plus méridional que la normale. Les types de temps représentent les grands types de la circulation atmosphérique extratropicale. Ils apparaissent de façon répétitive et sont relativement persistants (de quelques jours à plusieurs semaines). **Sur ce laps de temps, ces types de temps sont susceptibles d'influencer les conditions de circulation à l'échelle synoptique et par conséquent, les conditions régionales de vents (*Barry et Perry, 1973*)**. Les configurations barométriques d'échelle synoptique, avec le passage des dépressions, sont certes des conditions plus stables que les conditions de vent, mais plus transitoires que les types de temps. Cette partie traite donc désormais des types de temps associés aux surcotes dans le Golfe du Lion et leurs interactions avec les forçages atmosphériques aux échelles spatio-temporelles plus fines : la circulation synoptique et les vents dans le Golfe du Lion.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

11.1. Types de temps des surcotes et décotes locales

Les types de temps GA et BL sont nettement associés aux plus fortes surcotes dans le Golfe du Lion (figure 63c, d). En effet, les surcotes > 40 cm aux 4 stations autour Golfe du Lion ne se produisent presque jamais durant ZO et très rarement durant EA et AR (figure 63a, b, e; *Ullmann et al., 2007b; Ullmann et Moron 2008*). Il est intéressant de noter que plus de 30% des surcotes entre 20 cm et 30 cm à MA sont associées aux types AR, dont la configuration barométrique sur l'Europe est favorable à la formation du mistral et de la tramontane dans le Golfe du Lion. Plus le niveau des surcotes augmente, plus la part des types GA et BL devient importante (figure 63c, d). La hauteur moyenne des surcotes/décotes atteinte durant les types de temps GA et BL, est très supérieure à celle atteinte durant les trois autres types de temps (table 15). Cependant, les écart-types restent forts (table 15). En d'autres termes, **tous les jours GA et BL ne sont pas obligatoirement associés à une forte surcote, mais la plupart d'entre elles se produisent durant ces types de temps (*Ullmann et al., 2007b; Ullmann et Moron, 2008*)**. La formation des surcotes à l'échelle du Golfe du Lion est donc principalement associée aux deux types de temps supposant un décalage vers le sud des rails de trajectoires des perturbations tempérées (cf. § 5.4). Ce décalage favorise le passage des dépressions au niveau du Golfe de Gascogne et donc l'occurrence des vents d'afflux de SE autour du Golfe du Lion.

	GD		SET		PV		MA	
	SD moyenne (cm)	σ des SD (cm)	SD moyenne (cm)	σ des SD (cm)	SD moyenne (cm)	σ des SD (cm)	SD moyenne (cm)	σ des SD (cm)
ZO	-1.8	14.1	-3.2	13.8	-2.9	12.6	-3.1	8.4
EA	5.1	15.3	6.8	16.3	6.2	14.1	6.8	9.5
GA	14.8	17.1	17.6	18.2	14.4	15.9	9.5	14.7
BL	16.2	18.7	18.1	19.6	16.0	15.7	12.6	15.6
AR	-2.8	14.7	-2.9	14.6	-1.3	12.5	-1.6	9
Clim	3.3	16.9	3.7	17.9	3.6	15.4	0.1	11.3

Table 15 : moyenne (en cm) et écart-type (σ) des surcotes/décotes (SD) à 12h TU, au Grau-de-la-Dent (GD), à Sète (SET) et à Port-Vendres (PV) de 1986 à 1995 et à Marseille (MA) de 1986 à 1988, les jours de type de temps « zonal » (ZO), « East-Atlantique » (EA), « Greenland Above » (GA), « Blocking » (BL) et « Atlantique Ridge » (AR) et sur l'ensemble de l'hiver (Clim.).

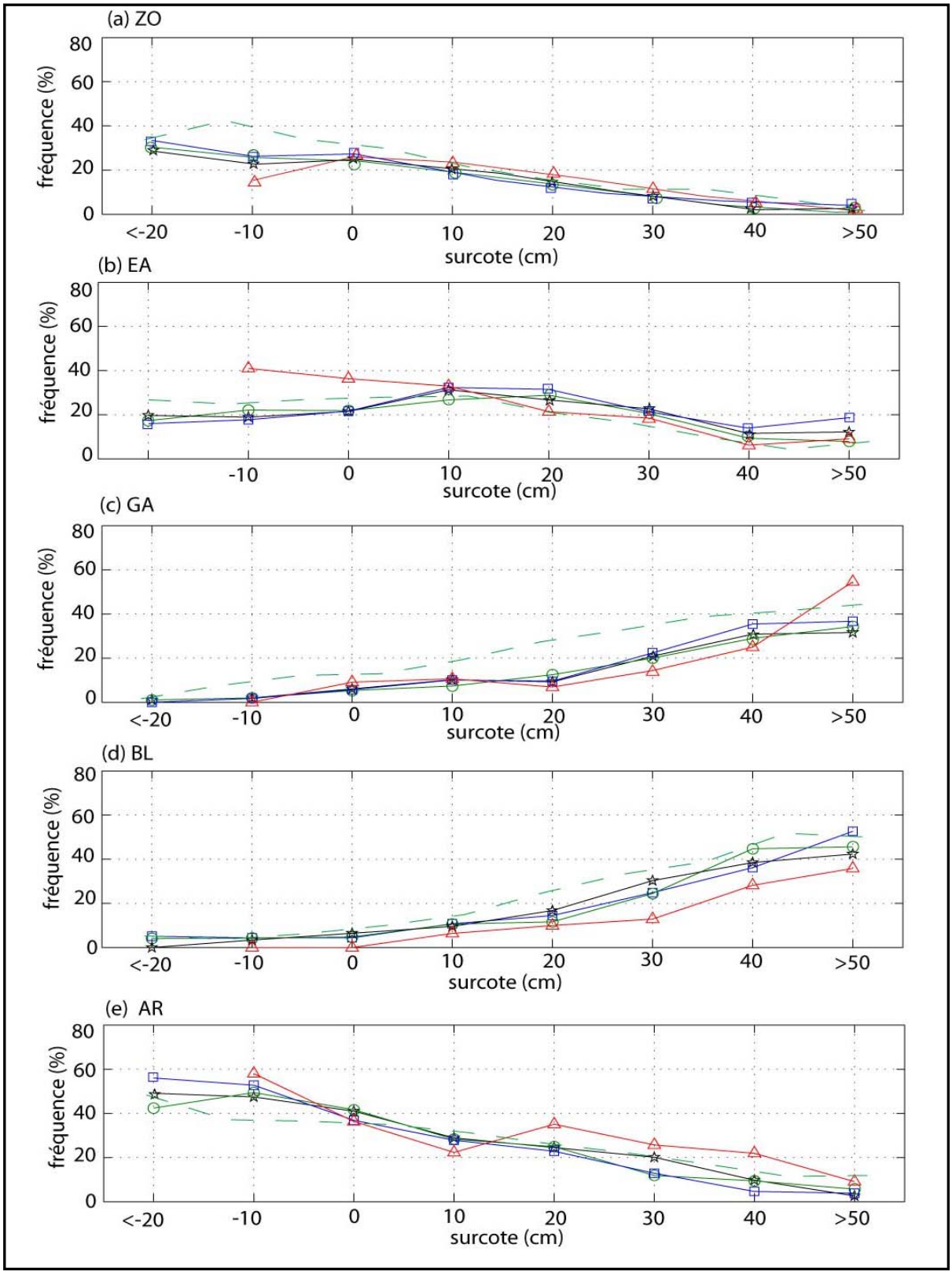


Figure 63 : fréquence moyenne (en %) des (a) « Zonal » (ZO), (b) « East-Atlantic » (EA), (c) « Greenland Above » (GA), (d) « Blocking » (BL) et (e) « Atlantic-Ridge » (AR) par classes de surcotes, par incréments de 10 cm, au Grau-de-la-Dent de 1905 à 2002 (trait tireté verts) et de 1986 à 1995 (trait vert et cercles). Idem de 1986 à 1995 à Sète (trait bleu et carrés) et à Port-Vendres (trait noir et étoiles) et de 1986 à 1988 à Marseille (trait rouge et triangles).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

11.2. Types de temps et occurrence des surcotes dans le Golfe du Lion

Lors des jours GA, quand une surcote maximale quotidienne est > 40 cm à une station particulière, le niveau atteint ailleurs dans le Golfe du Lion est en général > 35 cm (figure 64). Les surcotes se produisant lors des jours GA montrent donc un fort signal régional dans le Golfe du Lion (figure 64). Durant les jours GA, il est particulièrement important de souligner que nous ne retrouvons plus les surcotes maximales quotidiennes dépassant 30 cm uniquement à MA ou à PV, observées lorsque l'on considère l'ensemble de la période hivernale (cf. figure 38, § 7.3). Pour résumer, **une surcote se produisant lors d'un jour de GA est toujours d'échelle régionale dans le Golfe du Lion.**

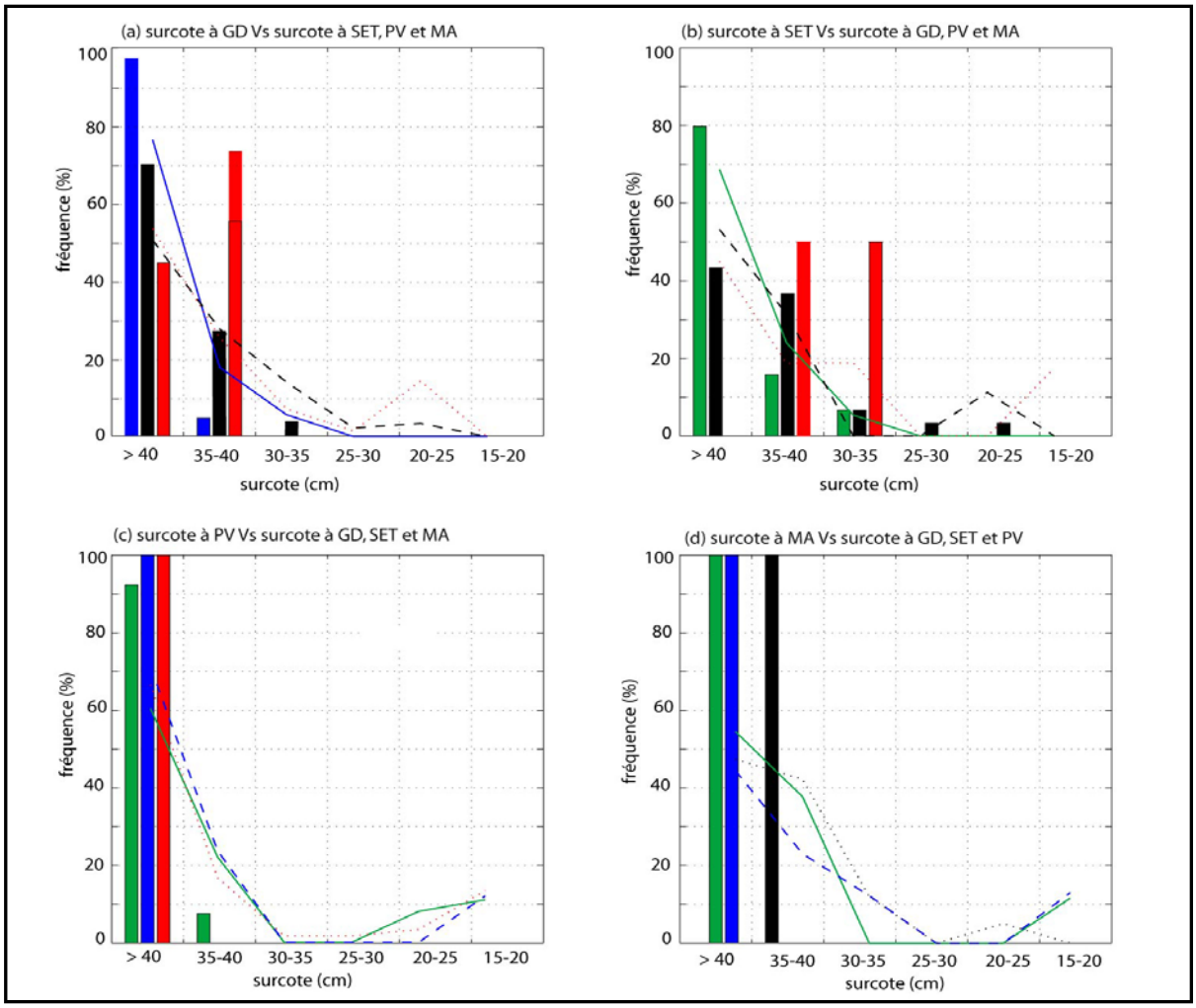


Figure 64 : (a) fréquence (en %) des surcotes maximales quotidiennes, par classes de 5 cm, à Sète (SET, bleu), Port-Vendres (PV, noir) et Marseille (MA, rouge), lors des jours GA où les surcotes maximales quotidiennes sont > 40 cm au Grau-de-la-Dent (GD, vert) de 1986 à 1995. Fréquence des surcotes maximales quotidiennes, par classes de 5 cm, aux autres stations, lors des jours GA où les surcotes maximales quotidiennes sont > 40 cm à (b) SET, (c) à PV et (d) à MA. Les traits bleu (noir, vert et rouge) représentent la fréquence hivernale moyennes des surcotes par incréments de 5 cm à SET (PV, GD et MA).

Les épisodes de fortes surcotes dans BL sont également synchrones aux quatre stations marégraphiques autour du Golfe du Lion (figure 65). Ici encore, contrairement aux résultats présentés dans la section 7.3, la totalité des surcotes maximales quotidiennes > 40 cm à PV et à MA est associée à des niveaux d'au moins 35 cm aux autres stations autour du Golfe du Lion (figure 65c, d). Les surcotes exclusives à MA et PV sur l'ensemble de la période hivernale ne se retrouve donc plus durant les jours GA et BL. En effet, ces dernières se produisent presque exclusivement durant les jours AR. **Les surcotes ayant lieu durant les jours BL et GA sont donc bien d'échelle régionale dans le Golfe du Lion.**

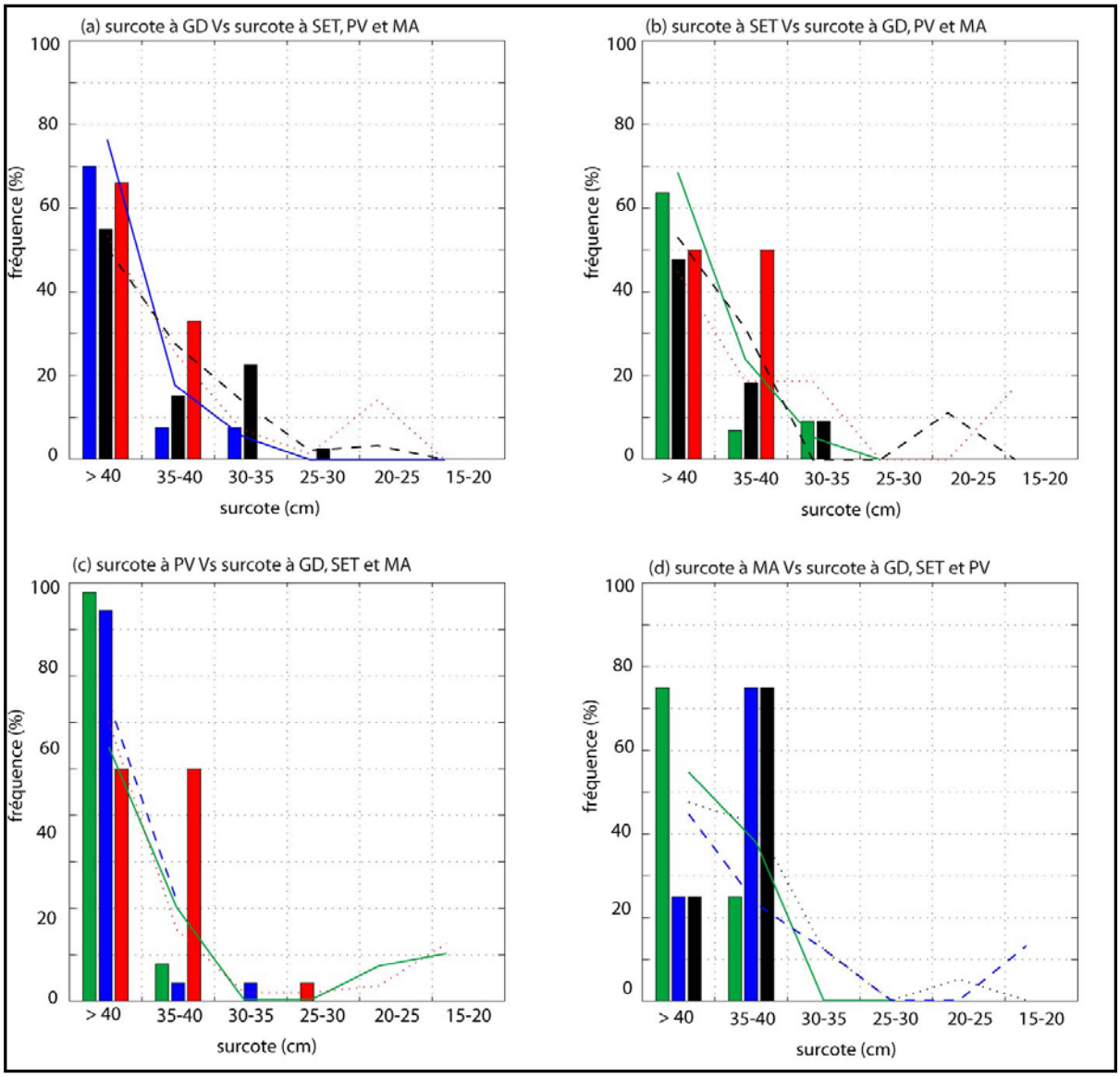


Figure 65 : idem que la figure 62 pour les jours « Blocking ».

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

11.3. Types de temps et variations de la hauteur des surcotes

11.3.1. Durée des épisodes

Tous les types GA et BL ne sont pas associés aux surcotes dans le Golfe du Lion, mais ces dernières se produisent principalement durant ces deux types de temps. L'impact de la persistance des séquences des types GA et BL sur la hauteur des surcotes est testé dans cette section. Aux quatre stations marégraphiques du Golfe du Lion, les hauteurs moyennes des surcotes extraites le dernier jour des séquences homogènes de GA et BL ne sont pas dépendantes de la longueur de ces épisodes (figure 66; *Ullmann et Moron, 2008*). La hauteur des surcotes aux quatre stations autour du Golfe du Lion est cependant un peu plus importante lorsque la séquence des GA et BL est très longue, au-delà de 6 jours consécutifs. Toutefois, le nombre d'observations dans ce cas est faible (< 30) (figure 66). Du point de vue climatique, **les derniers jours des séquences de GA et BL ne sont donc pas nécessairement ceux où les forçages météo-marins, notamment des vents de mer, sont les plus intenses**.

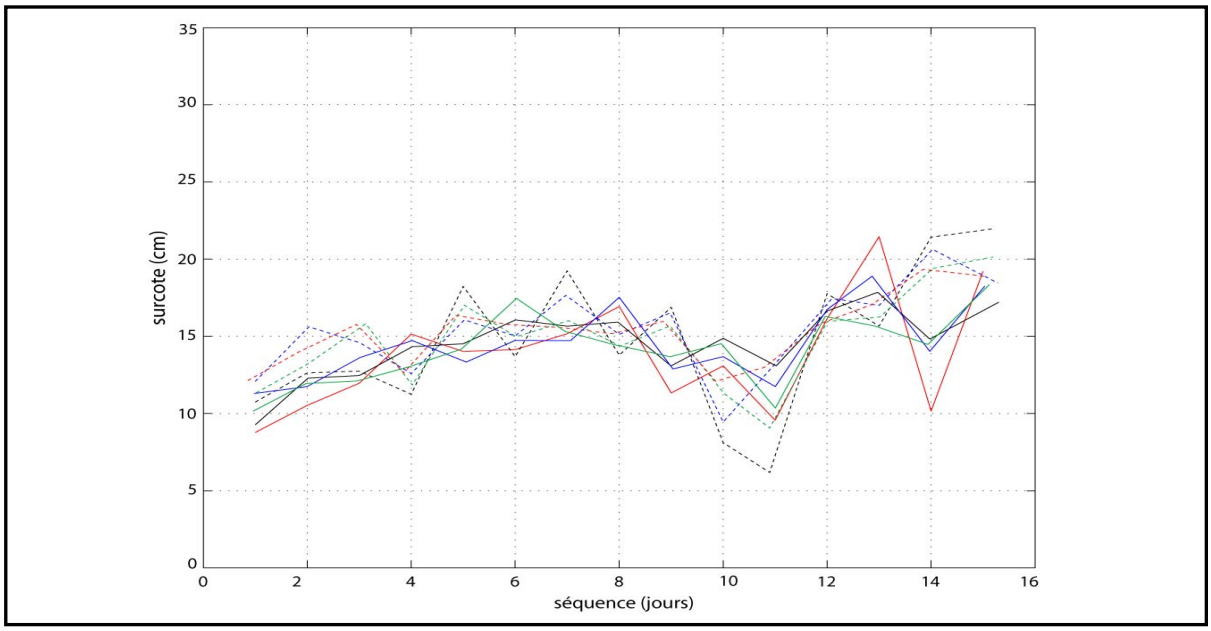


Figure 66 : hauteur moyenne de surcotes (en cm) au Grau-de-la-Dent (trait vert), à Sète (trait bleu), à Port-Vendres (trait noir) de 1986 à 1995 et à Marseille de 1986 à 1988 (trait rouge), le dernier jour des séquences des types « Greenland Above » (trait plein) et « Blocking » (trait tireté).

La longueur de la séquence des types GA et BL a néanmoins un impact sur la hauteur des surcotes (figure 67). En effet, le niveau maximum atteint lors d'un épisode homogène dépend de façon évidente de la longueur des séquences (figure 67). Plus la séquence est

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

longue, plus la surcote maximale atteinte à n'importe quel moment lors de ces séquences est élevée (figure 67). Il est important de souligner que la surcote atteinte pour les courtes séquences de BL (< 6 jours consécutifs) est bien plus élevée que celle atteinte durant les mêmes séquences de GA (figure 67). La configuration barométrique moyenne durant BL montre en effet une dépression centrée au niveau du bassin méditerranéen occidental, alors qu'elle se situe au large sur l'Atlantique durant GA (cf. figure 27, § 5.4). Même pour de très courts épisodes de BL, **le Golfe du Lion se trouve sous des basses pressions surélevant le plan d'eau par l'effet barométrique inverse**. En revanche, durant GA, les courtes séquences ne sont pas toujours associées à **un déplacement de la principale dépression de l'Atlantique central vers le Golfe de Gascogne**. A partir des séquences de plus de 8 jours consécutifs, la moyenne des surcotes maximales devient quasiment similaire durant GA et BL (figure 67). Pour résumer, les derniers jours des séquences de GA et BL ne sont pas associés à l'intensité maximale des forçages météo-marins. Toutefois, **plus la séquence homogène de ces types de temps est longue, plus il est probable que la circulation atmosphérique à l'échelle synoptique et régionale développe des conditions favorables à la formation d'un pic de surcote dans le Golfe du Lion**, c'est-à-dire un fort gradient barométrique zonal associé à des forts vents d'afflux de secteur SE.

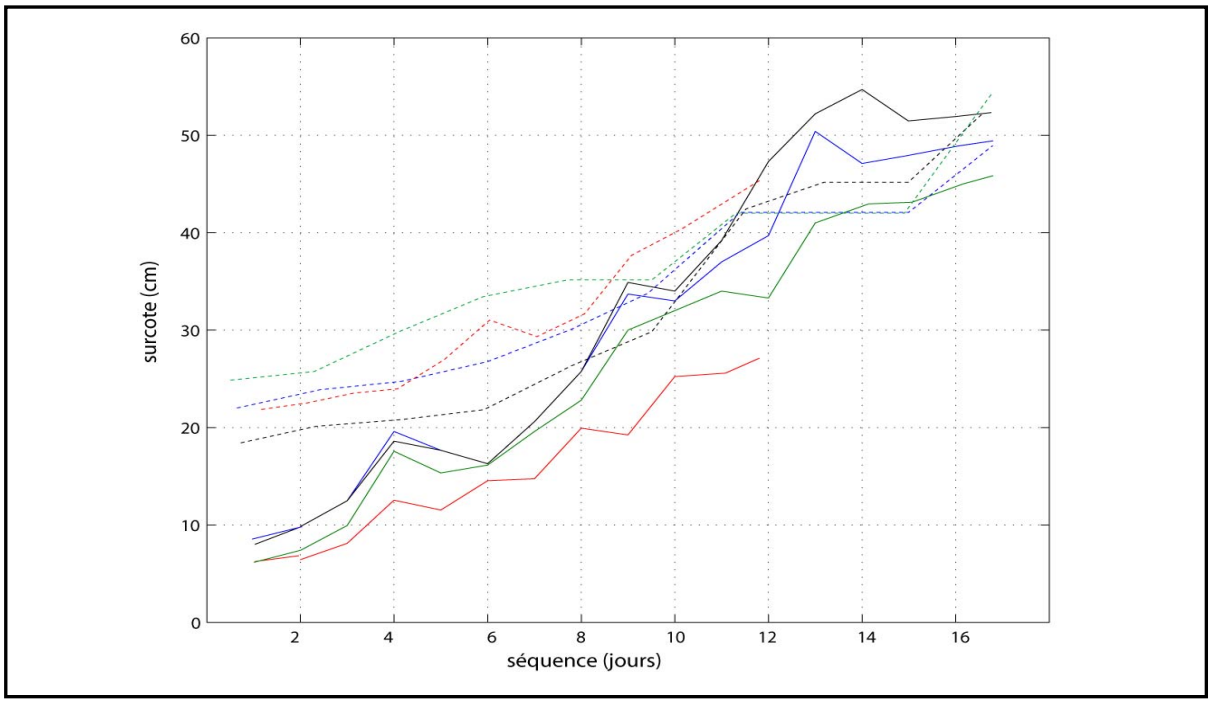


Figure 67 : moyenne des hauteurs maximales de surcotes (en cm) au Grau-de-la-Dent (trait vert), à Sète (trait bleu), à Port-Vendres (trait noir) de 1986 à 1995 et à Marseille de 1986 à 1988 (trait rouge), en fonction de la longueur des séquences des jours consécutifs de « Greenland Above » (trait plein) et « Blocking » (trait tireté).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

11.3.2. Modulation barométrique d'échelle synoptique

Les types de temps décrivent par définition un état atmosphérique stable et redondant. Cependant, il peut y avoir **des variations barométriques à l'échelle synoptique au sein de ces configurations moyennes**. Nous avons vu dans la section 11.1, que tous les jours GA et BL ne sont pas associés à une surcote dans le Golfe du Lion. La configuration barométrique moyenne des jours où la surcote maximale quotidienne est > 40 cm aux quatre stations du Golfe du Lion est associée à la présence d'une forte dépression < 1000 hPa, couvrant le proche Atlantique entre 45°N et 60°N et à des conditions anticycloniques en Europe centrale (figure 68b). Un fort gradient barométrique zonal entraîne une circulation de sud sur l'Europe occidentale et la Méditerranée occidentale (figure 68b). Cependant, les jours GA associés à une décote sont caractérisés par une dépression plus au large, loin des côtes ouest-européennes (figure 68a). Le gradient barométrique zonal disparaît alors, ou s'inverse même, en liaison avec les basses pressions relatives sur le bassin méditerranéen occidental (figure 68a). Dans ce cas, le Golfe du Lion se trouve sous des conditions anticycloniques (figure 68a).

Durant les jours BL, la configuration barométrique moyenne associée aux décotes dans le Golfe du Lion est similaire au type BL hivernal moyen, avec cependant un décalage des basses pressions sur le bassin méditerranéen occidental vers le sud-est de la France et l'Italie (figure 68c). Les surcotes > 40 cm durant BL sont observées lorsque la dépression est décalée vers l'ouest et se trouve sur la Péninsule Ibérique et le Golfe de Gascogne (figure 68d). Cette configuration barométrique entraîne alors un fort gradient barométrique sur l'Europe occidentale associé à une circulation atmosphérique rapide de sud, ainsi que des basses pressions sur le Golfe du Lion (figure 68d). Les résultats sont similaires lorsque les surcotes au GD sont analysées de 1905 à 2005 (*Ullmann et Moron, 2008*).

Les types GA et BL sont donc associés aux surcotes dans le Golfe du Lion, lorsque **les trajectoires de perturbations tempérées d'échelle synoptique sont décalée vers le sud, entre la Péninsule Ibérique et les Iles Britanniques**. Il y a cependant en moyenne plus de GA et de BL associés à des décotes qu'à des fortes surcotes (figure 68). Au regard des résultats de la section précédente**,** il semble alors que **plus la séquence des GA et BL est longue, plus il y a de chance qu'une dépression d'échelle synoptique transite autour du Golfe de Gascogne.**

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

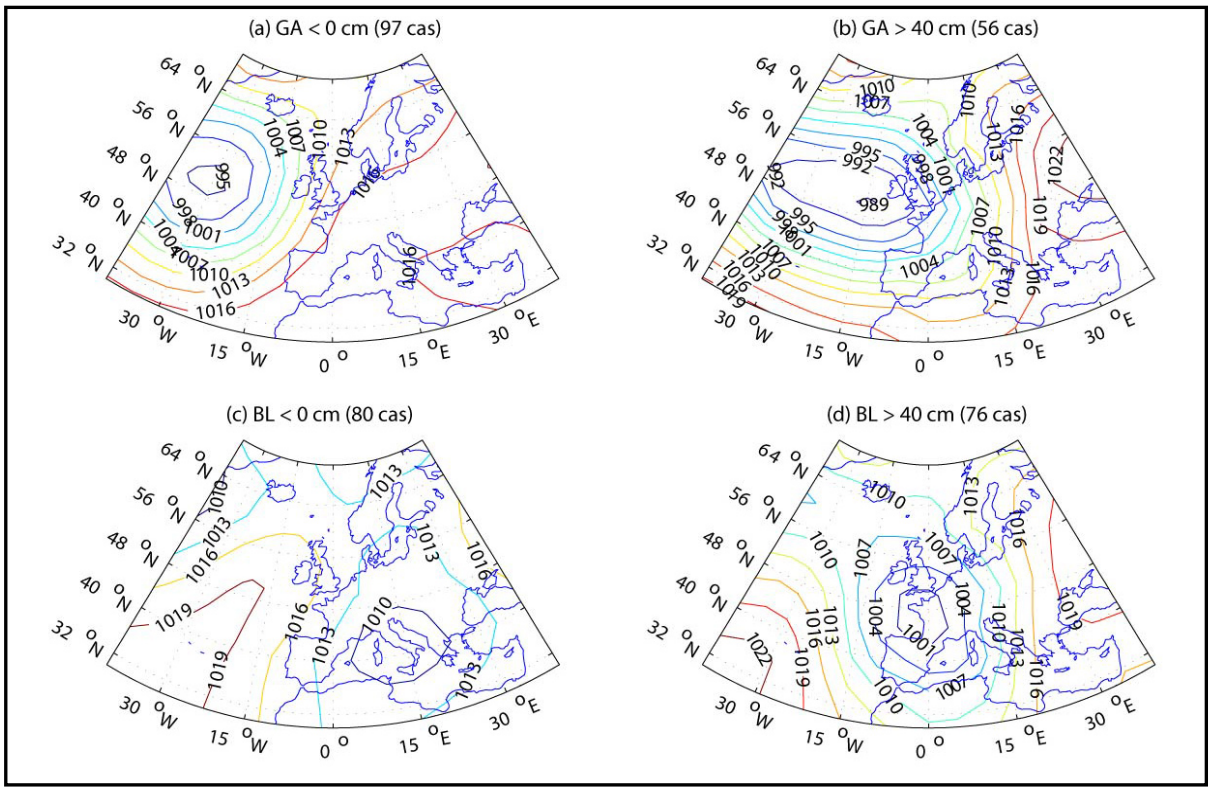


Figure 68 : moyenne des PSM quotidiennes pour les jours « Greenland Above » (GA) associés (a) à une décote et (b) à une surcote > 40 cm de 1905 à 2002. Idem pour les jours « Blocking » (BL) (c et d). Les isobares sont cotées par intervalles de 3 hPa.

11.3. Types de temps et conditions locales de vent

Les conditions synoptiques et anémométriques sont ici analysées au sein de chaque type de temps. Dans les jours ZO, la circulation atmosphérique régionale dans le Golfe du Lion est proche des conditions hivernales moyennes (cf. figure 27, § 5.4). Les conditions moyennes de vent y sont donc logiquement quasiment similaires aux conditions hivernales moyennes (figure 69a, b). En effet, les anomalies de fréquence des vents sont proches de zéro (figure 69b). Dans les jours EA, qui présentent une situation de blocage européen avec de pressions de surface anormalement élevées sur l'Europe, la répartition des vents est également très proche des conditions moyennes (figure 69c). Cependant, les vents de NE et de NNW dans le Golfe du Lion semblent légèrement plus fréquents que la climatologie hivernale, favorisés par la topographie barométrique du type EA (figure 69c). Durant GA, il est clair que les vents de secteur SE sont bien plus fréquents que la moyenne (figure 69d). Ces vents sont sur-représentés de plus de 10% par rapport à leur fréquence hivernale moyenne (figure 69d). En revanche, cette sur-représentation des vents venant de la mer s'accompagne d'une forte sous-représentation des vents de terre (mistral et tramontane) généralisée à l'ensemble du Golfe du Lion (figure 69d). Le type de temps BL présente les

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

mêmes caractéristiques que GA mais avec des anomalies légèrement moins marquées (figure 69e). GA et BL, associés au décalage des principaux rails de perturbation tempérés vers le sud, sont logiquement favorables au passage des dépressions sur l'Atlantique entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques, constituant le principal forçage synoptique de l'occurrence régionale des vents de mer dans le Golfe du Lion (*Ullmann et al, 2007b; Ullmann et Moron, 2008*). Enfin, les conditions anémométriques pour les jours AR présentent des vents de secteur nord (sud) plus (moins) fréquent que la moyenne dans l'ensemble du Golfe du Lion (figure 69f) en raison de la géographie barométrique associée à une crête anticyclonique sur le proche Atlantique (cf. figure 27, § 5.4).

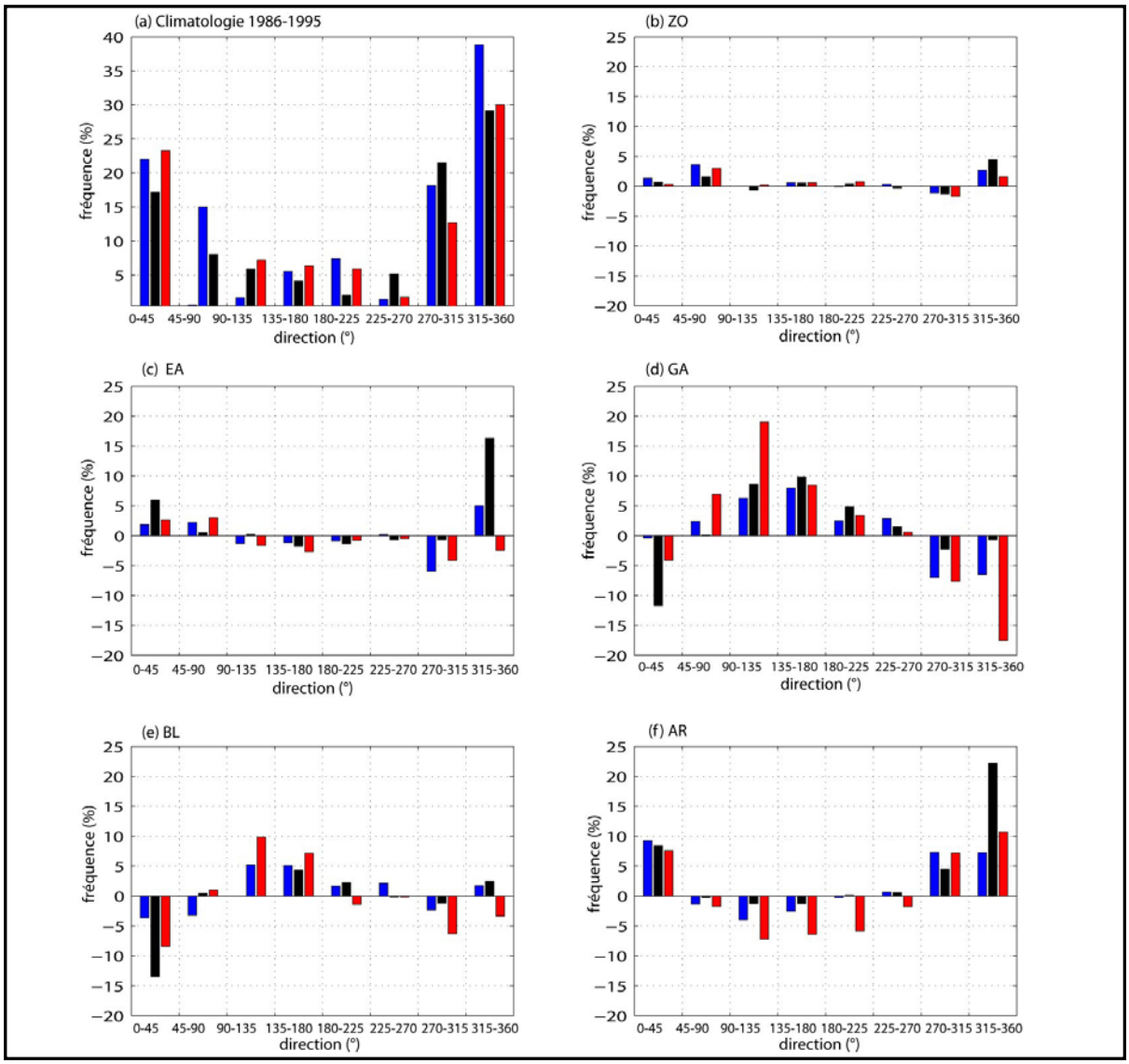


Figure 69 : anomalies moyennes de fréquence (en %) des vents par incréments de 45° à Cap Couronne (rouge), Sète (bleu) et Port-Vendres (noir) de 1961 à 2002, durant les jours (b) « Zonal » (ZO), (c) « East-Atlantic » (EA), (d) « Greenland Above » (GA), (e) « Blocking » (BL) et (f) « Atlantic-Ridge » (AR). Les anomalies sont calculées par rapport à la fréquence hivernale moyenne de vents (a).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

11.4 Types de temps et forçages des surcotes à l'échelle synoptique

Les surcotes dans le Golfe du Lion sont associées à la présence de forts vents de mer, qui surviennent principalement lorsqu'une dépression est centrée entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques. La fréquence mensuelle des ces dépressions sur l'Atlantique augmente nettement avec la fréquence des types GA et BL (figure 70c, d). A l'échelle mensuelle, plus il y de jours GA et/ou BL, plus l'occurrence des jours où une dépression se trouve autour du Golfe de Gascogne est importante (figure 70c, d). Dans ZO, EA et AR, la fréquence mensuelle de dépressions sur ce secteur est légèrement inférieure à la normale (figure 70). Inversement, dans GA et BL, la fréquence mensuelle de dépressions autour du Golfe de Gascogne est largement supérieure à la moyenne hivernale (figure 70). Ces deux types de temps favorisent donc le passage des dépressions au niveau du Golfe de Gascogne. Mais les dépressions sur ce secteur agissent par ailleurs sur la fréquence des types de temps GA et BL via leur vorticité relative et le tourbillon cyclonique qu'elles entraînent. En d'autres termes, plus il y a de dépressions suivant des trajectoires méridionales, plus les conditions de circulation atmosphérique extratropicale associées à GA et/ou BL sont fréquentes. Les interactions multi-latérales entre les conditions atmosphériques à l'échelle synoptique et des types de temps favorisent ou défavorisent la fréquence des surcotes, **en augmentant ou diminuant la probabilité de passage des dépressions autour du Golfe de Gascogne et donc d'occurrence des vents d'afflux de SE dans le Golfe du Lion**.

Entre une fréquence mensuelle des jours GA et/ou BL < 20 % et > 80%, la différence de fréquence des dépressions < 1010 hPa entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques n'excède cependant pas 15% (figure 70c, d). Autrement dit, ces dépressions et les vents d'afflux de SE sont principalement associés à un jour de GA et/ou BL, mais tous les jours GA et/ou BL ne sont pas systématiquement liés à une dépression synoptique entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques, ni à des vents d'afflux de SE dans le Golfe du Lion. **Un type de temps reste en effet une construction statistique ou conceptuelle de la réalité, n'intégrant pas toute l'information sur les conditions de la circulation atmosphérique sensible vis-à-vis de surcotes, c'est-à-dire les dépressions synoptiques à proximité du Golfe de Gascogne et les vents dans le Golfe du Lion.**

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

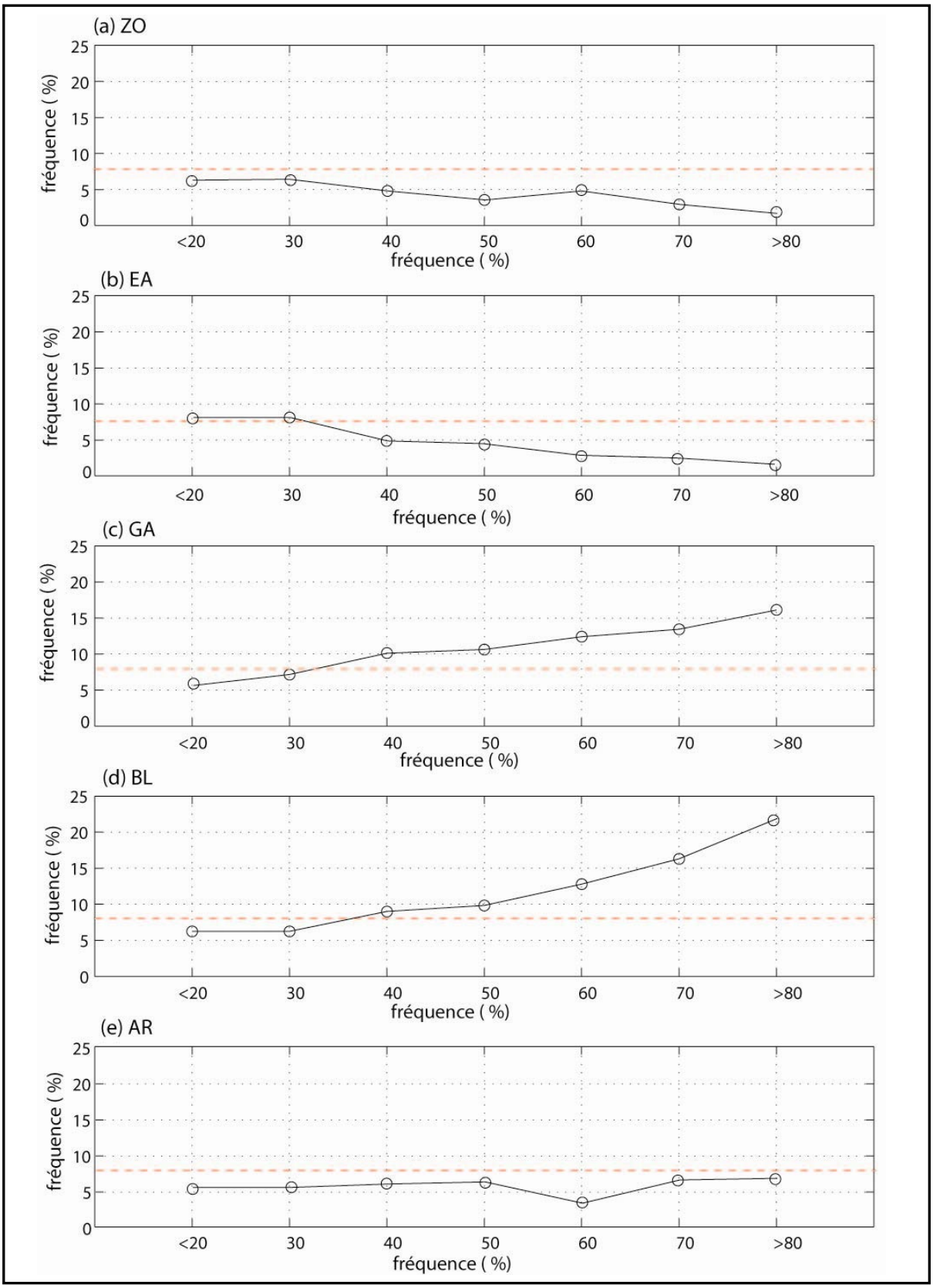


Figure 70 : fréquence mensuelle (en %) des dépressions < 1010 hPa sur [15°W-0°W] et [40°N -45°N] (en ordonnées) par occurrence mensuelle (en %) des jours (a) « Zonal » (ZO), (b) « East-Atlantic » (EA), (c) « Greenland Above » (GA), (d) « Blocking » (BL) et (e) « Atlantic-Ridge » (AR) (en abscisses) de 1905 à 2002. En tirets rouges, la fréquence moyenne de ces dépressions < 1010 hPa de 1905 à 2002.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

L'analyse des types de temps associés aux surcotes montrent que :

- *Les surcotes dans le Golfe du Lion sont principalement associées à GA et BL, qui présentent une décélération et/ou un déplacement latitudinal du flux zonal sur l'Atlantique. Toutefois, tous les jours GA et BL ne sont pas associés à une surcote ;*
- *Ces deux types de temps sont associés à la formation d'une surcote régionale dans le Golfe du Lion, lorsqu'ils sont couplés au passage d'une dépression entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques à l'échelle synoptique ;*
- *A l'échelle mensuelle, l'occurrence de ces dépressions augmente avec celle des GA et BL car ces derniers favorisent le décalage latitudinal vers le sud des trajectoires des dépressions sur l'Atlantique. Inversement, une forte occurrence des dépressions entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britannique implique les configurations barométriques typiques de GA et BL via la vorticité relative des dépressions sur un rail méridional ;*
- *GA et BL sont associés à des fréquences de vent d'afflux de SE dans le Golfe du Lion beaucoup plus fréquents que la moyenne ;*
- *Plus la séquence des GA et BL est longue, plus la hauteur moyenne des surcotes est importante ;*
- *Plus l'occurrence de GA et BL est importante et/ou plus les séquences homogènes sont longues, plus la probabilité d'occurrence d'un fort gradient barométrique zonal et des forts vents d'afflux de SE dans le Golfe du Lion est importante.*

12. Surcotes et Oscillation Nord-Atlantique

L'Oscillation Nord-Atlantique (ONA) est un des principaux modes de variabilité atmosphérique à l'échelle de l'hémisphère nord. Le balancement entre la masse d'air arctique et subpolaire et celle de la ceinture subtropicale au niveau des Açores affecte significativement le climat de l'Europe occidentale (*Kutzbach, 1970*), notamment le niveau marin en Europe septentrionale (*Wakelin et al., 2003; Jevrejeva et al., 2005*) et en Méditerranée (*Tsimplis et Josey, 2001*) et particulièrement durant l'hiver (*Tsimplis et Shaw, 2007*). L'objectif de cette partie est tout d'abord de déterminer de quelle façon les conditions atmosphériques liées à l'ONA peuvent influencer la formation des surcotes dans le Golfe du Lion, via les interactions entre l'échelle de l'ONA jusqu'à celle des vents dans

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

le Golfe du Lion. Les analyses se focalisent ensuite sur les interactions d'échelles temporelles, c'est-à-dire **que nous apprend une moyenne mensuelle ou saisonnière de l'ONA sur la fréquence mensuelle des jours de surcotes**.

12.1. Oscillation Nord-Atlantique et surcotes : interaction d'échelle spatiale

12.1.1. Hauteur des surcotes et Oscillation Nord-Atlantique

Plus les pics de surcotes sont élevés, plus l'IONA quotidien moyen devient négatif, c'est-à-dire que le gradient barométrique N-S entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande baisse en intensité, voir même s'inverse (figure 71). Les fortes surcotes (> 20 cm) sont donc associées en moyenne à un IONA quotidien négatif (figure 71). Les surcotes de plus faibles hauteurs (0-20 cm) sont quand à elles associées à une ONA quotidienne légèrement positive. Du point de vue climatique, il semble que **plus la phase de l'ONA est négative, plus il est probable que les vents d'afflux de SE dans le Golfe du Lion soit fréquents et forts (*Ullmann et al., 2007b*).**

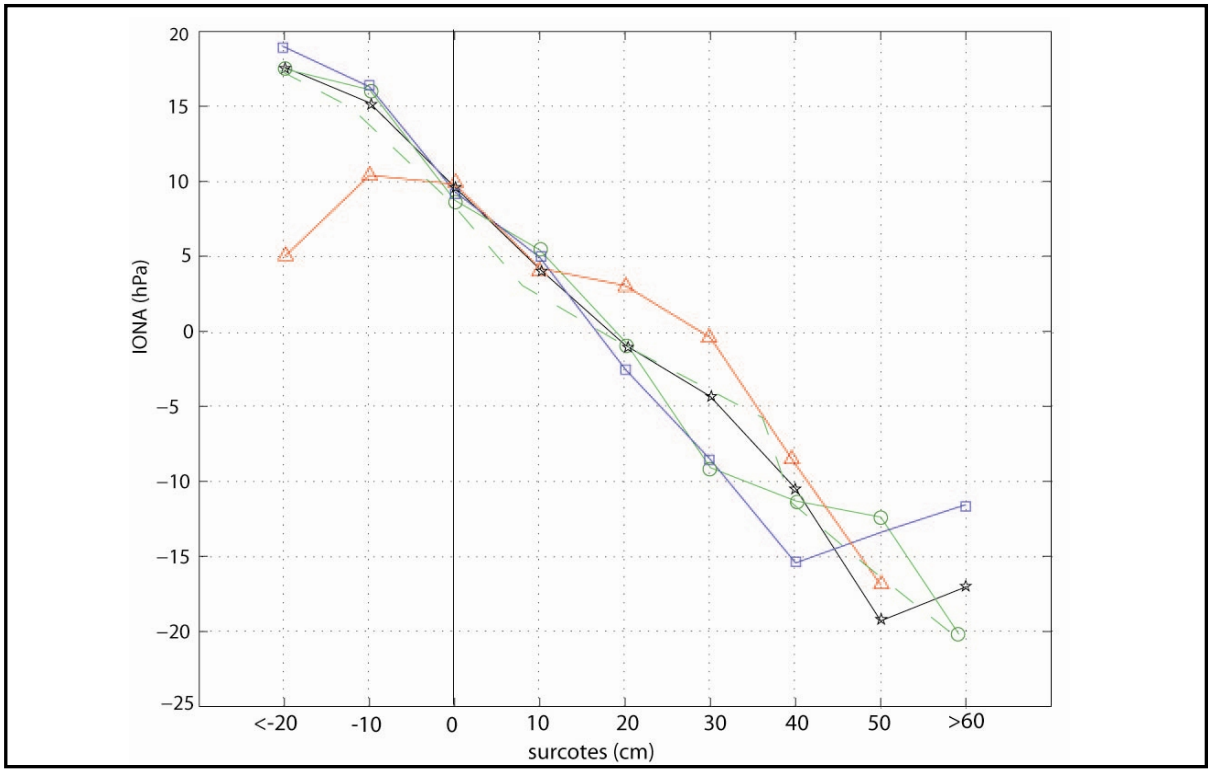


Figure 71 : IONA moyen (en hPa) par classes de surcotes quotidiennes par incréments de 10 cm au Grau-de-la-Dent de 1905 à 2005 (trait tireté vert). Idem de 1986 à 1995 au Grau-de-la-Dent (trait vert), à Sète (trait bleu et carrés) et à Port-Vendres (trait noir et étoiles) et de 1986 à 1988 à Marseille (trait rouge et triangles).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

12.1.2. Forçages atmosphériques des surcotes et Oscillation Nord-Atlantique

A l'échelle quotidienne, les jours de vent d'afflux de SE dans le Golfe du Lion sont plutôt associés à une phase négative de l'ONA (figure 72a). Ceux de NW sont quant à eux plutôt couplés à une phase positive (figure 72a). Toutefois, le gradient barométrique N-S moyen de l'ONA ne dépasse pas -7 hPa durant les jours de vents d'afflux de SE et + 3 hPa durant ceux de NW. L'ONA ne contient donc qu'une partie de l'information des vents d'afflux de SE et des vents de NW autour du Golfe du Lion (figure 72a). Ces derniers dépendent en effet principalement du gradient barométrique zonal entre le Golfe de Gascogne et l'Europe centrale qui n'est pas directement renseigné par la phase de l'ONA.

A l'échelle synoptique, plus la fréquence mensuelle des jours où une dépression transite entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britannique est importante, plus l'IONA mensuel moyen est négatif (figure 72b). Durant les mois où ces dépressions ne représentent pas plus de 4% des jours, l'IONA mensuel moyen est légèrement positif (figure 72b). Par ailleurs, à l'échelle quotidienne, plus la dépression entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques est creuse, plus la phase de l'ONA est négative (non montré). Une phase quotidienne positive (négative) de l'ONA favorise le décalage vers le nord (sud) des principaux rails de perturbation Atlantique (cf. § 5.5). Il est donc logique que plus le nombre des jours par mois où une dépression transite entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques est important, plus celui des jours d'IONA négatif est élevé et donc plus la moyenne mensuelle de l'IONA est négative. Toutefois, une forte fréquence mensuelle des jours où une dépression transite autour du Golfe de Gascogne va abaisser la moyenne mensuelle de l'anticyclone des Açores et favoriser par conséquent un IONA mensuel moyen négatif. Il existe donc **des interactions multi-latérales entre les conditions atmosphériques liées à l'ONA et la circulation atmosphérique à l'échelle synoptique.**

A l'échelle des types de temps, il apparaît de façon claire que l'IONA est largement négatif lors les jours GA et BL et amplement positif durant ceux de ZO (figure 72c). Une phase quotidienne négative de l'ONA va en effet favoriser le décalage méridional des principaux rails des perturbations tempérées et donc contribuer au développement des configurations barométriques associées à GA et BL. Inversement, ces rails sont plutôt décalés vers le nord durant les phases quotidiennes positives, contribuant à la circulation atmosphérique associée à ZO. Mais là encore, **la relation entre l'ONA et les types de temps n'est pas unilatérale**. En effet, un jour de GA ou BL est associé à une anomalie barométrique négative au niveau

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

des Açores et influence donc directement la valeur quotidienne négative de l'IONA. Inversement, un jour de ZO est plutôt associé à une anomalie positive au niveau des Açores et négative au niveau de l'Islande. Ces anomalies barométriques vont alors en partie conditionner la valeur positive de l'IONA quotidien.

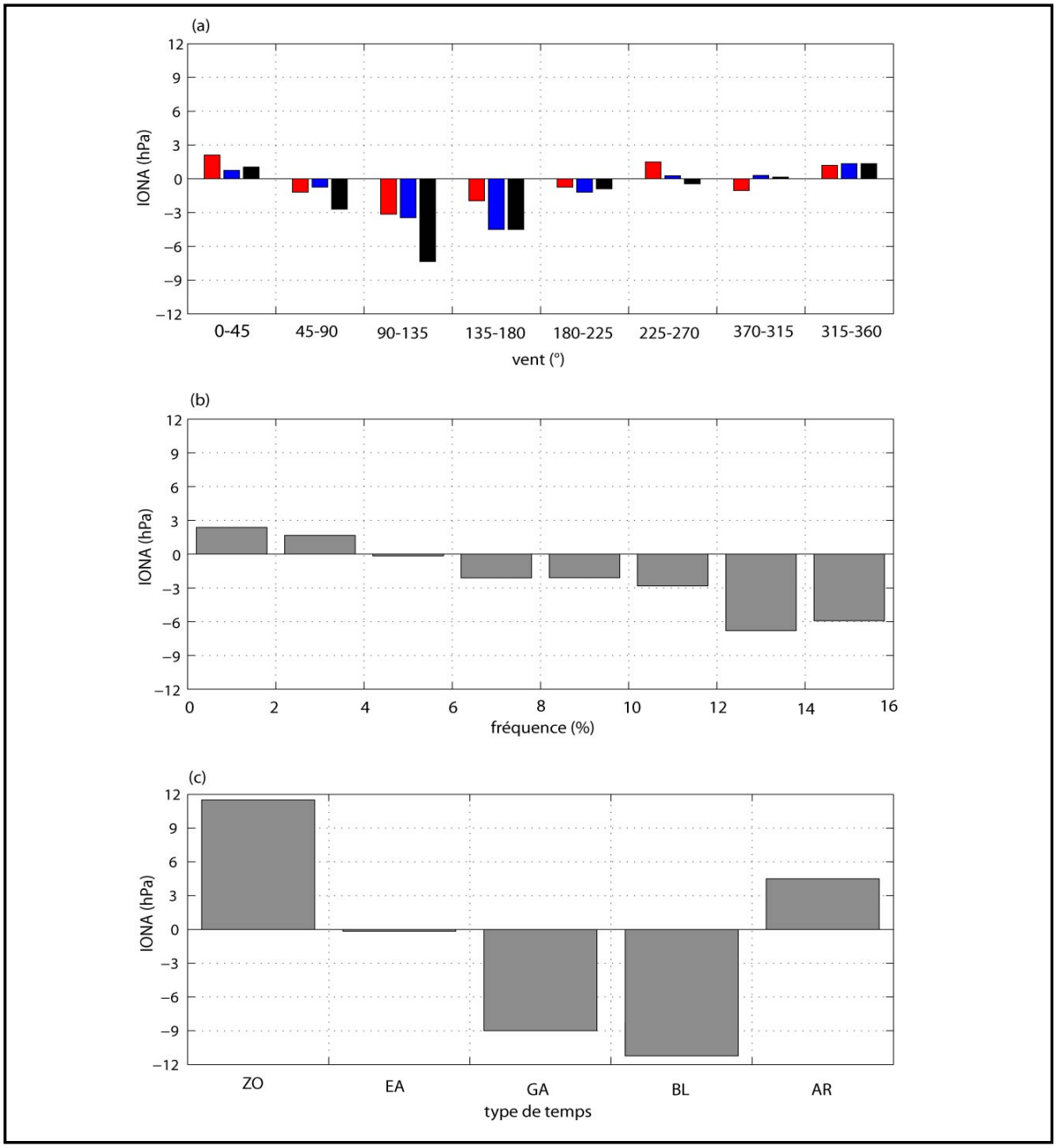


Figure 72 : (a) moyenne (en hPa) des IONA quotidiens (en hPa) par directions de vent par incréments de 45° à Cap Couronne (histogramme rouge), Sète (histogramme bleu) et Port-Vendres (histogramme noir) de 1961 à 2002. (b) IONA mensuel moyen par classes de fréquences mensuelles de dépressions quotidiennes sur [15°W-0°W], [40°N-45°N] de 1905 à 2002. (c) Moyennes des IONA quotidiens lors des jours « Zonal » (ZO), « East-Atlantic » (EA), « Greenland Above » (GA), « Blocking » (BL) et « Atlantic-Ridge » (AR) de 1905 à 2002.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Pour résumer les interactions d'échelles spatiales, la relation entre l'ONA et les surcotes dans le Golfe du Lion peut être définie par le terme de ***téléconnexion***. Il est généralement utilisé en climatologie pour synthétiser la relation entre la variabilité de deux paramètres atmosphériques et/ou météorologiques distants dans l'espace (*Wallace et Gutzler, 1981; Huang-Hsiung et Wallace, 1985*). Il a également été employé pour définir la relation entre les oscillations atmosphériques aux vastes échelles spatiales comme l'ONA et les surcotes dans l'Adriatique (*Camuffo et al., 2000; Fagherazzi et al., 2005*). En ce sens, **la téléconnexion entre l'ONA et les surcotes dans le Golfe du Lion peut être appréhendée comme la synthèse ou la somme des interactions multi-latérales entre la phase de l'ONA, les types de temps et les conditions atmosphériques à l'échelle synoptique.** Ces interactions agissent directement sur la probabilité d'occurrence des vents d'afflux de SE dans le Golfe du Lion et par conséquent sur la formation des surcotes.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

12.2. Oscillation Nord-Atlantique et surcotes : interaction d'échelle temporelle

12.2.1. Oscillation Nord-Atlantique moyenne et fréquence des surcotes

A l'échelle mensuelle, plus l'IONA moyen est négatif, plus l'occurrence des jours de surcotes > 20 cm dans le Golfe du Lion devient importante (figure 73). Une ONA négative favorise donc la formation des surcotes dans le Golfe du Lion. Les mois où l'IONA moyen est de + 20 hPa présentent tout de même une fréquence des jours de surcotes > 20 cm de plus de 5%, soit plus de 9 jours (figure 73). La différence de fréquence mensuelle des fortes surcotes, quand l'IONA mensuel moyen est très négatif (-20 hPa) et lorsqu'il est très positif (+20 hPa), n'excède pas 8% (figure 73). **Les conditions mensuelles moyennes de l'ONA n'intègrent donc qu'une partie de la fréquence des surcotes ponctuelles dans le Golfe du Lion.** Une moyenne mensuelle de l'ONA très positive est certes associée à une prédominance de phases quotidiennes positives, mais n'exclut pas que des jours dans ce mois soient associés à une phase négative, donc favorable à l'occurrence des surcotes dans le Golfe du Lion. Rappelons surtout que toutes les phases quotidiennes négatives (positives) ne sont pas toujours associées à une surcote (décote). Ces dernières dépendent en effet principalement des conditions de vents, qui ne sont pas directement renseignées par la phase de l'ONA. **Une moyenne mensuelle de l'ONA cache donc en réalité des conditions atmosphériques pouvant être variables à des laps de temps relativement courts et agissant à des échelles spatiales moins vastes que l'ONA.**

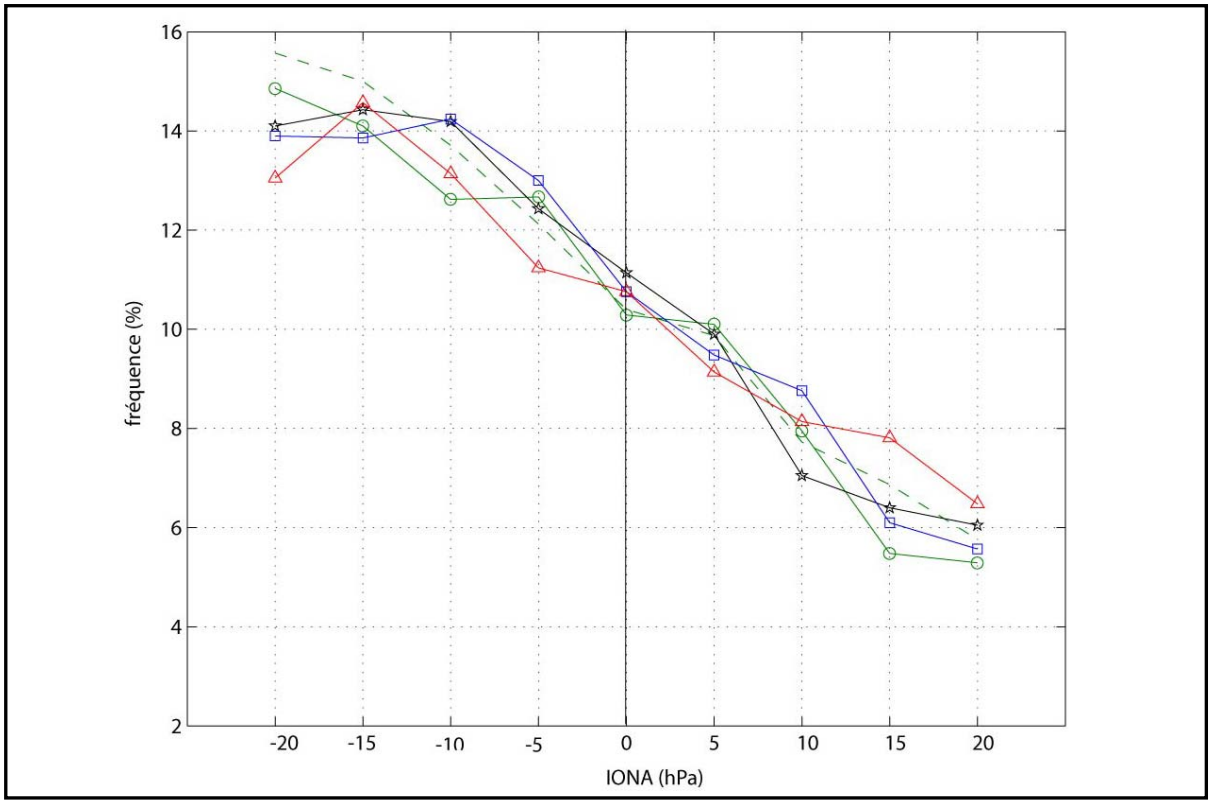


Figure 73 : fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm (en %) par classes d'IONA mensuels moyens par incréments de 5 hPa, au Grau-de-la-Dent de 1905 à 2005 (trait tireté vert) et de 1986 à 1995 (trait vert et cercles), à Sète (trait bleu et carrés) et Port-Vendres (trait noir et étoiles) de 1986 à 1995 et à Marseille (trait rouge et triangles) de 1986 à 1988.

12.2.2. Oscillation Nord-Atlantique moyenne et forçages atmosphériques des surcotes

Les vents d'afflux de SE sont associés en moyenne aux phases négatives de l'ONA, alors que ceux de NW sont associés à une phase positive. Plus l'IONA mensuel moyen est positif, plus les fréquences mensuelles des vents de NW augmentent autour du Golfe du Lion (figure 74b, e). Inversement, plus l'IONA mensuel moyen est négatif, plus les fréquences mensuelles des vents d'afflux de SE augmentent (figure 74a-d). **Une moyenne mensuelle d'IONA semble donc intégrer une partie de l'information de la fréquence des conditions instantanées de vents à l'échelle du Golfe du Lion**.

Un point d'intérêt particulier vient du fait que la différence de fréquence mensuelle des vents d'afflux de SE autour du Golfe du Lion n'excède pas 7% entre deux mois radicalement opposés, c'est-à-dire lorsque l'IONA mensuel moyen est de -20 hPa et +20 hPa (figure 74a-d). Autrement dit, **même si une moyenne mensuelle d'IONA indique la probabilité d'occurrence des vents d'afflux de SE, elle reste associée à une très forte**

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

variabilité des conditions instantanées de vents autour du Golfe du Lion. Rappelons en effet que ces vents ne sont pas directement renseignés par le gradient barométrique N-S de l'ONA.

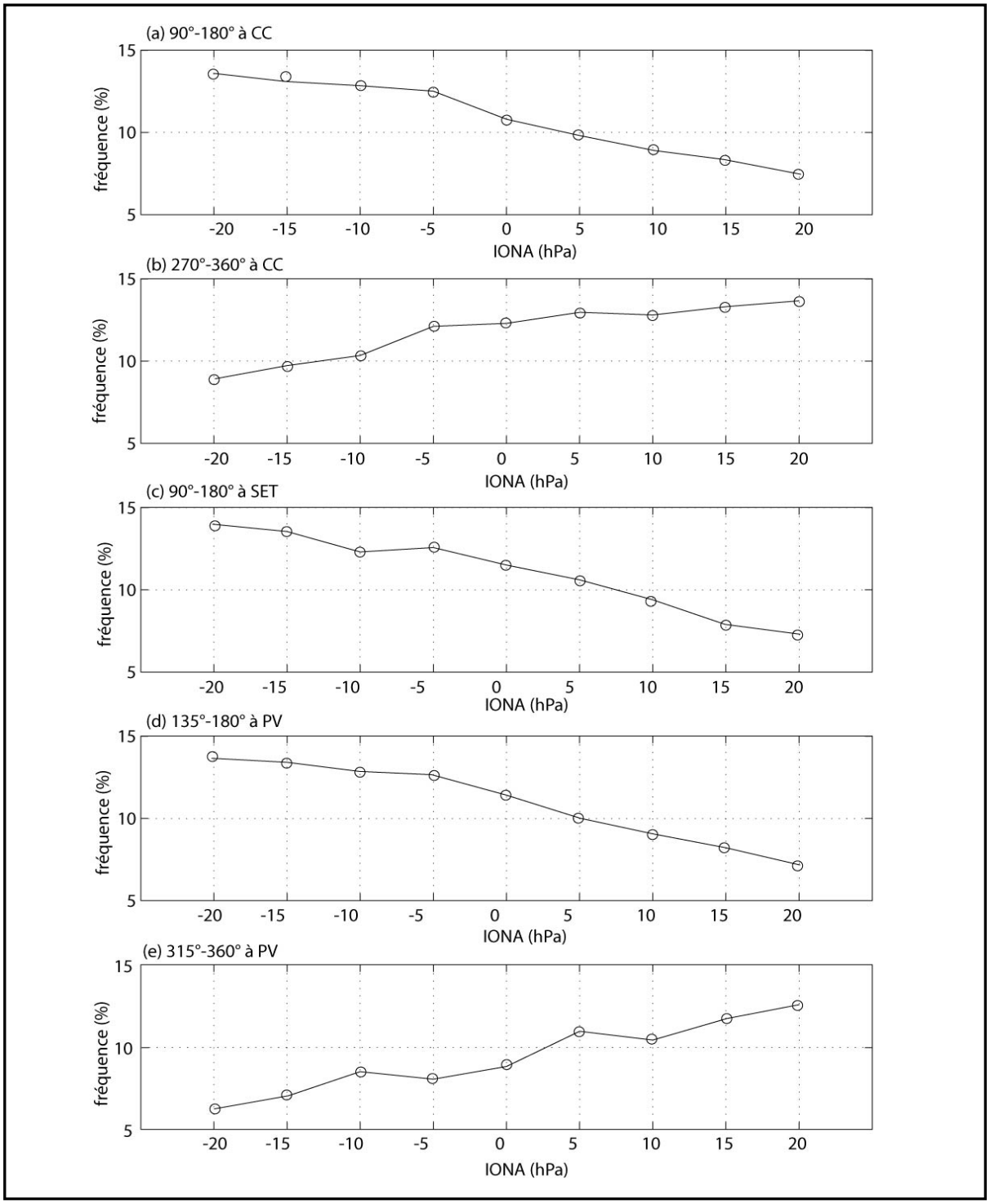


Figure 74 : fréquence mensuelle (en %) des vents de (a) 90°-180° et (b) 270°-360° à Cap Couronne (CC), de (c) 90°-180° à Sète (SET) et de (d) 135°-180° et (e) 315°-360° à Port-Vendres (PV), par classes d'IONA mensuels moyens par incréments de 5 hPa de 1961 à 2002.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

A l'échelle synoptique, lorsque l'IONA mensuel moyen est > 5 hPa, l'écart-type maximum des PSM, filtrées sur une bande passante comprise entre 2 et 6 jours, se situe sur l'Atlantique au niveau de l'Islande. Lorsque l'IONA mensuel moyen et < -5 hPa, l'écart-type maximum ce trouve cette fois-ci entre la Péninsule Ibérique et les Iles Britanniques (figure 75). Une phase mensuelle moyenne positive de l'ONA indique donc de la prévalence du passage des dépressions sur l'Atlantique suivant une trajectoire septentrionale. Une phase mensuelle moyenne négative indique plutôt des trajectoires méridionales. Il faut cependant souligner que durant les phases mensuelles moyennes positives de l'ONA, l'écart-type des PSM autour du Golfe de Gascogne reste tout de même relativement important. De même que durant les phases mensuelles moyennes négatives de l'ONA, l'écart-type des PSM au niveau de l'Islande demeure conséquent (figure 75).

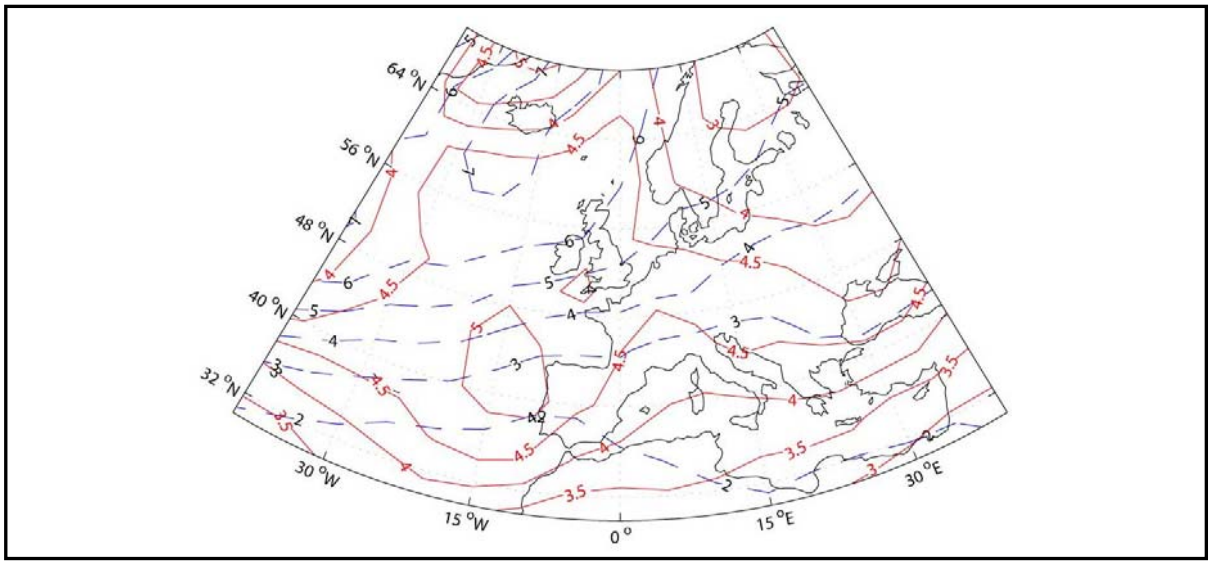


Figure 75 : écart-type (en hPa) des PSM filtrées par un filtre de Butterworth sur une bande passante comprise entre 2 et 6 jours, pour les mois où l'IONA moyen est > 5 hPa (trait tireté bleu) et < -5 hPa (trait rouge) de 1905 à 2002.

La relation entre les conditions moyennes de l'ONA et la fréquence mensuelle des forçages atmosphériques des surcotes à l'échelle synoptique peut être précisée par le biais de la figure 76. Plus la moyenne mensuelle de l'IONA est négative, plus la fréquence mensuelle des dépressions passant autour du Golfe de Gascogne est importante (figure 76). Plus celle-ci devient positive, plus cette même fréquence baisse (figure 76). Cette relation est logique en vue des interactions d'échelles spatiales entre les conditions atmosphériques de l'ONA et les conditions cycloniques à l'échelle synoptique. En effet, rappelons que plus (moins) d'IONA quotidiens négatifs vont favoriser (défavoriser) le passage des dépressions plus au

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

sud que la normale. Inversement, plus les jours de ces dépressions sont nombreux (rares), plus l'anomalie barométrique mensuelle moyenne au niveau des Açores sera négative (positive) et l'ONA mensuel moyen par conséquent négatif (positif). **Une moyenne mensuelle de l'ONA intègre donc une partie de l'information sur la variabilité des conditions atmosphériques à l'échelle synoptique.** Même si toutes les phases quotidiennes négatives de l'ONA ne sont pas obligatoirement synchrones d'une dépression entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques, **une phase mensuelle moyenne d'ONA indique la probabilité de voir ces jours où les conditions synoptiques sont favorables à la formation d'une surcote dans le Golfe du Lion.**

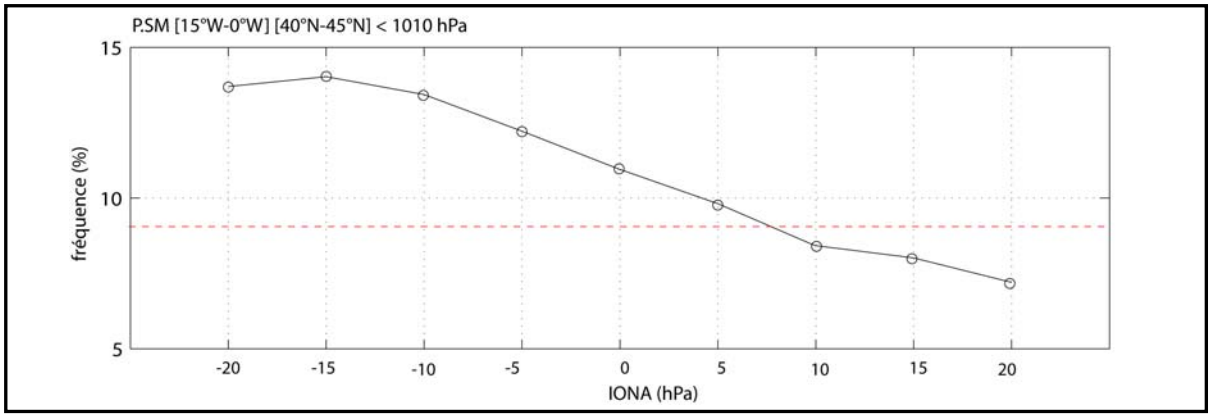


Figure 76 : fréquence mensuelle (en %) des PSM quotidiennes moyennes sur [15°W-0°W], [40°N-45°N] < 1010 hPa, par classes d'IONA mensuels moyens par incréments de 5 hPa de 1905 à 2002. En tirets rouges, la fréquence moyenne des pressions de surface < 1010 hPa sur se secteur de 1905 à 2002.

A l'échelle des types de temps, plus l'IONA mensuel moyen est positif, plus la fréquence mensuelle des jours ZO et AR est importante (figure 77a, e). *A contrario*, plus la fréquence mensuelle des jours GA et BL augmente, plus l'IONA mensuel moyen est négatif (figure 77c, d). Celle des jours EA reste par contre quasiment invariable quelque soit l'IONA mensuel moyen (figure 77b). Ici encore, ces observations s'avèrent logiques vue les interactions multi-latérales entre la phase de l'ONA et les types de temps. La différence de fréquence mensuelle des jours GA et BL dépasse en moyenne 30% entre les phases mensuelles moyennes très négatives (-20 hPa) et très positives (+20 hPa) (figure 77c, d). Celle des vents d'afflux de SE et des dépressions autour du Golfe de Gascogne n'excède pas 8% (cf. figure 74, § 12.2.2). **Les conditions moyennes de l'ONA nous indiquent donc surtout la fréquence des jours GA et BL (AR et ZO),** c'est-à-dire sur les conditions atmosphériques plutôt stables dans le temps, présentant un décalage latitudinal vers le sud

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

(nord) des principaux rails de perturbations tempérées**.** Elles documentent ensuite et dans une moindre mesure, la fréquence des conditions atmosphériques à des échelles plus fines, c'est-à-dire celle des dépressions à l'échelle synoptique et sur celle des vents d'afflux de SE dans le Golfe du Lion. A ces échelles spatiales, **l'information commune à l'IONA mensuel moyen est filtrée par la multiplicité des conditions synoptiques et anémométriques réelles, pouvant être associées à une même phase quotidienne de l'ONA, mais également à un même type de temps.**

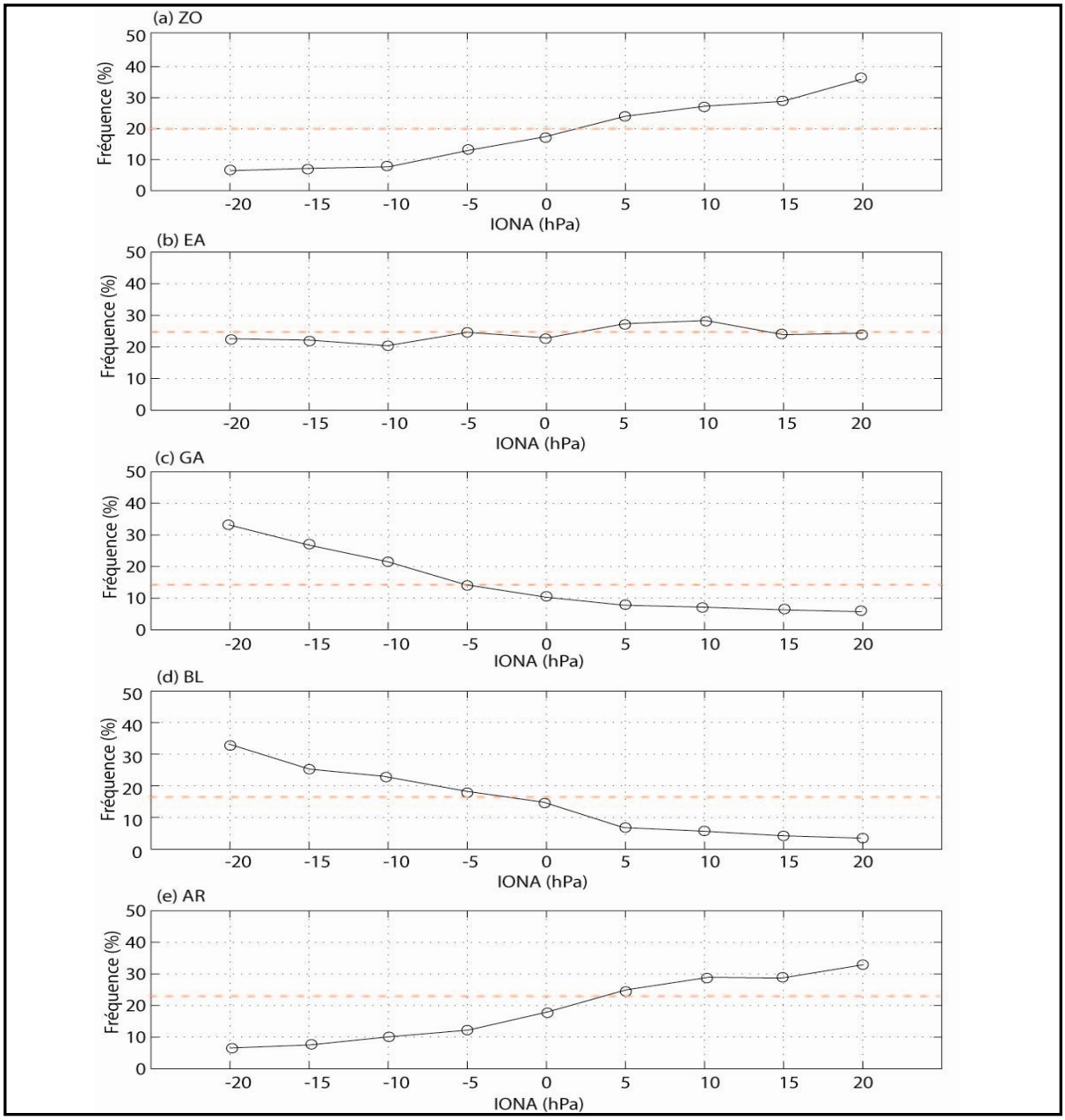


Figure 77 : fréquence mensuelle (en %) moyenne des jours (a) « Zonal » (ZO), (b) « East-Atlantic » (EA), (c) « Greenland Above » (GA), (d) « Blocking » (BL) et (e) « Atlantic-Ridge » (AR) par classes d'IONA mensuels moyens par incréments de 5 hPa de 1905 à 2002. En trait tireté rouges, la fréquence moyenne de chaque type de temps de 1905 à 2002.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Ce dernier propos peut être illustré par un exemple précis. L'IONA moyen du mois de novembre 1996 et de mars 1997 a la même valeur négative (-10 hPa). A l'échelle des types de temps, ces deux mois présentent un nombre de jours presque identique (~ 65%) de GA et BL (figure 78). Toutefois, à l'échelle synoptique, 12% des jours GA et/ou BL sont associés à la présence d'une dépression < 1010 hPa entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques en novembre 1996, contre seulement 5 % en mars 1997 (figure 78). A l'échelle régionale, les vents de SE autour du Golfe du Lion, dépendant de la présence de ces dépressions, sont donc plus fréquents en novembre 1996 qu'en mars 1997 (figure 78). Les fortes surcotes régionales > 20 cm, forcées directement par les vents d'afflux de SE, sont logiquement plus fréquentes en novembre 1996 qu'en mars 1997. Les différences observées entre ces deux mois s'expriment surtout en terme de vent d'afflux de SE et de surcotes, c'est-à-dire les événements dépendants des échelles spatiales les plus fines. Ces observations d'échelle régionale dépendent principalement du gradient barométrique zonal entre le Golfe de Gascogne et l'Europe centrale, qui n'est pas directement renseigné par le gradient N-S de l'ONA mais surtout par les dépressions autour du Golfe de Gascogne à l'échelle synoptique.

Pour résumer, **une moyenne mensuelle (ou saisonnière) de l'ONA intègre des modes de variabilité atmosphérique plutôt stable à l'échelle des types de temps, moins stable à l'échelle synoptique et beaucoup plus variable à l'échelle des vents dans le Golfe du Lion**. Cette intégration spatio-temporelle de l'information est associée aux interactions multi-latérales entre les conditions atmosphériques à ces différentes échelles de temps et d'espace. De ce fait, une moyenne mensuelle de l'ONA indique surtout la probabilité d'occurrence des types de temps GA et BL, puis dans une moindre mesure le passage des dépressions synoptiques autour du Golfe de Gascogne et des conditions de vents d'afflux de SE dans le Golfe du Lion. Ces derniers sont en effet particulièrement instables dans le temps et ne sont pas directement renseignés par le gradient barométrique de N-S de l'ONA. Leur fréquence mensuelle, et par conséquent celle des surcotes, peut donc être sensiblement différente pour une même moyenne mensuelle d'ONA. Par conséquent, **une moyenne mensuelle d'ONA n'indique qu'une probabilité d'occurrence des surcotes dans le Golfe du Lion**. La fréquence mensuelle effective des surcotes dans le Golfe du Lion va surtout dépendre **de la distribution réelle des vents d'afflux de SE,** associée principalement à la circulation atmosphérique à l'échelle synoptique.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

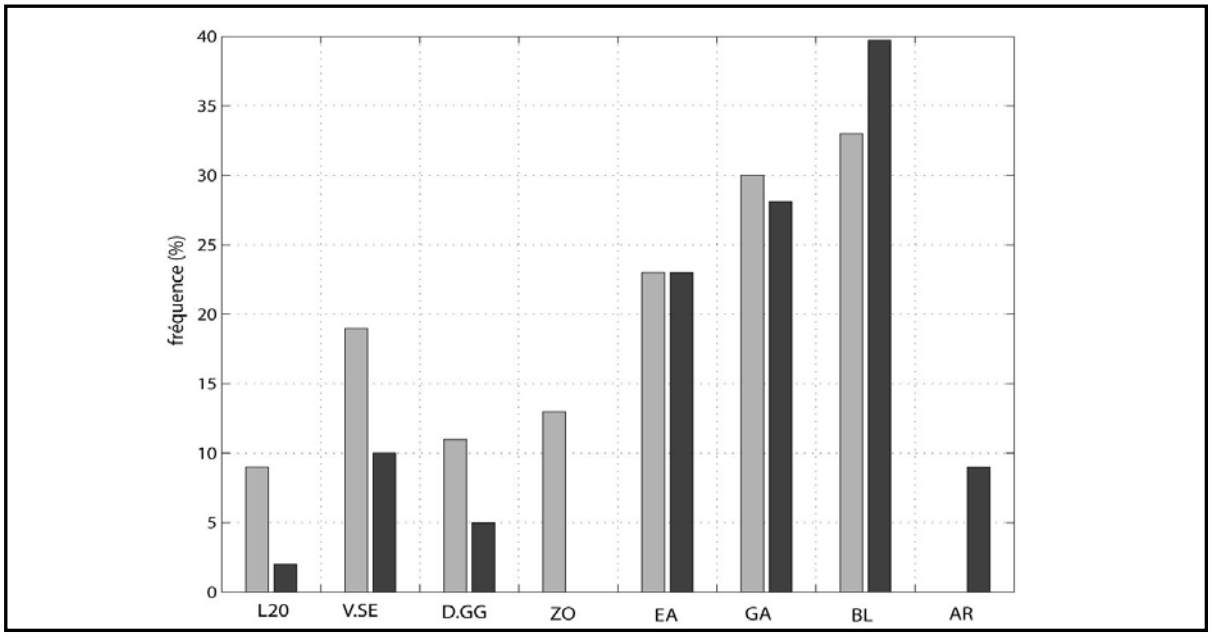


Figure 78 : fréquence mensuelle (en %) des surcotes quotidiennes > 20 cm (L20) des vents d'afflux de SE synchrone à Sète, Port-Vendres et Cap-Couronne (V.SE) des dépressions sur [15°W-0°W], [40°N-45°N] et des jours « Zonal » (ZO), « East-Atlantic » (EA), « Greenland Above » (GA), « Blocking » (BL) et « Atlantic Ride » (AR) pour le mois de novembre 1996 (histogramme gris) et mars 1997 (histogramme noir).

L'analyse de conditions atmosphériques liées à l'ONA lors des surcotes dans le Golfe du Lion montre que :

- *A l'échelle quotidienne, une phase négative d'ONA est associée aux fortes surcotes mais toutes les phases négatives ne sont pas synchrones d'une surcote ;*
- *Une phase négative de l'ONA favorise les types temps GA et BL et les dépressions sur l'Atlantique, transitant sur une trajectoire méridionale. Une phase positive de l'ONA favorise, quant à elle, le type de temps ZO et les dépressions sur l'Atlantique passant sur une trajectoire septentrionale ;*
- *Inversement, les dépressions des jours GA et BL suivant une trajectoire méridionale, influencent en partie la valeur négative de l'ONA. De même que les dépression des jours ZO suivant une trajectoire septentrionale, déterminent en partie la valeur positive du gradient méridien de l'ONA ;*
- *Une moyenne mensuelle de l'ONA indique une probabilité d'occurrence des surcotes. Toutefois, cette dernière va surtout dépendre de la fréquence des jours de dépressions synoptiques autour du Golfe de Gascogne capable de générer des vents d'afflux de SE dans le Golfe du Lion.*

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Synthèse du chapitre 3

L'analyse des forçages atmosphériques associés aux surcotes dans le Golfe du Lion pose deux interrogations principales. La première concerne les interactions d'échelles spatiales : **quelle information sensible vis-à-vis des surcotes dans le Golfe du Lion, incluent chacune des échelles spatiales considérées ?** La deuxième repose sur les interactions d'échelles temporelles ou plutôt spatio-temporelles, c'est-à-dire que représente par exemple une moyenne mensuelle de l'ONA par rapport à la fréquence des surcotes dans le Golfe du Lion. En d'autres termes, **comment la moyenne temporelle de l'ONA intègre t'elle la variabilité atmosphérique aux échelles temporelles et spatiales plus fines ?**

La force de friction du vent à la surface du plan d'eau est le principal forçage des variations locales du niveau des surcotes. Les surcotes locales aux quatre stations marégraphiques sont principalement associées à des vents d'afflux locaux de SE > 5 m/s. Les surcotes les plus extrêmes en Camargue (> 70 cm) sont exclusivement associées à des vents soufflant de SE (*Ullmann et al., 2007a*). Dans d'autres secteurs nord méditerranéens, notamment au nord de l'Adriatique, les vents de mer de sud, localement appelé le Sirocco, sont également le principal forçage des pics de surcotes (*Pirazzoli et Tomasin, 2002; Trigo et Davies, 2002*). Cependant, l'orientation et l'exposition locale de la côte peuvent modifier cette relation. En effet, à MA et à PV, les côtes sont localement orientées N-S et NW- SE et sont ouvertes sur la mer vers le NW. Les vents régionaux de secteur NW (mistral et tramontane) peuvent y entraîner l'accumulation de la masse d'eau vers la côte et former un pic local de surcote. **Les surcotes ne sont plus alors des signaux régionaux, mais plutôt l'expression locale d'un vent régional associé à une orientation particulière de la côte**.

Les vents d'afflux de SE dans le Golfe du Lion se produisent lorsqu'un fort gradient barométrique zonal orienté E-W se localise sur la France et surtout le Golfe du Lion. Cette topographie barométrique à l'échelle synoptique est principalement caractérisée par une dépression, stagnant entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques, couplée à des hautes pressions en Europe centrale. **La nature du forçage barométrique associé aux surcotes dans le Golfe du Lion est clairement liée à l'échelle synoptique (*Ullmann et Moron, 2007; Ullmann et Moron 2008*)**. La plupart de ces configurations barométriques sont associées à l'apparition des vents de secteur SE et à la formation d'une surcotes régionale dans le Golfe du Lion. De même, les surcotes dans le nord de l'Adriatique

(respectivement les côtes nord de la Manche) montrent également une forte connexion avec l'échelle synoptique et notamment avec la présence d'une forte dépression sur le nord de l'Italie (respectivement le nord des Iles Britannique) (*Camuffo, 1993; Trigo et Davies, 2002; Pirazzoli et al., 2006*).

La circulation atmosphérique synoptique de secteur SE et les surcotes dans le Golfe du Lion sont plus fréquentes durant des types de temps GA et BL. Ces deux types de temps présentent un décalage vers le sud du flux zonal et des principaux rails des perturbations tempérées sur l'Atlantique. Cependant, tous les types de temps GA et BL ne sont pas associés aux vents d'afflux de SE et aux surcotes dans le Golfe du Lion. En effet, ces derniers se produisent **lorsque les jours de GA et BL sont associés à une dépression synoptique autour du Golfe de Gascogne**, déterminante dans l'apparition d'un gradient barométrique zonal sur le Golfe du Lion. Plus la fréquence mensuelle des GA et BL augmente, plus celle des dépressions autour du Golfe de Gascogne est importante. En effet, ces deux échelles spatiales interagissent entre elles. Dans un sens, les GA et BL favorisent le passage des dépressions plus au sud que la normale. Dans l'autre sens, les dépressions autour du Golfe de Gascogne et leur vorticité relative, favorisent la configuration barométrique associée à GA et BL.

L'ONA est un mode de variabilité atmosphérique à une échelle spatiale plus vaste que celle des types de temps, avec le balancement en opposition de phase entre la masse d'air polaire et la masse d'air subtropicale, vers les Açores (*Vautard, 1990; Michelangeli et al, 1995; Plaut et Simonnet, 2001*). Ce mode de variabilité atmosphérique interagit avec ceux aux échelles plus fines et influence donc la formation des surcotes dans le Golfe du Lion. A l'échelle quotidienne, **les surcotes s'y produisent en effet principalement durant les phases négatives de l'ONA**. Les plus fortes surcotes à Venise sont également associées aux phases négatives de l'ONA (*Fagherazzi et al., 2005*). Plus un IONA mensuel ou saisonnier moyen est négatif (positif), plus l'occurrence des types de temps GA et/ou BL (ZO et/ou AR) est importante, favorisant le passage des dépressions sur une trajectoires anormalement méridionale (septentrionale). La fréquence des vents d'afflux de SE et donc des surcotes est alors plus importante (faible). Mais une forte (faible) fréquence des dépressions autour du Golfe de Gascogne va être favorable (défavorable), via la vorticité relative, à une forte (faible) occurrence des configurations barométriques associées à GA et BL. La PSM moyenne au niveau des Açores va donc diminuer (augmenter) et la phase moyenne de

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

l'ONA sera plutôt négative (positive). Retenons toutefois qu'une phase de l'ONA, à l'échelle mensuelle ou saisonnière, reste **une construction conceptuelle de la réalité qui n'intègre qu'une partie de l'information sur les vents d'afflux de SE et sur les surcotes dans le Golfe du Lion.** Ces derniers dépendent principalement du gradient barométrique zonal entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques et ne sont donc pas directement renseignés par le gradient N-S de l'ONA. Un jour d'IONA négatif n'est donc pas systématiquement associé à une dépression autour du Golfe de Gascogne, à un fort gradient barométrique zonal et à des vents d'afflux dans le Golfe du Lion. D'autres travaux ont montré que les précipitations et les températures de l'Europe occidentale sont connectées à l'ONA (*Trigo et al., 2002*). Dans ce cas aussi, cette relation dépend clairement des conditions atmosphériques aux échelles spatiales plus fines et notamment de l'activité cyclonique à l'échelle synoptique (*Trigo et al., 2002; Trigo et al., 2004*).

Lorsque l'on considère une moyenne mensuelle ou saisonnière (ou une moyenne temporelle de manière générale), s'ajoute également les interactions d'échelle temporelle. **Par l'intermédiaire des interactions multi-latérales, une moyenne mensuelle d'ONA va intégrer une partie de l'information sur les conditions atmosphériques variant à l'échelle des types de temps, à l'échelle synoptique et des conditions de vent dans le Golfe du Lion**. L'information commune entre une moyenne mensuelle de l'ONA et la fréquence de surcotes va donc dépendre de **la probabilité d'occurrence des forçages atmosphériques sensibles vis-à-vis des surcotes,** c'est-à-dire des dépressions autour du Golfe de Gascogne dont la durée de vie est de quelques jours, jusqu'aux conditions instantanées des vents d'afflux de SE dans le Golfe du Lion.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Chapitre 4

Surcotes et forçages atmosphériques : variabilité interannuelle à séculaire au 20ème siècle

Les forçages atmosphériques des surcotes peuvent être isolés à différentes échelles spatiales et temporelles. Ce chapitre propose d'abord d'évaluer quelles échelles spatiales (des vents à l'ONA) et quels modes de variabilité temporelle (des conditions instantanées à mensuelles moyennes) apportent l'information la plus importante dans la variabilité interannuelle de la fréquence et de la hauteur des surcotes.

Dans le cadre de la variabilité climatique au 20ème siècle, l'intérêt est ensuite de déterminer comment la fréquence et l'intensité des forçages atmosphériques des surcotes varient dans le temps, aux différentes échelles spatiales considérées. Enfin, ce chapitre propose d'appréhender la stabilité temporelle de la relation moyenne, entre la variabilité des différents forçages atmosphériques et des surcotes dans le Golfe du Lion.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

13. Variabilité interannuelle des surcotes et des forçages atmosphériques

Cette première partie est consacrée à la quantification de la relation entre la variabilité interannuelle des forçages atmosphériques, de la fréquence et de la hauteur des surcotes. Ces dernières sont d'abord considérées à l'échelle locale, c'est-à-dire à chaque station marégraphique, puis à l'échelle régionale dans l'ensemble du Golfe du Lion. Les analyses se concentrent ensuite sur la part de variance interannuelle commune entre les différents forçages.

13.1. Surcotes et forçages atmosphériques : relation interannuelle moyenne

A l'échelle locale, les vents d'afflux constituent le principal forçage des surcotes. Pour chaque station considérée séparément, la corrélation entre la fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm et celles des vents d'afflux de SE est toujours supérieure à 0.78*** (table 16). La corrélation calculée avec le P90 des surcotes est ≥ 0.74*** à chaque station (table 16). La fréquence mensuelle des vents d'afflux de SE est donc légèrement plus déterminante dans la fréquence mensuelle des surcotes que dans leur P90 mensuels. En effet, en plus de la fréquence de ces vents, les hauteurs des surcotes vont également dépendre de leur force.

La variabilité interannuelle de la fréquence mensuelle et des P90 des surcotes dans le Golfe du Lion est logiquement en opposition de phase avec celle de la fréquence mensuelle des vents de NW (table 16). Cependant, il est intéressant de noter qu'à MA et PV, **la corrélation négative entre les surcotes et ces vents n'est pas significative comme au GD et à SET (table 16)**. Rappelons en effet que des pics de surcotes peuvent s'y former lors des épisodes de fort mistral ou de tramontane (cf. § 9.1).

	CC vs surcotes à GD		SET vs surcotes à SET		PV vs surcotes a PV		CC vs surcotes à MA	
	90°-135°	270°-360°	90°-180°	270°-360°	135°-180°	270°-360°	90°-180°	315°-360°
P90	0.75 ***	-0.70 ***	0.77 ***	-0.69 ***	0.76 ***	-0.28	0.74 ***	-0.16
> 20 cm	0.86 ***	-0.71 ***	0.85 ***	-0.75 ***	0.75 ***	-0.35	0.81 ***	-0.25

Table 16 : corrélations entre la fréquence mensuelle des vents tri-horaires de 90° à 180°, 90° à 135° et 270° à 360° à Cap Couronne (CC), de 90° à 180° à Sète (SET) et de 135° à 180° et de 315° à 360° à Port-Vendres (PV) et (i) la fréquence mensuelle des surcotes horaires > 20 cm et (ii) les percentiles mensuels à 90% des surcotes (P90) au Grau-de-la-Dent (GD), à SET et à PV de 1986 à 1995 et à Marseille (MA) de 1986 à 1988.

A l'échelle du Golfe du Lion, le mode régional de la variabilité interannuelle de la fréquence des vents est défini par la première composante principale (CP1_vent) de la fréquence mensuelle des vents par incréments de 45° à CC, SET et PV. Toujours pour les surcotes considérées localement, la corrélation entre la CP1_vent et la fréquence mensuelle des surcotes reste significative à plus de 99% (table 17). Cependant, à chaque station marégraphique, la part de variance interannuelle commune entre la fréquence des surcotes > 20 cm et la CP1_vent n'excède pas 45% (table 17). En revanche, cette part dépasse 60% lorsque l'on considère les vents d'afflux de SE à l'échelle locale (table 16). Pour résumer, **la variabilité interannuelle de la fréquence des surcotes considérée localement, dépend principalement de la variabilité interannuelle de la fréquence des vents d'afflux locaux de SE, via le forçage *in situ* qu'ils exercent sur le plan d'eau.**

Par rapport aux vents d'afflux de SE, la fréquence mensuelle des jours où une dépression < 1010 hPa se trouve autour du Golfe de Gascogne explique nettement moins bien la variabilité interannuelle de la fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm aux quatre stations du Golfe du Lion (table 17). Cette observation est également valable pour différents seuils de dépression (non montré). La part de variance interannuelle commune à la fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm est encore moins importante, lorsque l'on considère les PSM mensuelles moyennes autour du Golfe de Gascogne. **Une moyenne mensuelle de PSM peut en effet intégrer des conditions barométriques et anémométriques quotidiennes très variables**.

La première composante principale de la fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm au GD, à SET et à PV (CP1_surcote), explique plus de 80% de la variance des fréquences mensuelles des surcotes de chaque station (table 17). La fréquence des jours où une dépression < 1010 hPa se trouve entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques présente ici 40% de variance interannuelle commune avec la CP1_surcote, et 37% pour la CP1_vent (table 17). **Le forçage atmosphérique à l'échelle synoptique offre donc une information sur la variabilité interannuelle de la fréquence des surcotes d'échelle régionale**. En effet, la quantité d'information sur les surcotes d'échelle régionale, apportée par l'échelle synoptique, est équivalente ou voir même légèrement plus importante que celle apportée par la CP1_vent, c'est-à-dire par les conditions anémométriques à l'échelle régionale (table 17). En effet, les jours où les pics de surcotes sont synchrones aux quatre stations

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

marégraphiques sont presque toujours associés à une dépression entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques (cf. §10.3.1).

A l'échelle des types de temps, la part de variance interannuelle commune entre la fréquence des jours GA et/ou BL et la fréquence des surcotes > 20 cm n'excède pas 32% (table 17). En effet, tous les jours GA et BL ne sont pas associés aux surcotes dans le Golfe du Lion, dépendant essentiellement des conditions atmosphériques à l'échelle synoptique. A l'échelle de l'ONA, la part de variance interannuelle commune entre l'IONA mensuel moyen et la fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm n'est que de 12% à chaque station marégraphique (table 17). Elle est quasiment similaire en considérant la CP1_surcote (table 17). Rappelons en effet que les types de temps et la moyenne mensuelle de l'ONA sont des constructions conceptuelles de la réalité, qui ne renseignent qu'une partie des conditions atmosphériques réelles, comme les PSM à l'échelle synoptique ou les vents dans le Golfe du Lion.

Les corrélations calculées à partir des séries désaisonnalisées, c'est-à-dire pour lesquelles la climatologie moyenne mensuelle a été retirée, présentent des résultats identiques (non montré). Les cycles hivernaux présentés dans la partie 5 ont donc peu d'influence sur la relation interannuelle moyenne entre la fréquence et la hauteur des surcotes et les forçages atmosphériques aux différentes échelles spatio-temporelles.

	CP1_surcote	CP1_vent	IGG <1010 hPa	IGG moyen	GA	BL	IONA
GD > 20 cm	0.94***	-0.62***	0.67***	-0.52**	0.54 **	0.51**	-0.36*
SET > 20 cm	0.95***	-0.64***	0.67***	-0.54**	0.57**	0.52**	-0.35*
PV > 20 cm	0.90***	-0.66***	0.69***	-0.52**	0.56**	0.45**	-0.35*
MA > 20 cm	0.90***	-0.65***	0.61***	-0.49*	0.54**	0.56**	-0.31*
CP1_surcote	-	-0.61***	0.63***	-0.51*	0.52**	0.54**	-0.33*

Table 17 : corrélations entre la fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm au Grau-de-la-Dent (GD), Sète (SET), Port-Vendres (PV) de 1986 à 1995 et à Marseille (MA) de 1986 à 1988 et la PSM mensuelle moyenne de [15°W-0°W], [40°N-45°N] (IGG), la fréquence mensuelle de l'IGG quotidien < 1010 hPa, celle des jours GA et BL et l'IONA mensuel moyen. Les corrélations sont également calculées avec la première composante principale (CP1_vent) d'une ACP calculée à partir de la fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm à GD, SE et PV de 1986 à 1995.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

13.2. De l'Oscillation Nord-Atlantique aux vents d'afflux dans le Golfe du Lion : relation interannuelle moyenne

Dans cette section, les analyses se focalisent sur la relation moyenne entre la variabilité interannuelle des forçages aux différentes échelles spatio-temporelles. Entre la fréquence mensuelle des vents d'afflux de SE et des dépressions < 1010 hPa entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques, la corrélation est positive et significative aux trois stations météorologiques (table 18). La part de variance interannuelle commune entre les forçages atmosphériques des surcotes à ces deux échelles spatiales est de 30% (table 18). A l'échelle des types de temps, environ 25% de la variance interannuelle de la fréquence de GA et BL est commune à la variance interannuelle de la fréquence des vents d'afflux de SE aux trois stations météorologiques (table 18). Seuls 9% de la variance interannuelle de l'IONA moyen est commune à celle de la fréquence de ces vents d'afflux (table 18). En d'autres termes, **plus l'échelle spatiale considérée est vaste, plus l'information sur les conditions atmosphériques locales va dépendre des conditions atmosphériques aux échelles intermédiaires**. L'ONA et le gradient barométrique N-S sur l'Atlantique ne renseignent par exemple qu'une partie de l'information des vents d'afflux de SE dans le Golfe du Lion. En effet, ces derniers sont essentiellement déterminés par le gradient barométrique E-W entre le Golfe de Gascogne et l'Europe centrale. Notons tout de même que 25% de la variabilité interannuelle de l'IONA mensuel moyen est commune à la CP1_vent, contre seulement 10% lorsque l'on considère la fréquence mensuelle des vents de SE à l'échelle locale. **La variabilité interannuelle des conditions moyennes de l'ONA est donc plus fortement connectée aux variations interannuelles de la fréquence des vents à l'échelle du Golfe du Lion, qu'à celles considérées à l'échelle locale.**

Pour résumer, **les connections les plus fortes, entre les variations interannuelles des forçages atmosphériques, s'observent entre les échelles spatiales les plus proches.** En effet, c'est là que les interactions d'échelles spatio-temporelles présentées dans le chapitre 3 sont les moins bruitées par les conditions atmosphériques aux échelles intermédiaires. Les corrélations calculées à partir des séries désaisonnalisées présentent des résultats identiques (non montré).

	IONA	GA	BL	IGG <1010 hPa
CC 90°-180°	-0.31*	0.49**	0.45*	0.56**
CC 270°-360°	0.43**	-0.41**	-0.38*	-0.36*
SET 90°-180°	-0.29*	0.51*	0.45*	0.53**
PV 135°-180°	-0.33*	0.50*	0.49*	0.58**
PV 315°-360°	0.46**	-0.49*	-0.37*	-0.34*
CP1_vent	0.51**	-0.41*	-0.37*	-0.54**
IGG < 1010 hPa	-0.31*	0.57***	0.51***	-
GA	-0.56***	-	-	-
BL	-0.64***	-	-	-

Table 18 : corrélations par paires entre la fréquence mensuelle des jours « Greenland Above » (GA) et « Blocking » (BL), celle des vents tri-horaires de 90° à 180°, de 270° à 360° à Cap Couronne (CC), de 90 à 180° à Sète (SET), de 135° à 180° et 315° à 360° à Port-Vendres (PV), la première composante principale (CP1_vent) de la fréquence des vents de 0° à 360° à CC, SET et PV, l'IONA mensuel moyen et la fréquence mensuelle des dépressions < 1010 hPa sur [15°W-0°W], [40°N-45°N] (IGG < 1010 hPa).

L'analyse de la relation moyenne entre la variabilité interannuelle des surcotes et des forçages atmosphériques à différentes échelles spatio-temporelles montre que :

- *A l'échelle locale, la variabilité interannuelle de la fréquence et de la hauteur des surcotes dépend clairement de la fréquence des vents d'afflux de SE ;*
- *Le mode régional de la variabilité interannuelle de la fréquence et de la hauteur des surcotes dans le Golfe du Lion (CP1_surcote) est corrélé principalement à la variabilité interannuelle des forçages atmosphérique à l'échelle synoptique, notamment avec la fréquence des dépressions autour du Golfe de Gascogne ;*
- *Plus on s'éloigne de l'échelle locale, depuis les vents vers l'ONA, moins la variance interannuelle des conditions de forçages atmosphériques est commune à la fréquence des surcotes dans le Golfe du Lion.*

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

14. Forçages atmosphériques des surcotes: variabilité multi-décennale au 20ème siècle

Dans le contexte de la variabilité climatique au 20ème siècle, il est particulièrement important d'appréhender comment la fréquence et l'intensité des forçages atmosphériques des surcotes varient dans le temps, de l'échelle de l'ONA à l'échelle locale.

Durant la deuxième moitié du 20ème siècle, **la fréquence hivernale des vents d'afflux de SE augmente significativement aux trois stations météorologiques du Golfe du Lion (figure 79a, b, d, e et table 19)**. *A contrario*, la fréquence hivernale des vents de NW baisse légèrement (figure 79c, f et table 19). Autrement dit, l'augmentation de la fréquence des vents d'afflux de SE et la diminution de celle des vents de NW montrent une cohésion d'échelle régionale. Cette dernière témoigne d'un lien avec la variabilité atmosphérique à une échelle spatiale plus vaste que le Golfe du Lion (figure 79 et table 19; *Ullmann et al, 2007b*). Cette évolution est quasiment homogène dans chacun des mois d'octobre à mars (non montré). La vitesse des vents d'afflux de SE, mais aussi la durée maximale de leur séquence, montrent également une légère augmentation régionale autour du Golfe du Lion (*Ullmann et al., 2007a; Ullmann et Pirazzoli, 2007b*). Enfin, la fréquence hivernale des vents d'afflux de SE > 5 m/s et > 10 m/s augmentent également significativement au trois stations météorologiques du Golfe du Lion (non montré).

stations	périodes	direction du vent	tendance linéaire
Cap Couronne	1961-2003	90°-135°	+0.28 %/an (> 99%)
Cap Couronne	1961-2003	90°-180°	+0.25 %/an (> 99%)
Cap Couronne	1961-2003	270°-360°	-0.08 %/an (> 90 %)
Sète	1949-2003	90°-180°	+0.14 %/an (> 99%)
Port-Vendres	1949-2003	135°-180°	+0.13 %/an (> 99%)
Port-Vendres	1949-2003	315°-360°	-0.04 %/an (> 90 %)

Table 19 : tendance linéaire (en %/an) de 1961 à 2003 calculée sur la fréquence hivernale des vents de 90°-180°, 90°-135° et 270°-360° à Cap Couronne, de 90°-180° à Sète et de 135°-180° et 315°-360° à Port-Vendres. L'intervalle de confiance de la pente, exprimé en pourcentage (99%), est selon un test en T de Student avec l'hypothèse nulle (H0) que la pente calculée soit nulle.

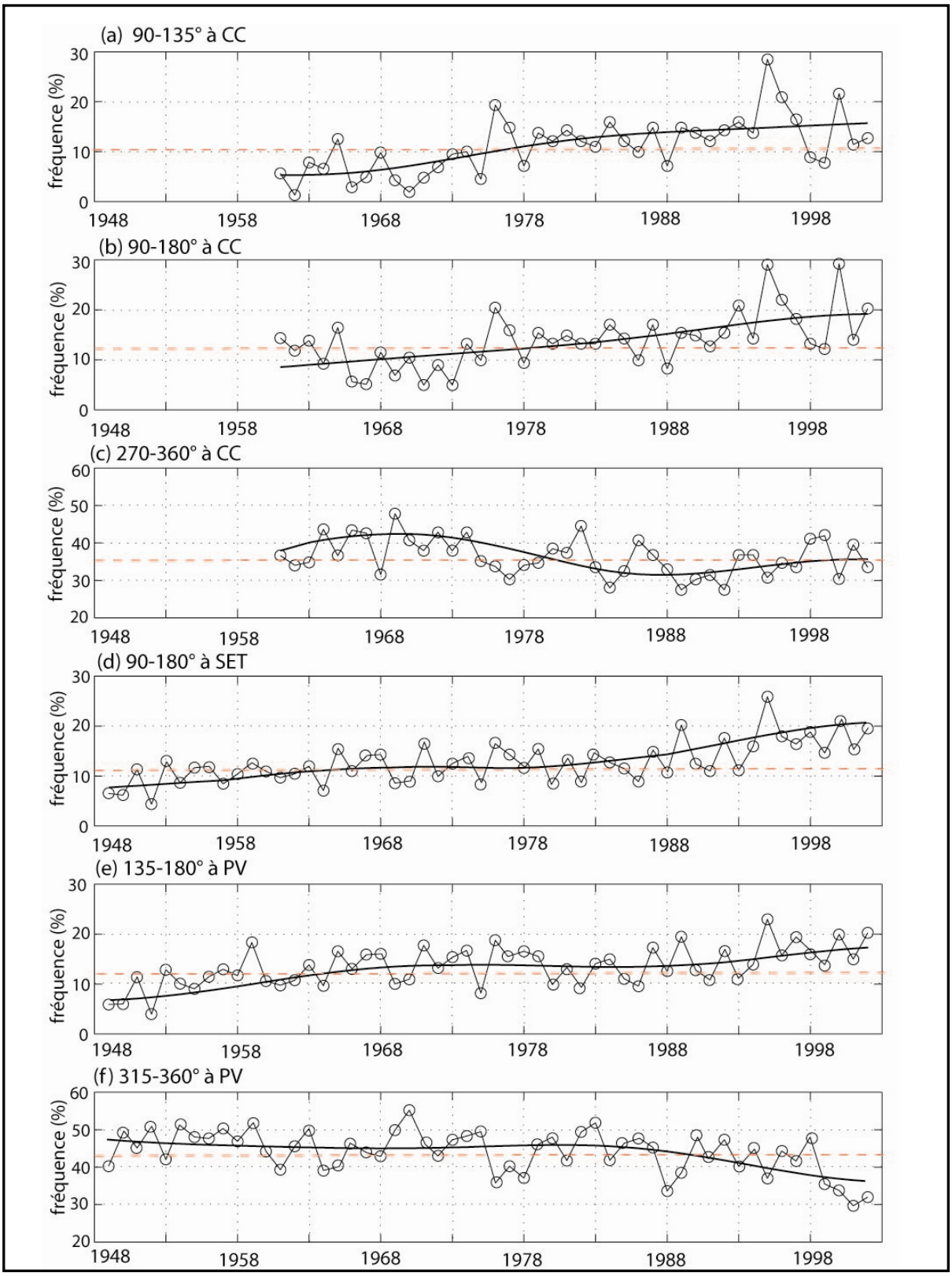


Figure 79 : fréquence hivernale (en %) des vents d'afflux (trait et cercles) et variations filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans en trait gras. En trait tireté rouge, la fréquence hivernale moyenne calculée de 1961 à 2003. Les fréquences hivernales sont calculées pour (a) les vents de 90°-135°, (b) 90°-180° et (c) 270°-360° à Cap Couronne (CC), pour ceux de (d) 90-180° à Sète (SET) et pour ceux de (e) 135°-180° et (f) 315°-360° à Port-Vendres (PV).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Ensuite, à l'échelle synoptique, les PSM hivernales moyennes entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques sont quasiment stationnaires de 1905 à 1965. Elles montrent ensuite une période de hausse de 1970 à 1985 (figure 80). Cette hausse est synchrone avec la légère baisse de la fréquence hivernale des jours où une dépression < 1010 hPa se trouve sur ce secteur (figure 80). La moyenne des fréquences hivernales de ces jours, calculée sur la période 1970-2002, est significativement plus basse que celle calculée sur la période 1905-1930 selon un test en T de Student. Ces variations coïncident avec le gonflement de l'anticyclone des Açores observé durant la seconde moitié du 20ème siècle (*Cassou, 2004*). La légère diminution de la fréquence des dépressions autour du Golfe de Gascogne à partir de 1965, associée à l'intensification de l'anticyclone des Açores, semble *a priori* paradoxale avec l'augmentation de la fréquence des vents d'afflux de SE autour du Golfe du Lion.

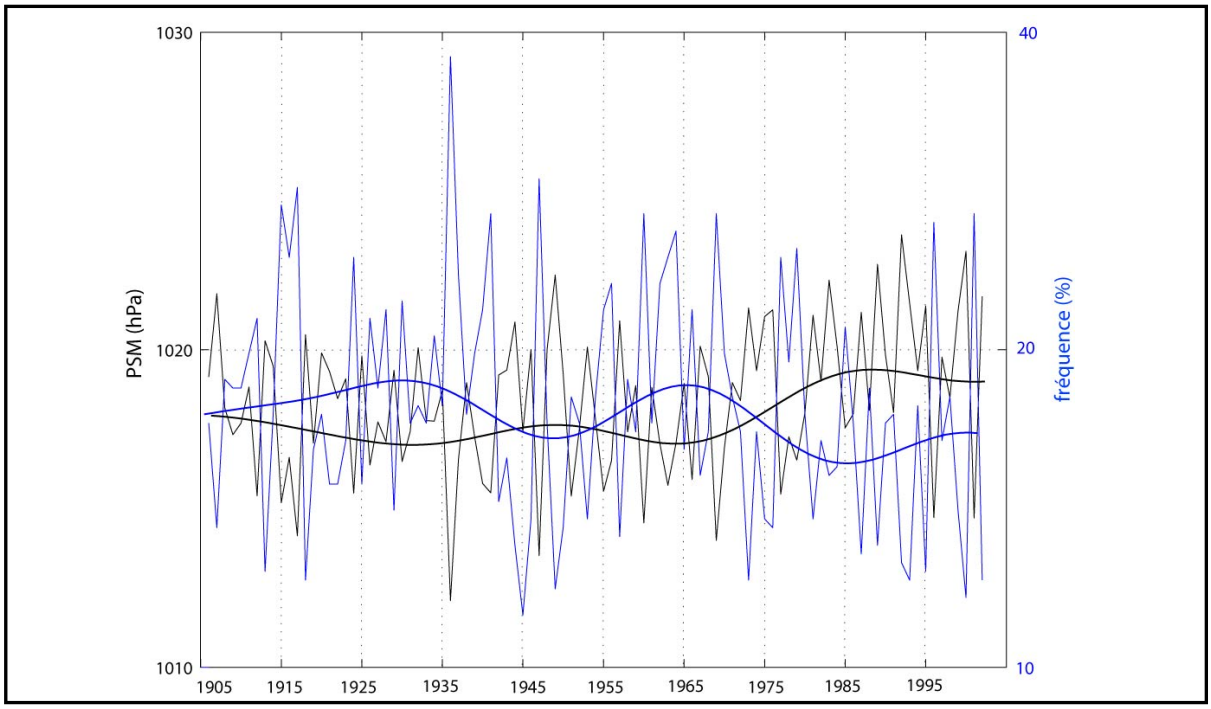


Figure 80 : PSM hivernales moyennes en hPa de [15°W-0°W], [40°N-45°N] (trait noir) et fréquence hivernale (en %) des PSM quotidiennes < 1010 hPa (trait bleu) sur ce secteur de 1905 à 2002 en bleu. En trait gras superposé, les variations filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans.

A l'échelle des types de temps, la fréquence hivernale des jours de chaque type de temps est quasiment stationnaire au 20ème siècle (figure 81; *Ullmann et Moron, 2008*). Toutefois, la fréquence des jours ZO semble augmenter et celle de BL légèrement diminuer, surtout entre 1970 et 1990 (figure 81a, d). La fréquence hivernale moyenne des jours BL, calculée dans les 30 dernières années du 20ème siècle, n'est cependant pas significativement différente de

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

celle calculée dans les 30 premières selon un test en T de Student. Pour résumer, **la fréquence hivernale des jours GA et BL, forçage des surcotes à l'échelle des types de temps, est statistiquement stationnaire au 20ème siècle**. Les variations lentes de la fréquence hivernale des jours GA et/ou BL ne permettent donc pas d'expliquer à elles seules l'évolution lente des surcotes dans le Golfe du Lion.

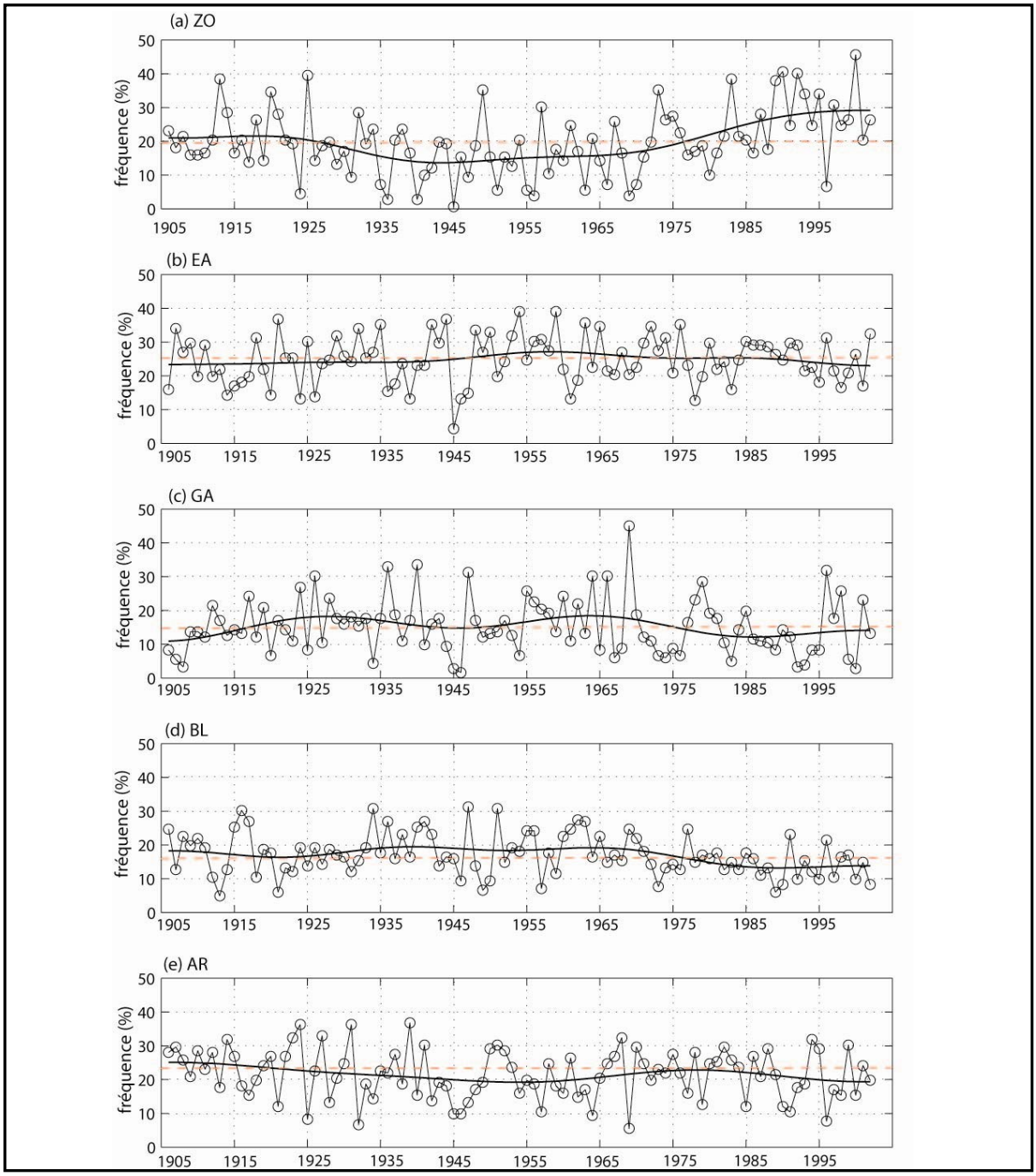


Figure 81 : fréquence hivernale (en %) des jours (a) « Zonal » (ZO), (b) « East-Atlantic » (EA), (c) « Greenland Above » (GA), (d) « Blocking » (BL) et (e) « Atlantic-Ridge » (AR) de 1905 à 2002. En trait gras superposé, les variations filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Enfin, les conditions hivernales moyennes de l'ONA montrent une prédominance de la phase positive au début du siècle jusque dans les années 1920 (figure 82). Elle devient progressivement négative jusque dans les années 1965-70 où elle atteint son minimum (figure 82; *Lamb et Peppler, 1987*). A partir de 1970, le mode devient alors rapidement positif jusqu'à la fin du 20ème siècle (figure 82). Le balancement du mode négatif de l'ONA vers le mode positif dans les années 70 est synchrone avec le renforcement de l'anticyclone des Açores et la baisse des dépressions transitant entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques (figures 80 et 82). Il l'est également avec la hausse de la fréquence hivernale des jours ZO (figures 81 et 82). La déviation positive de la phase hivernale moyenne de l'ONA à partir de 1975 est donc *a priori* paradoxale avec l'augmentation de la fréquence des surcotes et des vents d'afflux de SE, ainsi qu'avec la stationnarité de la fréquence hivernale des jours GA et BL (figure 82, § 8.2). La variabilité temporelle de l'ONA influence pourtant la fréquence des dépressions autour du Golfe de Gascogne et des vents de SE dans le Golfe du Lion. Encore une fois, **la variabilité lente de la phase hivernale moyenne de l'ONA ne peut expliquer à elle seule l'évolution des surcotes et des vents d'afflux de SE dans le Golfe du Lion**.

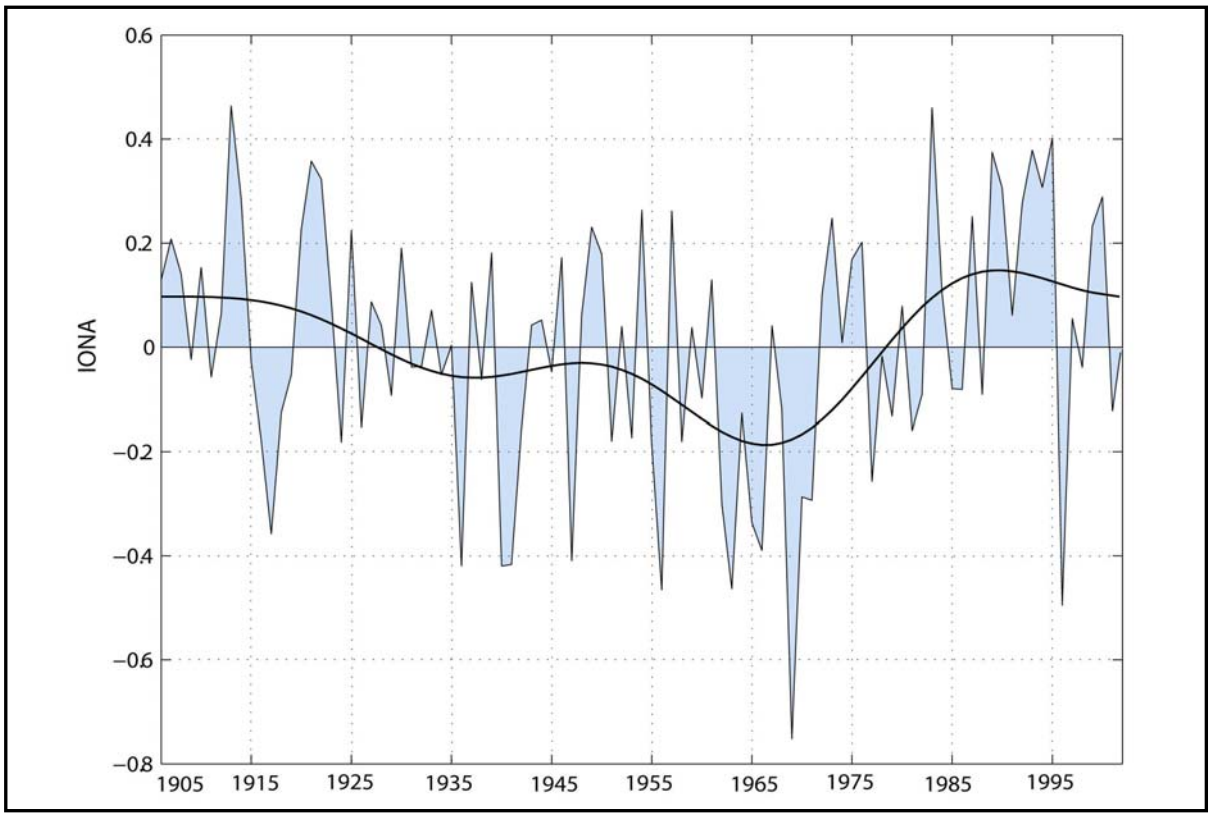


Figure 82 : IONA hivernal moyen (en hPa) de 1905 à 2002 (en bleu) et variations filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans en trait noir superposé.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

L'analyse de la variabilité multi-décennale à séculaire des forçages atmosphériques des surcotes dans le Golfe du Lion montre que :

- *La fréquence hivernale des vents d'afflux de SE augmente régionalement dans le Golfe du Lion durant la seconde moitié du 20ème siècle ;*
- *La fréquence hivernale des vents de NW diminue régionalement dans la seconde moitié du 20ème siècle ;*
- *La fréquence hivernale des dépressions transitant entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques baisse légèrement à partir des années 70 ;*
- *La fréquence hivernale des jours GA et BL est statistiquement stationnaire à l'échelle du 20ème siècle. Celle des jours ZO augmente à partir de 1970 ;*
- *Les conditions hivernales moyennes de l'ONA montrent une transition rapide d'une phase négative à positive à partir de 1970 ;*
- *La variabilité lente de la fréquence des forçages atmosphériques des surcotes, à l'échelle synoptique, des types de temps et de l'ONA, est donc a priori paradoxale avec l'augmentation de la fréquence des vents d'afflux de SE et des surcotes à l'échelle du Golfe du Lion.*

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

15. Relation surcotes - forçages atmosphériques : variabilité au 20ème siècle

Dans la seconde moitié du 20ème siècle, la déviation positive de la phase hivernale moyenne de l'ONA et la stationnarité de la fréquence hivernale des jours GA et BL semblent *a priori* paradoxales avec l'augmentation de la fréquence des vents d'afflux de SE et des surcotes dans le Golfe du Lion. C'est pourquoi cette partie propose d'abord de découvrir les éventuelles variations multi-décennales à séculaire de la relation moyenne entre l'ONA et les surcotes d'une part, et entre les types de temps et les surcotes d'autre part. Il s'agit ensuite de déterminer quels peuvent être les facteurs de ces variations. Les analyses se focalisent surtout sur les modifications des conditions atmosphériques moyennes de l'ONA et des types de temps. L'objectif est d'étudier **l'impact des ces modifications sur les surcotes, via les changements qu'ils peuvent entraîner dans la circulation atmosphérique à l'échelle synoptique et régionale dans le Golfe du Lion**.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

15.1. Surcotes, types de temps et Oscillation Nord-Atlantique : modulation de la relation moyenne

Les corrélations glissantes sont calculées par segments mobiles de 60 mois entre la fréquence mensuelle des jours GA et BL et la fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm au GD d'une part, et le niveau marin mensuel moyen à MA d'autre part.

Il est évident qu'à partir des années 60, **la variabilité interannuelle de la fréquence mensuelle des GA est de plus en plus fortement corrélée positivement avec la fréquence mensuelle des surcotes au GD et avec le niveau marin mensuel moyen à MA (figures 83a et 84a)**. Les coefficients de la corrélation sont par exemple bien plus élevés de 1974 à 2002 qu'au début du siècle, de façon plus marquée dans le cas du GD qu'à MA (figures 83a et 84a). **La relation moyenne entre la variabilité temporelle de GA et des surcotes montrée en section 13.1 n'est donc pas stationnaire au 20ème siècle (*Ullmann et Moron, 2008*)**. En effet, la corrélation entre la fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm et des jours GA n'est pas significative de 1905 à 1960. Elle le devient à plus de 99% sur la période de 1974 à 2002 (*Ullmann et Moron, 2008*). Avec BL, les corrélations glissantes restent quasiment stationnaires au 20ème siècle (figure 83b et 84b). Retirer les cycles hivernaux moyens ne modifie que très peu les résultats (non montré).

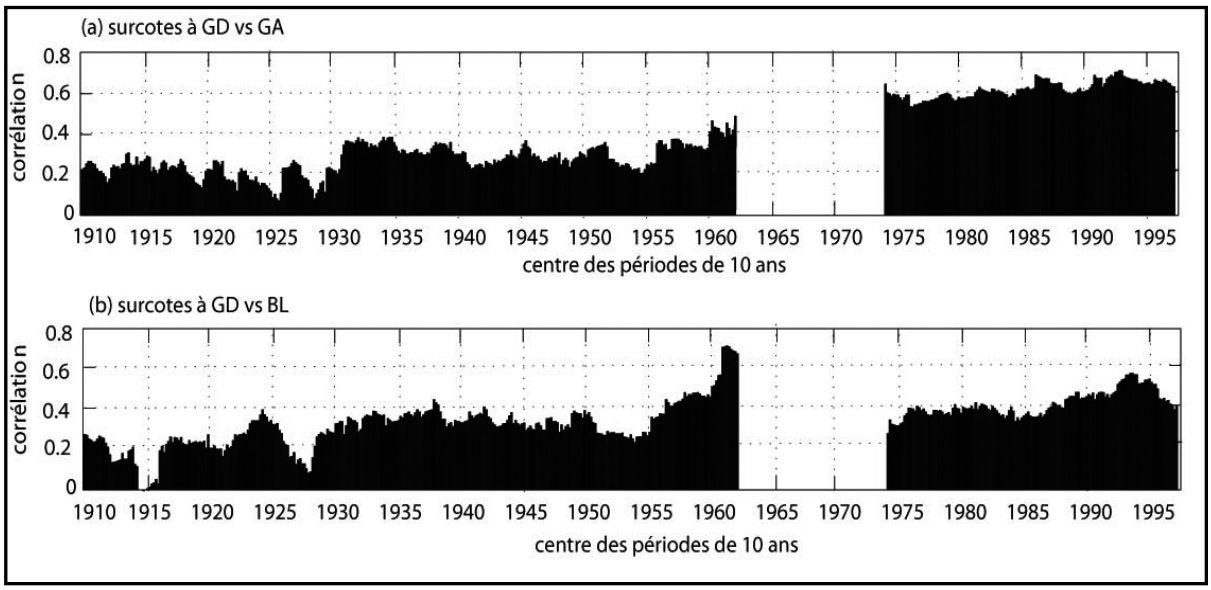


Figure 83 : corrélations glissantes par segments de 60 mois entre la fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm au Grau-de-la-Dent (GD) et (a) celle des jours « Greenland Above » (GA) et (b) de « Blocking » (BL), de 1905 à 2002.

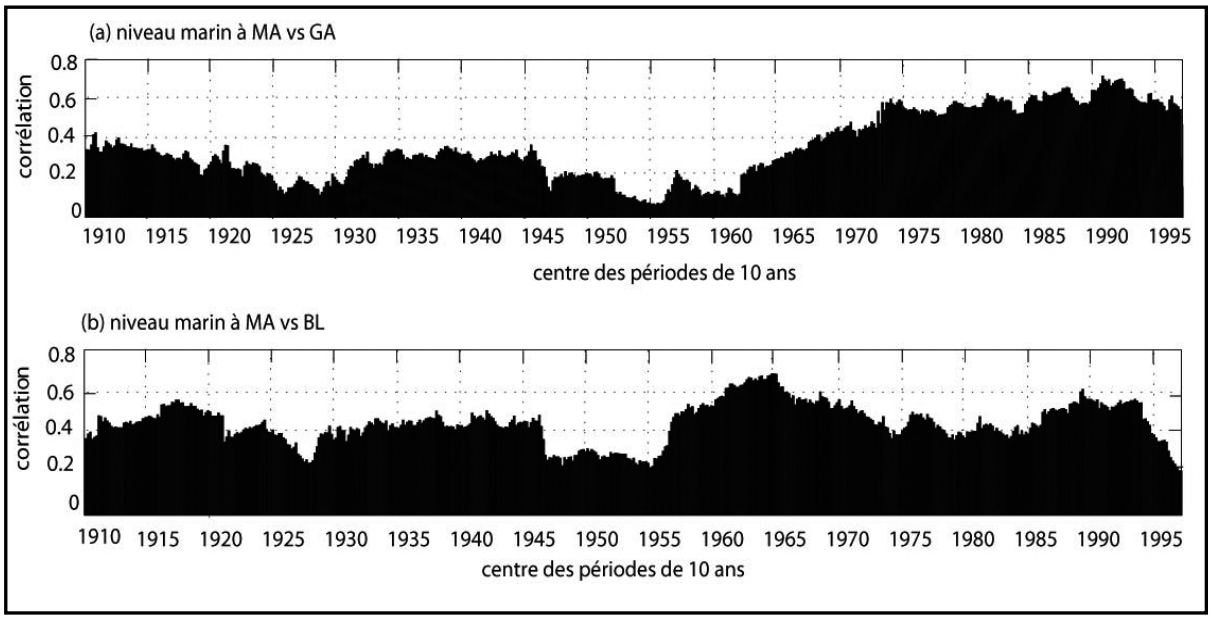


Figure 84 : corrélations glissantes par segments de 60 mois entre le niveau marin mensuel moyen à Marseille (MA) et (a) la fréquence mensuelle des jours « Greenland Above » (GA) et (d) « Blocking » (BL), de 1905 à 2002.

La figure 85 présente les corrélations glissantes par segments mobiles de 60 mois entre l'IONA mensuel moyen et la fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm au GD d'une part et le niveau marin mensuel moyen à MA d'autre part.

A partir de 1975, la variabilité interannuelle de l'IONA mensuel moyen est de plus en plus fortement corrélée avec la fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm au GD et avec le niveau marin mensuel moyen à MA (figure 85). Ce renforcement de la relation entre le niveau marin et l'ONA a aussi été observé dans la mer du Nord, la mer Baltique ainsi qu'à Brest et à Marseille (*Wakelin et al., 2003; Jevrejeva et al., 2005*). Par ailleurs, ce renforcement a également été mis en évidence en considérant l'OA dont la surface d'influence est plus vaste que l'ONA (*Jevrejeva et al., 2005*). Notons que la variabilité interannuelle du niveau marin moyen sous l'effet de l'ONA est associée principalement aux surcotes, forcées par les vents d'afflux (*Hilmer et Jung, 2000; Wakelin et al., 2003*). Le niveau marin moyen sur la façade NW européenne présente un net minimum de corrélation avec l'ONA dans les années 1900 à 1920 (*Anderson, 2002; Wakelin et al., 2003*). De plus, la corrélation négative entre le niveau marin à Brest et à Marseille est également clairement non significative au début du 20ème siècle (*Jevrejeva et al., 2005*). Ces résultats sont synchrones avec les plus faibles corrélations calculées dans les 20 premières années du 20ème siècle entre la fréquence mensuelle des surcotes au GD et à MA et l'IONA mensuel

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

moyen (figure 85). La relation la plus intense est systématiquement observée dans les 30 dernières années du 20ème siècle, avec un net renforcement des corrélations positives entre l'ONA et les niveaux marins sur le long de la façade NW européenne (*Wakelin et al., 2003; Jevrejeva et al., 2005*). Ces mêmes observations ont également été mises en évidence dans la mer du Nord et la mer Baltique (*Anderson, 2002*). La part de variance interannuelle commune, en opposition de phase, entre l'IONA moyen et le niveau marin moyen s'est également considérablement renforcée à Brest et à Marseille dans les 30 dernières années du 20ème siècle (*Jevrejeva et al., 2005*). Là encore, ces résultats sont synchrones avec la forte intensification de la corrélation entre l'IONA mensuel moyen et la fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm au GD, ainsi qu'avec le niveau marin mensuel moyen à MA (figure 85).

Pour résumer, l'instabilité de la relation entre l'ONA et le niveau marin est cohérente entre différentes stations marégraphiques européennes. Ces observations indiquent, qu'une **information non prise en compte par le gradient barométrique N-S de l'ONA et variant dans le temps, joue un rôle important dans la variabilité temporelle du niveau marin et de la fréquence des surcotes**

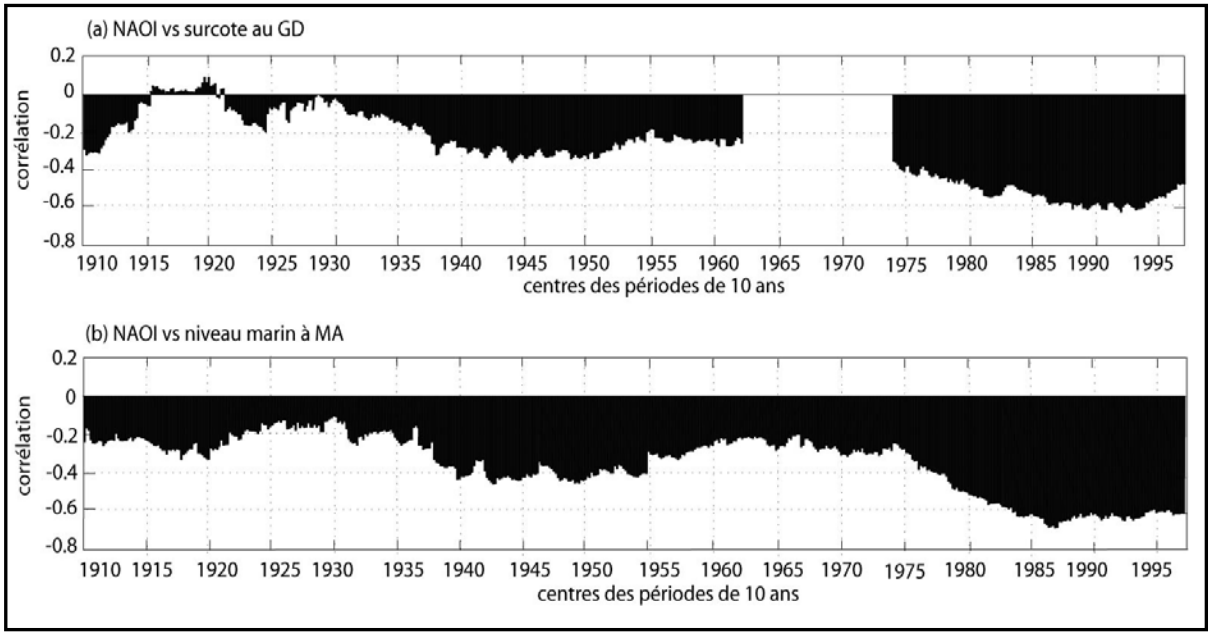


Figure 85 : corrélations glissantes par segments de 60 mois entre le l'IONA mensuel moyen et (a) la fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm au Grau-de-la-Dent (GD), (b) le niveau marin mensuel moyen à Marseille (MA), de 1905 à 2002.

Du point de vue statistique, les variations observées dans les corrélations glissantes peuvent être dues à l'échantillonnage (*Gershunov et al., 2001*). Un test statistique basé sur la

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

méthode de Monte Carlo est utilisé pour mesurer la probabilité de trouver par hasard les variations dans les corrélations glissantes. Toutes les séries chronologiques utilisées pour calculer ces corrélations glissantes précédentes ont été permutées par paires 1000 fois. Ces corrélations ont été recalculées sur les séries permutées en considérant trois sous-périodes : 1905-1940, 1940-1970 et 1974-2002. Les écart-types entre les corrélations des trois sous-périodes sont classés par ordre croissant pour chacune des 1000 paires considérées. Cette distribution est comparée avec les écart-types des corrélations observées entre les trois mêmes sous-périodes. Pour GA, moins de 2% des écarts-types simulés sont supérieurs à l'écart-type observé. Pour BL, l'écart-type observé n'est pas significatif au seuil de 90%. L'écart-type observé des corrélations entre l'IONA mensuel moyen et la fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm au GD d'une part, et le niveau marin mensuel moyen à MA d'autre part, est significatif à plus de 95% entre les mêmes sous-périodes. **L'intensification de la relation entre la variabilité interannuelle de la fréquence des jours GA (de l'IONA mensuel moyen), de la fréquence des surcotes au GD et du niveau marin moyen à MA, ne semble donc pas uniquement liée à l'échantillonnage**.

La question de la fiabilité des données marégraphiques utilisées doit également être posée. Les résultats présentés dans la section 4.2.2 montrent que les données marégraphiques peuvent être considérées comme fiables, hormis sur la période de 1915 à 1925 au GD et de 1947 à 1958 à MA. La qualité des données ne semble donc pas intervenir dans les variations de la relation entre les surcotes et les types de temps et/ou l'ONA.

Enfin, il est légitime de penser que la rétroaction positive entre les surcotes et l'érosion de la plage présentée dans la conclusion du chapitre 2 peut modifier la sensibilité de la station du GD à l'enregistrement des surcotes. Ce phénomène pourrait être associé en partie au renforcement de la relation entre les surcotes au GD et les types de temps GA et l'ONA, via la diminution progressive de l'effet tampon de la plage et l'augmentation de la sensibilité de la station du GD à l'enregistrement des surcotes. Cependant, le fait que la même modulation qu'au GD s'observe à MA, sur une côte rocheuse stable à l'échelle du 20ème siècle, montre que **la différence de substrat n'est pas le facteur déterminant dans le renforcement de la relation entre les surcotes et les types de temps GA, ni dans celui entre les surcotes et l'ONA**. Elle pourrait par contre expliquer le renforcement plus marqué des relations au GD qu'à MA.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

15.2. Sensibilité des surcotes aux jours « Greenland Above » et à l'Oscillation Nord-Atlantique : variations au 20ème siècle

En complément des corrélations glissantes analysées dans la section précédente, l'objectif de cette section est de déterminer comment la sensibilité du niveau marin a changé vis-à-vis d'une fréquence des jours GA et d'IONA négatifs. Pour cela, les mois ayant le plus (GA+) et le moins (GA-) de jours GA sont extraits par segments de 60 mois. Les moyennes du niveau marin mensuel moyen au GD et à MA, correspondant à GA+ et GA- sont ensuite calculées. Les mêmes calculs sont effectués en considérant les mois ayant le plus (+ d'IONA négatifs) et le moins (- d' IONA négatifs) de jours d'IONA négatifs.

De façon générale de 1905 à 2002, le niveau marin mensuel moyen au GD et à MA est logiquement plus élevé dans l'échantillon GA+ que dans GA- (figure 86). Au GD, deux périodes montrent cependant des niveaux marins moyens quasiment similaires dans les mois avec le plus et dans ceux avec le moins de jour de GA (figure 86). La première, de 1915 à 1925, peut être éventuellement liée à un problème de données marégraphiques, contrairement à la deuxième, de 1943 à 1953, où les données sont fiables (figure 86). A MA, de 1947 à 1955, le niveau marin mensuel moyen est similaire dans les mois avec le plus de jour de GA et dans ceux avec le moins de jours GA (figure 86). Cette observation est synchrone avec le problème de données marégraphiques à MA présenté en section 4.2.2. Un point d'intérêt majeur vient du fait qu'à partir de la fin des années 50, **le niveau marin mensuel moyen au GD et à MA dans l'échantillon GA+ s'écarte de plus en plus de celui dans GA-**. Cet écartement se prolonge surtout jusqu'au milieu des années 70, alors même que le nombre de jours GA par mois dans l'échantillon GA+ diminue (figure 86). Les résultats sont identiques en considérant la sensibilité des surcotes au type de temps GA via l'analyse des percentiles mensuels à 75% des surcotes (*Ullmann et Moron, 2008*).

Pour résumer, **le niveau marin mensuel moyen au GD et à MA est de plus en plus haut quand les jours GA sont plus fréquents que la normale**. Ces observations sont synchrones et logiques avec le renforcement de corrélation entre la fréquence mensuelle des jours GA et la fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm au GD d'une part, et avec le niveau marin mensuel moyen à MA d'autre part (cf. § 15.1).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

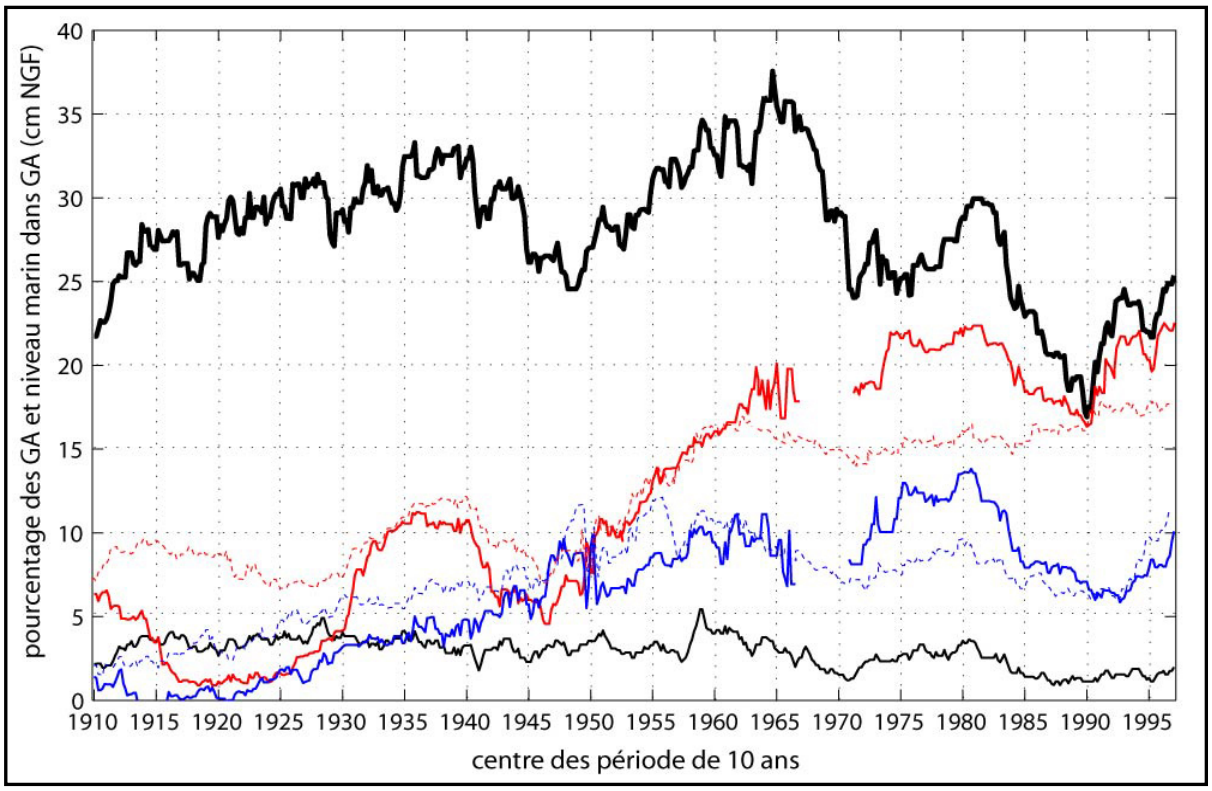


Figure 86 : moyenne des hautes (trait noir gras) et basses (trait noir) occurrences mensuelles (en %) des jours « Greenland Above » (GA), sur des périodes glissantes de 60 mois, avec le niveau marin mensuel (en cm) au Grau-de-la-Dent (trait plein) et à Marseille (trait pointillé), quand l'occurrence des GA est plus élevée que la moyenne (en rouge) et quand elle l'est moins (en bleu) sur la période de 1905 à 2002.

Ces résultats sont proches en considérant les niveaux marins mensuels moyens au GD et à MA dans les échantillons des mois ayant le plus et le moins de jours d'IONA négatifs (figure 87). Le nombre de jours d'IONA négatifs par mois dans ces deux échantillons reste quasiment stationnaire au 20ème siècle (figure 87). Par contre, dans la seconde moitié du 20ème siècle, **les niveaux marins mensuels moyens au GD et à MA deviennent de plus en plus hauts lorsque la fréquence mensuelle des jours IONA négatifs est plus élevée que la normale (figure 87)**. Cette hypersensibilité du niveau marin se développe légèrement entre 1955 et 1965. Mais cette fois-ci, c'est surtout à partir de 1975 que le niveau marin moyen des mois ayant le plus de jours d'IONA négatifs devient beaucoup plus haut que celui des mois en ayant le moins (figure 87). Là encore, ces résultats sont logiques et synchrones avec l'augmentation importante, à partir de 1975, de la part de variance interannuelle commune entre l'IONA mensuel moyen et la fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm au GD, ainsi qu'avec le niveau marin mensuel moyen à MA (cf. § 15.1).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

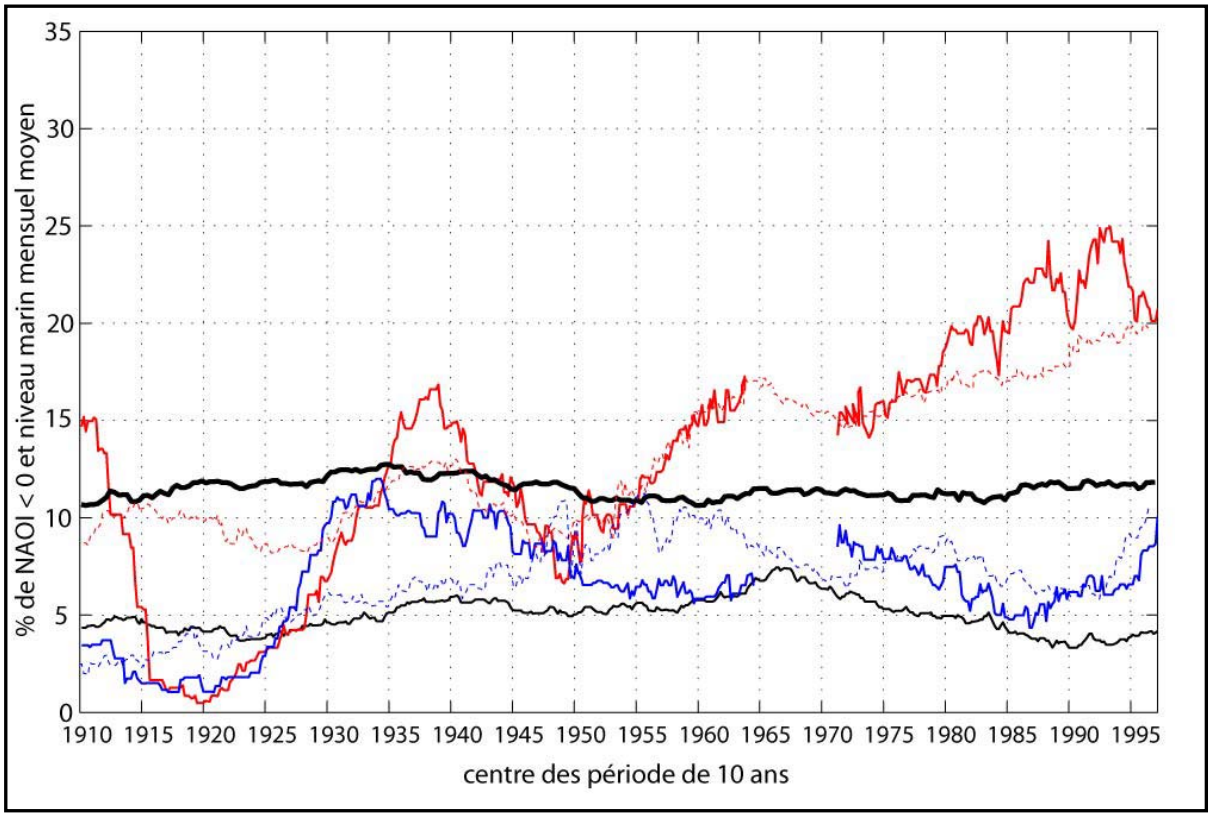


Figure 87 : moyenne des hautes (trait noir gras) et basses (trait noir) occurrences mensuelles (en %) des jours d'IONA < 0, sur des périodes glissantes de 60, mois avec le niveau marin mensuel moyen (en cm) au Grau-de-la-Dent (trait plein) et à Marseille (trait pointillé) quand l'occurrence de l'IONA négatif est plus élevée que la moyenne (en rouge) et quand elle l'est moins (en bleu) sur la période de 1905 à 2002.

Afin de tester si les écarts du niveau marin des échantillons GA+ et GA- ne sont pas dus uniquement à l'échantillonnage, les séries chronologiques de fréquence mensuelle des jours GA et des niveaux marins mensuels moyens au GD puis à MA ont été permutées par paires 1000 fois. La sensibilité du niveau marin moyen à MA et au GD a été recalculée pour chacune des séries permutées. Sur la période 1960-2002, les écarts moyens entre le niveau marin des deux échantillons sont classés par ordre croissant pour chacune des 1000 simulations et sont comparés à l'écart moyen observé. Moins de 1% des écarts moyens simulés de 1960 à 2002 atteignent ou sont supérieurs à celui observé, soit plus de 12 cm. **L'écart de niveau marin moyen à MA et au GD, atteint sur la période 1960-2002 entre l'échantillon GA+ et GA-, n'est donc pas uniquement lié à l'échantillonnage**. Les mêmes opérations ont été réalisées avec l'échantillon + d'IONA négatifs et - d'IONA négatifs. Là encore, l'écart de niveau marin moyen à MA et au GD atteint entre ces deux échantillons, cette fois-ci sur la période de 1975 à 2002 (soit de 15 cm), n'est pas uniquement lié à l'échantillonnage.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

L'analyse des variations de la relation entre les surcotes et les forçages atmosphériques montre que :

- *La corrélation entre la fréquence mensuelle des jours GA et la fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm au GD s'intensifie à partir de 1960. Il en va de même en considérant le niveau marin mensuel moyen à MA ;*
- *A partir des années 60, le niveau marin mensuel moyen au GD et à MA devient de plus en plus haut quand la fréquence mensuelle des jours GA est plus élevée que la normale ;*
- *La corrélation entre la fréquence mensuelle des jours d'IONA négatifs et celle des surcotes > 20 cm au GD s'intensifie à partir de 1975. Ce même renforcement s'observe avec le niveau marin mensuel moyen à MA ;*
- *A partir de 1975, le niveau marin mensuel moyen au GD et à MA devient de plus en plus haut quand la fréquence mensuelle des jours d'IONA négatifs est plus élevée que la normale.*

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

15.3. Relation types de temps et surcotes : facteurs de variations

La relation entre les surcotes et les conditions atmosphériques à l'échelle de l'ONA n'est pas stable au 20ème siècle. Elle ne l'est pas non plus entre les surcotes et les types de temps et notamment GA. Cette section propose tout d'abord d'examiner les variations des conditions atmosphériques moyennes à l'échelle de l'ONA et du type de temps GA. Les analyses se focalisent ensuite sur ce qu'indiquent les variations atmosphériques à ces échelles spatio-temporelles au niveau de la circulation atmosphérique à l'échelle synoptique et régionale. Autrement dit, **comment peut on expliquer physiquement les changements dans la relation entre les surcotes, l'ONA et le type de temps GA, analysés dans la section précédente ?**

15.3.1. Variabilité atmosphérique dans « Greenland Above »

Des variations dans les caractéristiques climatiques au sein des types de temps peuvent modifier les conditions de la circulation atmosphérique à l'échelle synoptique (*Barry et Perry, 1973; Beck et al, 2007*). Les analyses se focalisent sur les secteurs barométriques

présentés comme déterminants dans la formation des surcotes dans le Golfe du Lion : les PSM sur le proche Atlantique entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques et celles en Europe centrale (cf. § 10.3).

Les PSM hivernales moyennes entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques sont stationnaires de 1905 à 1935 (figure 88a). Notons qu'elles sont logiquement moins élevées durant les jours GA que la moyenne hivernale (figure 88a). La hausse de ces PSM hivernales moyennes de 1970 à 1985 se retrouve également dans les jours GA (figure 88a). Ces observations coïncident avec le renforcement de l'anticyclone des Açores présenté dans la partie 14 et montré par Cassou (2004). De 1985 à 2002, les PSM hivernales moyennes entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques restent quasiment stationnaires (figure 88a). Par contre, **elles diminuent durant les jours GA** (figure 88a). Sur l'ensemble du 20ème siècle, les PSM hivernales montrent une tendance linéaire à la hausse significative[12] à 99% (figure 88a). Par contre cette hausse n'est pas significative durant les jours GA.

En Europe centrale, la variabilité multi-décennale des PSM hivernales moyennes est quasiment similaire à celle observée durant les jours GA uniquement (figure 88b). Les PSM sur ce secteur présentent en particulier une nette hausse de 1960 à 1980 (figure 88b). Malgré des oscillations multi-décennales, la fréquence hivernale des configurations barométriques associant des PSM < 1010 hPa entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques et > 1020 hPa en Europe centrale est plutôt stationnaire à l'échelle du 20ème siècle (figure 88c). Durant les jours GA uniquement, cette fréquence présente par contre un net minimum de 1945 à 1955, quasiment synchrone avec la faible sensibilité du niveau marin aux hautes et basses fréquences des jours GA (cf. figure 86, § 15.2). Elle augmente ensuite rapidement à partir des années 60 jusqu'en 1975 environ, **synchrone cette fois-ci avec l'hypersensibilité de niveau marin au GD et à MA lorsque les jours GA sont plus fréquents que la normale (*Ullmann et Moron, 2008*)**. La fréquence des jours GA associée à un fort gradient barométrique zonal sur le Golfe du Lion reste ensuite stationnaire à un niveau élevé jusqu'à la fin du 20ème siècle (figure 88c). Pour résumer, la hausse des PSM en Europe centrale à partir des années 60 est associée à l'augmentation de la fréquence hivernale des jours GA associés à un fort gradient barométrique zonal sur le Golfe du Lion. A l'échelle du 20ème

[12] L'intervalle de confiance de la pente de la régression linéaire est testé selon un test en T de Student avec l'hypothèse nulle (H0) que la pente calculée soit nulle.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

siècle, cette fréquence hivernale augmente significativement (99%) à une vitesse moyenne de + 0.2 %/an à l'échelle du 20ème siècle.

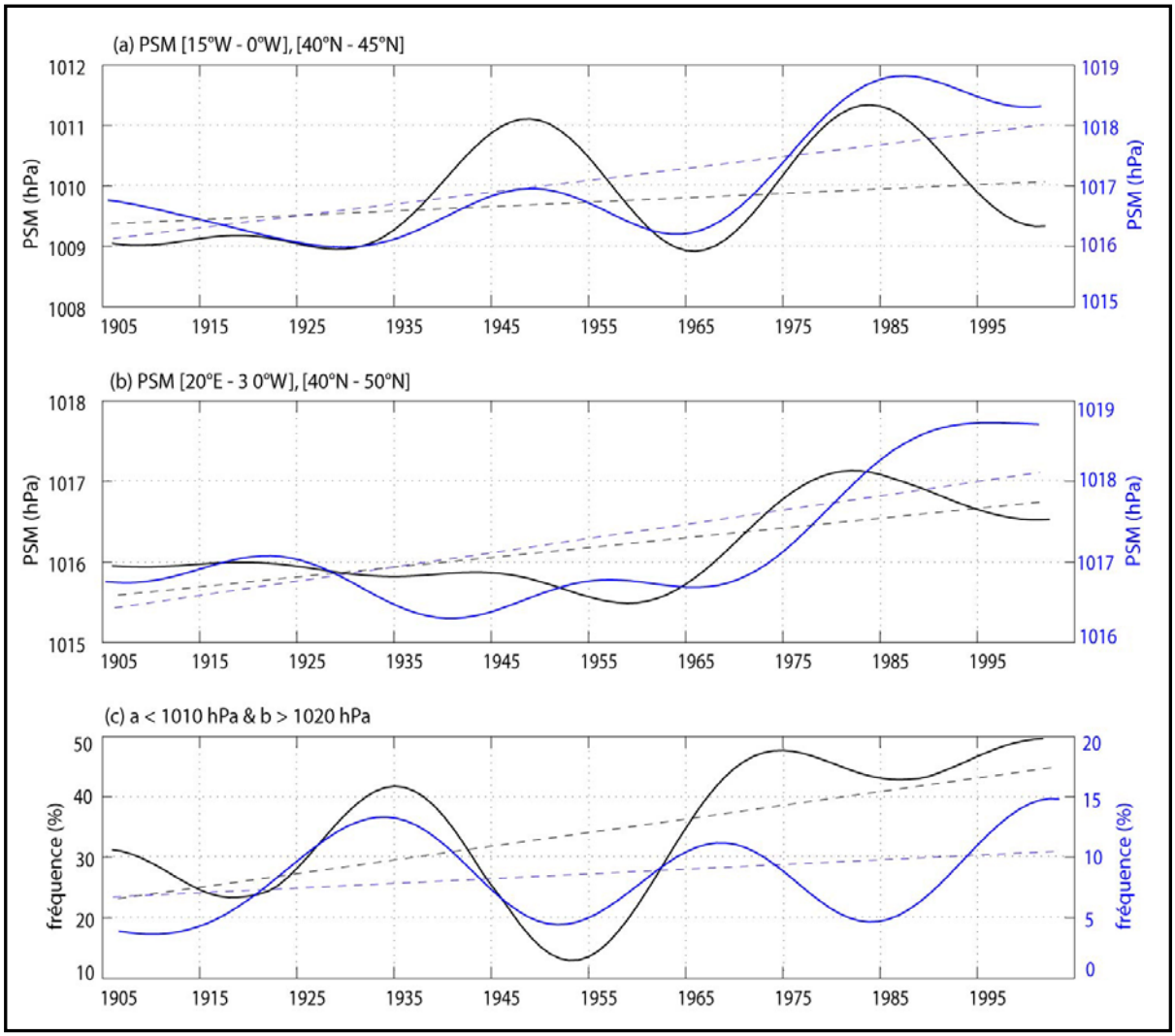


Figure 88 : PSM hivernale moyenne (en hPa) de 1905 à 2002 sur (a) [15°W-0°W], [40°N-45°N], (b) [20°E-30°E], [40°N-50°N] et (c) fréquence (en %) a < 1010 hPa et b > 1020 hPa (en trait noir dans les jours « Greenland Above » (GA) uniquement et en bleu sur l'ensemble de l'hiver). Les valeurs sont filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans. En trait tireté, les régressions linéaires calculées à partir des données brutes.

15.3.2. Modification de « Greenland Above » : impact sur le vent dans le Golfe du Lion

La variabilité des conditions barométriques moyennes durant les jours GA favorise l'augmentation de la fréquence des jours GA couplé à un fort gradient barométrique zonal sur le Golfe du Lion. Elle est donc susceptible de modifier la circulation atmosphérique à l'échelle synoptique et dans le Golfe du Lion.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Pour développer cette hypothèse, les mois ayant le plus (GA+) et le moins (GA-) de jours GA sont extraits par segments de 60 mois. Les moyennes des fréquences des vents d'afflux de SE ont ensuite été calculées dans l'échantillon GA+ et GA- aux trois stations météorologiques du Golfe du Lion.

L'écart de fréquence mensuelle des vents d'afflux de SE entre les deux échantillons devient de plus en plus important dans la deuxième moitié du 20ème siècle (figure 89). Il augmente surtout des années 60 jusqu'au milieu des années 70 environ et se poursuit ensuite plus légèrement jusqu'à la fin du 20ème siècle (figure 89). Ces observations sont synchrones avec l'augmentation de la fréquence des jours GA associés à un fort gradient barométrique zonal sur le Golfe du Lion. Autrement dit, **la fréquence des vents d'afflux de SE dans le Golfe du Lion est de plus en plus forte quand les jours GA sont plus nombreux que la normale**. De 1975 à 2002, c'est-à-dire après la phase principale de l'accroissement de la sensibilité des vents d'afflux de SE au type de temps GA, la fréquence de ces vents dans l'échantillon GA+ est significativement plus importante que celle dans l'échantillon GA-. En effet, pour les trois stations météorologiques considérées, l'écart de fréquence mensuelle des vents d'afflux de SE entre ces deux échantillons est significatif à 90%, avec la même méthode que celle utilisée dans la section 15.2 Retirer les cycles hivernaux moyens ne modifie pas les résultats (non montré).

A l'échelle régionale, la vitesse et la direction du vent dépendent principalement de la géographie barométrique à l'échelle synoptique. La hausse des PSM en Europe centrale à partir des années 60 renforce le gradient barométrique zonal sur le Golfe du Lion durant les jours GA, lorsque les dépressions synoptiques transitent entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques. Autrement dit, **cette variabilité barométrique modifie la circulation atmosphérique à l'échelle synoptique et augmente la probabilité d'occurrence des vents d'afflux de SE et des surcotes dans le Golfe du Lion durant les jours GA**. Ces observations sont donc synchrones avec le renforcement de la relation entre la fréquence mensuelle des jours GA et celle des surcotes > 20 cm, qui débute à partir des années 60.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

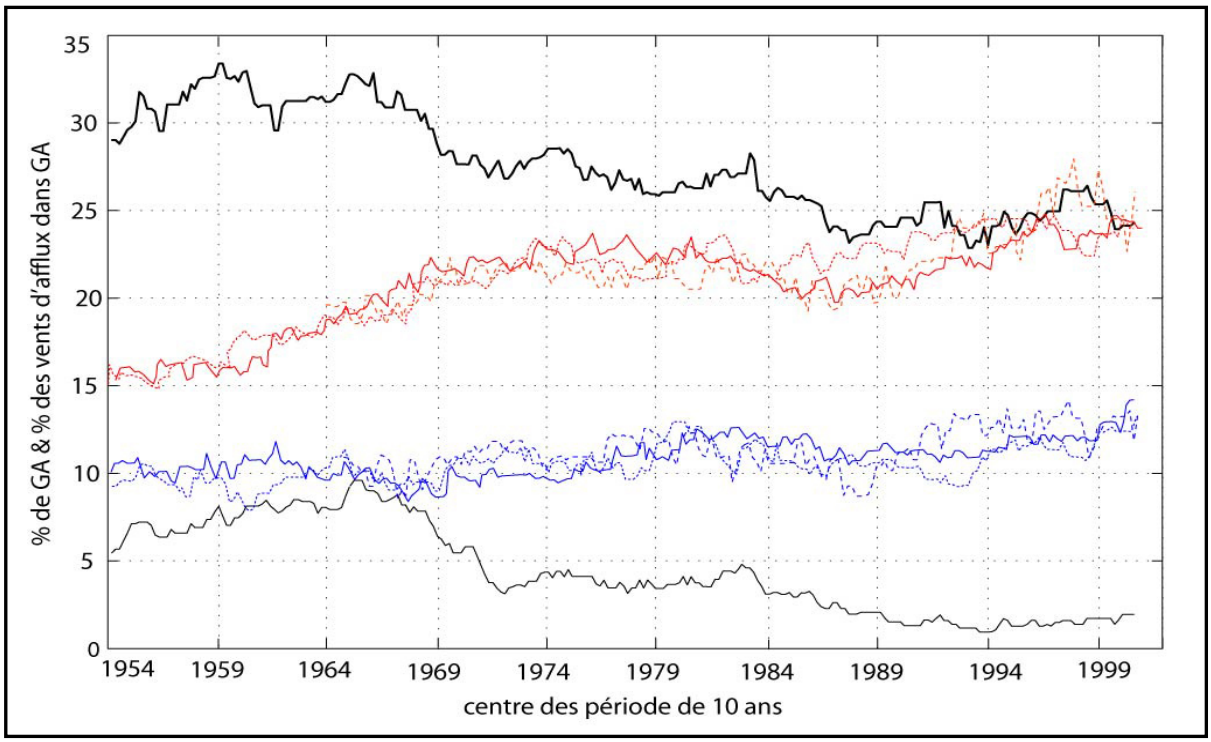


Figure 89 : moyenne des hautes (trait noir gras) et basses (trait noir) occurrences mensuelles (en %) des jours « Greenland Above » (GA), sur des périodes glissantes de 60 mois, avec les fréquences mensuelles (en %) des vents d'afflux de 90°-180° à Cap Couronne (respectivement 90°-180° à Sète et 135°-180° à Port-Vendres) quand l'occurrence de GA est plus élevée que la moyenne en rouge (respectivement trait tireté rouge et trait rouge pointillé) et quand elle l'est est moins en bleu (respectivement trait tireté bleu et trait bleu pointillé) sur la période de 1949 à 2002.

15.3.3. Variabilité atmosphérique à l'échelle de l'Oscillation Nord-Atlantique

Des variations des conditions atmosphériques à l'échelle de l'ONA peuvent intervenir sur la relation entre l'IONA et le niveau marin (*Wakelin et al., 2003*). Dans leurs travaux, *Wakelin et al* (2003) ont émis l'hypothèse que l'intensification de la corrélation entre les niveaux marins hivernaux moyens du NW de l'Europe et l'IONA hivernal moyen pourrait être expliquée par un décalage vers l'est des pôles septentrional et méridional des anomalies barométriques de l'ONA. Ce décalage a été mis en évidence la première fois par *Hilmer et Jung* en 2000. Par ailleurs, ce même renforcement est également observé en considérant l'Oscillation Arctique (*Wakelin et al., 2003*). Ces observations suggèrent donc que des modifications des conditions barométriques moyennes à ces vastes échelles spatiales entraînent des changements de la circulation atmosphérique aux échelles spatio-temporelles plus fines et favorisent la formation des surcotes en Europe (*Omstedt et Chen, 2001; Anderson, 2002; Jevrejeva et al., 2005*). Il semble donc particulièrement intéressant

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

d'appréhender comment les modifications des conditions barométriques moyennes à l'échelle de l'ONA peuvent influencer la formation des surcotes dans le Golfe du Lion.

L'anomalie barométrique moyenne par rapport à la climatologie hivernale est calculée pour les jours où l'IONA est négatif et pour ceux où il est positif. Deux sous-périodes sont considérées : de 1905 à 1974 et de 1975 à 2002. Dans les trois premiers quarts du 20ème siècle, la principale anomalie septentrionale de l'ONA est centrée autour de l'Islande (figure 90a, d). Elle s'étend sur l'Atlantique Nord mais n'atteint pas les Iles Britanniques ni les pays Scandinaves (figure 90a, d). Les plus fortes anomalies barométriques associées à l'anticyclone des Açores sont concentrées sur l'Atlantique et s'étendent jusque sur la moitié occidentale de la Péninsule Ibérique (figure 90). Dans les 30 dernières années du 20ème siècle, l'anomalie barométrique septentrionale s'étend légèrement plus à l'est jusqu'au nord des Iles Britanniques au niveau de la façade occidentale de la Norvège (figure 90b, e). Les plus fortes anomalies barométriques associées à la cellule méridionale de l'ONA se sont clairement décalées vers l'est et couvrent désormais l'ensemble de la Péninsule Ibérique ainsi que le quart SW de la France (figure 90c, f). Les différences significatives entre les deux sous-périodes sont centrées sur la Scandinavie d'une part et sur la Péninsule Ibérique et le Golfe du Lion d'autre part (figure 90c, f). Le décalage oriental des anomalies barométriques associées aux phases négatives et positives de l'ONA ne semble pas dû uniquement à l'échantillonnage (*Hilmer et Jung, 2000*). Ces variations dans la configuration barométrique moyenne de l'ONA, quasiment similaires dans chacun des mois de l'hiver (non montré), peuvent modifier la circulation atmosphérique à l'échelle synoptique et la force et la direction des vents en Europe occidentale (*Hilmer et Jung, 2000; Wakelin et al., 2203*).

Dans le contexte des impacts anthropiques sur le climat, un point d'intérêt vient du fait qu' *Ulbrich et Christoph* (1999) ont pu reconstruire ces modifications des conditions moyennes de l'ONA à partir des PSM simulées par un MCG forcé par l'augmentation de l'effet de serre observée au 20ème siècle. Par contre, l'expérience de contrôle dans laquelle la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre n'augmente pas, ne permet pas de retrouver le décalage vers l'est des pôles septentrional et méridional d'anomalies barométriques de l'ONA (*Ulbrich et Christoph, 1999*). **Il semble donc que ces modifications à l'échelle de l'ONA puissent être attribuées au changement climatique et à l'impact anthropique sur la composition chimique de l'atmosphère.**

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

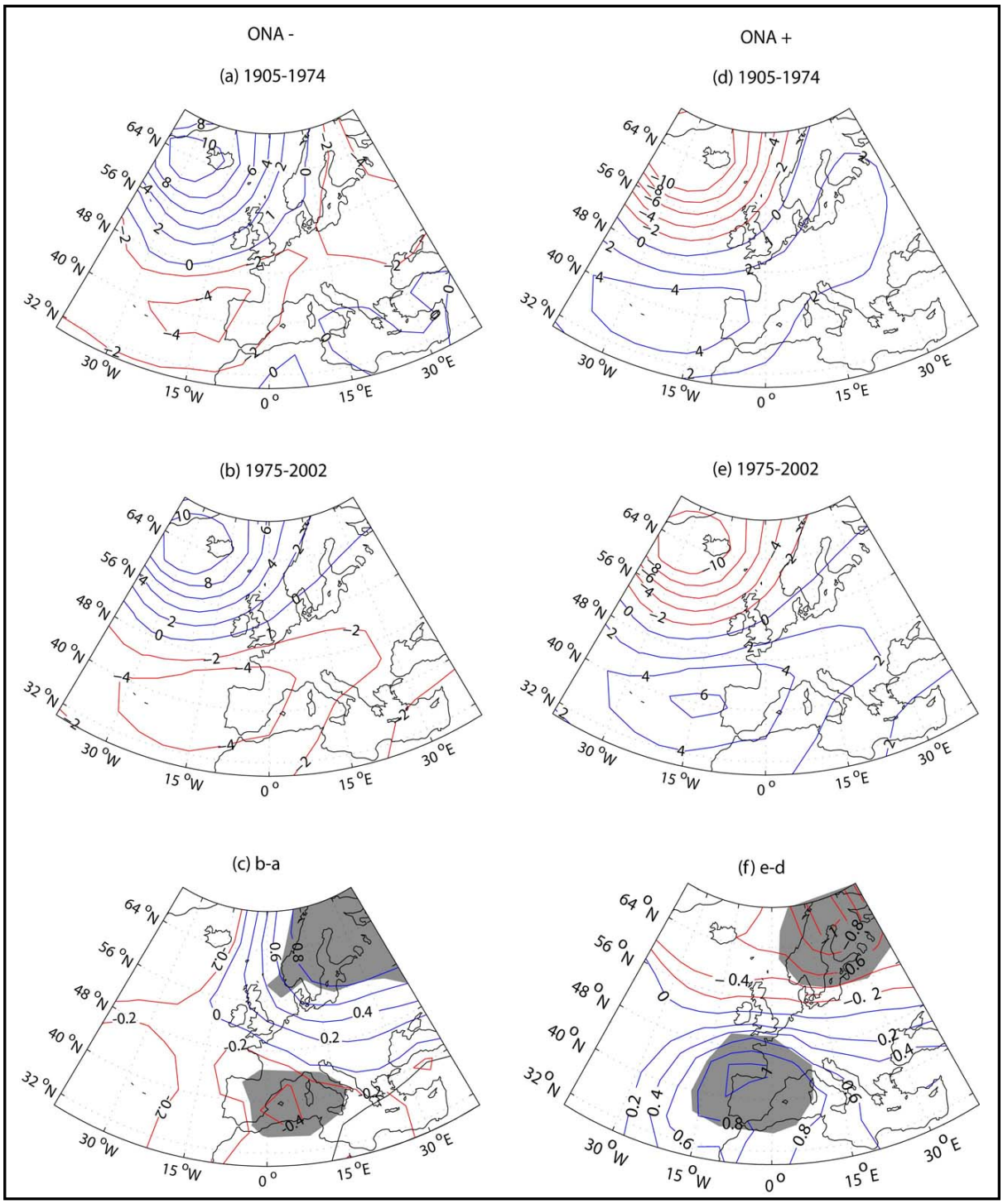


Figure 90 : (a) anomalies barométriques moyennes positives (trait bleu) et négatives (trait rouge) des jours où l'IONA est négatif (ONA-) (colonne de gauche) de 1905 à 1974 et (b) de 1975 à 2002. (d) Anomalies barométriques moyennes de 1975 à 2002 moins celles de 1905 à 1974. Idem pour les jours où l'IONA est positif (ONA+) (colonne de droite). Les anomalies sont cotées par 0.2 hPa. Les zones grisées représentent les anomalies significatives au seuil bilatéral 99% par un test en T de Student.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

15.3.4. Changements de l'Oscillation Nord-Atlantique : impact sur les forçages des surcotes

Afin d'appréhender les impacts des changements atmosphériques à l'échelle de l'ONA sur les surcotes dans le Golfe du Lion, cette section propose d'analyser **les interactions entre le décalage vers l'est des deux principaux centres d'actions de l'ONA et les conditions atmosphériques à l'échelle des types de temps**. Les analyses se focalisent également sur interactions avec les conditions atmosphériques à l'échelle synoptique.

Les corrélations glissantes sont tout d'abord calculées entre l'IONA mensuel moyen et la fréquence mensuelle des jours où une dépression < 1010 hPa se trouve entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques (figure 91). Elles sont ensuite calculées entre l'IONA mensuel moyen et la fréquence mensuelle des jours GA.

La covariation entre la fréquence mensuelle des dépressions et l'IONA mensuel moyen se renforce à partir de 1975 (figure 91a). Il en va de même lorsque l'on considère la fréquence mensuelle des jours GA (figure 91b). Avec la même méthode que dans la section 15.1, la corrélation est significativement (90%) plus intense de 1975 à 2002 que de 1905 à 1974. Retirer le cycle hivernal ne modifie pas les résultats (non montré). Autrement dit, à partir de 1975, **il y a de plus en plus de jours de dépressions < 1010 hPa entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques, ainsi que de jours GA, quand l'IONA mensuel moyen est négatif**. Inversement, il y en a de moins en moins quand l'IONA mensuel moyen est positif. Ces observations sont synchrones avec le décalage vers l'est des deux principaux centres d'actions de l'ONA (montré en section précédente). Elles sont également synchrones avec l'hypersensibilité du niveau marin au GD et à MA à partir de 1975, quand les jours d'IONA négatifs sont plus fréquents que la normale (cf. figure 87, § 15.2).

Pour résumer, le décalage vers l'est des pôles septentrional et méridional d'anomalies barométriques de l'ONA semble **renforcer les interactions multi-latérales entre la phase négative de l'ONA, la fréquence des jours GA et celle des dépressions autour du Golfe de Gascogne**.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

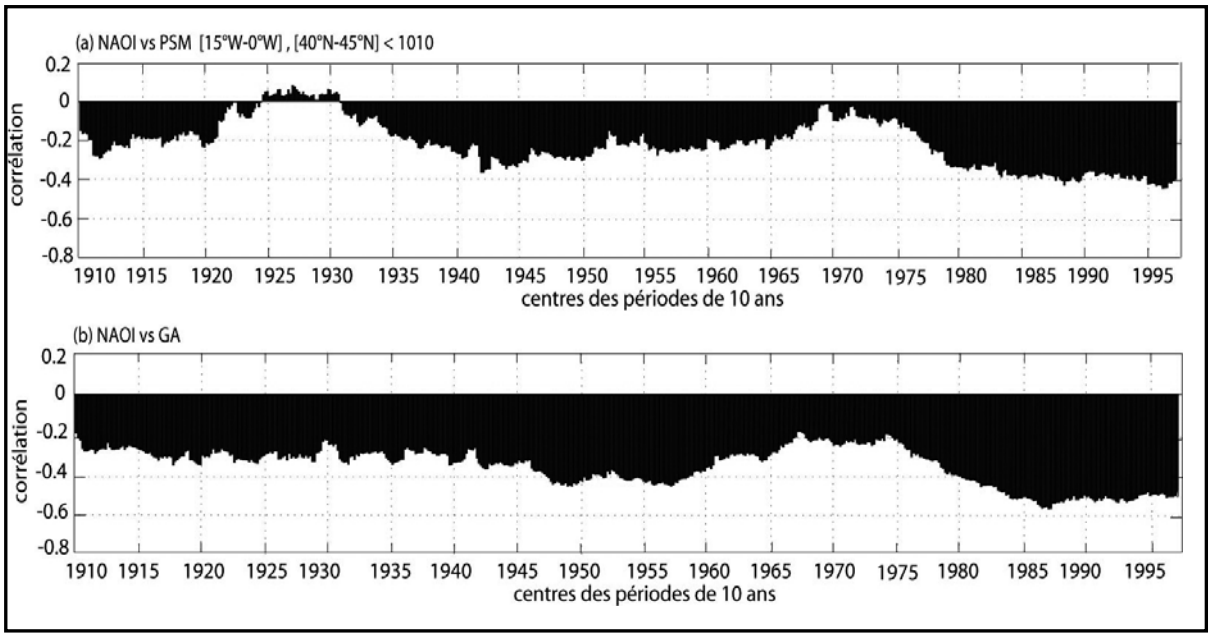


Figure 91 : corrélations glissantes par segments de 60 mois entre l'IONA mensuel moyen et (a) la fréquence mensuelle des PSM quotidiennes sur [15°W-0°W], [40°N-45°N] < 1010 hPa et (b) la fréquence mensuelle des jours « Greenland Above » (GA) de 1905 à 2002.

Pour les forçages anémométriques à l'échelle du Golfe du Lion, les corrélations glissantes ont été calculées entre l'IONA mensuel moyen et la fréquence mensuelle des vents d'afflux de SE aux trois stations météorologiques.

Jusqu'en 1975, la corrélation n'est pas significative et reste autour de zéro (figure 92). La part de variance interannuelle commune augmente brusquement et fortement de 1975 jusqu'en 2002 (figure 92). **Les mois où l'IONA moyen est négatif sont donc de plus en plus associés à une forte fréquence des vents d'afflux de SE dans le Golfe du Lion**. Inversement, ceux où l'IONA moyen est positif sont de plus en plus associés à la rareté de ces vents. Ces derniers développent logiquement une sensibilité accrue quand la fréquence d'IONA négatif est plus élevée que la normale (non montré). La relation moyenne présentée dans la section 13.2 n'est donc pas stationnaire et présente un renforcement important à la fin du 20ème siècle. Les écarts-types observés dans les corrélations sont significatifs à plus de 99% par la même méthode que celle utilisée dans la section 15.1. Le renforcement de la relation, entre la variabilité interannuelle de l'IONA mensuel moyen et de la fréquence mensuelle des vents d'afflux de SE dans le Golfe du Lion, n'est donc pas uniquement lié à l'échantillonnage. Retirer le cycle hivernal moyen ne modifie pas les résultats (non montré)**.** Il est particulièrement important de souligner que ce renforcement dans la relation entre l'IONA mensuel moyen et la fréquence des vents d'afflux de SE est synchrone avec celui de

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

la relation entre l'IONA mensuel moyen et la fréquence des jours de surcotes > 20 cm (cf. figure 85, § 15.1). Il est également synchrone avec le renforcement de la relation entre l'IONA mensuel moyen et la fréquence des jours GA et de ceux où une dépression est < 1010 hPa entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques (cf. figure 91).

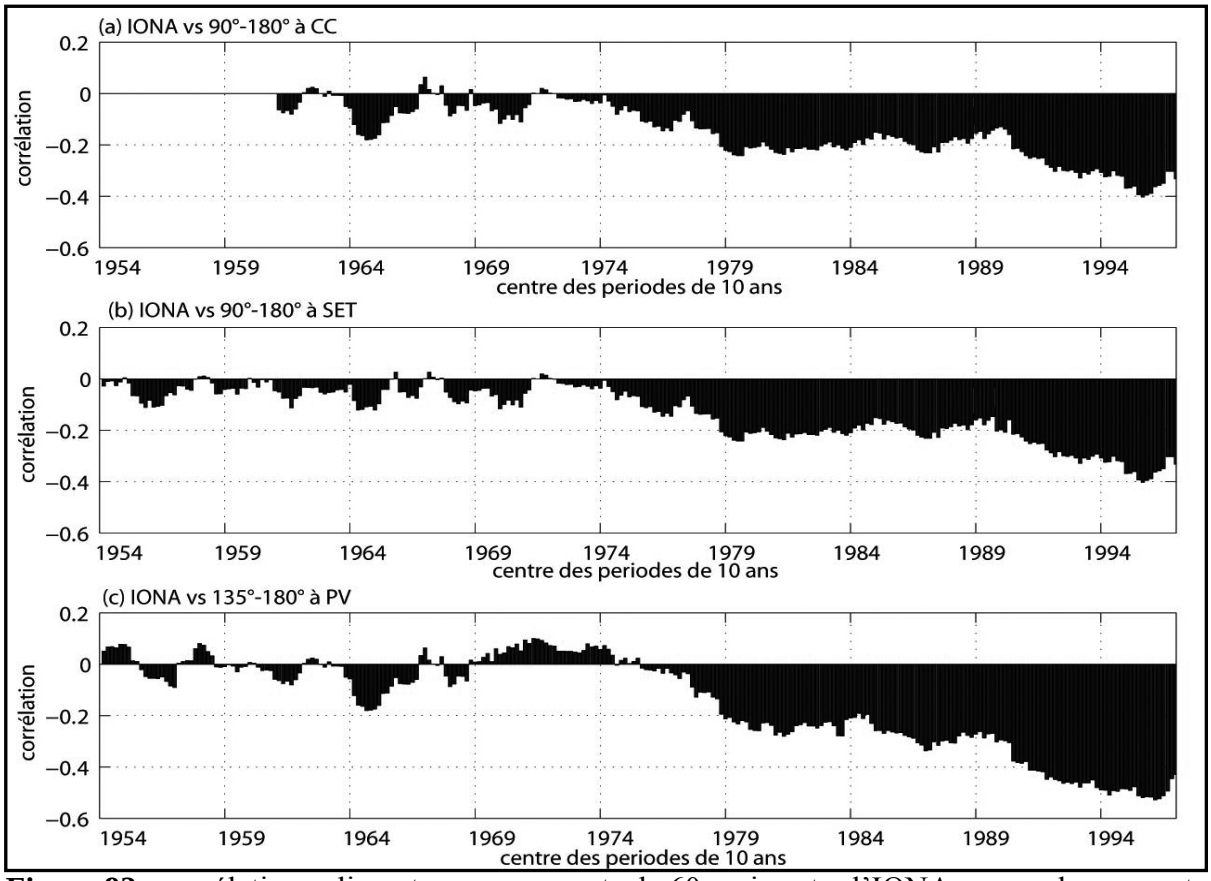


Figure 92 : corrélations glissantes par segments de 60 mois entre l'IONA mensuel moyen et la fréquence mensuelle des vents (a) de 90° à 180° à Cap Couronne (CC), (b) de 90° à 180° à Sète (SET) et (c) de 135° à 180° à Port-Vendres (PV) de 1949 à 2002.

L'ONA influence principalement le niveau marin en modifiant la force et la direction des vents et non pas par l'effet barométrique inverse (*Waklein et al., 2003*). Durant les 30 dernières années du 20ème siècle, le décalage vers l'est des deux principaux pôles d'anomalies barométriques de l'ONA semble favoriser l'occurrence des vents d'afflux de secteur SE dans le Golfe du Lion lors des phases négatives. Ces variations dans la circulation atmosphérique régionale sont nécessairement associés à des modifications de la circulation atmosphérique aux échelles plus vastes (*Hougthon et al., 1996; Betts et al., 2002*). Le décalage vers l'est des pôles septentrional et méridional d'anomalies barométriques de l'ONA favorisent en effet la fréquence des jours GA durant les mois où l'IONA moyen est négatif, c'est-à-dire ceux où les jours d'IONA négatifs sont les plus

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

nombreux. A l'échelle synoptique, toujours durant les phases négatives de l'ONA, il favorise également la fréquence des jours où une dépression se trouve autour du Golfe de Gascogne. Pour résumer, **ce changement climatique à l'échelle de l'ONA à partir de 1975 augmente la probabilité d'occurrence des vents d'afflux de SE et le risque de surcote dans le Golfe du Lion**, **via la circulation atmosphérique aux échelles spatio-temporelles plus fines**. En effet, il renforce la fréquence des jours GA et des dépressions synoptiques autour du Golfe de Gascogne durant les phases négatives de l'ONA.

L'analyse des facteurs de modulation de la relation entre les surcotes et les forçages atmosphériques montre que :

- *La fréquence hivernale des jours GA caractérisés par un fort gradient barométrique zonal sur le Golfe du Lion augmente à partir des années 60, synchrone à la hausse des PSM en Europe centrale ;*
- *Cette variabilité barométrique durant les jours GA est synchrone de la sensibilité accrue des vents d'afflux de SE autour du le Golfe du Lion quand les jours GA sont plus fréquents que la normale. Il l'est également avec le renforcement de la corrélation entre la fréquence mensuelle des jours GA et celle des surcotes au GD et à MA ;*
- *De 1975 à 2002, le pôle septentrional et méridional d'anomalies barométriques de l'ONA s'est décalé vers l'est par rapport à la période 1905-1974 ;*
- *Ce décalage vers l'est est synchrone du renforcement de la corrélation entre la phase mensuelle moyenne de l'ONA et la fréquence mensuelle des jours GA d'une part et celle des dépressions < 1010 hPa entre Le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques d'autre part. La part de variance interannuelle commune entre la fréquence mensuelle des vents d'afflux de SE autour du Golfe du Lion et celle de l'IONA mensuel moyen augmente également fortement de 1975 à 2002 ;*
- *Dans la seconde moitié du 20ème siècle, des changements des conditions barométriques moyennes à l'échelle de l'ONA et de GA, modifient les conditions de circulation atmosphérique aux échelles spatio-temporelles plus fines. Ces changements augmentent la probabilité d'occurrence des dépressions synoptiques autour du Golfe de Gascogne et des vents d'afflux de SE dans le Golfe du Lion durant de phases négatives de l'ONA et durant les jours GA.*

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Synthèse du chapitre 4

A l'échelle locale, la fréquence interannuelle des vents d'afflux de SE est la mieux corrélée avec la fréquence et la hauteur des surcotes au GD, SET, PV et MA ($r > 0.78$***). A l'échelle régionale, la fréquence interannuelle des dépressions entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques, directement déterminante dans l'apparition des vents d'afflux de SE dans le Golfe du Lion, est la plus fortement corrélée avec la fréquence des surcotes d'échelle régionale dans le Golfe du Lion ($r = 0.63$***). Aux échelles spatiales plus vastes, la part de variance interannuelle commune entre la fréquence mensuelle des surcotes et la fréquence mensuelle des jours GA n'excède pas 32%. Elle ne dépasse pas 30% lorsque l'on considère l'IONA mensuel moyen. Plus l'échelle spatiale du forçage atmosphérique s'éloigne de l'échelle locale, moins sa variabilité interannuelle nous indique la fréquence et de la hauteur des surcotes dans le Golfe du Lion. En effet, plus on s'éloigne de l'échelle locale, plus l'information des surcotes, intégrée à l'échelle considérée, va dépendre des conditions atmosphériques aux échelles plus fines.

Dans la seconde moitié du 20ème siècle, la fréquence et la vitesse hivernale des vents d'afflux de SE augmentent légèrement autour du Golfe du Lion. Les vents de sud augmentent également dans le Golfe de Venise (*Pirazzoli et Tomasin, 2003*). Cependant, la fréquence des dépressions autour du Golfe de Gascogne diminue légèrement à partir de 1965 et celle des types de temps GA et BL restent quasiment stationnaires sur l'ensemble du 20ème siècle. La phase hivernale moyenne de l'ONA devient positive à partir de 1975. L'augmentation lente de la fréquence hivernale des vents d'afflux de SE et des surcotes dans le Golfe du Lion semble *a priori* paradoxale avec la variabilité à long terme des forçages atmosphériques aux échelles spatiales plus vastes que le Golfe du Lion. Mais la variabilité interannuelle de l'IONA moyen et de la fréquence des GA sont de plus en plus fortement corrélées avec les variations interannuelle du niveau marin au GD et à MA et donc avec celle des surcotes.

A l'échelle des types de temps, durant les jours GA, la hausse des PSM hivernales moyennes en Europe centrale à partir des années 60 est associée au renforcement du gradient barométrique zonal sur le Golfe du Lion quand une dépression transite entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques. Les vents d'afflux de SE autour du Golfe du Lion deviennent alors de plus en plus fréquent quand les jours du GA sont plus nombreux que la normale. A l'heure actuelle, aucune étude n'a pu mettre en évidence si la hausse des

PSM en Europe centrale est attribuée à la variabilité naturelle du climat ou si elle est forcée en partie par un changement d'origine anthropique.

A l'échelle de l'ONA, les pôles septentrional et méridional d'anomalies barométriques se sont décalés vers l'est dans les 30 dernières années du 20ème siècle (*Wakelin et al., 2003*). Ces changements des conditions moyennes de l'ONA modifient la circulation atmosphérique à l'échelle synoptique et les directions des vents en Europe occidentale (*Hilmer et Jung, 2000; Wakelin et al., 2003*). Durant les phases négatives de l'ONA, ces changements favorisent tout d'abord l'occurrence des jours GA et par conséquent celle des perturbations tempérées en position plus méridionale que la normale. Ces perturbations interagissent ensuite directement sur la fréquence des GA, via leur vorticité relative. Elles contribuent également aux conditions moyennes de l'ONA en agissant sur la valeur de l'anomalie barométrique au niveau de l'anticyclone des Açores. En phase négative, le décalage vers l'est des pôles septentrional et méridional des anomalies barométriques de l'ONA peut donc renforcer l'interaction multi-latérale positive entre les phases négatives de l'ONA, la fréquence des jours GA et les dépressions transitant entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques

Pour résumer, **dans la deuxième moitié du 20ème siècle, la hausse des PSM en Europe centrale dans GA et le décalage vers l'est des principaux centres d'actions de l'ONA, entraînent une plus forte probabilité pour les jours GA d'être associés à un fort gradient barométrique zonal sur le Golfe du Lion favorable aux surcotes dans le Golfe du Lion.**

Le décalage vers l'est du pôle méridional et septentrional des anomalies barométriques de l'ONA est associé à la hausse du CO_2 atmosphérique d'origine anthropique (*Ulbrich et Christoph, 1999*). **Ce changement climatique, au sens strict du terme, a modifié le système climatique et a augmenté le risque d'occurrence des surcotes durant les phases négatives de l'ONA et/ou les jours GA**. L'analyse des interactions entre les modifications atmosphériques à différentes échelles spatio-temporelles semble donc être une approche pertinente dans l'étude de l'impact du changement climatique sur la formation régionale des événements extrêmes. Par ailleurs, les relations observées sur des périodes relativement courtes peuvent changer rapidement dans le temps et doivent donc être considérées avec précaution dans l'étude de la reconstruction ou de la prévision du climat.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Chapitre 5

Simulation des surcotes au 20ème siècle et prévisions au 21ème siècle

Plusieurs éléments conditionnent l'évolution future des niveaux marins, dont deux principaux pouvant être isolés à l'échelle qui nous intéresse : (i) la fréquence et l'intensité des perturbations tempérées et/ou la fréquence 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 pourrait induire une hausse de 1 mm/an à plus de 9 mm/an au 21ème siècle suivant les scénarios et l'importance du forçage anthropique par rapport aux autres (*IPCC, 2007*). Des études récentes montrent que les observations de la période 1975-2006 semblent être dans la fourchette haute des projections estimées par l'IPCC, voire même au-delà (*IPCC, 1990; Cazenave et al., 2001; Cazenave et al., 2002; IPCC, 2007; Rahmstorf et al., 2007*). Fort de ce constat, on peut construire des scénarios tenant compte du forçage atmosphérique. Pour que les prévisions du climat futur puissent déboucher sur des études d'impacts et des mesures d'adaptation, il est nécessaire de prévoir les changements climatiques aux échelles régionales et locales. Puisque les simulations des PSM sont robustes, une des manières d'envisager le changement climatique consiste à mettre en relation l'échelle synoptique de la circulation atmosphérique et l'échelle régionale/locale des surcotes. Les analyses effectuées dans la section 8.2 montrent que les niveaux marins extrêmes correspondent à la superposition du niveau marin moyen et du niveau de surcote. Il faut alors essayer de prédire[13] dans quelle mesure le forçage atmosphérique, selon un scénario plutôt optimiste (B2) et plutôt pessimiste (A2), interagit avec les changements d'échelles plus vastes comme le réchauffement général des températures. L'objectif est alors de déterminer s'il est susceptible, via les surcotes, d'atténuer ou au contraire de renforcer les impacts liés à l'élévation du niveau marin moyen qui apparaît comme quasiment inéluctable en raison notamment de son temps de réponse. Toutes les analyses effectuées dans ce chapitre se focalisent sur la période hivernale d'octobre à mars.

[13] « Prédiction » est le terme consacré afin de distinguer l'échelle saisonnière de l'échelle considérée dans les « prévisions » météorologiques, ne pouvant dépasser une quinzaine de jours en raison de la nature chaotique de l'atmosphère.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

16. Simulation des surcotes au 20ème siècle

L'analyse des relations moyennes entre les surcotes et les forçages atmosphériques a montré, qu'après le vent, les conditions barométriques moyennes entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques expliquent le mieux la variabilité interannuelle de la fréquence et de la hauteur mensuelle des surcotes dans le Golfe du Lion (cf. table 17, § 13.1). La variabilité interannuelle de la fréquence des types de temps GA et BL, ainsi que de la phase moyenne de l'ONA, sont également corrélées à la variabilité interannuelle de la fréquence des surcotes, mais ces relations dépendent des conditions atmosphériques à l'échelle synoptique.

Partant de ces constats, le but est de construire un modèle statistique afin de simuler la fréquence et la hauteur des surcotes à partir des PSM autour du Golfe de Gascogne. Ces PSM présentent l'avantage d'être bien simulées par les modèles de circulation générale (MCG) et d'être moins bruitées que le vent à l'échelle locale. Il est alors possible d'appliquer le modèle statistique établi sur les données observées aux PSM simulées au 21ème siècle, afin d'estimer la fréquence et la hauteur future des surcotes. Dans ce contexte opérationnel, le modèle est élaboré sur une période suffisamment longue et la plus contemporaine possible, afin qu'il soit le plus représentatif possible de la relation entre les surcotes et les PSM au 21ème siècle. Les analyses se focalisent donc sur les données barométriques et les surcotes au GD de 1974 à 2002.

16.1. Pressions de surface quotidiennes et hauteur des surcotes de 1974 à 2002

Un indice quotidien de PSM est calculé entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques ([15°W-0°W], [40°N-45°N]) d'octobre 1974 à mars 2002. La relation entre cet indice et la hauteur quotidienne des surcotes au GD est quasiment linéaire (r = -0.65***). Cependant, à cette échelle de temps, l'intensité de la relation décroît avec la hauteur des surcotes et l'erreur-type est relativement importante (figure 93). Cette relation quotidienne est plus intense que celle entre les PSM mensuelles moyennes autour du Golfe de Gascogne et la fréquence et la hauteur mensuelle des surcotes dans le Golfe du Lion (r = -0.52**; cf. table 17, § 13.1). Elle est d'intensité quasiment équivalente à celle entre la fréquence mensuelle des dépressions < 1010 hPa et la fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm (r = - 0.67***; cf. table 17, § 13.1). Toutefois, à l'échelle mensuelle, l'erreur-type décroît nettement par rapport à l'échelle quotidienne (non montré). En revanche, les surcotes dans le Golfe du

Lion sont moins fortement corrélées aux PSM ou au gradient barométrique zonal directement au dessus du Golfe du Lion (cf. § 13.1; *Ullmann, 2004*).

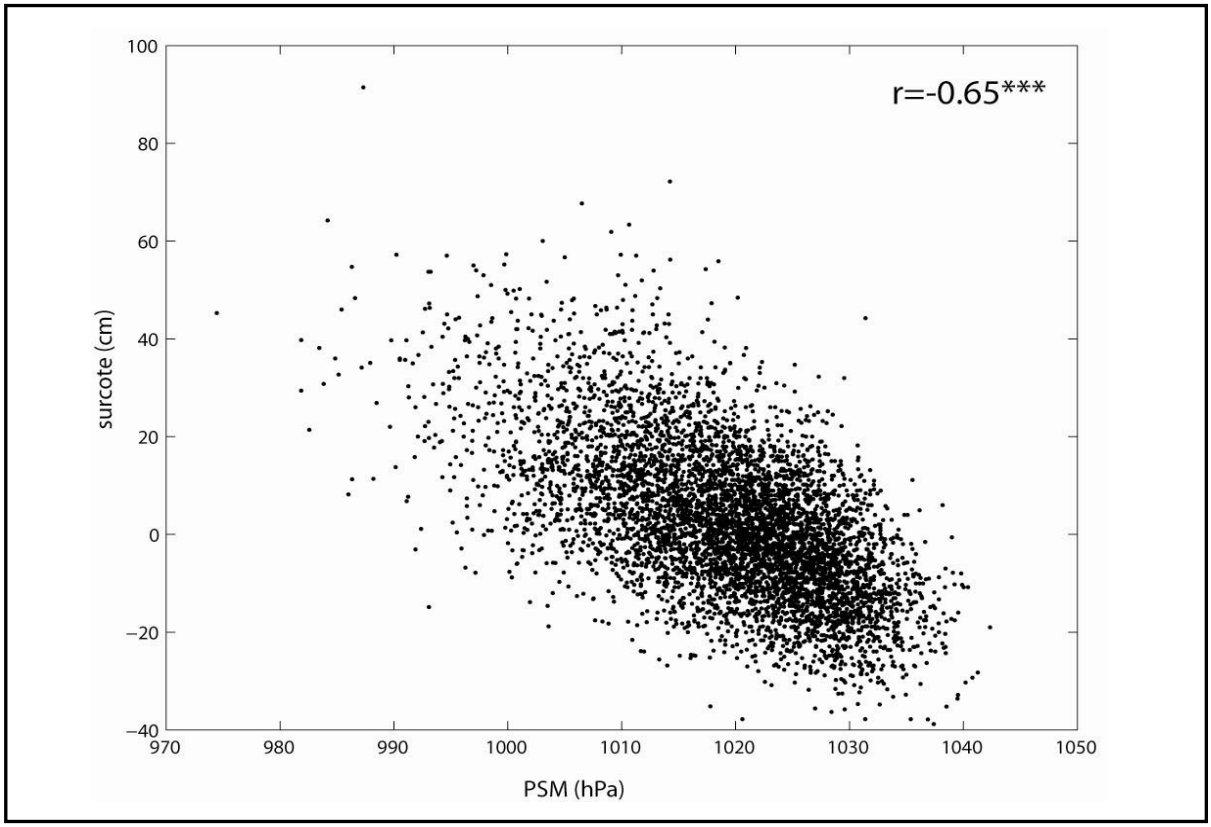


Figure 93 : PSM moyenne (en hPa) de [15°W-0°W], [40°N-45°N] en abscisse et hauteur quotidienne des surcotes (en cm) au Grau-de-la-Dent à 12h TU en ordonnée (période octobre à mars 1974-2002).

16.2. Simulation de la fréquence et de la hauteur des surcotes

16.2.1. Choix du prédicteur

Le choix du meilleur prédicteur possible et de la méthode la plus robuste est un élément clé de la simulation de la fréquence et de la hauteur des surcotes. Différents modèles de régression linéaire ont été testés afin de simuler la variabilité interannuelle de la fréquence mensuelle des jours de surcotes > 20 cm au GD (L20) et de leur percentile mensuel à 90% (P90). Le premier type d'expériences repose sur les méthodes d'estimation directe des P90 et L20 :

- Le premier modèle de régression linéaire utilise la fréquence mensuelle des jours où une dépression est < 1010 hPa (1005 hPa) autour du Golfe de Gascogne ([15°W-0°W], [40°N-45°N]) comme prédicteur des P90 et L20.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

- Le deuxième modèle utilise la fréquence mensuelle des jours GA et BL pour prédire directement les P90 et L20.
- Le troisième modèle utilise l'IONA mensuel moyen comme prédicteur direct des P90 et L20.

Le deuxième type d'expériences se base sur l'estimation indirecte des P90 et L20:

- Les hauteurs quotidiennes des surcotes sont simulées à partir des PSM quotidiennes moyennes autour du Golfe de Gascogne ([15°W-0°W], [40°N-45°N]). Les P90 et L20 sont ensuite calculés à partir des surcotes quotidiennes simulées.

Les différents modèles de régression linéaire sont construits de 1974 à 2002. Ils sont testés en validation croisée. La période de 1974 à 2002 est alors divisée en deux sous- périodes de taille équivalente : 1974-1988 et 1989-2002, chacune à leur tour période d'apprentissage et période de vérification. Les P90 et L20 issus des simulations sont comparés aux observations.

Les prédicteurs, comme la fréquence mensuelle des types de temps GA et/ou BL ou l'IONA mensuel moyen, donnent logiquement de moins bons résultats en validation croisée que ceux basés sur les PSM autour du Golfe de Gascogne. Les forçages atmosphériques à l'échelle de l'ONA et/ou des types de temps sont en effet moins fortement corrélés à la fréquence et à la hauteur des surcotes au GD que ceux à l'échelle synoptique (cf. table 17, § 13.1). Les forçages synoptiques sont donc ici les meilleurs prédicteurs de la variabilité interannuelle des P90 et L20 des surcotes au GD.

La simulation directe des P90 et L20 à partir de la fréquence mensuelle des dépressions < 1010 hPa (1005 hPa) a ensuite été comparée à la méthode indirecte, via l'échelle quotidienne. La performance prédictive de ces deux modèles est quasiment similaire pour les L20. Rappelons que les corrélations sont presque identiques entre d'une part les variations quotidiennes de la hauteur des surcotes au GD et celles des PSM au niveau du Golfe de Gascogne, et d'autre part, entre la fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm et celle des dépressions < 1010 hPa autour du Golfe de Gascogne. En revanche, pour la simulation des P90, la méthode directe via la fréquence mensuelle des dépressions autour du Golfe de Gascogne est moins performante que la méthode indirecte via les PSM quotidiennes sur ce même secteur. En effet, une fréquence mensuelle des dépressions en dessous d'un seuil ne renseigne pas directement des variations quotidiennes de l'intensité

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

des dépressions autour du Golfe de Gascogne, déterminante de la force du gradient barométrique zonal sur le Golfe du Lion et donc de la hauteur des surcotes. Dans la section suivante, **les résultats des simulations sont donc présentés pour la méthode d'estimation indirecte uniquement.**

16.2.2. Simulation des surcotes à partir des pressions au niveau de la mer

Dans un premier temps, les cœfficients de la régression sont calculés sur la période de 1974 à 1988 et appliqués de 1989 à 2002. Dans ce cas, l'apprentissage des cœfficients sur une période antérieure à la vérification se rapproche d'un cas opérationnel, dans lequel on ne connaît pas à l'avance les valeurs du prédictand. Les P90 et L20 issus des simulations sont comparés aux observations au GD de 1989 à 2002. La corrélation entre les simulations et les observations est élevée : 0.82*** pour les P90 et 0.73*** pour les L20 (table 20). Les corrélations sont presque identiques en considérant les données désaisonnalisées (non montré). **Ces corrélations sont supérieures à celles observées à l'échelle quotidienne entre la hauteur des surcotes et les PSM entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques (cf. figure 93, § 16.1)**. En comparaison des scores mensuels, la relation quotidienne est en effet bruitée par un certain nombre de cas où la hauteur des surcotes n'est pas déterminée principalement par les PSM au niveau du Golfe de Gascogne. Même si une forte erreur existe pour certains mois (février 1990 ou février 1995; figure 94), l'erreur-type et le biais systématique du modèle sont faibles (table 20).

Pour résumer, **le modèle de régression linéaire construit de 1974 à 1988 permet d'estimer de façon performante la variabilité interannuelle de la fréquence et de la hauteur mensuelle moyenne des surcotes sur la période de 1989 à 2002 (figure 94)**. Néanmoins, surtout pour les mois à forte fréquence et/ou forte hauteur des surcotes, les simulations sont généralement sous-estimées (figure 94). C'est un biais récurrent et normal des modèles de régression linéaire qui ne simulent qu'une partie de la variance du prédictand. La variance des prédictions des P90 et L20 peut être augmentée[14] de telle sorte qu'elle soit identique à celle des observations. L'erreur-type et le biais systématique du modèle linéaire sont alors plus faibles et les simulations corrigées sont proches des observations (table 20).

[14] Les P90 (L20) mensuels simulés ont été multipliés par un coefficient d'inflation calculé par le quotient de la variance des P90 (L20) observés sur celle des P90 (L20) simulés.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

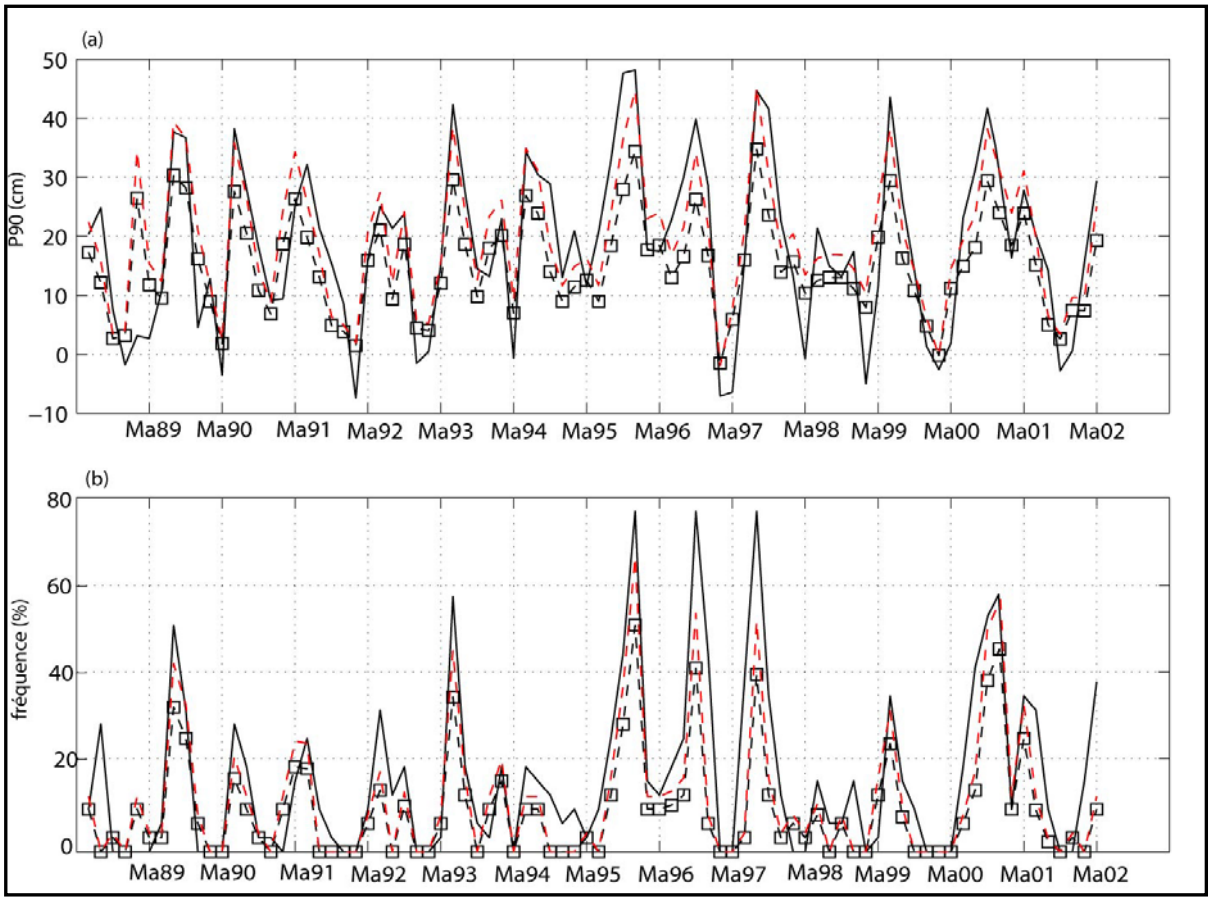


Figure 94 : (a) percentile (en cm) mensuel à 90% (P90) des surcotes observées au Grau-de-la-Dent de 1989 à 2002 (trait noir), simulées par la régression linéaire calculée de 1974 à 1988 (trait tireté et carrés) et après correction par le coefficient d'inflation qui correspond au quotient de la variance des P90 observés sur celle des P90 simulés (trait tireté rouge). (b) Idem pour la fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm.

	r (observations vs simulations)	ET	BM	σ simulations	σ observations
P90 mensuel	0.82***	7.2 cm	-0.1 cm	7.8 cm	11.9 cm
L20 mensuel	0.73***	7.6 %	-0.07 %	11.1 %	15.5 %
P90 mensuel cor	0.82***	6.1 cm	-0.08 cm	11.9 cm	11.9 cm
L20 mensuel cor	0.73***	6.2 %	-0.03 %	15.5%	15.5%

Table 20 : statistiques sur les percentiles (en cm) mensuels à 90% (P90) et les fréquences mensuelles des surcotes > 20 cm (L20) simulés par la régression linéaire calculée de 1974-1988 et appliquée sur la période 1989-2002 : corrélations entre observations au Grau-de-la-Dent et simulations (r), erreur type (ET), biais moyen (BM) et écart-type (σ). Idem avec les P90 et L20 corrigés (cor.) par le coefficient d'inflation qui correspond au quotient de la variance des P90 observés sur celle des P90 simulés.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Le même exercice est répété en permutant les périodes d'apprentissage et de vérification avec des résultats (coefficients de la régression, scores statistiques) très similaires au test précédent (figure 95 et table 21).

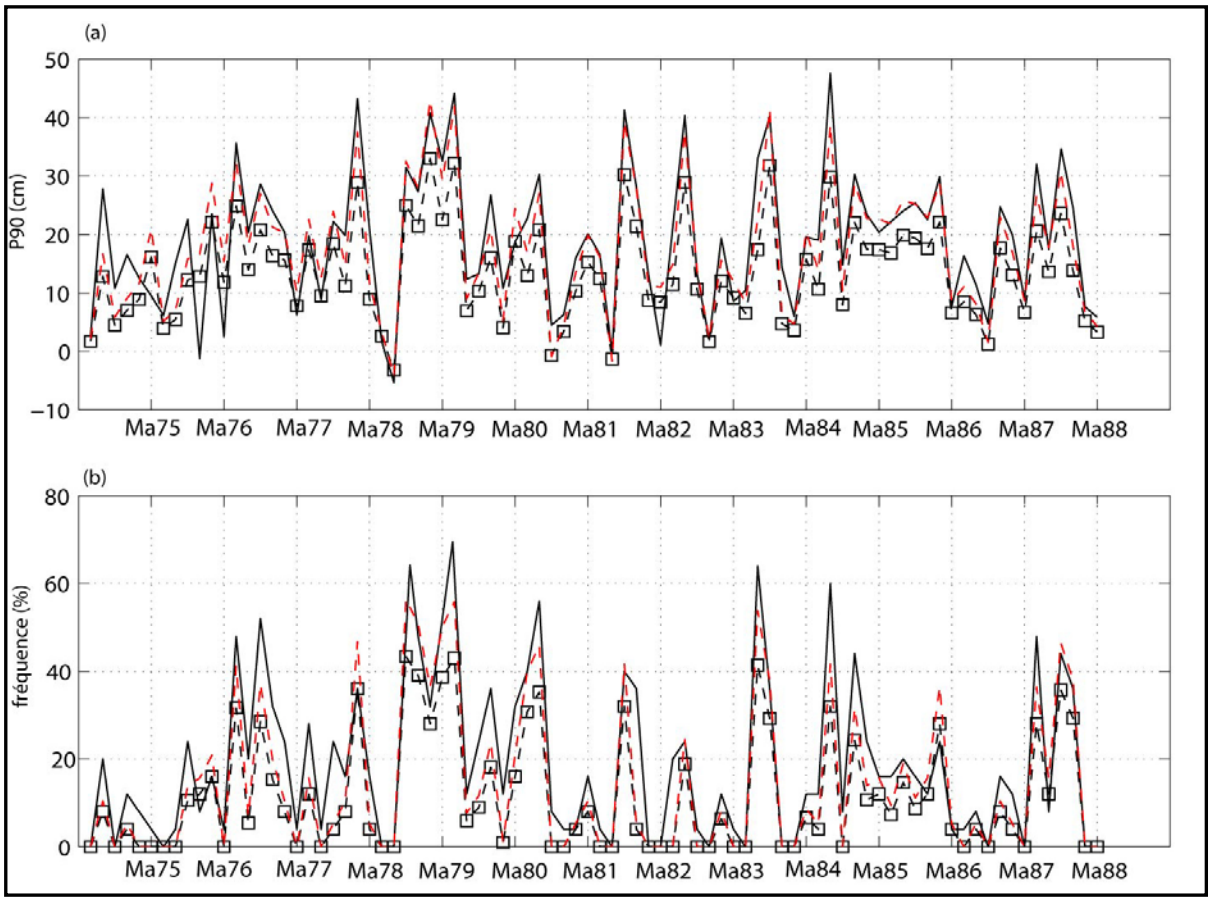


Figure 95 : idem que la figure 92 pour la régression calculée de 1989 à 2002 et testée sur la période de 1974 à 1988.

	r (observations vs simulation)	ET	BM	σ simulations	σ observations
P90 mensuel	0.83***	7.6 cm	-0.1 cm	8.8 cm	14.2 cm
L20 mensuel	0.81***	10.8 %	-0.09 %	12.4 %	19.0 %
P90 mensuel cor	0.83***	7.1 cm	-0.08 cm	14.2 cm	14.2 cm
L20 mensuel cor	0.81***	9.6 %	-0.03 %	19.0 %	19.0 %

Table 21 : idem que la table 20 pour la régression calculée de 1989 à 2002 et testée sur la période de 1974 à 1988.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Le modèle linéaire est enfin construit de 1974 à 2002 et testé sur la période de 1905 à 1960. Les corrélations entre les P90 et L20 simulés et observés sont significatives à plus de 99% (table 22). La relation est cependant logiquement moins forte que les corrélations montrées précédemment (table 22). En effet, la régression est ici testée sur une longue période antérieure durant laquelle la fréquence et la hauteur des surcotes, les forçages barométriques et leurs relations ont évolué. Néanmoins, l'erreur-type et le biais systématique du modèle restent relativement faibles et toujours inférieurs à l'écart-type des observations (table 22). La régression calculée de 1974 à 2002 permet donc de restituer de façon robuste la fréquence et la hauteur mensuelle des surcotes au GD sur la période de 1905 à 1960.

	r (observations vs simulation)	ET	BM	σ simulations	σ observations
P90 mensuel	0.64***	9.4 cm	1.8 cm	9.1 cm	11.8 cm
L20 mensuel	0.59***	11.6%	0.07 %	8.6 %	12.8%
P90 mensuel cor	0.64***	8.8 cm	1.2 cm	11.8 cm	11.8 cm
L20 mensuel cor	0.59***	10.1%	0.03%	12.8%	12.8%

Table 22 : idem que la table 21 pour la régression calculée de 1974 à 2002 et testée sur la période de 1905 à 1960.

Pour résumer :

- *A l'échelle quotidienne, la variabilité de la PSM autour du Golfe de Gascogne [15°W-0°W], [40°N-45°N] est quasiment linéairement déterminante dans celle de la hauteur des surcotes au GD ;*
- *Le modèle statistique le plus performant pour simuler la variabilité interannuelle de la fréquence et de la hauteur des surcotes au GD repose sur* ***l'estimation indirecte*** *: les hauteurs quotidiennes des surcotes sont simulées à partir des PSM quotidiennes moyennes autour du Golfe de Gascogne ([15°W-0°W], [40°N-45°N]). Les P90 et L20 sont ensuite calculés à partir des surcotes quotidiennes simulées ;*
- *Ce modèle de régression linéaire permet de restituer de façon robuste la variabilité interannuelle de la fréquence et de la hauteur mensuelle/hivernale des surcotes dans le Golfe du Lion (Moron et Ullmann, 2005).*

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

17. Surcotes et niveaux marins extrêmes : variabilité au 21ème siècle

La variabilité interannuelle (séculaire) des niveaux marins extrêmes peut être décomposée comme la somme de la variabilité interannuelle (séculaire) des surcotes et du niveau marin moyen (cf. figure 43, § 8.2; *Ullmann et al., 2007a*). Le modèle de régression linéaire construit dans la section précédente est tout d'abord appliqué aux PSM simulées de 1980 à 2100 selon le scénario A2 (expérience SA2) et B2 (expérience SG2) (annexe 1) afin de prédire la variabilité interannuelle et séculaire de la fréquence et de la hauteur des surcotes au 21ème siècle. **En ajoutant les différentes projections de la hausse du niveau marin moyen pour le siècle à venir, il est ensuite possible de reconstruire la variabilité interannuelle à séculaire des niveaux marins extrêmes**. L'utilisation des PSM quotidiennes simulées au 21ème siècle permet également d'appréhender les possibles modifications dans la circulation atmosphérique, via l'analyse des types de temps.

17.1. Expérience de contrôle

L'expérience de contrôle permet de vérifier que les PSM simulées par ARPEGE-climat présentent une géographie cohérente avec les observations et de détecter les secteurs de sur-estimation et sous-estimation de la PSM moyenne. De 1980 à 2002, les champs barométriques moyens calculés sur l'Atlantique Nord et l'Europe dans SA2, SG2 et SF2 sont comparés à la climatologie observée.

Dans un premier temps, la climatologie de SA2 et SG2 est logiquement cohérente avec celle de SF2, *a priori* plus proche de la réalité, puisque SA2 et SG2 n'ont que peu de forçage anthropique sur la période de 1980 à 2002. **Les climatologies de SA2, SG2 et SF2 sont également proches des observations avec des anomalies barométriques globalement faibles (figure 96)**. Cependant, pour les trois expériences de simulations, la PSM est généralement sous-estimée sur le proche Atlantique et une large partie de l'Europe (figure 96). Les anomalies maximales se concentrent sur un secteur couvrant l'Atlantique Nord et le nord de l'Europe et n'excèdent pas 6 hPa (figure 96). Sur le proche Atlantique entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques, les PSM sont en moyenne sous-estimées de 3 hPa (figure 96).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

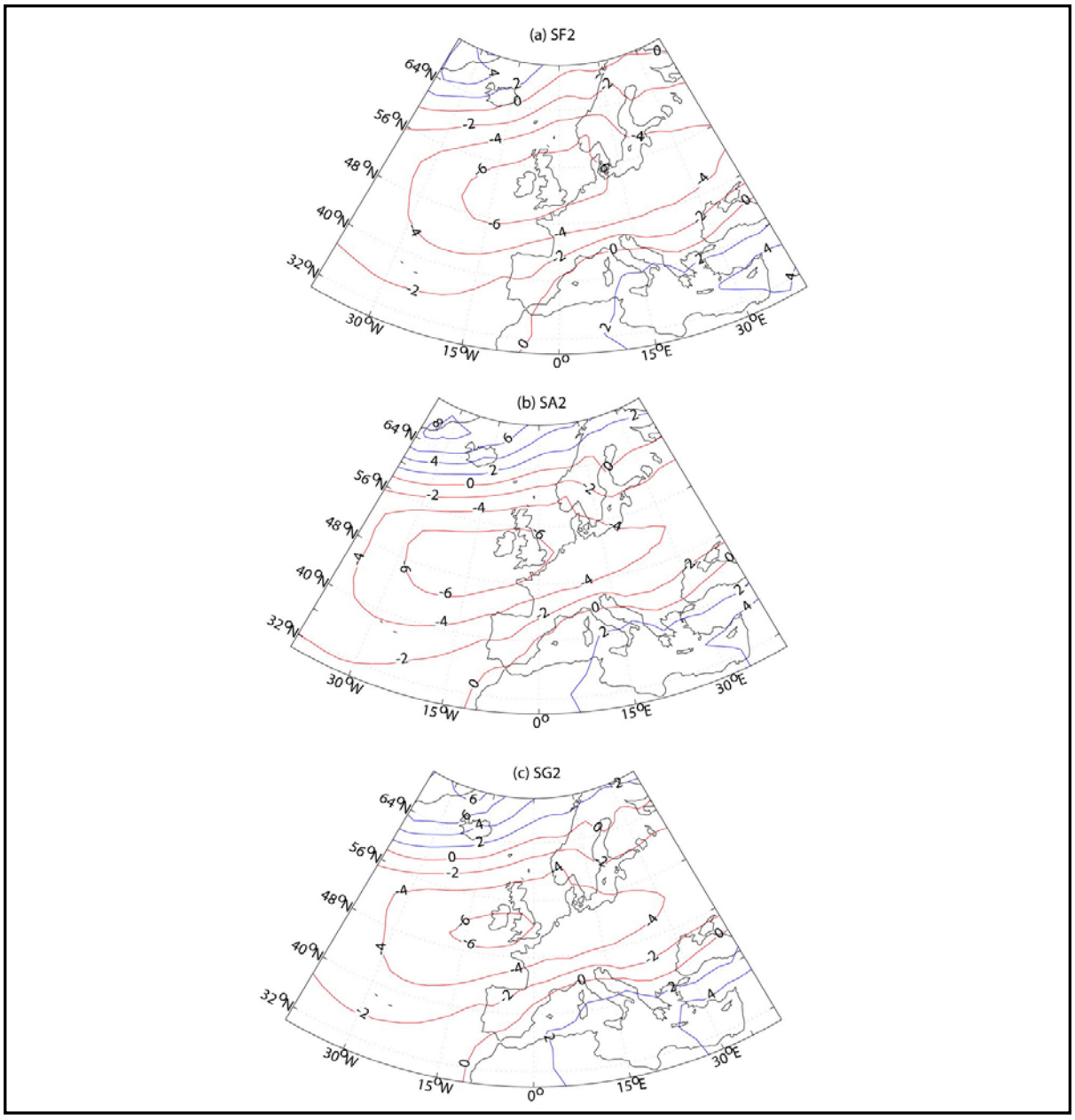


Figure 96 : anomalies barométriques entre (a) la climatologie de SF2, (b) SA2 et (c) SG2 de 1980 à 2002, moins celle calculée à partir des données NCAR. Les anomalies sont cotées par intervalles de 1 hPa.

17.2. Prévisions des surcotes dans A2 et B2

Le modèle de régression linéaire calculée de 1974 à 2002 est appliqué aux PSM quotidiennes simulées entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques dans SA2 (A2) et SG2 (B2). Etant en moyenne sous-estimées de 3 hPa par rapport aux observations, une correction linéaire est appliquée en ajoutant 3 hPa à la valeur quotidienne des PSM moyennes sur le secteur de [15°W-0°W], [40°N-45°]. Les P90 et L20 hivernaux sont calculés de 1980 à 2100.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

17.2.1 Contrôle des simulations de 1980 à 2005

Sur la période contemporaine (de 1980 à 2005), les P90 et les L20 hivernaux simulés dans SA2 et SG2 sont comparés aux observations du GD (figure 97). Il est tout d'abord important de préciser **qu'il n'y a pas de raison pour que la variabilité interannuelle des P90 et de L20 simulés soit réaliste**, à moins que les températures de surface océaniques soient le forçage dominant de la variabilité atmosphérique. Ensuite, il est également intéressant de constater que la moyenne et l'écart-type des P90 prédits par le modèle de régression linéaire dans SA2 et SG2 sont très proches des observations (figure 97b et table 23). Autrement dit, la régression linéaire appliquée aux PSM simulées par ARPEGE-climat dans SA2 et SG2 (après correction linéaire de 3 hPa) ne sur-estime ou ne sous-estime pas systématiquement la hauteur des surcotes. La fréquence, quant à elle, est légèrement sur-estimée par le modèle ARPEGE-climat qui simule légèrement trop de jours de dépressions autour du Golfe de Gascogne par hiver dans SA2 et SG2 (non montré).

L 20		
	Moyenne	σ
Obs.	23.8 %	10.7 %
SA2	28.1 %	13.3 %
SG2	27.2 %	14.1 %
P90		
	Moyenne	σ
Obs.	22.9 cm	5.7 cm
SA2	23.5 cm	4.1 cm
SG2	22.6 cm	4.5 cm

Table 23 : moyenne et écart-type (σ) de la fréquence hivernale des surcotes > 20 cm (L20) et du percentile hivernal à 90% (P90) de 1980 à 2005. Valeurs observées (Obs.) au Grau-de-la-Dent et simulées par le modèle de régression linéaire avec les PSM au niveau du Golfe de Gascogne dans SA2 et SG2 comme prédicteur.

De 1980 à 2005, la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre dans SA2 et SG2 étant la même que celle observée, la faible surestimation de la fréquence des surcotes représente donc la marge d'incertitude ou le biais lié à la modélisation uniquement et non pas aux scénarios. Une correction peut donc être apportée en multipliant les P90 et L20 simulés dans SA2 et SG2 par un coefficient d'inflation[15] de telle sorte que leur variance respective soit identique à celle observée de 1980 à 2005 (non montré).

[15] Pour les P90, le coefficient d'inflation de SA2 (respectivement SG2) correspond au ratio de la variance des P90 hivernaux observés de 1980 à 2005 sur celle des P90 prédits sur cette même période dans SA2 (respectivement SG2). Les mêmes opérations ont été effectuées pour calculer les coefficients d'inflation des L20 dans SA2 et SG2.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

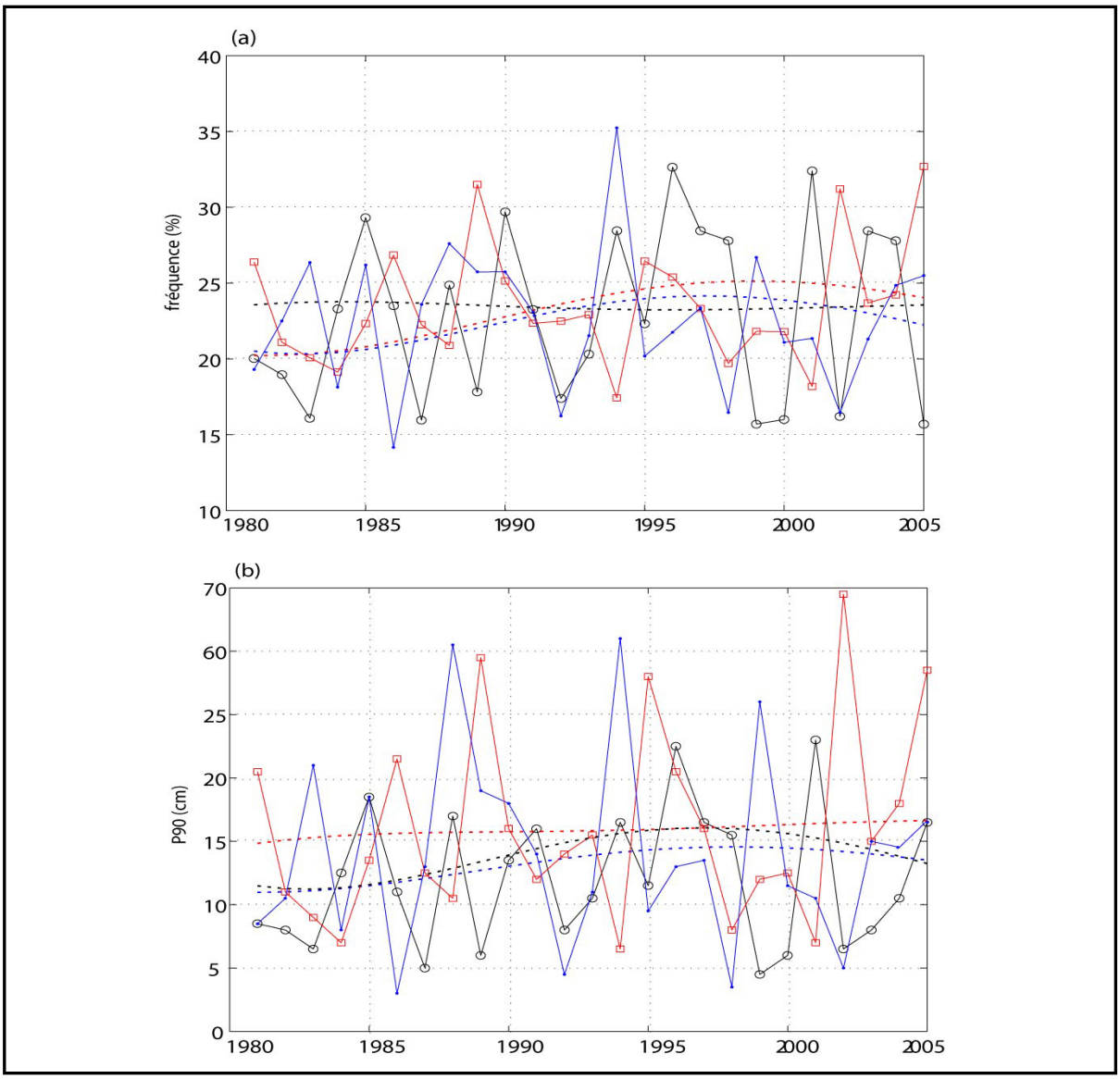


Figure 97 : (a) fréquence (en %) hivernale (octobre à mars) des surcotes > 20 cm observées au Grau-de-la-Dent (trait noir et cercles) et simulées par le modèle de régression linéaire à partir des PSM de [15°W-0°W], [40°N-45°N] dans SA2 (trait rouge et carrés) et dans SG2 (trait bleu et points) de 1980 à 2005. En trait tireté, les variations filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans. (b) Idem pour les percentiles hivernaux à 90% (en cm).

17.2.2. Variabilité interannuelle à séculaire des surcotes au 21ème siècle

De 1980 à 2100, les P90 et L20 simulés dans SA2 et SG2 sont multipliés par leur coefficient d'inflation respectif déterminé dans la section précédente. La fréquence et la hauteur hivernale des surcotes sont quasiment stationnaires au 21ème siècle pour SA2 et SG2 (figure 98). Dans ces deux scénarios, la moyenne des P90 et L20 hivernaux de 2080 à 2100 n'est pas significativement différente (au seuil de 90%) de celle de 1980-2000 selon un test en T de Student. Afin de détecter le signal maximum associé à chacun des scénarios, il est

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

important de se focaliser sur la deuxième moitié du 21ème siècle. En effet, la variabilité climatique forcée par l'augmentation de l'effet de serre, selon les deux scénarios envisagés, est maximale à la fin de 21ème siècle et sera *a priori* noyée dans la variabilité naturelle du système climatique dans les années 2020-2030 par exemple[16]. Un point d'intérêt vient alors du fait que dans les 20 dernières années du 21ème siècle, la variabilité lente[17] de la fréquence et de la hauteur des surcotes est quasiment similaire dans SA2 et SG2 (figure 98). Autrement dit, la variabilité lente des P90 et L20 des surcotes forcées par les PSM autour du Golfe de Gascogne est peu sensible à la différence de scénario. Pour résumer, **la fréquence et la hauteur hivernale des surcotes sont stationnaires dans les deux scénarios envisagés au 21ème siècle (figure 98)**.

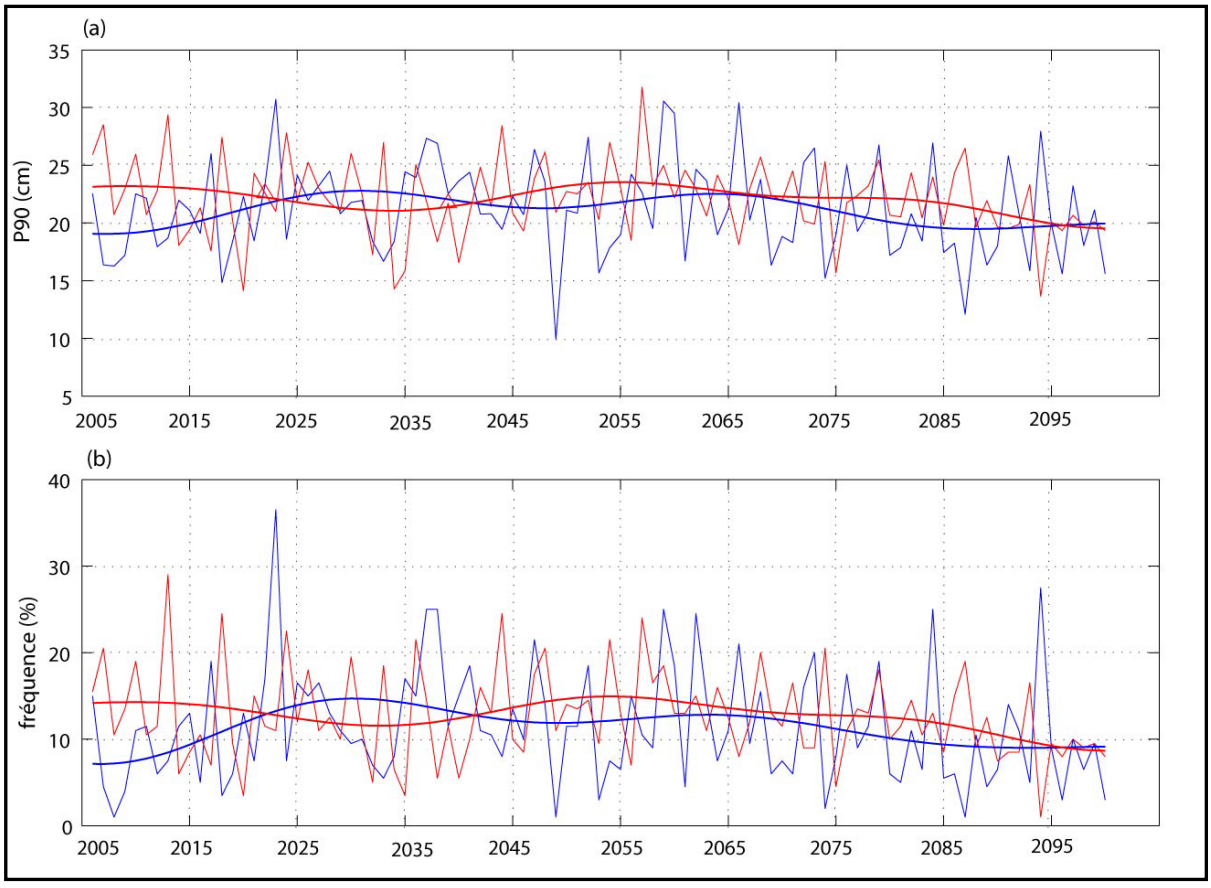


Figure 98 : (a) percentile (en cm) hivernal à 90% de 2005 à 2100 et (b) fréquence (en %) hivernale des surcotes > 20 cm simulées par le modèle de régression linéaire à partir des PSM de [15°W-0°W], [40°N-45°N] dans SA2 (trait rouge et carrés) et dans SG2 (trait bleu et points) de 2005 à 2100. En trait gras superposé, les variations filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans.

[16] Ces recommandations sur les analyses des simulations du climat issu des MCG ont été faites dans le programme international PRUDENCE (http://prudence.dmi.dk/).
[17] C'est-à-dire uniquement les périodes plus longues que 30 ans.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Du point de vue climatique, des travaux récents ont montré une possible déviation positive de l'ONA simulée par le modèle ARPEGE-climat à la fin du 21ème siècle dans les scénarios SA2 et SG2 (*Cassou, 2004*). Ces résultats ont également été obtenus avec d'autres modèles (*Paeth et al., 1999; Visbeck et al., 2001*). Plus la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre augmente, plus la phase moyenne de l'ONA pourrait devenir positive au 21ème siècle (*Visbeck et al., 2001; Gillett et al., 2003*). Durant les 20 dernières années du 20ème siècle, la déviation positive de l'ONA a été attribuée en partie à des changements de la composition chimique de l'atmosphère (*Gillett et al., 2003*). Les variations de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre offrent donc une hypothèse pour expliquer les fluctuations observées et futures de l'ONA.

A l'échelle synoptique, Leckebush et Ulbrich (2004) montrent une augmentation significative de la fréquence des fortes dépressions sur l'Atlantique Nord et sur le nord de l'Europe à l'horizon 2100. La hausse de la fréquence des conditions cycloniques sur l'Atlantique Nord a également été démontrée par Knippertz et Ulbrich via l'analyse des pressions de surface simulées par le modèle ECHAM4/OPYC3 selon le scénario SA2 (*Knippertz et a.l, 2000*). Schubert *et al*. (1998) montrent également que la fréquence des fortes dépressions augmente au nord de l'Atlantique Nord sous l'effet du doublement ou du triplement du CO_2 atmosphérique, mais qu'en revanche, les trajectoires des perturbations tempérées pourraient s'étendre vers le sud-est. Ils concluent que la réponse d'un modèle climatique sur l'évolution des conditions cycloniques sur l'Atlantique peut être très différente, voire même contradictoire, selon les critères employés pour définir l'activité cyclonique et les échelles spatiales considérées. C'est par exemple le cas entre le simple comptage des dépressions sur un secteur bien défini et l'analyse de leurs trajectoires via l'écart-type des PSM sur un secteur plus vaste (*Schubert et al., 1998*). A l'échelle du bassin méditerranéen occidental uniquement, la plupart des modèles convergent vers une baisse de la cyclogenèse associée notamment au facteur orographique (*Schubert et al., 1998; Knippertz et al. 2000; Lionello et al., 2006*). Lionello *et al.* (2006) précisent que cette tendance est peu sensible à la différence de scénario entre SA2 et SG2.

En Europe centrale, la PSM hivernale moyenne s'élève significativement (> 95%) au 21ème siècle à une vitesse moyenne de + 0.02 hPa/an dans SA2 et de + 0.018 hPa/an dans SG2 (figure 99b). Sur l'Atlantique, entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques, la PSM hivernale moyenne est quasiment stationnaire de 1980 à 2100 dans SA2 et SG2 (figure 99a).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Elle semble cependant légèrement s'élever dans SA2, mais la tendance linéaire n'est pas significative au seuil de 90% selon un test en T de Student. La fréquence des jours ou une dépression < 1010 hPa se trouve entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques baisse légèrement au 21ème siècle dans SA2 et SG2 (figure 99c), mais là encore, sans signification statistique. En effet, la fréquence hivernale moyenne des ces jours sur la période de 2080 à 2100 (29% dans SA2 et 30% dans SG2) n'est pas significativement plus basse que celle de 1980 à 2000 (31,5 % dans SA2 et SG2). Pour résumer, **la quasi-stationnarité de la fréquence et de la hauteur des surcotes simulées au 21ème siècle dans SA2 et SG2 semble donc être associée à une relative stationnarité des conditions barométriques entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques**.

La déviation positive de la phase hivernale moyenne de l'ONA simulée au 21ème siècle n'est donc pas associée à une baisse significative de la fréquence hivernale des dépressions entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques. Rappelons que toutes les phases négatives de l'ONA ne sont pas associées à une dépression autour du Golfe de Gascogne et que les conditions hivernales moyennes de l'ONA ne contiennent qu'une partie de l'information sur les conditions atmosphériques quotidiennes à l'échelle synoptique.

La déviation positive de la phase moyenne de l'ONA au 21ème siècle est également paradoxale avec la stationnarité de la fréquence et de la hauteur des surcotes. Là encore, la variabilité temporelle du gradient barométrique N-S de l'ONA ne renseigne qu'une partie de la variabilité temporelle des surcotes, associée principalement au gradient barométrique entre le Golfe de Gascogne et l'Europe centrale et aux vents d'afflux de SE. La déviation positive de la phase hivernale moyenne de l'ONA durant les 30 dernières années du 20ème siècle était d'ailleurs également incohérente avec l'augmentation de la fréquence des surcotes dans le Golfe du Lion. Le décalage vers l'est des deux centres d'action de l'ONA au 20ème siècle avait modifié les conditions de circulation atmosphérique à l'échelle des types de temps et à l'échelle synoptique, favorisant l'occurrence des vents d'afflux de SE et des surcotes dans le Golfe du Lion durant les phases négatives de l'ONA. Des tests sur des changements atmosphériques à l'échelle de l'ONA ont été effectué à partir des PSM simulées au 21ème siècle dans SA2 et SG2 mais sans pouvoir mettre en évidence des variations significatives (non montré). Il semble donc difficile d'estimer dans quelle mesure des modifications des conditions atmosphériques aux différentes échelles spatiales vont interagir entre elles au 21ème siècle en relation avec les différents scénarios envisagés.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Néanmoins, en vue du paradoxe entre la déviation positive de l'ONA et de la stationnarité de la fréquence des surcotes, mais également avec la relative stationnarité de la fréquence des dépressions autour du Golfe de Gascogne, il est légitime de penser que **la relation entre l'ONA et les surcotes dans le Golfe du Lion pourrait se renforcer au 21ème siècle comme cela a été observé à partir de 1975 (cf. fig. 83, § 15.1)**. Dans ce cas, les coefficients du modèle de régression linéaire entre les surcotes et les PSM au niveau du Golfe de Gascogne, calculée de 1974 à 2002, ne peuvent pas prendre en compte ces changements.

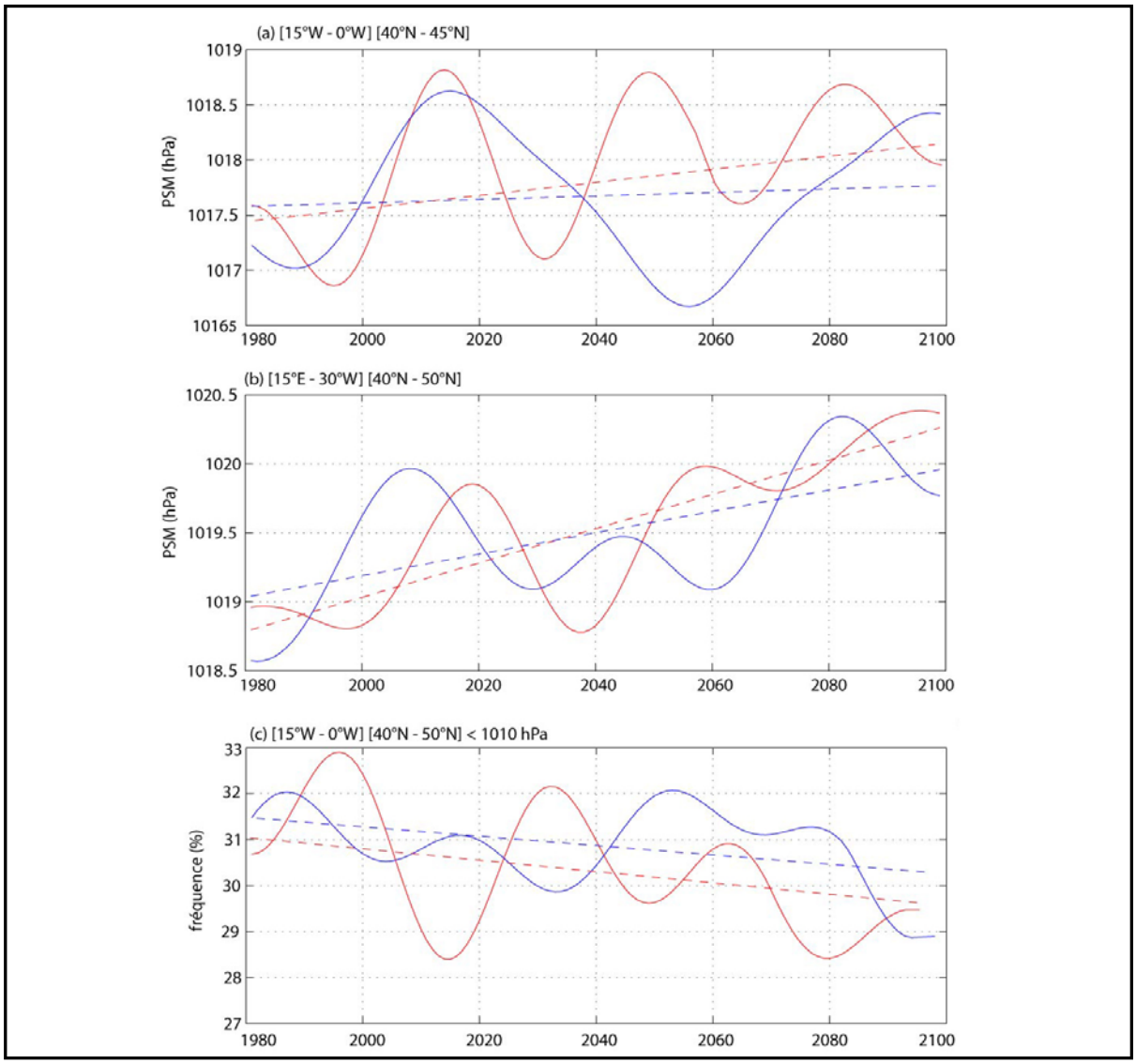


Figure 99 : (a) PSM (en hPa) hivernale moyenne de [15°W-0°W], [40°N-45°N], (b) de [15°E-30°E], [40°N-50°N] et (c) fréquence (en %) hivernale des PSM quotidiennes < 1010 hPa de [15°W-0°W], [40°N-45°N] de 1980 à 2100, dans SA2 (trait rouge) et SG2 (trait bleu). Les variations sont filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans. En trait tireté, les régressions linéaires calculées à partir des données brutes.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

17.3. Types de temps et surcotes au 21ème siècle

L'occurrence des surcotes dans le Golfe du Lion survient principalement lors des types de temps GA et BL. Les analyses de la relation entre les surcotes et les types de temps au 20ème siècle ont montré que des modifications atmosphériques au sein de GA pouvaient augmenter l'occurrence des jours de ce type de temps, caractérisé par une circulation atmosphérique de secteur SE dans le Golfe du Lion. Dans la seconde moitié du 20ème siècle, la hauteur et la fréquence des surcotes sont par exemple de plus en plus importantes, lorsque les jours GA sont plus nombreux que la normale, synchrone avec la hausse des PSM en Europe centrale (cf. § 15.2). Après avoir analysé la variabilité fréquentielle des types de temps au 21ème siècle, il est alors particulièrement intéressant **d'estimer si des futures modifications barométriques dans GA sont susceptibles d'accentuer ou diminuer la sensibilité des surcotes lors de ce type de temps**.

17.3.1. Les types de temps

Le champ barométrique quotidien de 1980 à 2100 dans SA2 et SG2 est synthétisé en types de temps. Afin de préserver la cohérence avec les cinq types de circulation extraits au 20ème siècle, cinq types de configuration barométrique ont également été extraits au 21ème siècle (figures 100 et 101).

Les configurations barométriques respectives des types de temps au 20ème siècle sont quasiment similaires à celles extraites dans SA2 et SG2 (figures 100 et 101). On retrouve d'une part des configurations supposant une accélération du gradient barométrique zonal sur l'Atlantique Nord dans les types de temps EA, ZO1 et ZO2, et d'autre part, un type GA associé à une décélération et/ou un déplacement latitudinal du principal rail des perturbations (figures 100 et 101). Cependant, on ne retrouve pas la situation de blocage identifiée au type de temps BL et deux types de temps s'apparentent au type ZO observé (figures 100d, f et 101d, f). Pour résumer, **les types de temps extraits des PSM simulées dans SA2 et SG2 sont relativement proches de ceux calculés à partir des données du NCAR, excepté pour BL.**

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

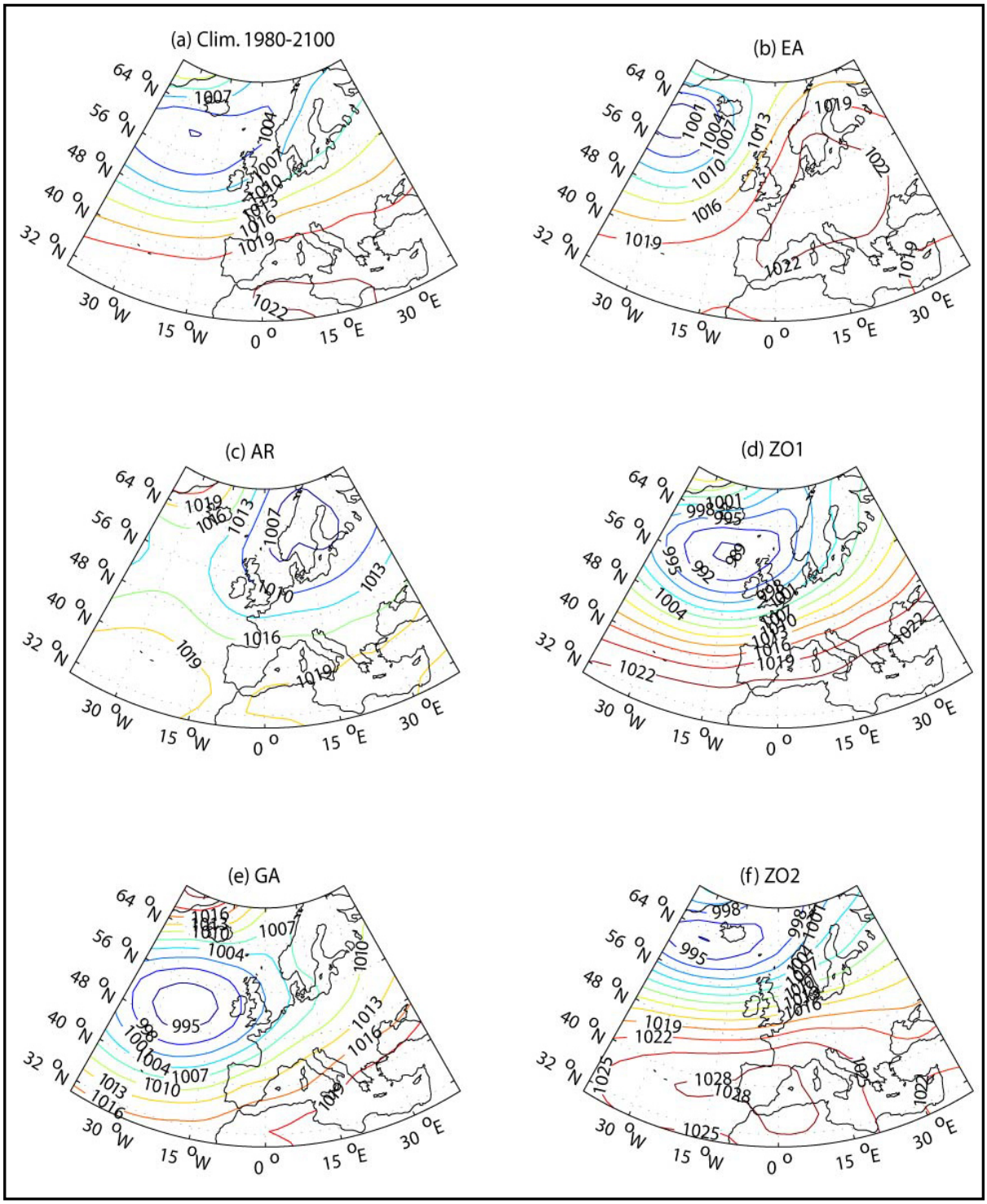


Figure 100 : (a) PSM (en hPa) hivernale moyenne (clim.) de 1980 à 2100 et PSM moyennes des jours (b) « East-Atlantic » (EA), (c) « Atlantic-Ridge » (AR), (d) « Zonal 1 » (ZO1), (e) « Greenland Above » (GA) et (f) « Zonal 2 » (ZO2) simulées dans SA2. Les isobares sont cotées par intervalles de 3 hPa.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

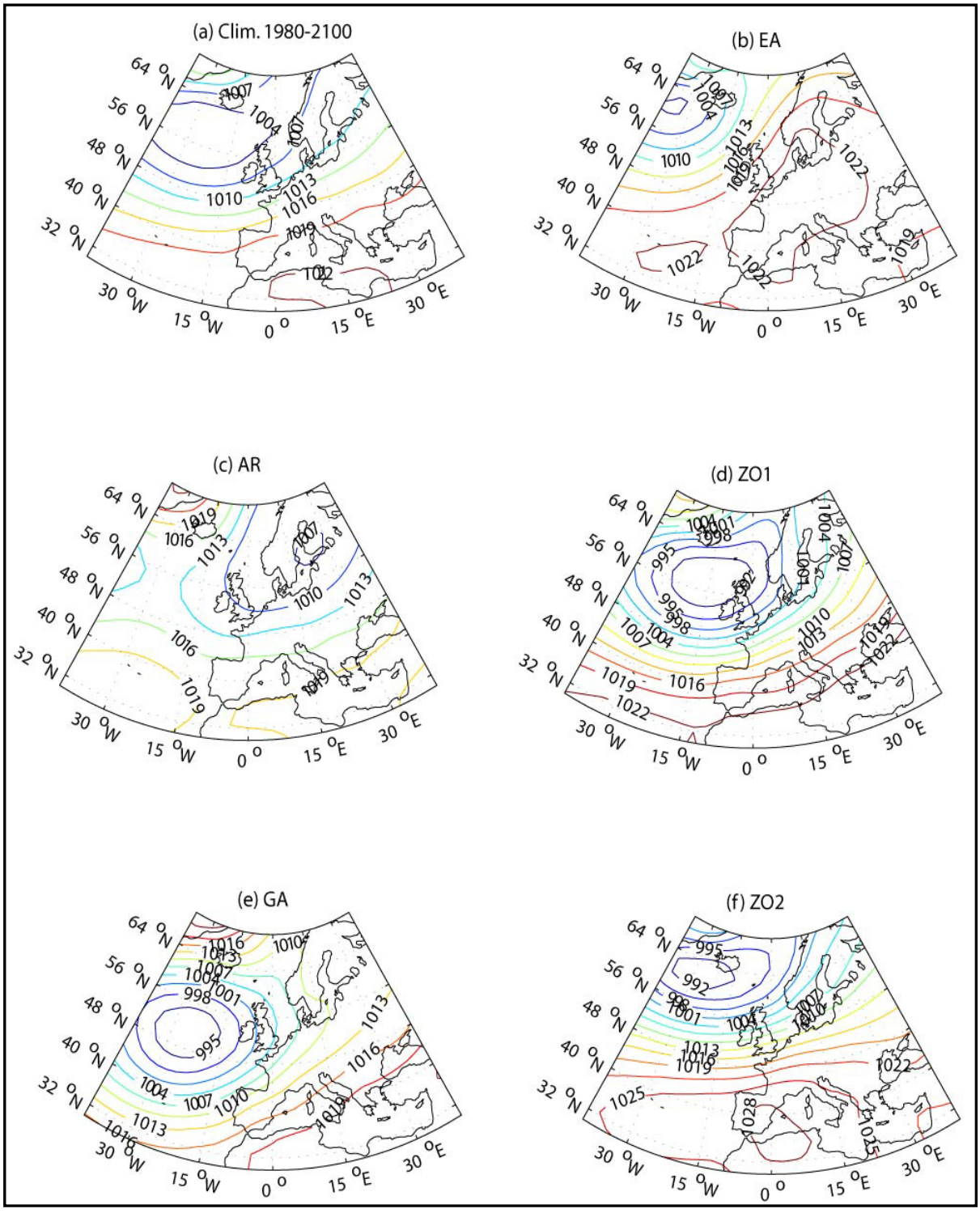


Figure 101 : idem que la figure 98 pour SG2.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

17.3.2. Variabilité multi-décennale à séculaire des types de temps

La fréquence hivernale des cinq types de temps est calculée de 1980 à 2100 dans SA2 et SG2. Les résultats sont présentés en variations lentes uniquement. Les fréquences des types EA, AR et ZO2 restent quasiment stationnaires au 21ème siècle dans les deux scénarios (figure 102a, b, e). Par contre, on observe une diminution de la fréquence hivernale des jours GA (-0.005 %/an dans SA2 et -0.04 %/an dans SG2) et une augmentation de celle de Z01 (+0.05 %/an dans SA2 et +0.038 %/an dans SG2) (figure 102c, d). La moyenne des fréquences hivernales de GA (ZO1) sur la période de 2080 à 2100 est ainsi significativement plus faible (élevée) que celle sur la période de 1980 à 2000, au seuil de 90% selon un test en T de Student. La circulation simulée par ARPEGE-climat tend donc à devenir de plus en plus zonale.

La baisse de la fréquence hivernale des jours GA est cohérente avec la déviation positive de la phase hivernale moyenne de l'ONA prédite au 21ème siècle (*Gillett et al., 2003; Cassou, 2004*). Une phase négative (positive) de l'ONA va en effet favoriser les configurations barométriques de GA (ZO). Mais rappelons que cette relation n'est pas unilatérale et que les jours GA (ZO) sont en effet associés à une anomalie barométrique négative (positive) au niveau des Açores et influencent donc directement la phase de l'ONA.

A l'échelle synoptique, la baisse significative de la fréquence hivernale des jours GA n'est pas associée à une diminution significative de la fréquence des dépressions transitant plus au sud que la normale, entre Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques. Un type de temps est en effet une construction conceptuelle, qui intègre de multiples conditions atmosphériques instantanées à l'échelle synoptique. En d'autres termes, **la fréquence des jours GA ne renseigne donc qu'une partie de la variabilité des conditions cycloniques autour du Golfe de Gascogne**. A titre d'exemple, rappelons que durant les 30 dernières années du 20ème siècle, la stationnarité de la fréquence hivernale des jours GA était associée à une baisse de la fréquence des dépressions < 1010 hPa autour du Golfe de Gascogne (cf. §14).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

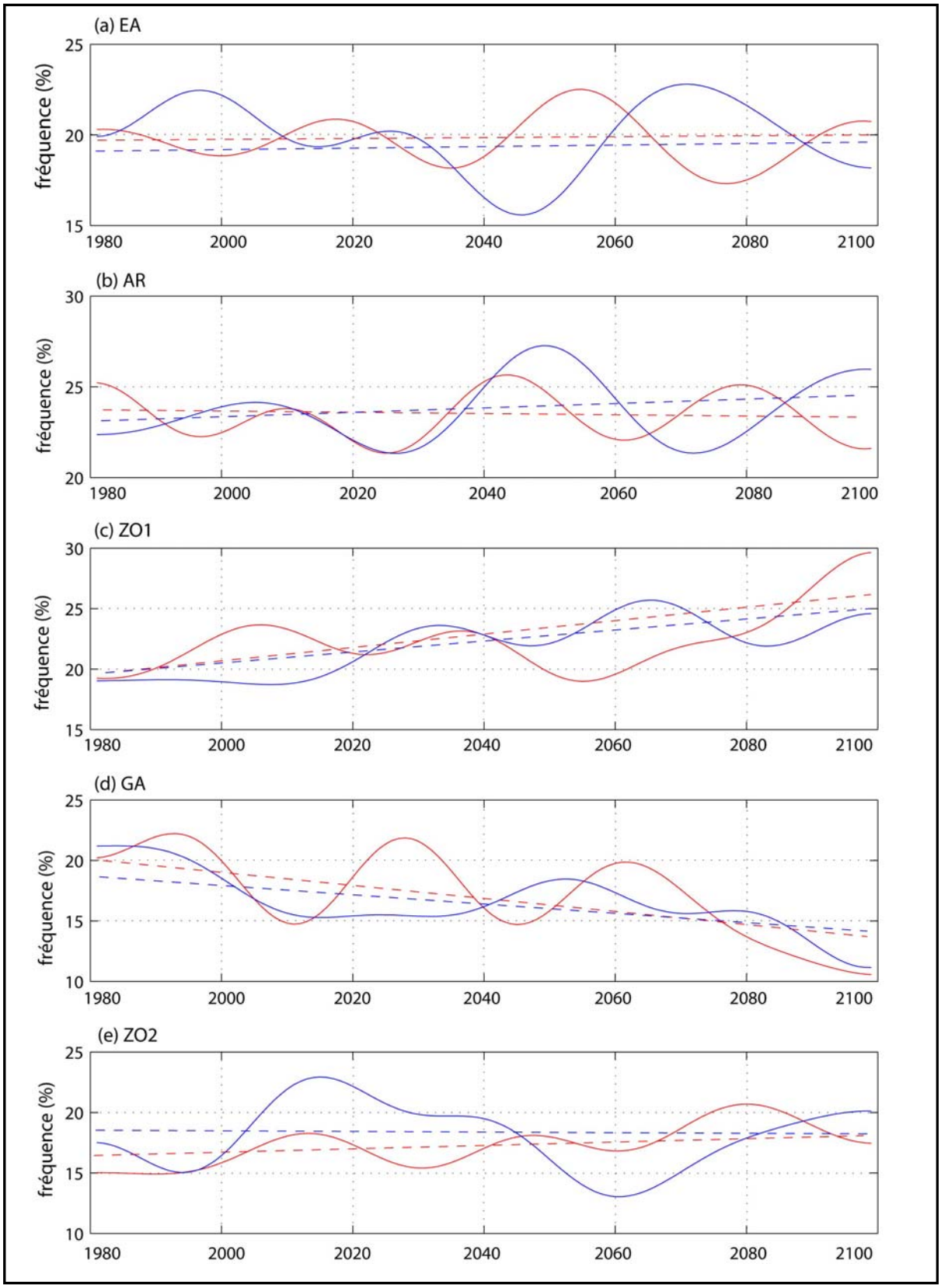


Figure 102 : fréquence hivernale (en %) des jours (a) « East-Atlantic » (EA), (b) « Atlantic-Ridge » (AR), (c) « Zonal 1 » (ZO1), (d) « Greenland Above » (GA) et (e) « Zonal 2 » (ZO2) de 1980 à 2100 dans SA2 (trait rouge) et SG2 (trait bleu). Les variations sont filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans. En trait tireté, les régressions linéaires calculées à partir des données brutes.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

17.3.3. Surcotes et variations atmosphériques à l'échelle des types de temps

La baisse significative de la fréquence hivernale des jours GA au 21ème siècle dans SA2 et SG2 serait *a priori* plutôt favorable à une diminution de la fréquence hivernale des jours de surcotes. Rappelons qu'au 20ème siècle, la stationnarité de la fréquence hivernale des jours GA était associée à une augmentation de celle des jours de surcotes synchrones (cf. § 14). La hausse des PSM en Europe centrale avait en effet favorisé la fréquence des jours GA caractérisés par un fort gradient barométrique zonal dans le Golfe du Lion et par conséquent des vents d'afflux de SE.

Dans GA uniquement, les PSM hivernales moyennes sont calculées dans SA2 et SG2, sur l'Atlantique, entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques et en Europe centrale. La PSM hivernale moyenne entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques reste stationnaire de 1980 à 2060 dans SA2 et SG2 (figure 103a). Elle montre ensuite une période de hausse jusqu'à 2100 dans SG2 et jusqu'en 2085 dans SA2 (figure 103a). Cependant, à l'échelle du 21ème siècle, les tendances linéaires de hausses dans SA2 et SG2 ne sont pas significatives au seuil de 90% selon un test en T de Student.

En Europe centrale, on observe une augmentation significative (99%) des PSM hivernales moyennes dans les deux scénarios (+ 0.02 hPa/an dans SA2 et + 0.015 hPa/an dans SG2) (figure 103b). Cette tendance semble donc suivre celle observée à partir des années 60. **Il parait alors probable que la hausse contemporaine des PSM en Europe centrale soit en partie associée à l'augmentation anthropique de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre**. En terme de gradient barométrique, la fréquence hivernale des jours GA, associés à un fort gradient barométrique zonal entre le Golfe de Gascogne et l'Europe centrale, s'élève significativement (90%) au 21ème siècle à une vitesse moyenne de + 0.09 %/an dans SA2 et de + 0.07 %/an dans SG2 (figure 103c). Il est donc possible que la sensibilité des surcotes au type de temps GA se renforce au 21ème siècle. En d'autres termes, au cours du 21ème siècle et comme à partir des années 60, **les jours GA pourraient être moins fréquent, mais présenteraient une probabilité de plus en plus importante d'être associées à des vents d'afflux de SE et des surcotes dans le Golfe du Lion.** Des changements des conditions barométriques moyennes de GA au 21ème siècle sont donc susceptibles de modifier les conditions de circulation atmosphérique à l'échelle synoptique et régionale, comme cela a été observé au 20ème siècle.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

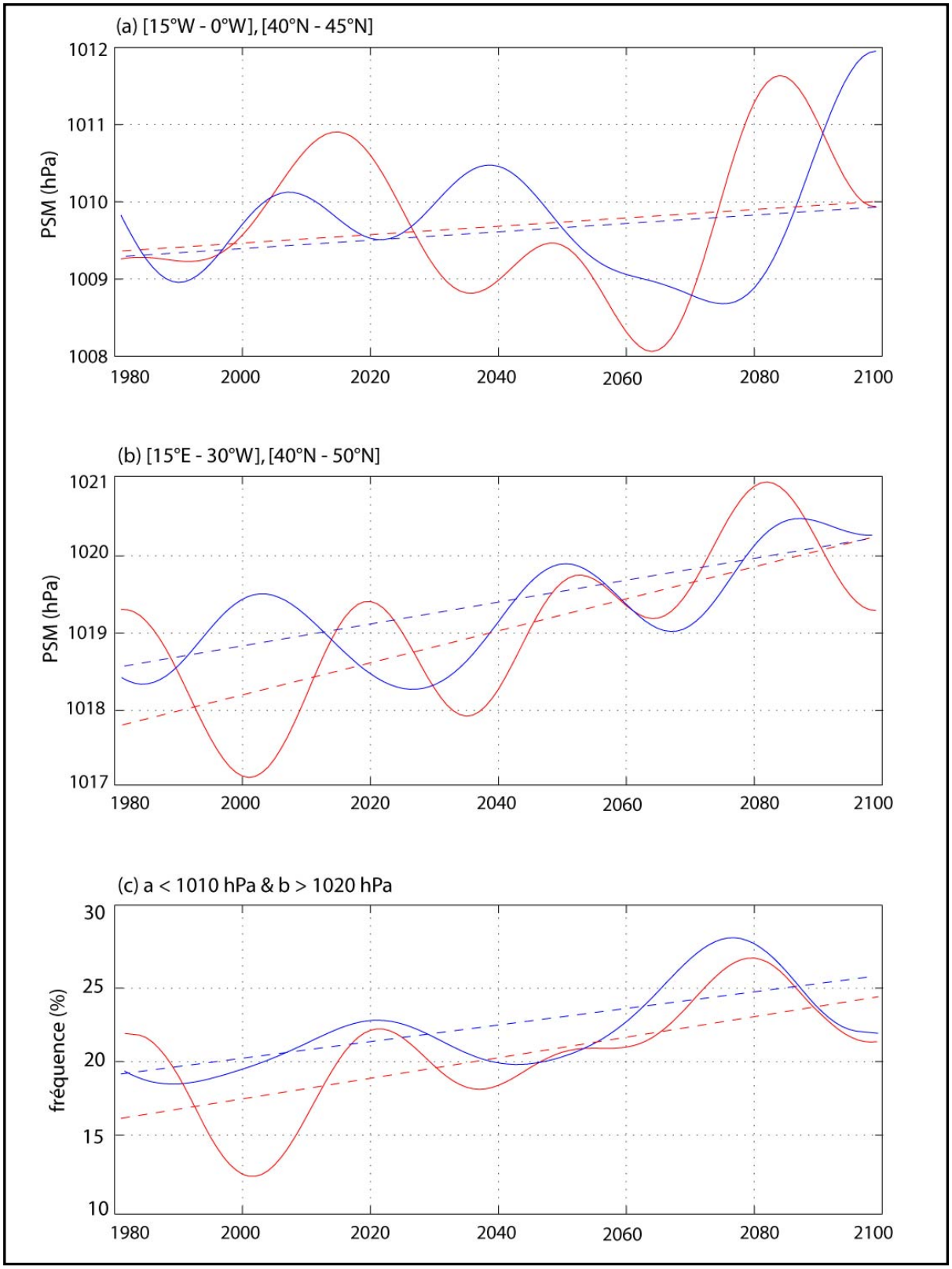


Figure 103 : PSM (hPa) hivernale moyenne de 1980 à 2100 de (a) [15°W – 0°W], [40°N – 45°N] et (c) de [15°E – 30°E], [40°N – 50°N] dans les jours « Greenland Above » (GA) uniquement, dans SA2 (trait rouge) et SG2 (trait bleu). (c) Fréquence hivernale (en %) des jours GA ou (a) < 1010 hPa et (b) > 1020 hPa. Les variations sont filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans. En trait tireté, les régressions linéaires calculées à partir des données brutes.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

L'analyse de la variabilité temporelle des surcotes et de leurs forçages atmosphériques au 21ème siècle montre que :

- *La fréquence et la hauteur des surcotes sont stationnaires dans SA2 et SG2, en cohérence avec la relative stationnarité de la fréquence des dépressions < 1010 hPa entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques, mais paradoxal avec la déviation positive de l'ONA ;*
- *A l'échelle des types de temps, la fréquence hivernale des jours GA baisse significativement de -0.005 %/an dans SA2 et -0.04 %/an dans SG2. Celle des jours Z01 augmente significativement de +0.05 %/an dans SA2 et +0.038 %/an dans SG2. Ces tendances sont a priori paradoxales avec la stationnarité des surcotes dans le Golfe du Lion ;*
- *Les surcotes sont susceptibles de devenir plus sensibles aux jours GA, via l'augmentation des jours GA associés à un fort gradient barométrique zonal sur le Golfe du Lion. Cette augmentation est principalement associée à la hausse des PSM en Europe centrale.*

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

17.4. Variabilité interannuelle à séculaire des niveaux marins extrêmes au 21ème siècle

17.4.1. Projections de hausse du niveau marin moyen

La réponse hydrostatique de la mer à l'élévation générale et régionale des températures constitue un élément primordial de l'élévation à long terme du niveau marin. Plusieurs autres facteurs pourraient contribuer à l'élévation à long terme du niveau marin, comme la fonte des glaciers continentaux et inlandsis, incluant le Groenland et l'Antarctique (*Lambeck et al., 1990; Cabanes et al., 2001*). **La somme de ces facteurs devrait induire une hausse de +1 mm/an à +7.5 mm/an, selon les scénarios et l'importance des forçages anthropiques par rapport aux autres facteurs** (figure 104; *IPCC 2007*). Dans le scénario A2, la hausse du niveau marin moyen varie entre +1.5 mm/an et +7.5 mm/an avec une moyenne de + 4 mm/an (figure 104). Pour B2, plus optimiste, la hausse du niveau marin se situe entre +1 mm/an et +6.5 mm/an avec une moyenne de +3.3 mm/an (figure 104; *IPCC, 2007*).

Les estimations récentes issues des mesures altimétriques par satellites montrent que le niveau marin moyen s'est élevé de +3.4 mm/an à +4 mm/an de 1990 à 2005 (*Rahmstorf et al., 2007*). Cette vitesse observée est proche de la projection moyenne du scénario A2. A l'heure actuelle, les projections hautes de l'élévation du niveau marin moyen semblent plutôt alarmistes. La vitesse de la hausse du niveau marin a en effet presque doublé par rapport aux observations contemporaines. Cependant, on ne peut exclure pour l'instant aucun scénario. Entre 2000 et 2004, les émissions de CO_2 à l'échelle planétaire ont en effet augmenté de plus de 3% par an, alors que l'augmentation ne dépassait pas +1.1 %/an entre 1990 et 1999 (*Raupach et al., 2007*). Si l'accélération de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre se poursuit au 21ème siècle, il est fort probable que la hausse du niveau marin soit encore plus rapide que les projections moyennes de l'IPCC et atteindre alors les projections hautes du scénario A2.

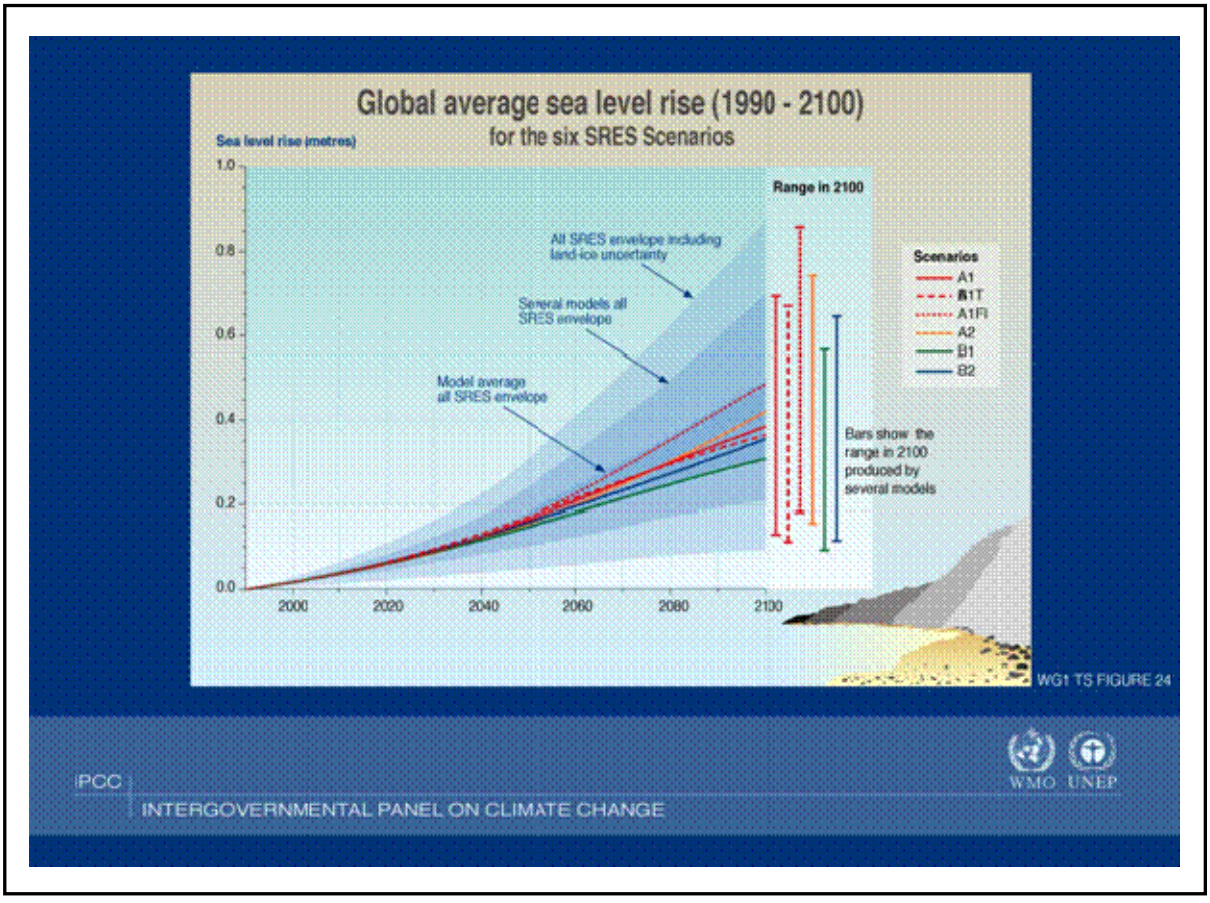


Figure 104 : projections de la hausse du niveau marin dans différents scénarios de l'IPCC (2001). http://www.ipcc.ch/

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

17.4.2. Scénarios d'évolution des niveaux marins extrêmes

Des méthodes « classiques » consistent à estimer le niveau marin futur, uniquement par la somme du niveau marin moyen actuel et des différentes projections de sa hausse. Cependant, la hausse seule du niveau marin moyen ne donnerait qu'une idée partielle de l'évolution de la fréquence et de la hauteur des niveaux marins extrêmes réellement atteints. **En intégrant les forçages atmosphériques, l'intérêt est de pouvoir disposer d'une information sur la variabilité interannuelle de la fréquence et de la hauteur des niveaux marins les plus hauts.**

La hauteur quotidienne du niveau marin de 2005 à 2100 est donc reconstruite conformément à la décomposition présentée en section 8.2. Pour ce faire, le niveau marin moyen observé de 2000 à 2005 est ajouté à la projection basse, moyenne et haute de hausse du niveau marin selon l'IPCC pour les scénarios A2 (+1.5 mm/an, +4 mm/an et +7.5 mm/an; figure 105) et est ajouté aux valeurs quotidiennes de surcotes simulées dans SA2 (scénario A2) de 2005 à 2100. La même opération est réalisée avec la projection basse, moyenne et haute de l'élévation du niveau marin selon l'IPCC pour les scénarios B2 (+1 mm/an, +3.3 mm/an et +6.5 mm/an; figure 105) et les surcotes simulées dans SG2 (scénario B2). Les P90 hivernaux et les fréquences hivernales des niveaux marins dépassant différents seuils sont extraits des séries marégraphiques ainsi obtenues.

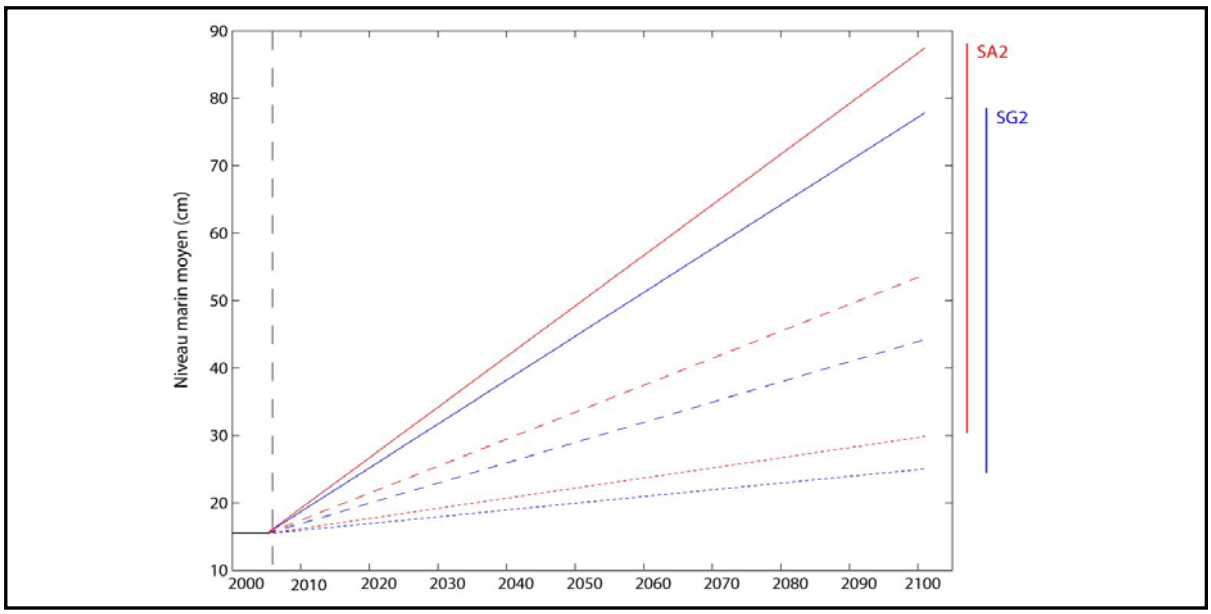


Figure 105 : hausse du niveau marin moyen (en cm) intégrée selon les estimations basses (trait pointillé) moyennes (trait tireté) et hautes (trait plein) du scénario A2 (trait rouge) et B2 (trait bleu). En trait noir de 2000 à 2005, le niveau marin moyen observé au Grau-de-la-Dent.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

17.4.2.1. Prévisions basses

Dans les projections basses de A2 (+1.5 mm/an) et B2 (+1 mm/an), on constate une élévation importante des P90 hivernaux au 21ème siècle (figure 106a). Ils atteignent en moyenne plus de 40 cm NGF pour B2 et plus de 45 cm NGF pour A2 à la fin du 21ème siècle (figure 106a). La différence de hausse du niveau marin moyen de +0.5 mm/an entre les deux scénarios, entraîne donc un écart de plus de 5 cm des P90 hivernaux à la fin du 21ème siècle (figure 106a).

En terme de fréquence, les niveaux marins > 20 cm augmentent considérablement dans A2 et B2 (figure 106b). Ces niveaux représentaient en moyenne 15% des jours par hiver à la fin du 20ème siècle (non montré). **Leur fréquence pourrait atteindre plus de 90% à la fin de 21ème siècle dans A2 et B2**, même dans le cas de l'estimation la plus faible de l'élévation du niveau marin moyen (figure 106b).

Les niveaux marins > 40 cm[18] représentent actuellement 1% des observations hivernales. A la fin du 21ème siècle, leur fréquence pourrait dépasser en moyenne 20% pour B2 et 30% pour A2 (figure 106c). **Mais ces fréquences moyennes cachent des hivers durant lesquels plus de 60% (35%) des jours pourraient être associés à des niveaux marins > 40 cm lors de A2 (B2) (figure 106c)**. Les écarts de fréquence entre les scénarios A2 et B2 sont encore plus importants pour la fréquence hivernale des niveaux marins > 60 cm (figure 106d). Le littoral bas et sableux du Golfe du Lion va donc vraisemblablement devenir de plus en plus vulnérable à l'érosion même en tenant compte des projections les plus optimistes.

[18] Rappelons que ce niveau correspond au seuil à partir duquel le niveau marin devient actif dans les processus d'érosion du littoral (Bruzzi, 1996).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

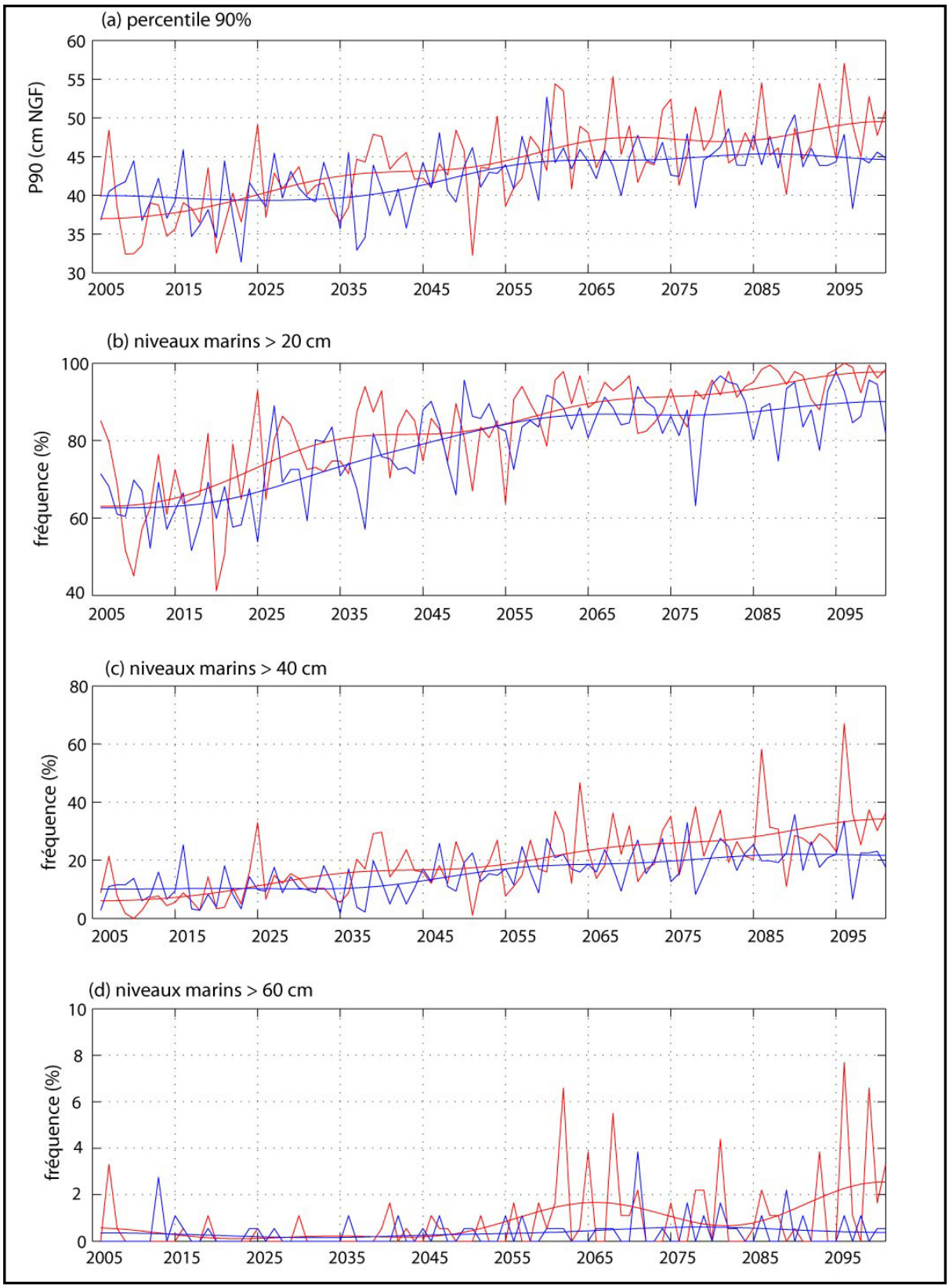


Figure 106 : (a) percentile (en cm NGF) hivernal à 90%, (b, c et d) fréquence (en %) hivernale des niveaux marins > 20, 40 et 60 cm dans A2 (trait rouge) et B2 (trait bleu) de 2005 à 2100, selon les estimations basses (+1 mm/an pour B2 et + 1.5 mm/an pour A2) de remontée du niveau marin. En trait gras superposé, les variations filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

17.4.2.2. Prévisions moyennes

Les estimations moyennes de la hausse du niveau marin moyen semblent actuellement les plus réalistes si la vitesse d'élévation du niveau marin moyen demeure identique à celle observée dans les 30 dernières années du 20ème siècle. Dans ce cas, les P90 hivernaux atteignent plus de 60 cm NGF pour B2 et plus de 75 cm NGF dans A2 à la fin du 21ème siècle (figure 107a). Le niveau marin de 20 cm pourrait devenir le niveau marin moyen à partir de 2055 pour A2 et B2 (figure 107b). La fréquence des niveaux marins érosifs, soit > 40 cm, pourrait dépasser 80% (90%) des jours par hiver à la fin du 21ème siècle pour B2 (A2) (figure 107c). Autrement dit, **le niveau marin pourrait atteindre de façon quasiment permanente le seuil associé aujourd'hui aux phénomènes d'érosion et d'accrétion du littoral**.

Les niveaux marins de 80 cm ont actuellement un temps de retour de 10 ans dans le Golfe du Lion (*Pirazzoli et al.*, 2007). Dans le scénario A2, leur occurrence serait en moyenne de **plus de 5% des observations hivernales**, soit environ 9 jours par hiver, avec parfois plus de 15 jours par hiver à la fin du 21ème siècle (figure 107e). Dans B2, la fréquence hivernale des niveaux marins > 80 cm reste très faible (figure 107e).

Il est donc important de noter qu'une différence de hausse du niveau marin moyen de seulement +0.7 mm/an entre A2 et B2 peut entraîner des écarts très importants dans la fréquence à venir des niveaux marins extrêmes. A la fin du 21ème siècle, la fréquence hivernale des jours où le niveau marin dépasse 60 cm pourrait être supérieure de plus de 50 jours dans A2 par rapport à B2 (figure 107d). La vitesse à laquelle le niveau marin moyen s'élèvera va donc fortement influencer les temps de retour des niveaux marins considérés aujourd'hui comme extrêmes. En conséquence, **notre impact sur le climat pourrait être particulièrement sensible en terme de fréquence et de hauteur des pics de niveau marin dans le Golfe du Lion.**

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

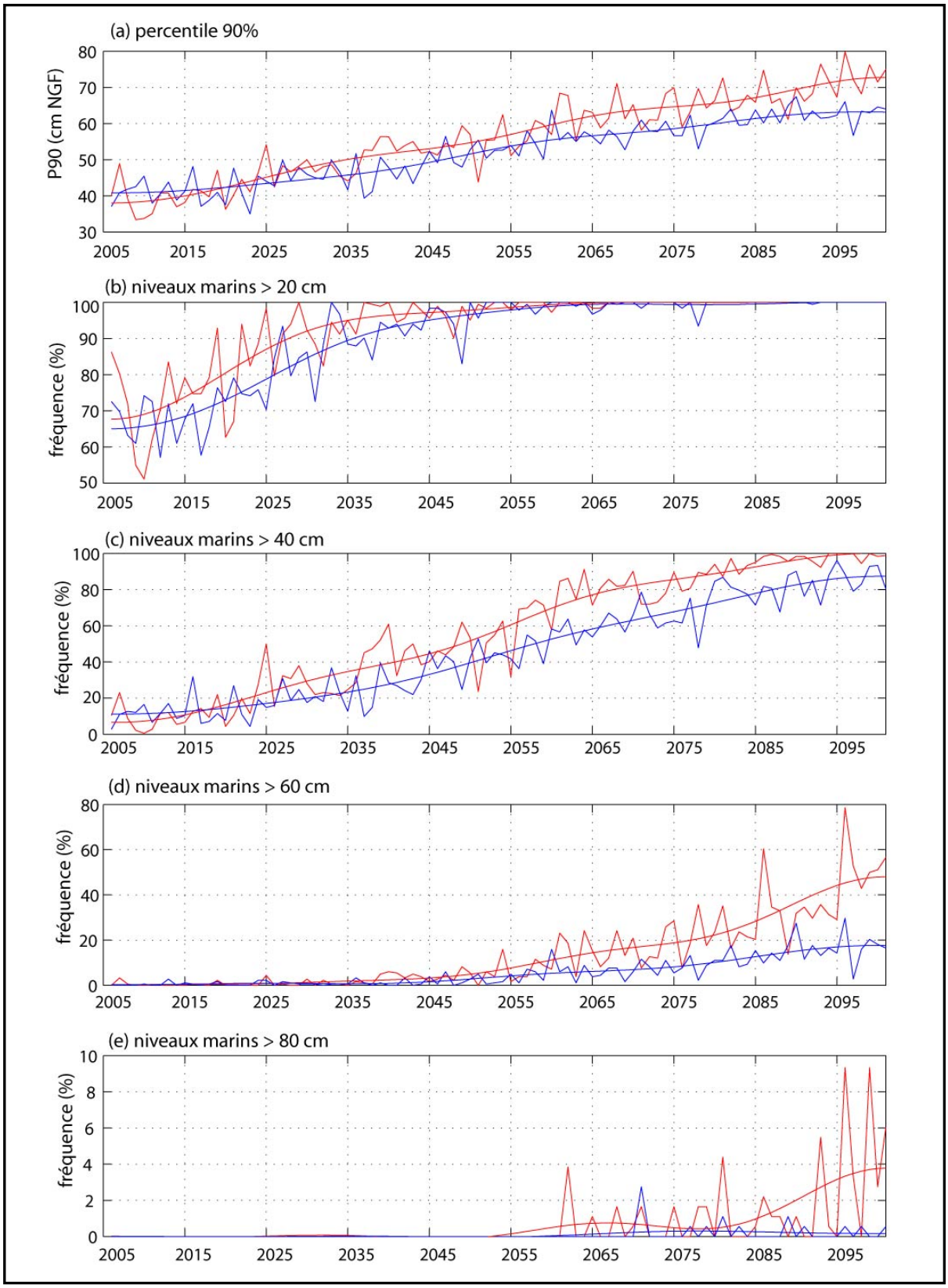


Figure 107 : (a) percentile (en cm NGF) hivernal à 90%, (b, c, d et e) fréquence (en %) hivernale des niveaux marins > 20, 40, 60 et 80 cm dans A2 (trait rouge) et B2 (trait bleu) de 2005 à 2100, selon les estimations moyennes (+3.3 mm/an pour B2 et + 4 mm/an pour A2) de remontée du niveau marin. En trait gras superposé, les variations filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

17.4.2.3. Prévisions hautes

Si le réchauffement de la planète se poursuit, il se pourrait que les vitesses de hausse du niveau marin moyen, observées aujourd'hui, s'accentuent fortement au 21ème siècle. Dans ce cas, les P90 hivernaux pourraient dépasser 1 mètre pour A2 et 90 cm pour B2 avec les projections les plus hautes (figure 108a). Le niveau marin moyen pourrait franchir le seuil de 60 cm NGF pour SA2 et SG2 (figure 108b) et les niveaux > 1 mètre, aujourd'hui plus que centennaux (*Pirazzoli et al., 2007*), seraient atteints plusieurs fois par hiver à l'horizon 2080 (figure 108d). Ici encore, **la variabilité interannuelle est très importante,** comprenant parfois plus de 72 jours (10 jours) lors desquels le niveau marin pourrait dépasser 1 mètre dans A2 (B2) à la fin du 21ème siècle.

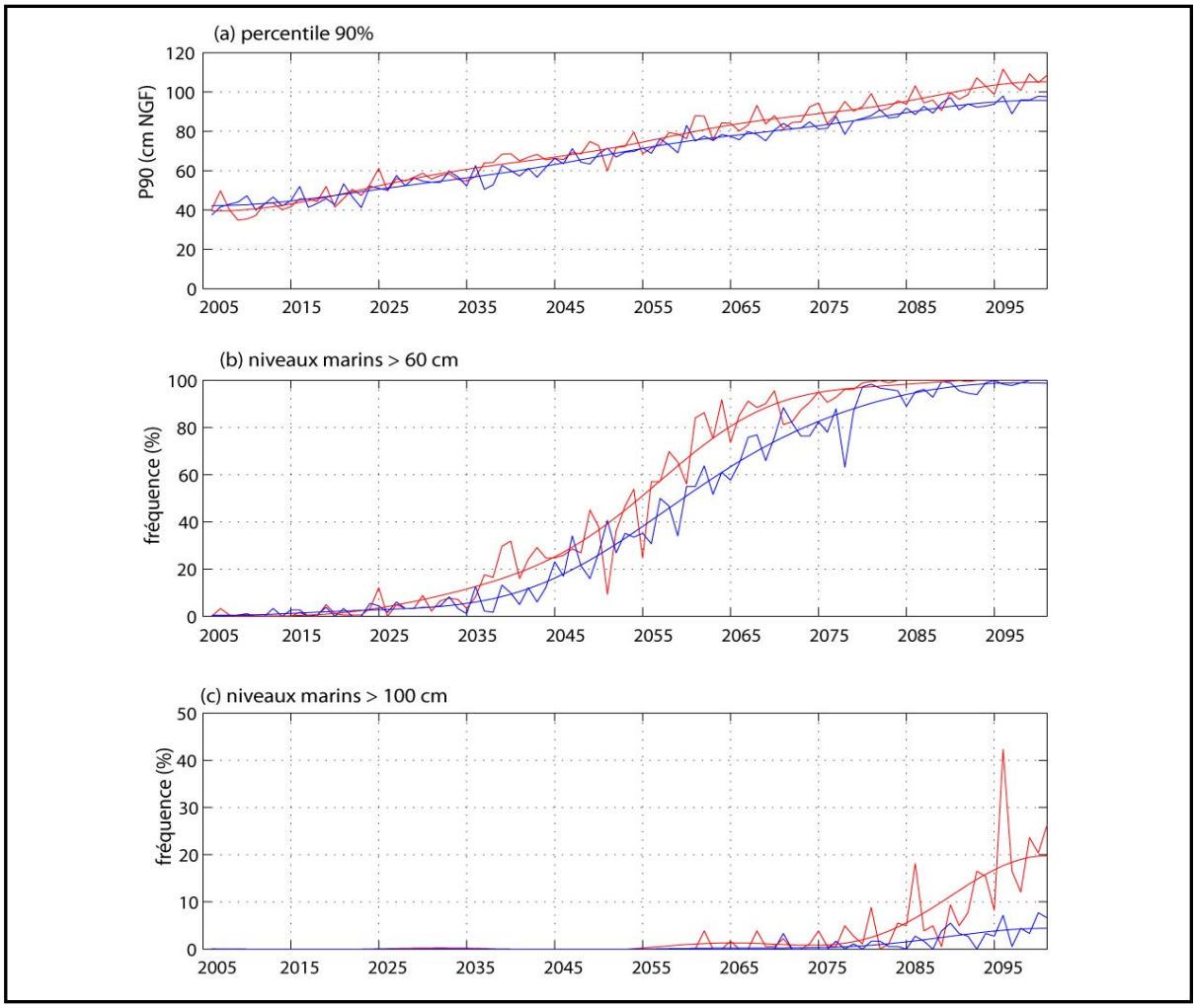


Figure 108 : (a) percentile (en cm NGF) hivernal à 90%, (b et c) fréquence (en %) hivernale des niveaux marins > 60 et 100 cm dans A2 (trait rouge) et B2 (trait bleu) de 2005 à 2100, selon les estimations hautes (+6.5 mm/an pour B2 et + 7.5 mm/an pour A2) de remonté du niveau marin. En trait gras superposé, les variations filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

7.4.2.4. Prévision du risque de submersion

Face aux aléas importants que sont les submersions marines de tempêtes, les communes se dotent de plans de prévention des risques littoraux (PPRL) pour guider des stratégies de développement. Pour le littoral languedocien, l'observatoire du syndicat mixte du bassin de Thau cartographie le risque de submersion marine pour les zones les plus « sensibles » où les impacts peuvent être importants (figure 109 et 110). Ces documents offrent une prévision des zones potentiellement inondées (par plus de 50 cm d'eau) par des pics de niveau marin dépassant 1,5 m NGF, c'est-à-dire ceux dont le temps de retour est aujourd'hui supérieur à 100 ans. En considérant le scénario moyen et haut d'évolution des niveaux marins extrêmes présenté en section 17.4.2, **la fréquence hivernale des pics de niveau marin supérieur à 1,5 m NGF pourrait atteindre 1% des jours par hiver dans les 5 dernières années du 21ème siècle, même pour le scénario B2 du changement climatique**.

En terme de vulnérabilité, le secteur de Sète-Balaruc dans l'Hérault présente des enjeux particulièrement importants, avec l'économie portuaire associée d'une part à la pêche et d'autre part à la raffinerie de pétrole (figure 109). Une cote de niveau marin de 1,5 m NGF pourrait franchir la digue fermant le port et inonder (de plus de 50 cm d'eau) une importante partie du port de pêche mais surtout la quasi-totalité du lido sur lequel est implantée la raffinerie de pétrole (figure 109). Marseillan, 20 km à l'ouest de Sète, est une station balnéaire localisée sur une langue sableuse séparant l'extrémité occidentale de l'étang de Thau de la Mer Méditerranée (figure 110). Par une cote de niveau marin de 1,5 m NGF, cette frange littorale basse et sableuse devient particulièrement vulnérable à la submersion marine. Par exemple, le cordon dunaire ne suffirait pas à protéger le lotissement construit en bordure de mer qui serrait alors inondé dans sa totalité par plus de 50 cm d'eau (figure 110).

Prévoir la fréquence et la hauteur des pics de niveau marin extrême, selon différents scénarios du changement climatique, devient donc un élément majeur dans la gestion et l'aménagement des zones côtières (plans locaux d'urbanisme, calibrage des ouvrages de protection du littoral, etc.). **La participation des scientifiques, notamment des géographes, est ainsi de plus en plus plébiscitée dans la constitution des plans de Gestion intégrée des Zones Côtières (GIZC)** (Brunel *et al*., 2007).

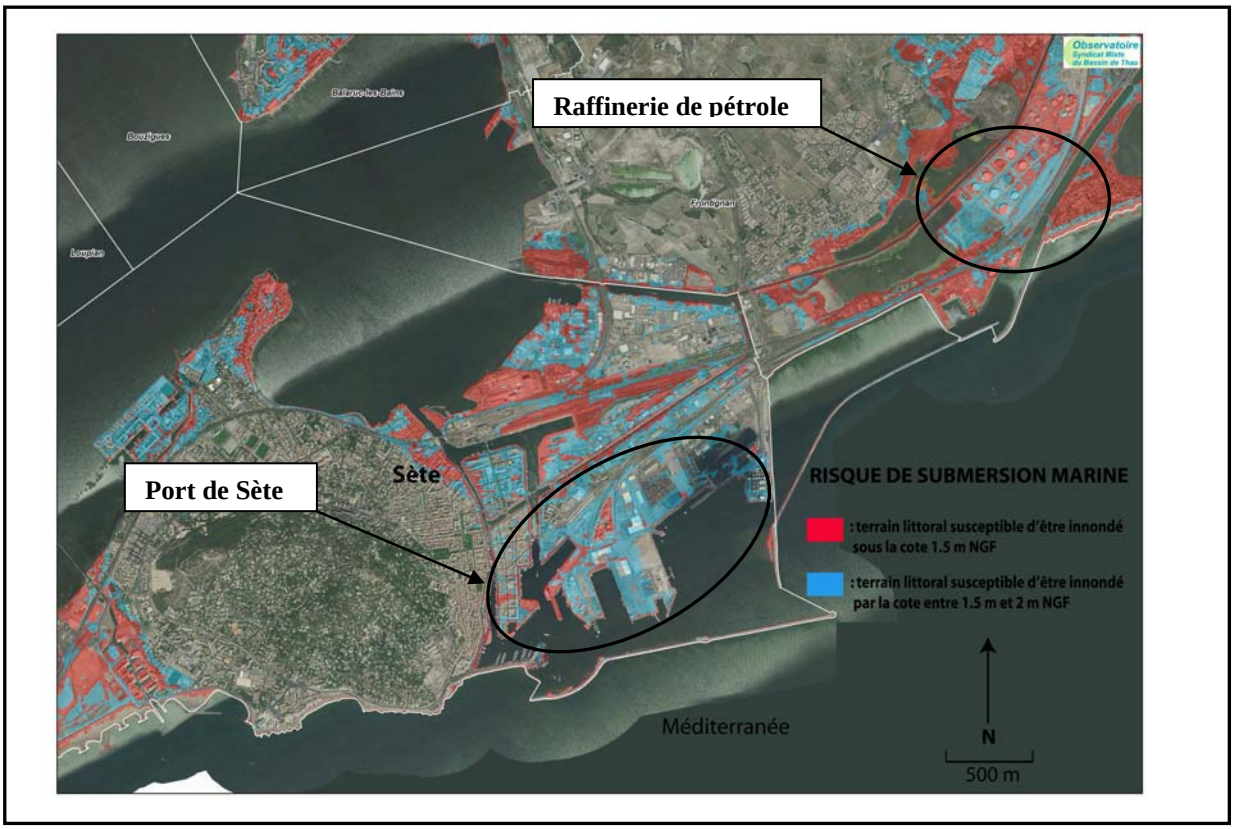


Figure 109 : cartographie du risque de submersion marin du secteur de Sète-Balaruc. Source : observatoire du syndicat mixte du bassin de Thau. Septembre 2007.

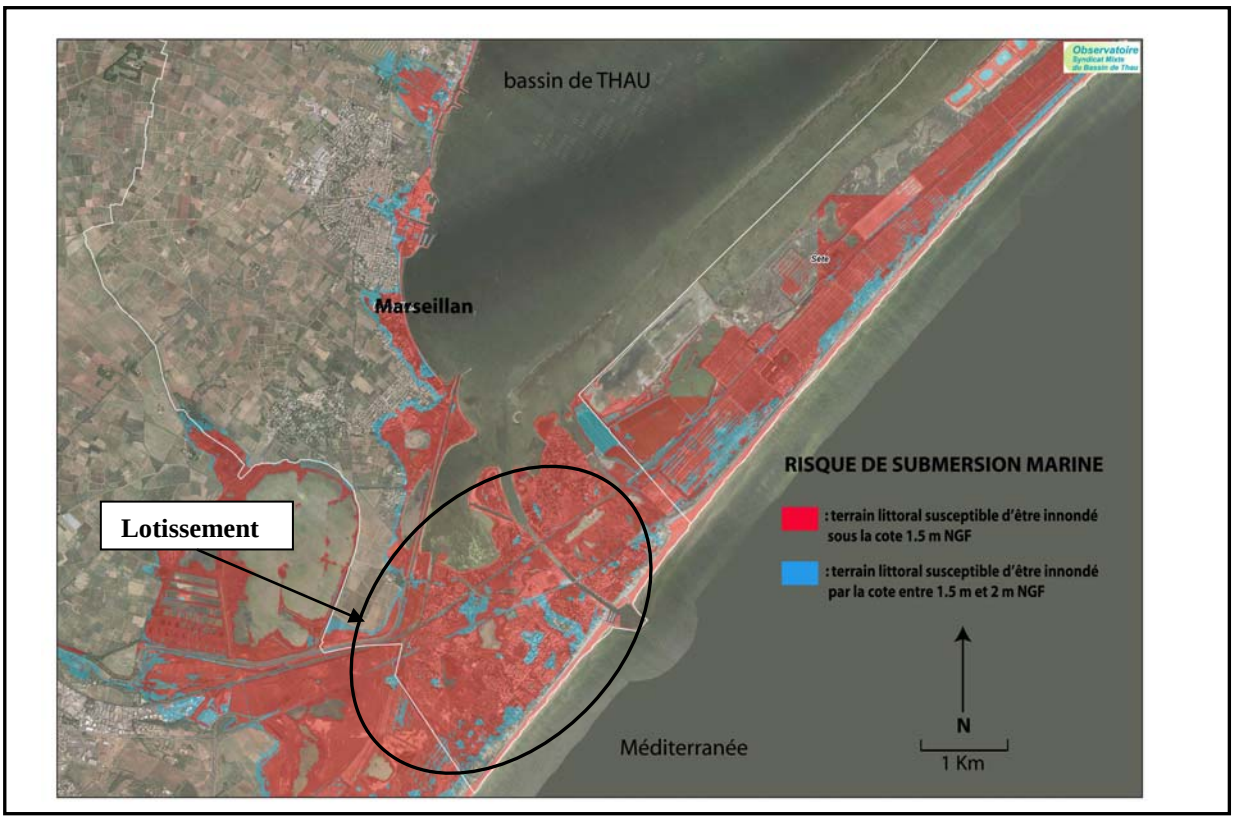


Figure 110 : cartographie du risque de submersion marin du secteur de Marseillan. Source : observatoire du syndicat mixte du bassin de Thau. Septembre 2007.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

L'analyse des scénarios de variabilité des niveaux marins extrêmes au 21ème siècle montre que :

- *La fréquence hivernale des niveaux marins érosifs (> 40 cm) pourrait dépasser 20% des jours de l'hiver dans le cas des plus basses projections de l'élévation du niveau marin. Elle pourrait dépasser plus de 80% des jours de l'hiver si la hausse du niveau marin suit les projections moyennes du scénario A2 et B2 ;*
- *Les niveaux marins aujourd'hui décennaux (> 80 cm) seraient rapidement pluriannuels à la fin du 21ème siècle, même dans le scénario le plus optimiste ;*
- *Les pics de niveau marin > 1 mètre, aujourd'hui centennaux, pourraient se produire plusieurs fois par hiver à la fin du 21ème siècle, si la hausse du niveau marin suit les projections hautes des scénarios A2 et B2 ;*
- *L'amplitude de la variabilité de la fréquence et de la hauteur des pics de niveaux marins est très sensible à la vitesse d'élévation du niveau marin et par conséquent aux différents scénarios ;*
- *Le principal forçage de multiplication et d'intensification des niveaux extrêmes à venir est donc très clairement la vitesse à laquelle va s'élever le niveau marin au 21ème siècle.*

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Synthèse du chapitre 5

Un modèle de régression linéaire permet de reconstruire de façon robuste la fréquence et la hauteur des surcotes, à partir des PSM entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques. La pression atmosphérique étant particulièrement bien simulée par les modèles de circulation générale, il est possible d'appliquer le modèle linéaire aux champs de pression simulés par le modèle ARPEGE-climat, selon deux scénarios différents: Il s'agit en premier lieu du scénario A2, dans lequel la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre va évoluer au 21ème siècle dans le cadre d'une croissance économique et démographique continue. Le second scénario correspond à B2, dans lequel la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre va évoluer selon la perspective d'un profond changement des règles économiques, associé notamment à l'adoption massive de technologies propres. Dans ces deux scénarios pourtant différents, la fréquence et la hauteur des surcotes simulées

demeurent quasiment stationnaires au 21ème siècle. Cette stationnarité est associée avec celle de la fréquence des dépressions transitant entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques. La variabilité temporelle de ce forçage barométrique parait donc peu sensible à la différence de scénario entre A2 et B2.

A l'échelle de l'ONA, les simulations dans A2 et B2 montrent sa phase pourrait devenir plus fortement positive à la fin du 21ème siècle (*Cassou, 2004*). A l'échelle des types de temps, la fréquence hivernale des GA diminue significativement à la fin du 21ème siècle. Ces variations atmosphériques simulées aux différentes échelles spatiales sont cependant associées à une fréquence de surcote stationnaire au 21ème siècle. La variabilité temporelle de l'ONA et des types de temps, qui sont des constructions conceptuelles de la réalité, ne renseigne en effet qu'une partie de la variabilité temporelle des conditions atmosphériques sensibles et instantanées à l'échelle synoptique. Elle documente encore moins les vents dans le Golfe du Lion. En ce sens, une baisse significative de la fréquence hivernale des jours GA ne signifie pas directement une baisse significative de la fréquence des dépressions transitant plus au sud que la normale. Rappelons également à titre d'exemple, qu'à la fin du 20ème siècle, la déviation positive de l'ONA, ainsi que la stationnarité de la fréquence des jours GA, sont associées à une augmentation de la fréquence des vents de SE et des surcotes dans le Golfe du Lion (chapitre 4, partie 14).

Il est donc possible que **les relations moyennes entre la fréquence et la hauteur des surcotes et l'ONA d'une part, et la fréquence du type de temps GA d'autre part, changent au 21ème siècle,** comme se fut le cas de manière relativement marquée à la fin du 20ème siècle (cf. § 15.1). Dans GA, la hausse des PSM en Europe centrale dans A2 et B2, couplée à la quasi-stationnarité des PSM entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques, renforce significativement la fréquence hivernale des jours GA durant lesquels un fort gradient barométrique zonal couvre le Golfe du Lion. **Ces changements atmosphériques dans GA s'inscrivent dans la continuité des modifications observées à partir des années 60**. Plus simplement, à partir des années 60 et durant l'ensemble du 21ème siècle, les jours GA pourraient s'avérer moins nombreux, mais de plus en plus fréquemment associés à des vents d'afflux de SE dans le Golfe du Lion. **Il semble donc impossible d'estimer correctement l'évolution de la fréquence et de la hauteur des surcotes au 21ème siècle en considérant uniquement l'ONA, ou bien uniquement la fréquence des types de temps**. L'analyse des interactions entre les modifications atmosphériques à différentes échelles

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

spatiales est donc une approche nécessaire à l'étude de l'impact du changement climatique sur la formation régionale des événements extrêmes comme les surcotes.

En terme d'impact sur le littoral, il est important de considérer les niveaux marins réellement atteints, plutôt que les surcotes seules. Ceux-ci correspondent à la somme du niveau marin moyen et de l'élévation liée au forçage atmosphérique. **Un des éléments primordial du changement climatique à venir est la vitesse de la hausse du niveau marin, surtout via de l'effet stérique**. Notre impact sur cette vitesse dépend donc surtout de l'effet de serre et du réchauffement de la température de la surface de la mer. Ce forçage résulte de la concentration de gaz à effet de serre que nous allons imposer à l'atmosphère. En ce sens, plusieurs scénarios de hausse du niveau marin sont élaborés pour le 21ème siècle. En ajoutant aux surcotes les estimations basses, moyennes et hautes de la hausse du niveau marin moyen dans les scénarios A2 et B2, on peut non seulement estimer la variabilité lente de la fréquence et de la hauteur des niveaux marins extrêmes au 21ème siècle, mais aussi estimer l'importance de leur variabilité interannuelle.

Il parait évident que la fréquence et la hauteur des niveaux marins aujourd'hui considérés comme extrêmes en Méditerranée (c'est-à-dire ceux > 40 cm) va s'élever de manière importante quelque soit le scénario envisagé, optimiste ou pessimiste. **Cette élévation reste néanmoins très sensible à la vitesse à laquelle va se réaliser la hausse du niveau marin moyen et donc à notre impact sur le climat futur**. Les estimations récentes issues des mesures altimétriques par satellite, montrent que le niveau marin s'est élevé de +3.4 à +4 mm/an sur 1990-2005 (*Rahmstorf et al., 2007*). Si cette vitesse reste stable au 21ème siècle, le seuil du niveau marin aujourd'hui érosif dans le Golfe du Lion (> 40 cm) pourrait devenir celui du niveau marin hivernal moyen d'ici la fin du 21ème siècle. Les pics de surcote les plus extrêmes au 20ème siècle (> 1 m) pourraient se produire plusieurs fois par hiver dans la seconde moitié du 21ème siècle, avec des fréquences maximales de plus de 70 jours (10 jours) par hiver dans A2 (B2), à la fin du 21ème siècle. Ces tendances pourraient être localement accentuées, notamment au GD, si la subsidence du delta du Rhône se poursuit comme au 20ème siècle.

Durant ces 8 dernières années, les émissions de CO_2 à l'échelle planétaire témoignent nettement que le scénario B2 est de moins en moins probable pour le 21ème siècle et que nous nous rapprochons d'avantage du scénario A2. Si l'accélération de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre se poursuit au 21ème siècle, il est fort probable que la

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

hausse du niveau marin pourrait être encore plus rapide que les projections moyennes de l'IPCC et atteindre alors les projections hautes du scénario A2.

Il est particulièrement important de souligner que les scénarios ne correspondent pas à des incertitudes associées à une même histoire d'évolution de notre climat mais bien à différentes histoires envisagées. Il faut donc garder à l'esprit que les résultats présentés pour le 21ème siècle sont issus de deux scénarios consensuels proposés par l'IPCC. Par ailleurs, ils demeurent au stade de l'estimation, en raison de la part d'incertitude associée à la modélisation et notamment à la simplification du système climatique dans les MCG. "*If you don't believe in the value of global climate models then there's no point in downscaling them*" (Filippo Giorgi, ICTP, Trieste, Italy).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Conclusion générale

1. Rappel des objectifs

L'objectif général de ce travail de recherche était d'analyser **(i) quelles étaient les conditions atmosphériques associées à la formation des surcotes dans le Golfe du Lion et (ii) comment leur fréquence et leur hauteur ont-elles évolué au cours du 20ème siècle et pourraient évoluer au 21ème siècle en liaison avec le changement climatique ?**

Partant du constat que le climat est un système dynamique multi-scalaire, une question simple s'est posée pour atteindre ces objectifs : **comment la variabilité temporelle de la fréquence et de la hauteur des surcotes dans le Golfe du Lion est-elle intégrée à celle des conditions atmosphériques agissant à différentes échelles spatio-temporelles ?**

Les principales échelles spatio-temporelles envisagées ont été celles des conditions locales et instantanées de vent, celles des dépressions d'échelle synoptique (~ 1 million de km^2 et durée de vie de 2 à 6 jours), celles des types de temps (~ 30 millions de km^2 et durée de vie jusqu'à plusieurs dizaines de jours) et enfin celles des conditions mensuelles/saisonnières moyennes de l'ONA (~ 80 millions de km^2). **L'objectif est alors de déterminer comment la fréquence et la hauteur des surcotes, qui sont des événements ponctuels et *a priori* locaux, intègrent-elles les informations propres et/ou communes à chacune des échelles spatio-temporelles considérées dans ce travail**. L'intérêt a été notamment de comprendre comment les modifications dans les conditions atmosphériques moyennes, isolées aux échelles spatiales les plus vastes, peuvent moduler la circulation atmosphériques aux échelles spatio-temporelles plus fines.

La question **du changement climatique et de son impact sur les surcotes** était bien sûr fortement liée à cette démarche, en essayant d'estimer si la variabilité atmosphérique aux différentes échelles spatiales peut être liée aux activités humaines.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

2. Synthèse des résultats

Les principales conclusions de ce travail s'articulent selon quatre grands axes :

- ***Analyse des variations spatio-temporelles des surcotes/décotes et des pics de niveaux marins extrêmes dans le Golfe du Lion au cours du 20ème siècle.***

Dans un premier temps, le travail de digitalisation des marégrammes provenant des marégraphes mécaniques du Golfe du Lion a permis de produire trois séries marégraphiques continues, au pas de temps horaire, réparties autour du Golfe du Lion : Sète, Port-Vendres et le Grau-de-la-Dent sur la période commune 1986-1995. Cette étape technique a permis de compléter la liste des séries marégraphiques numériques existantes et **de spatialiser l'information des surcotes/décotes à l'échelle du Golfe du Lion**.

L'analyse de la saisonnalité des surcotes a montré que les fortes surcotes (> 20 cm) à chaque station marégraphique sont des phénomènes quasiment exclusivement hivernaux (octobre à mars). Ensuite, il a été démontré que **les niveaux marins extrêmes sont des événements d'échelle régionale dans le Golfe du Lion.** En effet, la corrélation entre les variations horaires du niveau marin aux quatre stations marégraphiques est toujours supérieure à 0.70. De plus, durant les épisodes de fortes surcotes, les variations horaires du niveau marin présentent une phase et une amplitude similaires aux quatre stations marégraphiques autour du Golfe du Lion (cf. fig. 34, § 7.1). Cependant, cette cohésion d'échelle régionale n'exclut pas des différences de phase et de hauteur strictement liées à l'échelle locale, notamment à l'orientation de la côte. Enfin, l'étude des variations du niveau marin au cours du 20ème siècle a montré que **la hausse séculaire des percentiles hivernaux à 90% des niveaux marins au Grau-de-la-Dent (+ 0.31 cm/an) est liée à (i) l'élévation du niveau marin moyen (+ 0.20 cm/an), notamment via l'effet stérique, à laquelle se superpose (ii) l'intensification modérée du percentile hivernale à 90% des surcotes/décotes (+ 0.12 cm/an)**. L'augmentation du risque d'érosion et de submersion du littoral du Golfe du Lion dépend donc de différents forçages climatiques agissant à différentes échelles spatio-temporelles. La hausse du niveau marin moyen, notamment via l'effet stérique, est cohérente avec le réchauffement global des températures. Ce réchauffement est en partie lié à l'augmentation de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre d'origine

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

anthropique, notamment à partir de 1975 (*Moron, 2003*). **La hausse séculaire des percentiles hivernaux à 90% du niveau marin est donc partiellement associée au changement climatique et à l'augmentation de l'effet de serre liée aux activités humaines.**

- ***Isolement des forçages atmosphériques des surcotes à différentes échelles spatio-temporelles et dissection de leurs interactions.***

Le forçage régional des surcotes dans le Golfe du Lion correspond aux vents d'afflux de sud à sud-est, capables de pousser la masse d'eau vers la côte et d'entraîner une élévation du plan d'eau. Cependant, à Marseille et à Port-Vendres, des fortes surcotes peuvent être associées à des vents de nord-ouest, en raison de l'orientation locale de la côte (cf. fig. 43, § 9.1). Le forçage barométrique des surcotes d'échelle régionale dans le Golfe du Lion dépend donc clairement **de l'échelle synoptique, avec le passage d'une dépression entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques (cf. fig. 51, § 10.3.1)**. Lorsque cette dépression est associée à des hautes pressions sur l'Europe centrale, l'Europe occidentale se trouve alors sous un fort gradient barométrique zonal qui génère les vents de mer et les surcotes dans le Golfe du Lion. A l'échelle des types de temps, les fortes surcotes sont principalement associées aux jours où **la circulation atmosphérique est de type « Greenland Above » et « Blocking », c'est-à-dire lorsque la circulation zonale au dessus de l'Atlantique Nord est ralentie et/ou décalée vers le sud de sa trajectoire habituelle (cf. fig. 61, § 11.1)**. A une échelle spatiale plus vaste, les fortes surcotes dans le Golfe du Lion sont associées aux jours où **la phase de l'ONA est négative** (cf. fig. 69, § 12.1.1).

Une moyenne mensuelle (ou saisonnière) négative de l'ONA favorise l'occurrence de la circulation atmosphérique de type « Greenland Above » et « Blocking » et le passage des dépressions synoptiques suivant des trajectoires méridionales (cf. fig. 74, § 12.2.2). Elle favorise donc l'occurrence des vents d'afflux de sud à sud-est et des surcotes dans le Golfe du Lion. De même, une fréquence mensuelle élevée des jours « Greenland Above » et « Blocking » favorise également le passage des dépressions entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques (cf. fig. 68, § 11.4). Inversement, une fréquence mensuelle ou saisonnière élevée des dépressions sur ce secteur, notamment la vorticité relative qui leur est associée, favorise l'occurrence des types « Greenland Above » et « Blocking » et détermine

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

en partie la valeur moyenne de l'ONA. **Une moyenne mensuelle ou saisonnière de l'ONA et/ou une fréquence mensuelle ou saisonnière des jours « Greenland Above » et « Blocking », renseignent donc de la probabilité d'occurrence des surcotes dans le Golfe du Lion, via les interactions multi-latérales entre les conditions atmosphériques aux différentes échelles considérées.**

Toutes les phases négatives de l'ONA ne sont cependant pas nécessairement associées à une surcote et à des vents d'afflux de sud à sud-est dans le Golfe du Lion. Ces derniers dépendent principalement du gradient barométrique zonal entre le Golfe de Gascogne et les Iles Britanniques et ne sont donc, par exemple, pas directement renseignés par le gradient nord-sud, directement indiqué par l'ONA. De la même manière, tous les jours « Greenland Above » et « Blocking » ne sont pas synchrones d'une surcote dans le Golfe du Lion. Ils le sont uniquement lorsqu'ils associent une dépression synoptique autour du Golfe de Gascogne avec un fort gradient barométrique zonal sur l'Europe occidentale, capable de générer des vents d'afflux de sud à sud-est dans le Golfe du Lion. Autrement dit, une moyenne mensuelle ou saisonnière de l'ONA et les types de temps restent **des constructions conceptuelles de la réalité et ne capturent donc pas la totalité de l'information sur la circulation atmosphérique synoptique et sur les vents locaux dans le Golfe du Lion**. La relation entre une moyenne mensuelle ou saisonnière de l'ONA (ou une fréquence mensuelle ou saisonnière des jours « Greenland Above » et « Blocking ») va donc surtout dépendre de **l'occurrence des conditions atmosphériques sensibles vis-à-vis des surcotes, c'est-à-dire une dépression synoptique autour du Golfe de Gascogne couplée à un anticyclone en Europe centrale, induisant des vents d'afflux de sud à sud-est dans le Golfe du Lion (cf. fig. 76, § 12.2.2).**

- ***Mise en lumière des modifications du climat aux différentes échelles spatio-temporelles et analyse de leurs impacts sur les surcotes dans le Golfe du Lion.***

A l'échelle du Golfe du Lion, la fréquence hivernale des vents d'afflux de sud à sud-est a augmenté dans la seconde moitié du 20ème siècle (cf. fig. 77, § 14). Par contre, la fréquence des dépressions autour du Golfe de Gascogne a plutôt diminué (cf. fig. 78, § 14). La fréquence hivernale des jours « Greenland Above » et « Blocking » est restée quasiment

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

stationnaire au 20ème siècle (cf. fig. 79, § 14). Enfin, la phase hivernale moyenne de l'ONA montre une nette déviation positive dans la seconde moitié du 20ème siècle (cf. fig. 80, § 14). Durant cette période, il y a donc un paradoxe entre d'une part l'augmentation des surcotes et des vents d'afflux de sud à sud-est et d'autre part la variabilité lente de leurs forçages atmosphériques de l'échelle synoptique à l'échelle de l'ONA. **La relation entre la fréquence mensuelle des fortes surcotes et celle des jours « Greenland Above » d'une part et l'ONA mensuelle moyenne d'autre part a montré un net renforcement à partir des années 1960 (cf. fig. 81 et 82, § 15.1)**. A l'échelle des types de temps, la hausse des pressions de surface sur l'Europe centrale à partir de 1960 a entraîné une augmentation significative de la fréquence mensuelle des jours « Greenland Above » associés à un fort gradient barométrique zonal sur l'Europe occidentale (cf. fig. 85, § 15.2.1). Durant les phases négatives de l'ONA le décalage vers l'est des principaux centres d'actions de 1975 à 2002, favorise l'occurrence des jours « Greenland Above » caractérisés par une dépression autour du Golfe de Gascogne (cf. fig. 88, § 15.2.2.1). **Ces modifications ont augmenté la probabilité d'apparition des vents d'afflux de sud à sud-est et des surcotes dans le Golfe du Lion durant les phases négatives de l'ONA et les jours « Greenland Above »**. *Ulbrich et Christoph* (1999) ont montré que le décalage vers l'est des principaux centres d'action de l'ONA à partir de 1975, est lié à la hausse de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre. Autrement dit, durant les 30 dernières années du 20ème siècle, il est possible que **le changement climatique ait augmenté le risque d'occurrence des surcotes quand la phase de l'ONA est négative et/ou quand la circulation atmosphérique est de type « Greenland Above »**.

- ***Modélisation des surcotes au 20ème siècle et prévision de la fréquence et de la hauteur des niveaux marins extrêmes au 21ème siècle.***

Un modèle de régression linéaire permet de restituer de façon robuste ($r > 0.70$ entre les observations et les prévisions) la variabilité interannuelle de la fréquence mensuelle et saisonnière des surcotes > 20 cm et de leur percentile à 90%, **à partir de la pression de surface quotidienne autour du Golfe de Gascogne (cf. fig. 91 et 92, § 16.2.2)**. A partir des pressions de surface simulées de 2005 à 2100 par ARPEGE climat, les prévisions montrent que **la hauteur et la fréquence des surcotes sont stationnaires au 21ème siècle dans le scénario A2 et B2**.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Dans les deux scénarios, la fréquence hivernale des jours où une dépression transite autour du Golfe de Gascogne reste quasiment stationnaire au 21ème siècle (cf. fig. 95, § 17.2.2). Par contre, la fréquence hivernale des jours « Greenland Above » diminue alors que celle des jours de circulation zonale augmente (cf. fig. 99, § 17.3.2). Cependant, comme au 20ème siècle, les pressions de surface sur l'Europe centrale augmentent significativement durant les jours « Greenland Above » (cf. fig. 100, § 17.3.3). De ce fait, **la fréquence hivernale des jours « Greenland Above » associés à un fort gradient barométrique zonal sur le Golfe du Lion augmente dans A2 et B2**. Autrement dit, même si les jours « Greenland Above » sont moins fréquents au cours du 21ème siècle, ils sont de plus en plus favorables à la formation des surcotes dans le Golfe du Lion. **Cette augmentation du risque de surcote durant les jours « Greenland Above » semble ainsi poursuivre la tendance amorcée à partir des années 1960**. Cette dernière pourrait donc être également être attribuée, au moins en partie, à la hausse de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre. A l'échelle de l'ONA, les prévisions montrent une nette déviation positive dans A2 et B2 à l'horizon 2100. Ce paradoxe avec la stationnarité de la fréquence et de la hauteur des surcotes dans le Golfe du Lion rappelle donc celui observé durant les 30 dernières années du 20ème siècle. Il semble donc légitime de proposer l'hypothèse que **le renforcement récent de la relation entre l'ONA et les surcotes, partiellement forcé par la modification chimique de l'atmosphère d'origine anthropique (cf. § 15.3.3 et 15.3.4), pourrait se poursuivre au 21ème dans le cadre du changement climatique.** Cette étude montre clairement qu'il ne faut pas attendre **d'effet « compensateur » d'un affaiblissement des surcotes qu'on pourrait attendre, par exemple, de la déviation positive de l'ONA**.

La hauteur quotidienne du niveau marin de 2005 à 2100 est enfin reconstruite conformément à la décomposition démontrée au 20ème siècle. La projection basse, moyenne et haute de la hausse du niveau marin, selon les scénarios A2 et B2 de l'IPCC, a été ajoutée aux valeurs quotidiennes de surcotes/décotes simulées dans ces deux scénarios. Avec les projections basses, **la fréquence des niveaux marins érosifs dans le Golfe du Lion (c'est-à-dire les niveaux marins > 40 cm NGF) pourrait dépasser 20% des jours de l'hiver dans la scénario B2 et 30% dans le scénario A2 (cf. fig. 103, § 17.4.2)**. Cette fréquence n'excède actuellement pas plus de 1% des observations hivernales**.** Les pics extrêmes aujourd'hui décennaux (c'est-à-dire les niveaux marins > 80 cm NGF) pourraient se produire plusieurs fois par hiver d'ici 50 ans si la hausse du niveau marin suit les projections

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

hautes des scénarios A2 et B2 (cf. fig. 105, § 17.4.2). Cependant, la vitesse d'augmentation de la fréquence et de la hauteur des pics de niveaux marins est très sensible à la vitesse de hausse du niveau marin et par conséquent aux différents scénarios. **Le principal forçage de la multiplication et de l'intensification des niveaux extrêmes à venir est donc très clairement la vitesse de la hausse inéluctable du niveau marin moyen au 21ème siècle en liaison avec le changement climatique**. Autrement dit, l'impact du changement climatique sur l'évolution des niveaux marins extrêmes va dépendre principalement du réchauffement des températures et de l'effet stérique associé.

3. Perspectives

- ***Perspectives générales***

L'étude du climat, de ses changements et de ses impacts régionaux et/ou locaux sont au cœur de la Géographie. En effet, on parle bien de système climatique et c'est donc en considérant les différentes échelles de temps et d'espace qu'il est possible de comprendre la dynamique de ce système. En compagnie des physiciens de l'atmosphère, des océanographes et des modélisateurs, **les géographes climatologues possèdent des compétences précieuses pour la recherche sur l'évolution de notre climat, notamment en ce qui concerne les événements extrêmes et leurs impacts**.

Du point de vue méthodologique, l'approche par intégration des échelles spatio-temporelles et de leurs interactions, offre **des perspectives intéressantes en terme d'étude des changements climatiques et de leurs impacts sur les événements climatiques extrêmes régionaux et/ou locaux**. En effet, isoler les forçages atmosphériques à différentes échelles spatio-temporelles permet de disséquer les interactions entre les conditions atmosphériques à l'échelle la plus globale possible, vers l'échelle locale qui est la plus pertinente en terme d'impact. Par cette méthode, il est possible d'aborder la dynamique du système de la circulation atmosphérique de façon intégrée. De plus, elle permet de comprendre **les téléconnections entre les modes de circulation atmosphérique aux échelles spatiales les plus vastes et les conditions météorologiques locales et/ou régionales**. Cette approche semble en effet particulièrement pertinente dans l'étude du changement climatique puisqu'elle permet d'estimer dans quelle mesure **les modifications des conditions atmosphériques à une échelle spatio-temporelle modifient la circulation atmosphérique**

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

aux échelles plus fines et ont éventuellement un impact sur les conditions météorologiques locales et/ou régionales, notamment celles associées aux événements extrêmes.

Cette approche ouvre également des perspectives intéressantes dans **la prévision des événements extrêmes**. L'analyse des interactions entre les conditions atmosphériques à différentes échelles spatio-temporelles permet en effet de désagréger l'information des échelles spatio-temporelles les plus vastes, vers les conditions atmosphériques instantanées à l'échelle locale et/ou régionale. Elle offre la possibilité d'appréhender **comment des épisodes météorologiques extrêmes à l'échelle régionale et/ou locale sont intégrées dans des conditions atmosphériques mensuelles moyennes et aux échelles spatiales les plus vastes**. Autrement dit, l'analyse des interactions entre les conditions atmosphériques à différentes échelles spatio-temporelles permet d'estimer la probabilité d'occurrence des événements extrêmes locaux et/ou régionaux à partir d'un indice climatique moyen à l'échelle mensuelle ou saisonnière. Il est ainsi possible de s'adapter aux contraintes des modèles de circulation générale et de **combler le hiatus existant entre l'échelle pertinente de la simulation des conditions atmosphériques par les modèles de circulation générale et celle la plus adaptée à la prévision des événements extrêmes**.

- ***Perspectives de travail***

Plusieurs perspectives futures peuvent être envisagées à la suite à ce travail. La hausse des pressions de surface simulées sur l'Europe centrale au 21ème siècle dans le scénario A2 et B2 permet de supposer que la hausse observée à partir des années 1960 pourrait également être liée à l'augmentation de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre. Un travail intéressant serrait alors de comparer les pressions de surface simulées par ARPEGE-climat au 20ème siècle selon deux scénarios : (i) le premier utilisant une concentration atmosphérique en gaz à effet de serre fixe à celle observée en 1900 et (ii) un second utilisant l'augmentation observée de cette concentration au 20ème siècle. Ces expériences de simulation ont par exemple été réalisées par C. Cassou en 2001 au Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique (CERFACS). La comparaison entre ces deux ensembles de simulation permettrait alors de vérifier si la hausse contemporaine des pressions de surface sur l'Europe centrale, et par conséquent

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

l'augmentation du risque de surcote durant les jours « Greenland Above », peut être effectivement associée au changement climatique au cours du 20ème siècle.

Le travail réalisé sur la prévision des pics de niveau marin extrême au 21ème siècle peut être également complété en utilisant d'autres modèles de circulation générale (par exemple Hadley Center et ECHAM4) ou bien des modèle de circulation régionale (REMO[18]) et en considérant d'autres scénarios de changement climatique. Ces étapes supplémentaires permettraient ainsi d'établir des tendances moyennes robustes concernant la fréquence et la hauteur des pics de niveau marin extrême au 21ème siècle, avec une marge d'incertitude liée d'une part aux paramétrisations et à la résolution des modèle et d'autres part aux différents scénarios envisagées.

[18] REMO (« REgional MOdel ») est un modèle de circulation régionale dont la résolution horizontale est de 1° * 1°.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Bibliographie

Alpert P., Neeman B.U., El-Shay Y. (1990). Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data. *Tellus*, **42A**: 65-77.

Anderson H.C. (2002). Influence of long-term regional and large-scale atmospheric circulation on the Baltic sea-level. *Tellus*, **54A**: 76-88.

Anthes A.R. (1982). Tropical Cyclones: their evolution, structure and effects. *American Meteorological Society Eds*, 208 p.

Barry R.G., Perry A.H. (1973). Synoptic climatology. Methods and applications. *Methuen & Co Ltd*, London, 555 p.

Bavoux J.J. (1997). Les littoraux français. Armand Colin. 267 p.

Beck C., Jacobeit J., Jones P.D. (2007). Frequency and within-type variations of large-scale circulation types and their effects on low-frequency climate variability in Central Europe since 1780. *International Journal of Climatology*, **27**: 473-491.

Beniston M., Stephenson D.B. (2004). Extreme climatic events and their evolution under changing climatic conditions. *Global and Planetary Change*, **44**: 1-9.

Betts N.L., Orford J.D., White D., Graham C.J. (2002). Storminess and surges in the South-Western Approaches of the eastern North Atlantic: the synoptic climatology of recent extreme coastal storms. *Marine Geology*, **210**: 227-246.

Bouleau N., Lepingle D. (1994). Numerical methods for stochastic processes. *John Wiley & Sons*, 305 p.

Bouligand R., Pirazzoli P.A. (1999). Les surcotes et les décotes marines à Brest, étude statistique et évolution. *Oceanologica Acta*, **22**: 153-166.

Brunel C., Capanni R., Moron V., Ullmann A. (2007). Evolution du littoral méditerranéen PACA (1900-2100) : forçage climatique et anthropique. Journée inter-régionales Gestion Intégrée des Zones Côtières (GIZC). Menton, 12 décembre 2007.

Bruzzi C. (1996). Impact morphosédimentaire des tempêtes sur les côtes de Provence. Thèse de doctorat. Université Aix-Marseille I. 325 p.

Butterworth S. (1930). On the theory of filter amplifiers. *Wireless Engineer*. **7**: 536-541.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Cabanes C., Cazenave A., Le Provost C. (2001). Sea level rise during past 40 year determined from satellite and in situ observations. *Science*, **294**: 840-842.

Camuffo D., Secco C., Brimblecombe P., Martin-Vide J. (2000). Sea Storms in the Adriatic Sea and the Western Mediterranean during the last Millenium. *Climatic Change*, **46**: 209-223.

Caspar R., Costa S., Jakob E. (2007). Fronts froids et submersions de tempête dans le nord-ouest de la France. *La Météorologie*, **57**: 37-47.

Cassou C. (2004). Du changement climatique aux régimes de temps: l'oscillation Nord-Atlantique. *La météorologie*, **45**: 21-32.

Caussinus H., Lyazrhi F. (1997). Choosing a linear Model with Random Number if Change-point and Outliers. *Annals of the Institute of Statistical Mathematics*, **49**: 761-775.

Caussinus H. Mestre O. (2004). Detection and correction of artifical shifts in climate series. *Journal of Royal Statistical Society, Applied statisctis*, **53**: 405-425.

Cazenave A., Cabanes C., Dominh K., Mangiarotti S. (2001). Recent sea level change in the Mediterranean Sea revelated by Tppex/Posseidon satellite altimetry. *Geophysical Research Letters*, **28**: 1607-1610.

Cazenave A., Bonnefond P., Mercier F., Dominh K., Toumazou V. (2002). Sea level variations in the Mediterranean Sea and Black Sea from satellite altimetry. *Global and Planetary Change*, **34**: 59-86.

Costa S., Cantat O., Pirazzoli P.A., Lemaître M., Delahaye D. (2003). Vents forts et submersions de tempête en Manche Orientale : analyse météo-marine sur la période historique récente. Actes du colloque de l'Association Internationale de Climatologie. Caen 2003.

Dickson R.R., Osborn T.J., Hurrell J.W., Meincke J., Blindheim J., Adlandsvik B., Vignet T., Alekseev G., Mazlowski W. (2000). The Arctic Ocean response to the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, **13**: 2671-2696.

Diday E., Simon J.C. (1976). Clustering analysis. *Communication and Cybernetics*, **10**: 47-94.

Doodson A.T. (1921). The harmonic development of the tide-generating potential. *Proceedings of the Royal Society*, **A 100**: 305-329.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Douglas B.C. (1997). Global sea rise: A redetermination. *Survey in Geophysics*, **18**: 279-292.

Ebisuzaki W. (1997). A method to estimate the statistical significance of a correlation when the data are serially correlated. *Journal of Climate*, **10**: 2147-2153.

Fagherazzi S., Fosser G., D'Alpaos L., D'Odorico P. (2005). Climatic oscillations influence the flooding of Venice. *Geophysical Research Letters*, **32**, doi: 10.1029 /2005/GL023758.

Foreman M.G.G. (1977). Manual for tidal heights analysis and prediction. *PMS Report*, **77-10**. Institute of Ocean Sciences, Patricia Bay, Victoria BC.

Gershunov A., Schneider N., Barnett T.P. (2001). Low-frequency modulations of the ENSO-Indian rainfall relationship: signal or noise ?. *Journal of Climate*, **14:** 2486-2492.

Ghil M., Mo K. (1999). Intraseasonal Oscillations in the Global Atmosphere. Part I: Northern Hemisphere and Tropics. J*ournal of Atmospheric Sciences*, **48**: 752-779.

Ghil M., Robertson W. (2002). "Waves" vs. "Particles" in atmosphere's phase space: A pathway to long-range forecasting. *PNAS*, **99**: 2493-2500.

Gillett N., Zwiers F.W., Weaver A.J., Scott P.A. (2003). Detection of human influence on sea-level pressure. *Nature*, **422**: 292-4.

Heyen H., Zorita E., Von Storch H. (1996). Statistical downscaling of monthly mean North-Atlantic air pressure to sea level anomalies in the Baltic Sea. *Tellus*, **48**: 312-323.

Hilmer M., Jung T. (2000). Evidence for a recent change in the link between the North Atlantic Oscillation and Arctic sea ice export. *Geophysical Research Letters*, **27**: 989-992.

Hontarrède M., Stephenson D. (2000). L'oscillation Nord-Atlantique. *METMAR*, **186**: 8-11.

Houghton J.T., Meira Filho L.G., Callander B.A., Harris N., Kattenberg A., Maskell K. (Eds) (1995). Climate Change 1995. The science of Climate Change. *Cambridge Univ. Press*, 572 p.

Huang-Hsiung H., Wallace J.M. (1985). Vertical Structure of Wintertime Teleconnection Patterns. *Journal of Atmospheric Sciences*, **42**: 1693-1710.

Hufty A. (2001). Introduction à la Climatologie. *De Boeck Université Press*, Bruxelle. 542 p.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Hurrell J.W. (1995). Decadal trends of the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, **269**: 676-679.

IMPLIT (2007). *Impact des événements extrêmes (tempêtes et surcotes) sur les hydrosystèmes du littoral méditerranéen dans le cadre du changement climatique*. Rapport Final de Recherche. GICC-2 (AO 2003), CEREGE, Aix-en-Provence, juillet 2007.

IPCC (1990). Climate Change 1990. The Physical Science Basis. *Cambridge University Press*, Cambridge, 881 p.

IPCC (2007). Climate Change 2007. The Physical Science Basis. *Cambridge University Press*, Cambridge, 940 p.

Janicot S., Moron V., Fontaine B. (1996). Sahel drought and ENSO dynamics. *Geophysical Research Letters*, **23**: 515-518.

Jevrejeva S., 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*, **57**: 183-193.

Jones P.D., Jonsson T., Wheeler D. (1997). Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland. *International Journal of Climatology*, **17**: 1433-1450.

Knippertz P., Ulbrich U., Steph P. (2000). Changing cyclones and surface wind speeds over the North Atlantic and Europe in a transient GHG experiment. *Climate Research*, **15**: 109-122.

Kutzbach J.E. (1970). Large-scale features of monthly mean northern hemisphere anomaly maps of sea-level pressure. *Monthly Weather Review*, **90**: 708-716.

Lamb P.J., Peppler R.A. (1987). North Atlantic Oscillation: concept and an application. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **68**: 1218-1225.

Lambeck K., Johnston P., Nakada M. (1990). Holocene glacial rebound and sea-level change in NW Europe. *Geophysical Journal International*, **103**: 451-468.

Leckebush G.C., Ulbrich U. (2004). On the relationship between cyclones and extreme windstorm events over Europe under climate change. *Global and Planetray Change*, **44**: 181-193.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Lionello P. (2005). Extreme surges in the Gulf of Venice. Present and future climate. In: Fletcher C., Spencer C. (Eds), Venice and its lagoon, State of knowledge. *Cambridge University Press*. Cambridge, UK., p 59-65.

Lionello P., Bhend J., Bruzzi A., Della-Marta P.M., Krichak S., Jansà A., Maheras P., Sanna A., Trigo I.F., Trigo R. (2006). Cyclones in the Mediterranean region: climatology and effect on the environment. In: Lionello P., Melanotte-Rizzoli P., Boscolo R. (Eds), *Mediterannean Climate Variability, Elsevier*, Amsterdam, pp. 324-372.

Lozano I., Devoy R.J.N., May W., Andersen U. (2004). Storminess and vulnerability along the Atlantic coastlines of Europe: analysis of storm records and of a greenhouse gases induced climate scenario. *Marine Geology*, **210**: 205-225.

Lu J., Greatbach R.J. (2002). The changing relationship between the NAO and Northern Hemisphere clmiate variability. *Geophysical Research Letters*, **29**: 1148. Doi : 10.1029/2000GL014052.

Merkel U., Latif M. (2002). A high resolution AGCM study of the El Niño impact on the North American/European sector. *Geophysical Research Letters*, **29**: 1029-1032.

Michelangeli P.A., Vautard R., Legras B. (1995). Weather regimes: recurrence and quasi stationarity. *Journal of Atmospheric Science*, **52**: 1237-1256.

Monaco A. (1971). *Contribution à l'étude géologique et sédimentologique du plateau continental du Roussillon (Golfe du Lion).* Thèse d'Etat. Université de Perpignan, 295 p.

Moron V. (2000). *La sensibilité de l'atmosphère aux températures de surface océanique aux échelles mensuelles et saisonnières: concepts, outils et résultats*. Habilitation à diriger des recherches. Université Aix-Marseille I, 250 p.

Moron V. (2003). L'évolution séculaire des températures de surface de la mer Méditerranée (1856-2000). *Compte Rendus Geoscience*, **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). Relationship between sea-level pressure and sea-level height in Camargue (French Mediterranean coast). *International Journal of Climatology*, **25**: 1531-1540.

Nicholls R.J., Hoozemans F.M.J. (1996). The Mediterranean vulnerability to coastal implications of climarte change. *Ocean and Coastal Management*, **31**: 105-132.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Nicholls R.J., Hoozemans F.M.J., Marchand M. (1999). Increasing floof risk and wetland losses due to global sea-level rise: regional and global analyses. *Global Environmental Change*, **9**: 69-87.

Omstedt A., Chen D. (2001). Influence of atmospheric circulation on the maximum ice extent in the Baltic Sea. *Journal of Geophysical Research*, **106**: 4493-4500.

Orlanski I. (1975). A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **56**: 527-530.

Paeth H., Hense A., Glowienka-Hense R., Voss S., Cubasch U. (1999). The North Atlantic Oscillation as an indicator for greenhouse gas induced regional climate change. *Climate Dynamics*, **15**: 953-960.

Pasaric M., Orlic M. (2001). Long-term meteorological pre-conditioning of the North Adriatic coastal flood. *Continental Shelf Research*, **21**: 263-278.

Paskoff R. (1993). Côtes en danger. Pratiques de la Géographie. *Masson Eds*. 247 p.

Pirazzoli P.A. (2000). Surges, atmospheric pressure and wind change and flooding probability on the Atlantic coast of France. *Oceanologica Acta*, **23**: 643-661.

Pirazzoli P.A., Tomasin A. (2002). Recent evolution of surges-relatd events in the northern Adriatic Sea. *Journal of Coastal Research*, **18**: 537-554.

Pirazzoli P.A., Tomasin A. (2003). Recent near-surface wind changes in the central Mediterranean and Adriatic areas. *International Journal of Climatology*, **23**: 963-973.

Pirazzoli P.A., Costa S., Dornbusch U., Tomasin A. (2006). Recent evolution of surge-related events and assessment of coastal flooding risk on the eastern coasts of the English Channel. *Ocean Dynamics*, Special Issue, mars 2006, **56**: 498-512.

Pirazzoli P.A. (2006). *Données pour le Dimensionnement des Structures Côtières et des Ouvrages de Bord de mer à Longue Echéance*. Rapport d'étude. CNRS-laboratoire de Géographie Physique-UMR 8591. Contribution à la tâche 5, calcul de hauteur des niveaux extrêmes sur le littoral français, Octobre 2006, 93 p.

Pirazzoli P.A., Tomasin A., Ullmann A. (2007). Extreme sea levels in two northern Mediterranean areas. *La Méditerranée*, **108**: 59-68.

Plaut G., Simonnet E. (2001). Large-scale circulation classification, weather regimes, and local climate over France, the Alps and Western Europe. *Climate Research*, **17**: 303-324.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Pugh D.T., Vassie J.M. (1979). Extreme sea-levels from tide and surge probability. In: *Proceeding of the 16th Coastal Engineering Conference*. Vol. 1, Hamburg, American Society of Civil Engineerers, New-York, p 911-930.

Pugh D.T. (1987). Tides, surges and mean sea level. *John Wiley & Sons Eds*. 488 p.

Rahmstorf S., Cazenave A., Church J.A., Hansen J.E., Keeling R.F., Parker D.E., Somerville R.C.J. (2007). Recent Climate Observations Compared to projections. *Science express*, 1 February 2007. 10.1126/science.1136843.

Raupach M.R., Marland G., Ciais P., Le Quéré C., Canadell J.G., Klepper G., Field C.B. (2007) . Global and regional driver of accelerating CO_2 emissions. *PNAS*, **104**: 10288-10293.

Rogers J.C. (1997). North Atlantic storm track variability and its association to both North Atlantic Oscillation and climate variability of Northern Europe. *Journal of Climate*, **10**: 1635-1647.

Royer J.F., Cariolle D., Chauvin F., Déqué M., Douville H., Hu R.M, Planton S., Rascol A., Ricard J.L., Melia D.S.Y., Sevault F., Simon P., Somot S., Tyteca S., Terray L., Valcke S. (2002). Simulation des changements climatiques au cours du XXIème siècle incluant l'ozone stratosphérique. *Compte Rendus Geoscience*, **334**: 147-154.

Sabatier F. (2001). *Fonctionnement et dynamiques morpho-sédimentaires du littoral du delta du Rhône*. Thèse de Doctorat. Univerité Aix-Marseille II, 273 p.

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

Salomon J.N. (2002). L'inondation dans la basse vallée de la Garonne et l'estuaire de la Gironde lors de la « tempête du siècle » (27-28 décembre 1999). *Géomorphologie*, **2**: 127-134.

Sanchez-Gomez E., Terray L. (2005). Large-scale atmospheric dynmics and local intense precipitation episods ». *Geophysical Research Letters*, 32. L2477, doi:1029/2005 GL023990.

Sanchez-Gomez E., Somot S. (2005). *Weather Regimes and local climate on the Mediteranean basin*. ESF-MedCLIVAR 2nd workshop: Connections between Mediterranean ang Global climate variability. La Londes les Maures, Toulon, France, Oct-8-10, 2007.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Schubert M., Perlwitz J., Blender R., Fraedrich K., Lunkeit F. (1998). North Atlantic cyclones in CO_2-induced warm climate simulations: frequency, intensity, and tracks. *Climate dynamics*, **14**: 827-838.

Snedecor G.W., Cochran W.G. (1967). Statistical Methods. *Iowa State University Press*. 507 p.

Stott P.A., Tett S.F.B., Jones G.S., Allen M.R., Mitchell J.F.B., Jenkins G.J. (2000). External control of 20th-century temperature by natural and anthropogenic forcings. *Science*, **290**: 2133-2137.

Suanez S., Prosper-Laget V., Provansal M. (1997). Variations relatives du niveau marin dans le delta du Rhône et à Marseille, implication tectonique et/ou climatique. *Comptes Rendus Géosciences*, **324**: 639-646.

Svensson C., Jones D.A. (2002). Dependance between extreme sea surge, river flow and precipitation in eastern Britain. *International Journal of Climatology*, **22**: 1149-1168.

Thompson D. W. J., Wallace J.M. (1998). The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Reasearch Letters*, **25**: 1297-1300.

Tomasin A. (2005). The software "POLIFEMO" for tidal analysis. *Technical Note 202*. ISMAR-CNR, Venice, Italy.

Trigo I.F., Davies T.D. (2002). Meteorological conditions associated with sea surges in Venice: A 40 year climatology. *International Journal of Climatology*, **22**: 787-803.

Trigo R.M., Osborn T.J., Corte-Real J. M. (2002). The North Atlantic Oscillation influence on Europe: climate impacts and associated physical mechanisms. *Climate Research*, **20**: 9-17.

Trigo R.M., Pozo-Vasquez D., Osborn T.J., Castro-Vasquez Y., Gamiz-Fortis S., Esteban-Parra M.J. (2004). North-Atlantic oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, **24**: 925-944.

Tsimplis M.N., Josey S.A. (2001). Forcing of the Mediterranean Sea by atmospheric oscillations over the North Atlantic. *Geophysical Research Letters*, **28**: 803-806.

Tsimplis M.N., Baker T.F. (2000). Sea level drop in the Mediterranean Sea: an indicator of deep water salinity and temperature changes ?. *Geophysical Research Letters*, **27**: 1731-1734.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Tsimplis M.N., Rixen M. (2002). Sea level in the Mediterranean Sea: the contribution of temperature and salinity changes. *Geophysical Research Letters*, **29**: 1-4.

Tsimplis M.N., Shaw A.G.P. (2007). The forcing of mean sea level variability around Europe. *Global and Planetary Change*, doi: 10.1016/j.gloplacha.2007.08.018.

Ulbrich U., Christoph M. (1999). A shift of the NAO and increasing strom track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing. *Climate dynamics*, **15**: 551-559.

Ullmann A. (2004). *Conditions barométriques et niveaux marins en Camargue*. Mémoire de DEA. Université Aix-Marseille I, 80 p.

Ullmann A., Pons F., Moron V. (2005). Tool Kit Helps Digitize Tide Gauge Records. *Eos Transaction*, Vol. 86, 342.

Ullmann A. Pirazzoli P.A, Tomasin A. (2007a). Sea surges in Camargue: Trends over the 20th century. *Continental Shelf Research*, **27**: 922-934.

Ullmann A., Pirazzoli P.A., Moron V. (2007b). Sea surges around the Gulf of Lions and atmospheric conditions. *Global and Planetary Change*, doi:10.1016/j.gloplacha.2007.10.

Ullmann A., Moron V. (2007). Configuration atmosphérique de vaste échelle spatiales et variabilité des surcotes dans le Golfe du Lion. *Cybergéo*, **406**, 2007.

Ullmann A., Pirazzoli P.A. (2007a). Caractéristiques spatiales de la formation des surcotes marines dans le Golfe du Lion. *Cybergéo*, **362**, 2007.

Ullmann A., Pirazzoli P.A. (2007b). Recent evolution of extreme sea surge-related meteorological conditions and essessment of coastal flooding risk on the Gulf of Lions. *La Méditerranée*, **108**: 69-76.

Ullmann A. Moron V. (2008). Weather regimes and sea surge variations over the Gulf of Lions during the 20th century. *International Journal of Climatology*, **28**: 159-171.

Vautard R. (1990). Multiple Weather Regimes over the North Atlantic: Analysis of Precursors and Successors. *Monthly Weather Review*, **118**: 2056-2081.

Visbeck M.H., Hurell J.W., Polvani L., Cullen H.M. (2001). The North Atlantic Oscillation: past, present and future. *PNAS*, **98**: 12876-12877.

Von Storch H., Zwiers F.W. (1999). Statistical analysis in climate research. *Cambridge Univ. Press*. 494 p.

Wakelin S.L., Woodworth P.L., Flather R.A., Williams J.A. (2003). Sea-level dependance on the NAO over the NW European continental shelf. *Geophysical Research Letters*, **30**: 56-59.

Wallace J.M., Gutzler D.S. (1981). Teleconnections in the Geopotential height field during the northern hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, **109**: 784-812.

Woodworth P.L., Flather R.A., Williams J.A., Wakelin S.L., Jevrejeva S. (2006). The dependence of UK extreme sea levels and storm surges on the North Atlantic Oscillation. *Continental Shelf Research*, **27**: 935-946.

http://dss.ncar.edu/datasets/ds010.0/

http://earth.google.fr/

http://www.francevuesurmer.com

http://www.pol.ac.uk/

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Liste des figures

Chapitres 1 :

Photo 1 : (a) Carry, 15 Km à l'est de Marseille : côte rocheuse entrecoupée par une baie sableuse. (b) Côte basse et sableuse à Valras Plage dans l'Hérault. Photos prisent le lendemain de la tempête du 4 décembre 2003 (Ullmann, 2003) 2

Photo 2 : submersion marine dans l'Hérault lors de la tempête du 18/12/1997. Surcote de 80 cm (CETE Méditerranée)....5

Photo 3 : érosion du cordon dunaire (98 cm) mesuré à Grau-de-Vendres le lendemain de la surcote de 80 cm du 4/12/2003 (Ullmann, 2003). 5

Photo 4 : Le Barcarès (© Pascal Le Fichant, 2003)....6

Photo 5 : Le complexe pétrolier TOTAL dans le Golfe de Fos (© Pascal Le Fichant, 2003)....7

Photo 6 : (a) marégraphe du Grau-de-la-Dent, (b) mécanisme d'enregistrement....15

Figure 1 : localisation géographique du Golfe du Lion....3

Figure 2 : (a) profil de plage en Camargue, 2 km à l'ouest des Saintes-Maries-de-la-Mer, le 17/10/2000 (figure 1). (b) Profil de plage dans l'Hérault, 5 km à l'ouest de Sète, le 22/05/2000 (figure 1). Les hauteurs sont exprimées en mètres NGF....4

Figure 3 : représentation schématique de l'extension spatiale de l'échelle de l'ONA (rouge), des types de temps (orange), synoptique (jaune) et régionale (violet)....11

Figure 4 : exemple de marégramme du 11/10/1980 au 16/10/1980....16

Figure 5 : localisation des stations marégraphiques dans le Golfe du Lion, (a) à Marseille, (b) au Grau-de-la-Dent, (c) à Sète et (d) à Port-Vendres (Ortho Littorale IGN 2000)....17

Figure 6 : localisation des stations météorologiques dans le Golfe du Lion, (a) à Marseille (MA), (c) au Grau-de-la-Dent (GD), (d) à Cap Couronne (CC), (e) à Sète (SET) et (f) à Port-Vendres (PV) ...19

Chapitres 2 :

Figure 7 : (a) barre de menu de NUNIEAU et (b) menu dans lequel les informations sur le marégramme sont entrées....32

Figure 6 : exemple de calage du marégramme scanné du 11/10/1980 au 16/10/1980....33

Figure 9 : exemple de pixels récupérés après calcul (en rouge) et pixels aberrants éliminés (encadré en bleu) sur le marégramme scanné du 11/10/1980 au 16/10/1980....35

Figure 10 : différences verticales en ordonnée (cm) entre chaque semaine consécutive digitalisée au Grau-de-la-Dent de 1986 à 1995....33

Figure 11 : (a) exemple de décalage temporel au Grau-de-la-Dent (trait noir plein) entre le 01/10/1989 et le 02/10/1989. (b) Exemple de décalage vertical au Grau-de-la-Dent (trait noir plein) entre le 06/07/1992 au 07/07/1992. En trait pointillé (respectivement trait tireté et tireté et points) sont indiquées les variations de la marée astronomique (respectivement du niveau marin à Sète et à Port-Vendres) 36

Figure 12 : schéma des différentes étapes du protocole de digitalisation des marégrammes avec le logiciel NUNIEAU 37

Figure 13 : corrélations glissantes par segments de 60 mois de 1905 à 2005 entre les niveaux marins mensuels moyens (entre octobre et mars) au Grau-de-la-Dent et à Marseille 38

Figure 14 : représentation schématique des surcotes et décotes.....40

Figure 15 : puissance spectrale (en ordonnée) des données marégraphiques horaires au Grau-de-la-Dent de 1986 à 1995 en fonction de la période en heure (en abscisse). Les données brutes sont en bleu et les surcotes en rouge 41

Figure 16 : idem que la figure 13 avec un zoom sur le cycle lunaire principal calculé au Grau-de-la-Dent de 1986 à 1995. En bleu, les données brutes et en rouge les surcotes.....41

Figure 17 : fréquence mensuelle (en %) des surcotes horaires > 20 cm au Grau-de-la-Dent (histogramme vert), à Sète (histogramme bleu) et à Port-Vendres (histogramme noir) de 1986 à 1995 et à Marseille de 1986 à 1988 (histogramme rouge).....44

Figure 18 : fréquence semestrielle (en %) des surcotes quotidiennes > 20 cm au Grau-de-la-Dent de 1905 à 2005. La ligne pleine (trait tireté) indique le semestre d'octobre à mars (d'avril à septembre). En gras superposé sont tracées les variations filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans.....45

Figure 19 : cycles hivernaux moyens de la fréquence (en %) des surcotes quotidiennes > 20 cm au Grau-de-la-Dent de 1905 à 2005 (trait tireté vert). Idem pour les surcotes horaires au Grau-de-la-Dent (trait vert), à Sète (trait bleu), à Port-Vendres (trait noir) de 1986 à 1995 et à Marseille (trait rouge) de 1986 à 1988. Les cycles hivernaux correspondent à la moyenne des données, filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 jours.....46

Figure 20 : rose des vents semestriels d'octobre à mars (fréquence en %) à (a) Cap Couronne, (b) Sète et (c) Port-Vendres : de 0 à 10 m/s en bleu, de 10 à 20 m/s en rose et > 20 m/s en vert.....48

Figure 21 : rose des vents mensuels (fréquence en %) en (a) octobre, (b) novembre, (c) décembre, (d), janvier, (e) février et (f) mars à Cap Couronne (rouge), Sète (bleu) et Port-Vendres (noir) de 1961 à 2003, pour les vents de 0 à 20 m/s 49

Figure 22 : PSM hivernales moyennes de 1905 à 2002. Les isobares sont cotées par intervalles de 2 hPa (NCAR).....50

Figure 23 : PSM mensuelles moyennes d'octobre à mars (a à f) de 1905 à 2002. Les isobares sont cotées par intervalles de 2 hPa (NCAR) 51

Figure 24 : anomalies barométriques mensuelles d'octobre à mars (a à f) de 1905 à 2002 par rapport à la climatologie hivernale de 1905 à 2002. Les anomalies positives (négatives) en bleu (rouges) sont cotées par intervalles de 1 hPa. Les zones grisées représentent les anomalies significatives au seuil bilatéral 90% selon un test en T de Student.....52

Figure 25 : écart-type moyen (en hPa) des PSM quotidiennes d'octobre à mars de 1905 à 2005, filtrées sur une bande passante ne retenant que les périodes entre 2 et 6 jours.....53

Figure 26 : cycle hivernal moyen de la fréquence (en %) des PSM quotidiennes moyennes < 1013 hPa sur [10°W-0°W], [40°N-45°N] de 1905 à 2002 (trait tireté) et de 1986 à 1995 (trait plein). Le cycle hivernal est calculé comme la fréquence moyenne de ces dépressions de chacun des jours d'octobre à mars, filtrée par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 jours 54

Figure 27 : (a) PSM hivernale moyenne (clim.) de 1905 à 2005 et des jours (b) « Zonal » (ZO), (c) « East-Atlantic » (EA), (d) « Greenland Above » (GA), (e) « Blocking » (BL) et (f) « Atlantic-Ridge » (AR). Les isobares sont cotées par intervalles de 3 hPa.....56

Figure 28 : fréquence (en %) des séquence de jours (a) « Zonal » (ZO), (b) « East-Atlantic » (EA), (c) « Greenland Above » (GA), (d) « Blocking » (BL) et (e) « Atlantic-Ridge » (AR) par rapport à la longueur de séquence en nombre de jours consécutifs de 1905 à 2002 57

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Figure 29 : cycle hivernal moyen de la fréquence (en %) du type de temps (a) « Zonal » (ZO), (b) « East-Atlantic » (EA), (c) « Greenland Above » (GA), (d) « Blocking » (BL) et (e) « Atlantic-Ridge » (AR) de 1986 à 1995 (trait plein) et de 1905 à 2002 (trait tireté). Le cycle hivernal est calculé comme la fréquence des types de temps de chaque jour d'octobre à mars, filtrée par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 jours 58

Figure 30 : premier vecteur propre des PSM sur [40°W-40°E] et [30°N-70°N] de 1905 à 2005. Les isolignes représentent les corrélations positives (bleu) et négatives (rouge), cotées par intervalles de 0.2, entre les PSM et la première composante principale.....60

Figure 31 : cycle hivernal moyen de l'IONA quotidien d'octobre à mars de 1986 à 1995 (trait plein) et de 1905 à 2002 (trait tireté). Le cycle est calculé comme la moyenne de l'IONA de chaque jour d'octobre à mars filtrée par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 jours 62

Figure 32 : fonction de densité cumulée des surcotes quotidiennes au Grau-de-la-Dent de 1905 à 2005 (trait tireté vert), des surcotes horaires au Grau-de-la-Dent (trait vert), à Sète (trait bleu) et à Port-Vendres (trait noir) de 1986 à 1995 et à Marseille de 1986 à 1988 (trait rouge) 66

Figure 33 : fréquence (en %) des épisodes de surcotes horaires > 20 cm en fonction de leur durée en nombres d'heures consécutives au Grau-de-la-Dent (trait vert), à Sète (trait bleu) et à Port-Vendres (trait noir) de 1986 à 1995 et à Marseille (trait rouge) de 1986 à 1988 67

Figure 34 : moyenne des surcotes horaires maximales (en cm par rapport au niveau marin moyen) atteintes par classes de séquences de jours consécutifs de surcotes > 20 cm au Grau-de-la-Dent (trait vert), à Sète (trait bleu) et à Port-Vendres (trait noir) de 1986 à 1995 et à Marseille (trait rouge) de 1986 à 1988.....68

Figure 35 : distribution exponentielle de fréquence cumulée des surcotes horaires par classes de 5 cm au Grau-de-la-Dent (trait vert), à Sète (trait bleu) et à Port-Vendres (trait noir), calculés de 1986 à 1995. En trait tireté sont représentées les extrapolations de chaque exponentielle 70

Figure 36 : variations horaires de la hauteur (en cm) des surcotes au Grau-de-la-Dent (trait vert), à Sète (trait bleu), à Port-Vendres (trait noir) et à Marseille (trait rouge) lors des (a) 5, (b) 10 et (c) 20 plus fortes surcotes au Grau-de-la-Dent de 1986 à 1995 (période d'octobre à mars). Les variations à Marseille sont celles des 2, 3, 4 plus fortes surcotes au Grau-de-la-Dent se produisant de 1986 à 1988 uniquement 72

Figure 37 : fréquence des surcotes/décotes par classes de 1 cm. Colonne de gauche, entre les surcotes horaires au Grau-de-la-Dent (GD), à Sète (SET) et à Port-Vendres (PV) de 1986 à 1995. Colonne de droite, entre Marseille (MA) et le Grau-de-la-Dent, Sète et Port-Vendres de 1986 à 1988.....73

Figure 38 : (a) fréquence (en %) des surcotes maximales quotidiennes à Sète (SET; histogramme bleu), à Port-Vendres (PV; histogramme noir) et à Marseille (MA; histogramme rouge) par classes de 5 cm, pour les jours où la surcote maximale quotidienne est > 40 cm au Grau-de-la-Dent (GD; histogramme vert) de 1986 à 1995. Idem pour respectivement b, c et d pour les jours où la surcote maximale quotidiennes est > 40 cm respectivement à Sète, à Port-Vendres de 1986 à 1995 et à Marseille de 1986 à 1988 76

Figure 39 : probabilité (en %) d'occurrence simultanée des maxima quotidiens de surcote par classes de 10 cm. (a) Entre le Grau-de-la-Dent et Sète (trait bleu), Grau-de-la-Dent et Port-Vendres (trait rouge) et entre Sète et Port-Vendres (trait vert) de 1986 à 1995. (b) Entre Marseille et Grau-de-la-Dent (trait bleu), entre Marseille et Sète (trait vert) et entre Marseille et Port-Vendres (trait rouge) de 1986 à 1988.....77

Figure 40 : (a) niveau marin hivernal moyen (en cm NGF), (b) percentile hivernal à 75% du niveau marin et (c) percentile hivernal à 90% du niveau marin quotidien au Grau-de-la-Dent de 1905 à 2005. En trait gras superposé, les variations filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans.....80

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Figure 41 : écart-type (en cm) hivernal du niveau marin moyen au Grau-de-la-Dent de 1905 à 2005. En trait gras superposé, les variations filtrées pas un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans.....81

Figure 42 : (a) percentile hivernal à 99% (en cm) des surcotes, (b) fréquence hivernale (en %) des surcotes quotidiennes > 20 cm et (c) durée maximale (en nombre de jours consécutifs) des surcotes > 20 cm au Grau-de-la-Dent de 1905 à 2005. En trait gras superposé, les variations filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans.....83

Figure 43 : percentile hivernal à 90% (en cm) du niveau marin quotidien au Grau-de-la-Dent de 1905 à 2005 (trait avec carré). Somme par hiver du percentile hivernal à 90% des surcotes quotidiennes et du niveau marin hivernal moyen (trait tireté avec cercles) de 1905 à 2005. En trait gras superposé, les variations filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans.....85

Figure 44 : recul du trait de côte sur la partie orientale du littoral de Camargue et au niveau du Grau-de-la-Dent de 1895 à 2000 (*Sabatier et Suanez, 2003*).....87

Chapitres 3 :

Figure 45 : fréquence des vents (en %) incrémentée par 45°, pour les surcotes de 0 à 20 cm (20-40, 40-60 et > 60 cm) en histogramme blanc (gris, gris foncé, noir) au moment de la surcote et durant les trois heures précédentes (a) à Cap Couronne (CC) pour les surcotes au Grau-de-la-Dent (GD), (b) à Sète (SET) pour les surcotes à Sète, (c) à Port-Vendres (PV) pour les surcotes à Port-Vendres, de 1986 à 1995 et (d) à Cap Couronne pour les surcotes à Marseille (MA) de 1986 à 1988. Le trait plein représente la climatologie des vents de 1986 à 1995.....91

Figure 46 : vitesse moyenne (en m/s) des vents par classes de surcotes par incréments de 10 cm à Port-Vendres (trait noir et étoiles), à Marseille (trait rouge et triangles), à Sète (trait bleu et carrés) et au Grau-de-la-Dent (trait vert et cercles) de 1986 à 1995 (de 1986 à 1988 pour Marseille). La force moyenne est calculée au moment de la surcote et durant les 3 heures précédentes.....93

Figure 47 : PSM quotidiennes à 12h TU du 03/11/1982 au 08/11/1982 (a à f). Les isobares sont cotées de 10 en 10 hPa.....98

Figure 48 : niveaux marins (en cm NGF) quotidiens (trait tireté et carrés) et des surcotes (en cm au dessus du NMM; trait plein et cercles) à 12h TU au Grau-de-la-Dent du 03/11/1982 au 08/11/1982 .99

Figure 49 : idem que la figure 45 du 12/12/1997 au 18/12/1997 101

Figure 50 : niveaux marins (en cm NGF) quotidiens (trait tireté et carrés) et des surcotes (en cm au dessus du NMM; trait plein et cercles) à 12h TU au Grau-de-la-Dent du 13/12/1997 au 18/12/1982102

Figure 51 : corrélations entre les PSM et les variations quotidiennes de la hauteur des surcotes/décotes à 12h TU dans le Golfe du Lion. (a) au Grau-de-la-Dent (GD), (b) à Sète (SET), (c) à Port-Vendres (PV) de 1986 à 1995 et (d) à Marseille (MA) de 1986 à 1988. Les corrélations positives (négatives) en bleu (rouge) sont cotées par intervalles de 0.1 103

Figure 52 : idem que la figure 49 pour les PSM et les surcotes quotidiennes désaisonnalisées.....104

Figure 53 : (f) moyenne des PSM quotidiennes des jours où la surcote maximale quotidienne est > 40 cm au Grau-de-la-Dent, Sète, Port-Vendres et Marseille et à partir de 5 jours avant (a à e) de 1986 à 1995. Les isobares sont cotées par intervalles de 2 hPa.....106

Figure 54 : (f) anomalies barométriques moyennes des jours où la surcote maximale quotidienne est > 40 cm au Grau-de-la-Dent, Sète, Port-Vendres et Marseille et à partir de 5 jours avant (a à e) de 1986 à 1995. Les anomalies positives (négatives) en bleu (rouge) sont calculées par rapport à la climatologie de 1986 à 1995 et cotées par intervalles de 4 hPa. Les zones grisées représentent les anomalies significatives au seuil bilatéral 90% selon un test en T de Student 107

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Figure 55 : surcotes quotidiennes moyennes (en cm) au Grau-de-la-Dent (trait vert et cercles), Sète (trait bleu et carrés), Port-Vendres (trait noir et étoiles) et Marseille (trait rouge et triangles) des jours où la surcote maximale quotidienne est > 40 cm aux quatre stations marégraphiques et à partir de 5 jours avant de 1986 à 1995 109

Figure 56 : (f) moyenne des PSM quotidiennes des jours où la surcote maximale quotidienne est > 30 cm à Port-Vendres et < 20 cm au Grau-de-la-Dent, Sète et Marseille et à partir de 5 jours avant (a à e) de 1986 à 1995. Les isobares sont cotées par intervalles de 10 hPa 111

Figure 57 : (f) anomalies barométriques moyennes des jours où la surcote maximale quotidienne est > 30 cm à Port-Vendres et < 20 cm au Grau-de-la-Dent, Sète et Marseille et à partir de 5 jours avant (a à e) de 1986 à 1995. Les anomalies positives (négatives) en bleu (rouge) sont calculées (respectivement du jour J-5 au jour J) par rapport à la situation moyenne des jours où les surcotes > 40 cm sont synchrones aux quatre stations du Golfe du Lion (respectivement du jour J-5 au jour J). Les anomalies sont cotées par 4 hPa. Les zones grisées représentent les anomalies significatives au seuil bilatéral 90% selon un test en T de Student 109

Figure 58 : surcotes quotidiennes moyennes (en cm) au Grau-de-la-Dent (trait vert et cercles), Sète (trait bleu et carrés), Port-Vendres (trait noir et étoiles) et Marseille (trait rouge et triangles) des jours où la surcote maximale quotidienne est > 30 cm à Port-Vendres et < 20 cm aux autres stations marégraphiques et à partir de 5 jours avant de 1986 à 1995 113

Figure 59 : (f) moyenne des PSM des jours où la surcote maximale quotidienne est > 30 cm à Marseille et < 20 cm aux autres stations du Golfe du Lion et à partir de 5 jours avant (a à e) de 1986 à 1988. Les isobares sont cotées par intervalles de 5 hPa 114

Figure 60 : (f) anomalies barométriques moyennes des jours où la surcote maximale quotidienne est > 30 cm à Marseille et < 20 cm aux autres stations du Golfe du Lion et à partir de 5 jours avant (a à e) de 1986 à 1995. Les anomalies positives (négatives) bleu (rouge) sont calculées (respectivement du jour J-5 au jour J) par rapport à la situation moyenne des jours où les surcotes > 40 cm sont synchrones aux quatre stations du Golfe du Lion (respectivement du jour J-5 au jour J). Les anomalies sont cotées par 4 hPa. Les zones grisées représentent les anomalies significatives au seuil bilatéral 90% par un test en T de Student 116

Figure 61 : surcotes quotidiennes moyennes (en cm) au Grau-de-la-Dent (trait vert et cercles), Sète (trait bleu et carrés), Port-Vendres (trait noir et étoiles) et Marseille (trait rouge et triangles) des jours où la surcote maximale quotidienne est > 30 cm à Marseille et < 20 cm aux autres stations et à partir de 5 jours avant de 1986 à 1988 117

Figure 62 : PSM (hPa) de (a) [15°W-0°W], [40°N -45°N], (b) [15°E-30°E],[40°N-50°N] et (c) valeur de b - a, par classes de surcotes/décotes quotidiennes, par incréments de 10 cm, au Grau-de-la-Dent de 1905 à 2002 (trait tireté vert) et de 1986 à 1995 (trait vert et cercles), de 1986 à 1995 à Sète (trait bleu et carrés) et à Port-Vendres (trait noir et étoiles) et de 1986 à 1988 à Marseille (trait rouge et triangles) 119

Figure 63 : fréquence moyenne (en %) des (a) « Zonal » (ZO), (b) « East-Atlantic » (EA), (c) « Greenland Above » (GA), (d) « Blocking » (BL) et (e) « Atlantic-Ridge » (AR) par classes de surcotes, par incréments de 10 cm, au Grau-de-la-Dent de 1905 à 2002 (trait tireté verts) et de 1986 à 1995 (trait vert et cercles). Idem de 1986 à 1995 à Sète (trait bleu et carrés) et à Port-Vendres (trait noir et étoiles) et de 1986 à 1988 à Marseille (trait rouge et triangles) 122

Figure 64 : (a) fréquence (en %) des surcotes maximales quotidiennes, par classes de 5 cm, à Sète (SET, bleu), Port-Vendres (PV, noir) et Marseille (MA, rouge), lors des jours GA où les surcotes maximales quotidiennes sont > 40 cm au Grau-de-la-Dent (GD, vert) de 1986 à 1995. Fréquence des surcotes maximales quotidiennes, par classes de 5 cm, aux autres stations, lors des jours GA où les surcotes maximales quotidiennes sont > 40 cm à (b) SET, (c) à PV et (d) à MA. Les traits bleu (noir, vert et rouge) représentent la fréquence hivernale moyennes des surcotes par incréments de 5 cm à SET (PV, GD et MA) 123

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Figure 65 : idem que la figure 62 pour les jours « Blocking » 124

Figure 66 : hauteur moyenne de surcotes (en cm) au Grau-de-la-Dent (trait vert), à Sète (trait bleu), à Port-Vendres (trait noir) de 1986 à 1995 et à Marseille de 1986 à 1988 (trait rouge), le dernier jour des séquences des types « Greenland Above » (trait plein) et « Blocking » (trait tireté) 125

Figure 67 : moyenne des hauteurs maximales de surcotes (en cm) au Grau-de-la-Dent (trait vert), à Sète (trait bleu), à Port-Vendres (trait noir) de 1986 à 1995 et à Marseille de 1986 à 1988 (trait rouge), en fonction de la longueur des séquences des jours consécutifs de « Greenland Above » (trait plein) et « Blocking » (trait tireté) 126

Figure 68 : moyenne des PSM quotidiennes pour les jours « Greenland Above » (GA) associés (a) à une décote et (b) à une surcote > 40 cm de 1905 à 2002. Idem pour les jours « Blocking » (BL) (c et d). Les isobares sont cotées par intervalles de 3 hPa.....128

Figure 69 : anomalies moyennes de fréquence (en %) des vents par incréments de 45° à Cap Couronne (rouge), Sète (bleu) et Port-Vendres (noir) de 1961 à 2002, durant les jours (b) « Zonal » (ZO), (c) « East-Atlantic » (EA), (d) « Greenland Above » (GA), (e) « Blocking » (BL) et (f) « Atlantic-Ridge » (AR). Les anomalies sont calculées par rapport à la fréquence hivernale moyenne de vents (a) 129

Figure 70 : fréquence mensuelle (en %) des dépressions < 1010 hPa sur [15°W-0°W] et [40°N - 45°N] (en ordonnées) par occurrence mensuelle (en %) des jours (a) « Zonal » (ZO), (b) « East-Atlantic » (EA), (c) « Greenland Above » (GA), (d) « Blocking » (BL) et (e) « Atlantic-Ridge » (AR) (en abscisses) de 1905 à 2002. En tirets rouges, la fréquence moyenne de ces dépressions < 1010 hPa de 1905 à 2002 131

Figure 71 : IONA moyen (en hPa) par classes de surcotes quotidiennes par incréments de 10 cm au Grau-de-la-Dent de 1905 à 2005 (trait tireté vert). Idem de 1986 à 1995 au Grau-de-la-Dent (trait vert), à Sète (trait bleu et carrés) et à Port-Vendres (trait noir et étoiles) et de 1986 à 1988 à Marseille (trait rouge et triangles).....133

Figure 72 : (a) moyenne (en hPa) des IONA quotidiens (en hPa) par directions de vent par incréments de 45° à Cap Couronne (histogramme rouge), Sète (histogramme bleu) et Port-Vendres (histogramme noir) de 1961 à 2002. (b) IONA mensuel moyen par classes de fréquences mensuelles de dépressions quotidiennes sur [15°W-0°W], [40°N-45°N] de 1905 à 2002. (c) Moyennes des IONA quotidiens lors des jours « Zonal » (ZO), « East-Atlantic » (EA), « Greenland Above » (GA), « Blocking » (BL) et « Atlantic-Ridge » (AR) de 1905 à 2002 135

Figure 73 : fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm (en %) par classes d'IONA mensuels moyens par incréments de 5 hPa, au Grau-de-la-Dent de 1905 à 2005 (trait tireté vert) et de 1986 à 1995 (trait vert et cercles), à Sète (trait bleu et carrés) et Port-Vendres (trait noir et étoiles) de 1986 à 1995 et à Marseille (trait rouge et triangles) de 1986 à 1988.....137

Figure 74 : fréquence mensuelle (en %) des vents de (a) 90°-180° et (b) 270°-360° à Cap Couronne (CC), de (c) 90°-180° à Sète (SET) et de (d) 135°-180° et (e) 315°-360° à Port-Vendres (PV), par classes d'IONA mensuels moyens par incréments de 5 hPa de 1961 à 2002 138

Figure 75 : écart-type (en hPa) des PSM filtrées par un filtre de Butterworth sur une bande passante comprise entre 2 et 6 jours, pour les mois où l'IONA moyen est > 5 hPa (trait tireté bleu) et < -5 hPa (trait rouge) de 1905 à 2002.....139

Figure 76 : fréquence mensuelle (en %) des PSM quotidiennes moyennes sur [15°W-0°W], [40°N-45°N] < 1010 hPa, par classes d'IONA mensuels moyens par incréments de 5 hPa de 1905 à 2002. En tirets rouges, la fréquence moyenne des pressions de surface < 1010 hPa sur se secteur de 1905 à 2002.....140

Figure 77 : fréquence mensuelle (en %) moyenne des jours (a) « Zonal » (ZO), (b) « East-Atlantic » (EA), (c) « Greenland Above » (GA), (d) « Blocking » (BL) et (e) « Atlantic-Ridge » (AR) par

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

classes d'IONA mensuels moyens par incréments de 5 hPa de 1905 à 2002. En trait tireté rouges, la fréquence moyenne de chaque type de temps de 1905 à 2002.....141

Figure 78 : fréquence mensuelle (en %) des surcotes quotidiennes > 20 cm (L20) des vents d'afflux de SE synchrone à Sète, Port-Vendres et Cap-Couronne (V.SE) des dépressions sur [15°W-0°W], [40°N-45°N] et des jours « Zonal » (ZO), « East-Atlantic » (EA), « Greenland Above » (GA), « Blocking » (BL) et « Atlantic Ride » (AR) pour le mois de novembre 1996 (histogramme gris) et mars 1997 (histogramme noir).....143

Chapitres 4 :

Figure 79 : fréquence hivernale (en %) des vents d'afflux (trait et cercles) et variations filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans en trait gras. En trait tireté rouge, la fréquence hivernale moyenne calculée de 1961 à 2003. Les fréquences hivernales sont calculées pour (a) les vents de 90°-135°, (b) 90°-180° et (c) 270°-360° à Cap Couronne (CC), pour ceux de (d) 90-180° à Sète (SET) et pour ceux de (e) 135°-180° et (f) 315°-360° à Port-Vendres (PV).....154

Figure 80 : PSM hivernales moyennes en hPa de [15°W-0°W], [40°N-45°N] (trait noir) et fréquence hivernales (en %) des PSM quotidiennes < 1010 hPa (trait bleu) sur ce secteur de 1905 à 2002 en bleu. En trait gras superposé, les variations filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans.....155

Figure 81 : fréquence hivernale (en %) des jours (a) « Zonal » (ZO), (b) « East-Atlantic » (EA), (c) « Greenland Above » (GA), (d) « Blocking » (BL) et (e) « Atlantic-Ridge » (AR) de 1905 à 2002. En trait gras superposé, les variations filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans.....156

Figure 82 : IONA hivernal moyen (en hPa) de 1905 à 2002 (en bleu) et variations filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans en trait noir superposé.....157

Figure 83 : corrélations glissantes par segments de 60 mois entre la fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm au Grau-de-la-Dent (GD) et (a) celle des jours « Greenland Above » (GA) et (b) de « Blocking » (BL), de 1905 à 2002.....159

Figure 84 : corrélations glissantes par segments de 60 mois entre le niveau marin mensuel moyen à Marseille (MA) et (a) la fréquence mensuelle des jours « Greenland Above » (GA) et (d) « Blocking » (BL), de 1905 à 2002.....160

Figure 85 : corrélations glissantes par segments de 60 mois entre le l'IONA mensuel moyen et (a) la fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm au Grau-de-la-Dent (GD), (b) le niveau marin mensuel moyen à Marseille (MA), de 1905 à 2002.....161

Figure 86 : moyenne des hautes (trait noir gras) et basses (trait noir) occurrences mensuelles (en %) des jours « Greenland Above » (GA), sur des périodes glissantes de 60 mois, avec le niveau marin mensuel (en cm) au Grau-de-la-Dent (trait plein) et à Marseille (trait pointillé), quand l'occurrence des GA est plus élevée que la moyenne (en rouge) et quand elle l'est moins (en bleu) sur la période de 1905 à 2002.....164

Figure 87 : moyenne des hautes (trait noir gras) et basses (trait noir) occurrences mensuelles (en %) des jours d'IONA < 0, sur des périodes glissantes de 60 mois, avec le niveau marin mensuel moyen (en cm) au Grau-de-la-Dent (trait plein) et à Marseille (trait pointillé) quand l'occurrence de l'IONA négatif est plus élevée que la moyenne (en rouge) et quand elle l'est moins (en bleu) sur la période de 1905 à 2002.....165

Figure 88 : PSM hivernale moyenne (en hPa)de 1905 à 2002 sur (a) [15°W-0°W], [40°N-45°N], (b) [20°E-30°E], [40°N-50°N] et (c) fréquence (en %) a < 1010 hPa et b > 1020 hPa (en trait noir dans les jours « Greenland Above » (GA) uniquement et en bleu sur l'ensemble de l'hiver). Les valeurs

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

sont filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans. En trait tireté, les régressions linéaires calculées à partir des données brutes 168

Figure 89 : moyenne des hautes (trait noir gras) et basses (trait noir) occurrences mensuelles (en %) des jours « Greenland Above » (GA), sur des périodes glissantes de 60 mois, avec les fréquences mensuelles (en %) des vents d'afflux de 90°-180° à Cap Couronne (respectivement 90°-180° à Sète et 135°-180° à Port-Vendres) quand l'occurrence de GA est plus élevée que la moyenne en rouge (respectivement trait tireté rouge et trait rouge pointillé) et quand elle l'est est moins en bleu (respectivement trait tireté bleu et trait bleu pointillé) sur la période de 1949 à 2002.....170

Figure 90 : (a) anomalies barométriques moyennes positives (trait bleu) et négatives (trait rouge) des jours où l'IONA est négatif (ONA-) (colonne de gauche) de 1905 à 1974 et (b) de 1975 à 2002. (d) anomalies barométriques moyennes de 1975 à 2002 moins celles de 1905 à 1974. Idem pour les jours où l'IONA est positif (ONA+) (colonne de droite) Les anomalies sont cotées par 0.2 hPa. Les zones grisées représentent les anomalies significatives au seuil bilatéral 99% par un test en T de Student 172

Figure 91 : corrélations glissantes par segments de 60 mois entre l'IONA mensuel moyen et (a) la fréquence mensuelles des PSM quotidiennes sur [15°W-0°W], [40°N-45°N] < 1010 hPa et (b) la fréquence mensuelle des jours « Greenland Above » (GA) de 1905 à 2002 174

Figure 92 : corrélations glissantes par segments de 60 mois entre l'IONA mensuel moyen et la fréquence mensuelle des vents (a) de 90° à 180° à Cap Couronne (CC), (b) de 90° à 180° à Sète (SET) et (c) de 135° à 180° à Port-Vendres (PV) de 1949 à 2002.....175

Chapitres 5 :

Figure 93 : PSM moyenne (en hPa) de [15°W-0°W], [40°N-45°N] en abscisse et hauteur quotidienne des surcotes (en cm) au Grau-de-la-Dent à 12h TU en ordonnée (période octobre à mars 1974-2002) 181

Figure 94 : (a) percentile (en cm) mensuel à 90% (P90) des surcotes observées au Grau-de-la-Dent de 1989 à 2002 (trait noir), simulées par la régression linéaire apprise de 1974 à 1988 (trait tireté et carrés) et après correction par le coefficient d'inflation qui correspond au quotient de la variance des P90 observés sur celle des P90 simulés (trait tireté rouge). (b) Idem pour la fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm 184

Figure 95 : idem que la figure 92 pour la régression apprise de 1989 à 2002 et testée sur la période de 1974 à 1988 185

Figure 96 : anomalies barométriques entre (a) la climatologie de SF2, (b) SA2 et (c) SG2 de 1980 à 2002, moins celle calculée à partir des données NCAR. Les anomalies sont cotées par intervalles de 1 hPa.....188

Figure 97 : (a) fréquence (en %) hivernale (octobre à mars) des surcotes > 20 cm observées au Grau-de-la-Dent (trait noir et cercles) et simulées par le modèle de régression linéaire à partir des PSM de [15°W-0°W], [40°N-45°N] dans SA2 (trait rouge et carrés) et dans SG2 (trait bleu et points) de 1980 à 2005. En trait tireté, les variations filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que périodes plus longues que 30 ans. (b) Idem pour les percentiles hivernaux à 90% (en cm) 190

Figure 98 : (a) percentile (en cm) hivernal à 90% de 2005 à 2100 et (b) fréquence (en %) hivernale des surcotes > 20 cm simulées par le modèle de régression linéaire à partir des PSM de [15°W-0°W], [40°N-45°N] dans SA2 (trait rouge et carrés) et dans SG2 (trait bleu et points) de 2005 à 2100. En trait gras superposé, les variations filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans.....191

Figure 99 : (a) PSM (en hPa) hivernale moyenne de [15°W-0°W], [40°N-45°N], (b) de [15°E-30°E], [40°N-50°N] et (c) fréquence (en %) hivernale des PSM quotidiennes < 1010 hPa de [15°W-0°W], [40°N-45°N] de 1980 à 2100, dans SA2 (trait rouge) et SG2 (trait bleu). Les

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

variations sont filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans. En trait tireté, les régressions linéaires calculées à partir des données brutes 194

Figure 100 : (a) PSM (en hPa) hivernale moyenne (clim.) de 1980 à 2100 et PSM moyennes des jours (b) « East-Atlantic » (EA), (c) « Atlantic-Ridge » (AR), (d) « Zonal 1 » (ZO1), (e) « Greenland Above » (GA) et (f) « Zonal 2 » (ZO2) simulées dans SA2. Les isobares sont cotées par intervalles de 3 hPa 196

Figure 101 : idem que la figure 98 pour SG2 197

Figure 102 : fréquence hivernale (en %) des jours (a) « East-Atlantic » (EA), (b) « Atlantic-Ridge » (AR), (c) « Zonal 1 » (ZO1), (d) « Greenland Above » (GA) et (e) « Zonal 2 » (ZO2) de 1980 à 2100 dans SA2 (trait rouge) et SG2 (trait bleu). Les variations sont filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans. En trait tireté, les régressions linéaires calculées à partir des données brutes 199

Figure 103 : PSM (hPa) hivernale moyenne de 1980 à 2100 de (a) [15°W – 0°W], [40°N – 45°N] et (c) de [15°E – 30°E], [40°N – 50°N] dans les jours « Greenland Above » (GA) uniquement, dans SA2 (trait rouge) et SG2 (trait bleu). (c) Fréquence hivernale (en %) des jours GA ou (a) < 1010 hPa et (b) > 1020 hPa. Les variations sont filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans. En trait tireté, les régressions linéaires calculées à partir des données brutes 201

Figure 104 : projections de la hausse du niveau marin dans différents scénarios de l'IPCC. http://www.ipcc.ch/ 203

Figure 105 : hausse du niveau marin moyen (en cm) intégrée selon les estimations basses (trait pointillé) moyennes (trait tireté) et hautes (trait plein) du scénario A2 (trait rouge) et B2 (trait bleu). En trait noir de 2000 à 2005, le niveau marin moyen observé au Grau-de-la-Dent.....204

Figure 106 : (a) percentile (en cm NGF) hivernal à 90%, (b, c et d) fréquence (en %) hivernale des niveaux marins > 20, 40 et 60 cm dans A2 (trait rouge) et B2 (trait bleu) de 2005 à 2100, selon les estimations basses (+1 mm/an pour B2 et + 1.5 mm/an pour A2) de remonté du niveau marin. En trait gras superposé, les variations filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans 206

Figure 107 : (a) percentile (en cm NGF) hivernal à 90%, (b, c, d et e) fréquence (en %) hivernale des niveaux marins > 20, 40, 60 et 80 cm dans A2 (trait rouge) et B2 (trait bleu) de 2005 à 2100, selon les estimations moyennes (+3.3 mm/an pour B2 et + 4 mm/an pour A2) de remonté du niveau marin. En trait gras superposé, les variations filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 1/30 ans 208

Figure 108 : (a) percentile (en cm NGF) hivernal à 90%, (b et c) fréquence (en %) hivernale des niveaux marins > 60 et 100 cm dans A2 (trait rouge) et B2 (trait bleu) de 2005 à 2100, selon les estimations hautes (+6.5 mm/an pour B2 et + 7.5 mm/an pour A2) de remonté du niveau marin. En trait gras superposé, les variations filtrées par un filtre de Butterworth passe-bas ne retenant que les périodes plus longues que 30 ans 209

Figure 109 : cartographie du risque de submersion marin du secteur de Sète-Balaruc. Source : observatoire du syndicat mixte du bassin de Thau. Septembre 2007.....211

Figure 110 : cartographie du risque de submersion marin du secteur de Marseillan. Source : observatoire du syndicat mixte du bassin de Thau. Septembre 2007.....211

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Liste des tables

Chapitres 1 :

Table 1 : synthèse des données de vents....20

Chapitres 2 :

Table 2 : synthèse des séries de niveau marin (NM en cm NGF) et de surcotes/décotes (SD en cm relatif au niveau marin moyen) validées et disponibles pour la suite de ce travail....42

Table 3 : moyenne, écart-type (σ) et percentiles à 50%, 75%, 90% et 99% (P50, P75, P90 et P99) des surcotes quotidiennes au Grau-de-la-Dent (GD) de 1905 à 2005 et des surcotes horaires au Grau-de-la-Dent, Sète (SET), Port-Vendres (PV) de 1986 à 1995 et à Marseille (MA) de 1986 à 1988....65

Table 4 : temps de retour hivernal des surcotes horaires calculées de 1986 à 1995 à Port-Vendres, à Sète et au Grau-de-la-Dent....69

Table 5 : corrélations entre les valeurs horaires, les moyennes quotidiennes et les moyennes mensuelles des surcotes/décotes au Grau-de-la-Dent, à Sète et à Port-Vendres de 1986 à 1995. Idem de 1986 à 1988 avec Marseille....75

Chapitres 3 :

Table 6 : corrélations entre la fréquence hivernale des vents à Cap Couronne (CC) de directions de 90° à 180°, de 135° à 180° et de 270° à 360°, à Sète (SET) de 90° à 180° et à Port-Vendres (PV) de 135°-180° et de 315° à 360° de 1961 à 2003....94

Table 7 : corrélations entre la première composante principale (CP1_vent), calculée par une ACP sur la fréquence hivernale des vents de 0° à 360° par classes de 45° à Cap Couronne (CC), Sète (SET) et Port-Vendres (PV) de 1961 à 2003 et la fréquence hivernale des vents de directions de 135° à 180°, de 90° à 180° et de 270° à 360° à CC, de 90° à 180° à SET et de 135° à 180° et de 315° à 360° à PV....95

Table 8 : idem que la table 6 pour les P90 hivernaux de la vitesse des vents par direction, sur la période 1961-2003....95

Table 9 : corrélations par paires de stations entre la fréquence hivernale des vents de directions de 90° à 180°, de 135° à 180° et de 270° à 360° à Cap Couronne (CC), de directions de 90° à 180° à Sète (SET) et de 135° à 180° et de 315° à 360° à Port-Vendres (PV) et le percentile hivernal à 90% (P90) de ces vents, de 1961 à 2003....96

Table 10 : directions (en °) et vitesses quotidiennes (en m/s) moyennes des vents à Cap Couronne (CC), Sète (SE) et Port-Vendres (PV) du 03/11/1982 au 08/11/1982....99

Table 11: directions (en °) et vitesses quotidiennes moyennes (en m/s) des vents à Cap Couronne (CC), Sète (SET) et Port-Vendres (PV) du 13/12/1997 au 18/12/1997. Les données sont manquantes à Sète le 18/12/1997....100

Table 12 : directions (en °) et vitesses quotidiennes moyennes (en m/s) des vents à Cap Couronne (CC), Sète (SET) et Port-Vendres (PV), les jours où la surcote maximale quotidienne est > 40 cm au Grau-de-la-Dent, Sète, Port-Vendres et Marseille et à partir de 5 jours avant sur la période de 1986 à 1995....108

Table 13 : directions (en °) et vitesses quotidiennes moyennes (en cm) des vents à Cap Couronne (CC), Sète (SET) et Port-Vendres (PV) des jours où la surcote maximale quotidienne est > 30 à Port-Vendres et < 20 cm aux autres stations et à partir de 5 jours avant sur la période de 1986 à 1995....112

Table 14 : directions (en °) et vitesses quotidiennes moyennes (en m/s) des vents à Cap Couronne (CC), Sète (SET) et Port-Vendres (PV) des jours où la surcote maximale quotidienne est > 30 cm à Marseille et < 20 cm aux autres stations et à partir de 5 jours avant sur la période de 1986 à 1988 .115

Table 15 : moyenne (en cm) et écart-type (σ) des surcotes/décotes (SD) à 12h TU, au Grau-de-la-Dent (GD), à Sète (SET) et à Port-Vendres (PV) de 1986 à 1995 et à Marseille (MA) de 1986 à 1988, les jours de type de temps « zonal » (ZO), « East-Atlantique » (EA), « Greenland Above » (GA), « Blocking » (BL) et « Atlantique Ridge » (AR) et sur l'ensemble de l'hiver (Clim.) 121

Chapitres 4 :

Table 16 : corrélations entre la fréquence mensuelle des vents tri-horaire de 90° à 180°, 90° à 135° et 270° à 360° à Cap Couronne (CC), de 90° à 180° à Sète (SET) et de 135° à 180° et de 315° à 360° à Port-Vendres (PV) et (i) la fréquence mensuelle des surcotes horaires > 20 cm et (ii) les percentiles mensuels à 90% des surcotes (P90) au Grau-de-la-Dent (GD), à SET et à PV de 1986 à 1995 et à Marseille (MA) de 1986 à 1988 148

Table 17 : corrélations entre la fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm au Grau-de-la-Dent (GD), Sète (SET), Port-Vendres (PV) de 1986 à 1995 et à Marseille (MA) de 1986 à 1988 et la PSM mensuelle moyenne de [15°W-0°W], [40°N-45°N] (IGG), la fréquence mensuelle de l'IGG quotidien < 1010 hPa, celle des jours GA et BL et l'IONA mensuel moyen. Le corrélations sont également calculées avec la première composante principale (CP1_vent) d'une ACP calculée à partir de la fréquence mensuelle des surcotes > 20 cm à GD, SE et PV de 1986 à 1995 150

Table 18 : corrélations par paires entre la fréquence mensuelle des jours « Greenland Above » (GA) et « Blocking » (BL), celle des vents tri-horaires de 90° à 180°, de 270° à 360° à Cap Couronne (CC), de 90 à 180° à Sète (SET), de 135° à 180° et 315° à 360° à Port-Vendres (PV), la première composante principale (CP1_vent) de la fréquence des vents de 0° à 360° à CC, SET et PV, l'IONA mensuel moyen et la fréquence mensuelle des dépressions < 1010 hPa sur [15°W-0°W], [40°N-45°N] (IGG < 1010 hPa).....152

Table 19 : tendance linéaire (en %/an) de 1961 à 2003 calculées sur la fréquence hivernale des vents de 90°-180°, 90°-135° et 270°-360° à Cap Couronne, de 90°-180° à Sète et de 135°-180° et 315°-360° à Port-Vendres. L'intervalle de confiance de la pente, exprimé en pourcentage (99%), est selon un test en T de Student avec l'hypothèse nulle (H0) que la pente calculée soit nulle 153

Chapitres 5 :

Table 20 : statistiques sur les percentiles (en cm) mensuels à 90% (P90) et les fréquences mensuelles des surcotes > 20 cm (L20) simulés par la régression linéaire apprise de 1974-1988 et appliquée sur la période 1989-2002 : corrélations entre observations au Grau-de-la-Dent et simulations (r), erreur type (ET), biais moyen (BM) et écart-type (σ). Idem avec les P90 et L20 corrigés (cor.) par le coefficient d'inflation qui correspond au quotient de la variance des P90 observés sur celle des P90 simulés 184

Table 21 : idem que la table 20 pour la régression apprise de 1989 à 2002 et testée sur la période de 1974 à 1988.....185

Table 22 : idem que la table 21 pour la régression apprise de 1974 à 2002 et testée sur la période de 1905 à 1960.....186

Table 23 : moyenne et écart-type (σ) de la fréquence hivernale des surcotes > 20 cm (L20) et du percentile hivernal à 90% (P90) de 1980 à 2005. Valeurs observées (Obs.) au Grau-de-la-Dent et simulées par le modèle de régression linéaire avec les PSM au niveau du Golfe de Gascogne dans SA2 et SG2 comme prédicteur.....189

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Liste des annexes

Sept annexes sont proposées dans cette thèse afin d'approfondir certains points particuliers qui ne sont pas présentés en détails dans le texte principal :

- **Annexe 1 : les scénarios du changement climatique**

Cette annexe présente les trois expériences de simulation du climat au 21ème siècle utilisées pour prévoir les surcotes et des niveaux marins extrêmes dans le cadre du changement climatique : SA2 pour le scénario A2, SG2 pour le scénario B2 et SF2 pour l'expérience de contrôle. Pour chaque scénario, il est précisé ce que représentent ces histoires d'évolution de notre climat en terme d'activités socio-éconnomiques et d'émission de gaz à effet de serre associée.

Figure 1: évolution des émissions de dioxyde de carbone selon 4 scénarios différents définis par le SRES (http://www.ipcc.ch)

- **Annexe 2 : production des données marégraphiques**

Ullmann A., Pons F., Moron V. (2005). Tool Kit Helps Digitize Tide Gauge Records. *Eos Transaction*, Vol. 86, N°38.

- **Annexe 3 : variabilité spatiale des surcotes dans le Golfe du Lion**

Ullmann A., Pirazzoli P.A. (2007a). Caractéristiques spatiales de la formation des surcotes marines dans le Golfe du Lion. *Cybergéo*, 362, 2007

- **Annexe 4 : niveaux marins extrêmes, surcotes et vents d'afflux de SE dans le Golfe du Lion : variabilité au 20ème siècle**

Ullmann A. Pirazzoli P.A, Tomasin A. (2007a). Sea surges in Camargue: Trends over the 20th century. *Continental Shelf Research*, 27: 922-934.

- **Annexe 5 : forçages atmosphérique des surcotes à différentes échelles spatio-temporelles**

Ullmann A., Pirazzoli P.A., Moron V. (2007b). Sea surges around the Gulf of Lions and atmospheric conditions. *Global and Planetary Change*, doi: 10.1016/j.gloplacha. 2007.10.

- **Annexe 6 : relation entre les types de temps et les surcotes dans le Golfe du Lion : variabilité au 20ème siècle**

Ullmann A. Moron V. (2008). Weather regimes and sea surge variations over the Gulf of Lions during the 20th century. *International Journal of Climatology*, 28: 159-171.

- **Annexe 7 : simulation des surcotes 20ème siècle**

Moron V., Ullmann A. (2005). Relationship between sea-level pressure and sea-level height in Camargue (French Mediterranean coast). *International Journal of Climatology*, 25: 1531-1540.

Le rectificatif apporté à cet article est également présenté dans cette annexe : sur la figure 4, il faut lire r = - 0.69.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Annexe 1 : les scénarios du changement climatique

Plusieurs scénarios d'évolution de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre (GES) au 21ème siècle ont été publiés en 2007 par l'IPCC (Intergovernemental Panel of Climate Change). Le SRES (Special Report on Emission Scenarios) présente 4 grandes familles de scénarios qui représentent 4 canevas d'évolution possible du monde futur. Trois expériences de simulation sont utilisées dans cette étude :

- 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 selon le scénario A2. La famille des scénarios A2 décrit un monde très hétérogène. Le thème sous-jacent est l'autosuffisance et la préservation des identités locales. Le résultat est une forte croissance de la population mondiale et un développement économique progressif, surtout jusqu'au milieu du 21ème siècle (IPCC, 2007). Ensuite, ce scénario envisage l'introduction rapide de nouvelles technologies plus efficaces et moins polluantes. Le scénario A2 correspond à une forte hausse des GES au cours du 21ème siècle.

- 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 selon le scénario B2 (IPCC, 2007). La famille B2 décrit un monde où l'accent est mis sur des solutions locales dans le sens de la viabilité économique, sociale et environnementale (IPCC, 2007). Ce scénario implique un profond changement des règles économiques associé à l'adoption massive de technologies propres et l'abandon progressif des sources d'énergie utilisant des combustibles fossiles. De 1950 à 2000, les variations annuelles de la concentration atmosphérique en GES suivent les observations puis augmentent modérément selon le scénario B2.

- L'expérience SF2 simule les pressions de surface de 1950 à 2000. Dans cette simulation, le seul forçage externe est la température de surface de la mer (SST). Les données de cette expérience sont *a 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 sur la période 1950-2000. Cette simulation

représente aussi l'expérience de contrôle afin de vérifier les climatologies des expériences SA2 et SG2 sur la période 1950-2000 (SG2) et 1980-2000 (SA2)

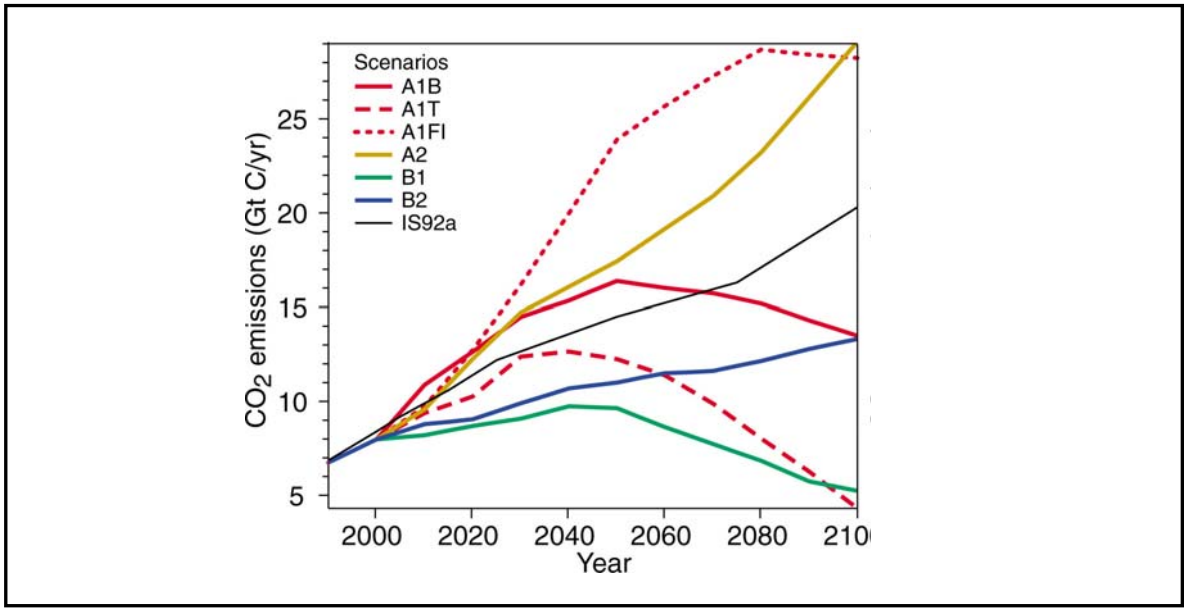


Figure 1: évolution des émissions de dioxyde de carbone selon 4 scénarios différents définis par le SRES (http://www.ipcc.ch);

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

SECTION NEWS

Tool Kit Helps Digitize Tide Gauge Records

PAGE 342

The Numérisation des Niveaux d'Eau (NUNIEAU) is an integrated and automated MATLAB computer program tool kit for digitizing, transforming, and validating paper records of sea level variations, called marigrams (Figure 1a), that can cut in half the time required to digitize paper records.

This tool kit developed in 2004 by F. Pons is currently obtainable by request from the developer, but will be available online on the IMPLIT (Impact des événements extremes sur les hydro-systèmes du litoral méditerranéen français) Web site in early 2006.

Marigrams obtained from mechanical tide gauges provide the longest continuous record of sea level variations (the longest sea level record along the French Mediterranean coast—the marigram of Marseille—begins in 1885). With measurements of sea level obtained by satellite observation and from automated tide gauges only available from the 1990s onward, it is imperative to preserve information contained in the paper records. Already, several marigrams have been lost.

The process of manually digitizing the marigrams is also a tedious task; about 25 hours of manual work are necessary to convert a year's worth of marigrams into a numerical time series of sea level height at hourly timescales using a digital pen. Eventual corrections of the numerical time series considerably lengthen this work. The same task using NUNIEAU, with an off-the-shelf personal computer (3-GHz CPU, 1 Gb RAM), is reduced to approximately 12 hours, including corrections of time and height shifts between consecutive weeks.

NUNIEAU has been used to produce validated, near-continuous, densely sampled time series for three measurement stations (Grau de la Dent, Port-Vendres, and Sete harbor) of the SMNLR (Maritime and Navigation Service of Languedoc-Rousillon) for the French Mediterranean coast, which allows for the analysis of sea level variations from July 1979 to December 1999 at hourly timescales.

NUNIEAU is currently being used on other marigrams of the French Mediterranean coast (including Port de Bouc from 1960 to 2000), and it has also successfully been used to convert river level paper records (i.e., a limnigraph of the Herault River for the year 1996) into numerical time series.

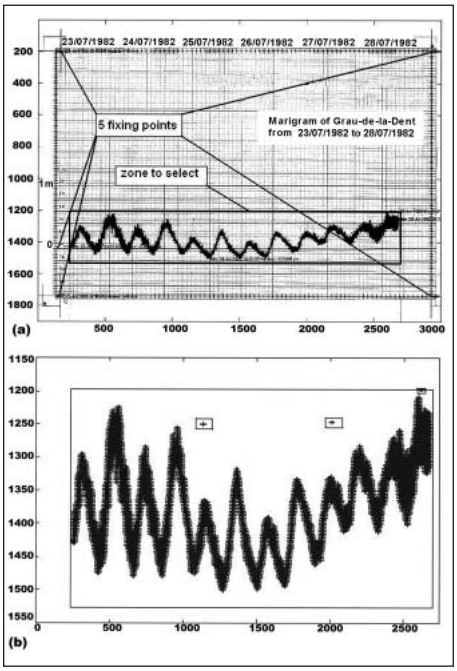


Fig. 1. (a) An example of a mechanical tide gauge paper record or marigram for 23–29 July 1982 at station Grau de la Dent in the Rhône delta. The bold annotations are used as part of the processing to produce a numerical time series. (b) From the original marigram scan, NUNIEAU is used to extract a cleaned subset of the image that is then digitized and transformed into a numerical time series of sea level height. The axes scales represent the scanned pixel number.



Converting Paper Records

Paper record marigrams obtained from mechanical tide gauges are first scanned in color at a resolution of 200 dots per inch. NUNIEAU automatically analyzes each scanned marigram (Figure 1a) image to produce a numerical time series of sea level height (Figure 1b).

For each scanned image, it is necessary to define the following as input parameters for NUNIEAU: the time and date ranges of the marigram, its horizontal and vertical scales, the color-coding of the paper record, the zero level (i.e., the reference level noticed by the technician according to the French geographic measurement system), and the desired time sampling increment. Scan image pixels are converted into a binary matrix format (1 for valid pixels, 0 for all others), which is then transformed into a numerical time series according to the NUNIEAU input parameters.

The resultant numerical time series returns sea level height at the specified time sampling interval, and includes maximum, minimum, and mean values. Numerical time series for consecutive marigrams are then concatenated to produce a continuous record. A control file containing scan parameters and other relevant information is automatically created by NUNIEAU. Before use in scientific analyses, these newly derived numerical time series of sea level height must first be corrected and validated.

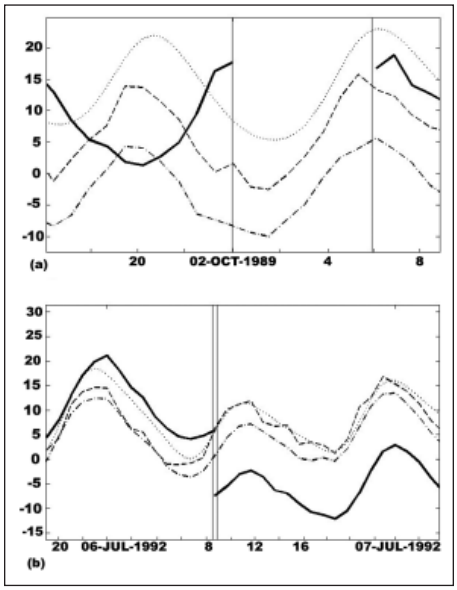


Fig. 2. (a) An example of temporal shift between consecutive marigrams on 2 October 1989. Vertical axis is centimeters above Nivellement Général de la France (NGF) level. (b) An example of height shift between consecutive marigrams on 6 July 1992. The vertical axis is centimeters above NGF level (bold curve, sea level variation at Grau de la Dent; dash-dotted curve, sea level variation at Port-Vendres; dashed curve, sea level variation at Sete; dotted curve, astronomical tide computed at Grau de la Dent).

The most common errors in the derivation of numerical time series of sea level from marigrams are time (Figure 2a) and height (Figure 2b) differences between the end of one marigram and the beginning of the next. In general, temporal shifts between two consecutive weeks are related to an incorrect setting of the tide gauge clock and/or a positioning difference of the new paper roll. Height differences are commonly due to an incorrectly defined zero reference level.

The correction of time/height shifts is the most important step in validating the sea level height numerical time series. NUNIEAU allows on-screen checking of the sea level variations at hourly, or shorter, timescales for a given station and their direct comparisons with the computed astronomical tide. The multiplicity of stations along the French Mediterranean coast has allowed for the correcting and validating of the derived numerical time series for three stations.

Acknowledgments

The NUNIEAU software was developed with

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

funding from SMNLR (Maritime and Navigation Service of Languedoc-Roussillon, French Ministry of Transport and Public Works) and the French National Hydro-Meteorological Center (SCHAPI, the French Water Directorate, Ministry of Ecology and Sustainable Development). It has been presented for the DISCOBOLE (Données Pour le Dimensionnement des Structures Cotières et des Ouvrages de Bord de Mer à Longue Echéance) project financed by the French Ministry of Transport (METTATLM) and the French Ministry of Ecology and Sustainable Development (MEDD). A. Ullman was also funded by an IMPLIT (Impact des Evénements Extrêmes sur les Hydro-Systèmes du Littoral Méditerranéen Français) contract GICC-2 (Gestion et Impacts du Changement Climatique), Ministry of Ecology and Sustainable Development. We thank Andrew Goodwillie (Columbia University) for his comments and suggestions.

—ALBIN ULLMANN, UFR des Sciences Géographique et de l'Aménagement, Université d'Aix-Marseille I, and CEREGE–UMR 6635, Aix-en-Provence, France; FRÉDÉRIC PONS, Centre d'Etudes Technique de l'Equipement, Cedex 3 Aix-en-Provence, France; and VINCENT MORON, UFR des Sciences Géographique et de l'Aménagement, Université d'Aix-Marseille I, and CEREGE–UMR 6635, Aix-en-Provence, France (now at the International Research Institute for Climate Prediction, Palisades, N.Y.)

For additional information, contact A. Ullmann; E-mail: ullmann@cerege.fr.

2006 Ocean Sciences Meeting Travel Grant Opportunities

PAGE 342

Travel support for students participating in the 2006 Ocean Sciences Meeting (20–24 February, Honolulu, Hawaii) is being offered through two programs. The 2006 Ocean Sciences Meeting is jointly sponsored by AGU, the American Society of Limnology and Oceanography (ASLO), and The Oceanography Society (TOS).

Student Travel Grant Program: Students presenting first-author papers at the Ocean Sciences Meeting are eligible to apply for partial travel support through the Student Travel Grant program. Support for this program has been made available by a grant from the U.S. National Oceanographic Partnership Program (www.nopp.org), with additional contributions from AGU and ASLO.

Grant recipients will be selected using several criteria, including degree level, availability of additional travel support, evidence of need, and advisor/supervisor comments. Disciplinary breadth and the variety of geographic/institutional locations of the recipients will be taken into consideration. Grants will range between $400 and $750. The final award will be determined on the basis of geographic proximity to the meeting.

Applications are due by 20 October 2005. Applicants must be a student member of AGU, ASLO or TOS. Previous recipients of AGU Student Travel Grants are not eligible to apply. Complete eligibility requirements and the online application form are available at www.agu.org/meetings/os06/.

ASLO Minorities Program: Underrepresented minority students (undergraduate and graduate) who are interested in the marine and aquatic sciences are eligible to apply for full travel support (transportation, housing, food, and registration) to attend the Ocean Sciences Meeting. The ASLO Minorities Program also includes several special activities for participating students: a one-day pre-conference workshop (19 February), field trips, a dedicated student research symposium, partnering with meeting mentors, and a keynote address from a leading aquatic scientist. Students will also receive a free membership in ASLO, including a subscription to the journal *Limnology and Oceanography*.

The ASLO Minorities Program is a collaboration between Hampton University, Virginia, and ASLO, with sponsorship from the U.S. National Science Foundation. Over 520 students have participated in this program since 1990. Applications for the 2006 Ocean Sciences Meeting program are due 3 October 2005. Complete information and application forms are available at: http://www.hamptonu.edu/science/ASLO.htm.

For more information, contact Ben Cuker, Marine Science Department, Hampton University, Hampton, VA 23668; Tel: +1-757-727-5884; E-mail: benjamin.cuker@hamptonu.edu.

FORUM

COMMENT & REPLY

Comment on "Could the M_w = 9.3 Sumatra Earthquake Trigger a Geomagnetic Jerk?"

PAGE 343

In a recent issue of *Eos*, *Florindo et al.* [2005] suggest that large seismic events, such as the magnitude 9.3 Sumatra earthquake of 26 December 2004, may cause changes in topography at the core-mantle boundary (CMB), thereby affecting flow in the core. They hypothesize that this effect may trigger a geomagnetic jerk, which would be observed at Earth's surface after a time delay to allow for the signal to propagate through the weakly conducting mantle. However, they do not provide any estimates of the amplitude or form of the CMB topography changes that are required, or of the actual CMB deformation that may have occurred as a result of the Sumatra event.

Here, I argue that it is unlikely that large earthquakes can lead to geomagnetic jerks.

Geomagnetic jerks are rapid (~1 year) changes in the slope of the first time derivative of the geomagnetic field recorded at the surface. They are of internal origin [*Malin and Hodder,* 1982] and are observed on a global scale [*Alexandrescu et al.*, 1996]. They also correlate with times at which inflections in the time derivative of the length of day (LOD) are observed [*Holme and De Viron,* 2005]. Thus, if geomagnetic jerks originate in the core, they must be related to a global change in flow near the surface of the core, and this global flow must participate in the angular momentum balance between the core and the mantle.

Torsional oscillations, which are oscillations of rigid coaxial cylindrical surfaces inside the core, meet both of these criteria. Moreover, they have been shown to be consistent with geomagnetic jerks [*Bloxham et al.*, 2002], with variations in flow amplitude of the order of 1 km/yr. We note that global flows other than torsional oscillations could conceivably produce geomagnetic jerks, but the required CMB topography change should be of the same order as the value given below and so the general result presented here remains valid.

In order to instigate a change in torsional oscillations, the deformation of the CMB must be axisymmetric and symmetric about the equator. The amplitude of the required deformation is modest: Inside the core, a torsional oscillation flow of 1 km/yr results from a distortion of the elliptical surfaces of constant density of 0.2 mm [*Dumberry and Bloxham*, 2004]. Hence, if large earthquakes can generate such a change in CMB ellipticity, they can induce significant changes in core flow and produce a geomagnetic jerk.

Considering the relatively large displacements that took place in the Sumatra earthquake (as high as 20 m in some places), this hypothesis seems plausible. However, the north-south orientation of the fault plane implies that the largest gradients in vertical deformations were east-west, incompatible with the axisymmetric CMB deformations required for torsional oscillations. In addition, despite the huge fault rupture zone of 1200 km, most of this deformation occurred locally.

To give an idea of the much smaller global CMB topography change that has occurred, consider the change in ellipticity. The displacement in an earthquake produces a change

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Cybergeo : Revue européenne de géographie, N° 362, 18 janvier 2007

Caractéristiques spatiales de la formation des surcotes marines dans le Golfe du Lion.

Spatial characteristics of sea-surges formation in the Gulf of Lions

A. Ullmann
UFR des Sciences Géographiques et de l'Aménagement.
Université d'Aix-Marseille I, Aix- en -Provence, France
et CEREGE – UMR 6635, Aix-en-Provence, France

P.A. Pirazzoli
CNRS-Laboratoire de Géographie Physique,
1 place Aristide Briand, 92 195-Meudon, France

Résumé :
Cette étude est basée sur l'analyse de quatre séries marégraphiques localisées autour du Golfe du Lion. Pour chaque valeur de niveau marin, la marée astronomique a été retranchée afin de ne garder que la valeur de la surcote marine, c'est-à-dire le niveau de la mer uniquement forcé par les conditions météorologiques. Le but est de réaliser une analyse spatiale du comportement des niveaux marins extrêmes dans le Golfe du Lion sous l'influence de ces conditions météorologiques. Les variations des surcotes sont spatialement fortement corrélées entre elles autour du Golfe du Lion. A cette échelle, leur formation est associée à un fort vent régional de secteur sud qui va pousser et accumuler la masse d'eau vers la côte et ainsi élever le plan d'eau. Mais localement, en raison de l'exposition particulière de la côte et de son ouverture sur la mer, les pics de surcotes sont associés à des directions de vents de sud bien particulières. Par ailleurs, à Marseille et Port-Vendres, les caractéristiques géographiques locales des côtes permettent la formation d'une forte surcote dans des conditions de vents de Nord. La prise en compte de différentes échelles spatiales et temporelles est cruciale pour améliorer notre connaissance des risques littoraux associés aux surcotes marines dans le Golfe du Lion.

Mots-clés : niveau marin, surcote marine, météorologie, risques, Golfe du Lion

Abstract :
This paper is based on the analysis of hourly tide measurements at four tide gauges stations around the Gulf of Lions: Marseille, Grau-de-la-Dent, Sète and Port-Vendres. For each tidal value, surge heights have been determined to keep only the atmospheric forcing on the level of the Sea. The aim is to improve our understanding of surge related-coastal-risks by analysing the relationship between strong surges and their atmospheric forcing factors at different spatial scale. Sea-surges vriations around the Gulf of Lions are spatially consistent at different time scales. Hourly and daily maximum surges are strongly correlated between the four stations. Around the Gulf of Lions, sea surge are regionally associated with a southerly wind tending to drag the water towards the coasts. Although regional surges results from a combination of air pressure pattern and its regional associated wind over an extended area, local surges peaks are often reached when the local wind direction favours water accumulation on that particular coastal area. That's why each station has its sea-surge preferential southerly wind directions. But according to the local coastal orientation, strong surges at Port-Vendres and Marseille can be even forced by a local northerly wind enable to favour the water accumulation too. Taken into account various spatial scale is here crucial to

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

improve our understanding of coastal risks associated with sea surges around the Gulf of Lions.

Keywords : sea level**,** sea surge**,** meteorology**,** risks, Gulf of Lions

Introduction

Les impacts d'une élévation du niveau marin (comme les submersions ou les phénomènes d'érosion du littoral) dépendent de l'amplitude, de l'échelle de temps et aussi de la réponse humaine apportée face à ces aléas (Paskoff, 1993). Dans le contexte du changement climatique, les récents modèles de prédiction prévoient une élévation du niveau marin pour le 21ème siècle (IPPC, 2001). Cette estimation est favorable à l'augmentation des risques de submersion et d'érosion des zones littorales basses. Cependant, la plupart de ces événements se produisent lors des tempêtes liées au passage d'une forte dépression (Bouligand et Pirazzoli, 1999). Ces épisodes tempétueux entraînent une élévation anormale du niveau marin le long du littoral, lié à la baisse de la pression atmosphérique (effet barométrique inverse) et aux forts vents qui poussent et accumulent la masse d'eau vers la côte (Pirazzoli et al, 2006). Le niveau de la mer observé est alors supérieur à celui normalement atteint par la marée astronomique. C'est ce que l'on appelle la surcote marine ou la marée météorologique.

Le Golfe du Lion est situé au Nord-Ouest du bassin méditerranéen occidental (figure 1). Les côtes françaises s'étendent sur environ 200 kilomètres de Port-Vendres à Marseille (figure 1). Elles présentent deux orientations principales. Une composante Est-Ouest pour la partie orientale du golfe et une composante Nord-Sud pour la partie occidentale. Les fortes surcotes y sont liées à la présence d'une dépression au niveau du Golfe de Gascogne (Moron et Ullmann, 2005). Le principal forçage est le vent qui lui est associé et qui tourne autour de la dépression dans le sens inverse des aiguilles d'une montre (dans l'hémisphère Nord). Les côtes du Golfe du Lion sont alors grandes ouvertes aux vents de mer soufflant du sud, capables de pousser la masse d'eau vers les côtes et entraîner une élévation importante du niveau de la mer sur le littoral. Elles sont densément peuplées, principalement basses et sableuses mais parfois localement rocheuses comme à Port-Vendres et à Marseille (Sabatier et al., 2004). Le littoral du Golfe du Lion est ainsi potentiellement soumis aux risques de submersion et d'érosion. Il est donc important d'apporter une analyse spatiale sur la formation de ces surcotes marines afin de mieux comprendre le comportement de ces événements marins extrêmes.
L'objectif de cette étude est d'abord d'analyser, à l'échelle du Golfe du Lion, les variations des surcotes à différents pas de temps et d'en dégager ensuite des particularités locales. L'analyse des paramètres météorologiques associés aux événements de fortes surcotes tentera ensuite d'apporter des explications sur ces caractéristiques régionales et locales afin d'améliorer la connaissance de l'aléa que représente la surcote par rapport à la vulnérabilité du littoral.

1. Données et méthodes

Cette étude est basée sur l'analyse de quatre séries marégraphiques enregistrées au pas de temps horaire presque uniformément réparties autour du Golfe du Lion : Grau-de-la-Dent en Camargue (43°3N - 5°E), Sète (43°1N - 3°4E) et Port-Vendres (43°01N - 3°02E) de 1986 à

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

1995 et Marseille (43.1°N - 5.22°E) en 1986 et de 1998 à 2003. Les données de l'année 1986 à Marseille sont les seules communes avec les trois autres stations. Les séries marégraphiques horaires du Grau-de-la-Dent, Sète et Port-Vendres ont été validées et proviennent du *Service Maritime et de la Navigation du Languedoc Roussillon* (SMNLR). Les données de Marseille ont été obtenues sur le site internet du *Système d'Observation du Niveau des Eaux Littorales* (http://www.sonel.org). Toutes les données sont exprimées (ou ont été transformées) en heures universelles (UT+0). Le système altimétrique de référence est le Niveau Général Français (NGF).

Pour chaque valeur horaire de hauteur d'eau enregistrée, la marée astronomique correspondante a été calculée grâce au logiciel POLIFEMO (Tomasin, 2005). Le but est de soustraire la valeur de la marée astronomique de nos données afin d'extraire la surcote marine qui correspond à la hauteur du plan d'eau uniquement forcée par les conditions climatiques et météorologiques. Le logiciel réalise une analyse harmonique sur les données disponibles afin d'extraire les différentes constantes de la marée astronomique. Dans le cas présent, POLIFEMO en utilise 7: M_2, S_2, N_2, K_2, K_1, O_1, P_1 (respectivement « période lunaire moyenne », « période solaire moyenne », « période elliptique lunaire majeure», « déclinaison luni-solaire semi diurne », « déclinaison luni-solaire diurne », « période lunaire majeure », « période solaire majeure »). Compte tenu de la faible amplitude de la marée astronomique en Méditerranée (oscillation entre -15 et +15 cm), un nombre limité de composantes est ici suffisant pour calculer cette marée. L'utilisation des séries de hauteurs de surcotes par rapport à celle des données marégraphiques brutes permet d'analyser aussi indépendamment que possible les épisodes climatiques et météorologiques associés aux élévations extrêmes du niveau marin.
Par ailleurs, les surcotes dépassant le seuil de 40 deviennent géomorphologiquement actives dans les processus d'érosion du littoral autour du Golfe du Lion (Bruzzi, 1996). Nous appellerons donc « fortes surcotes » celles dépassant ce seuil car ayant un impact réel sur le littoral. De plus, la grande majorité des ces événements se produisent durant l'hiver, principalement d'octobre à mars (Bruzzi, 1996). Toutes les analyses de cette étude se concentrent ainsi sur cette période.

Les séries de surcotes obtenues ont été comparées avec les mesures tri-horaires (heures universelles) de directions et vitesses du vent enregistrées dans des stations proches et obtenues par Météo-France à Port-Vendres, Sète et Cap Couronne (43°2N – 5°05E). Les directions de vents sont généralement enregistrées par classes de 20°, calculées dans le sens des aiguilles d'une montre par rapport au Nord géographique (figure 1) et correspondent à la direction moyenne du vent durant les 10 minutes précédant la mesure. La vitesse du vent correspond à la moyenne (en m/s) et est mesurée avec le même intervalle de temps que les directions.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

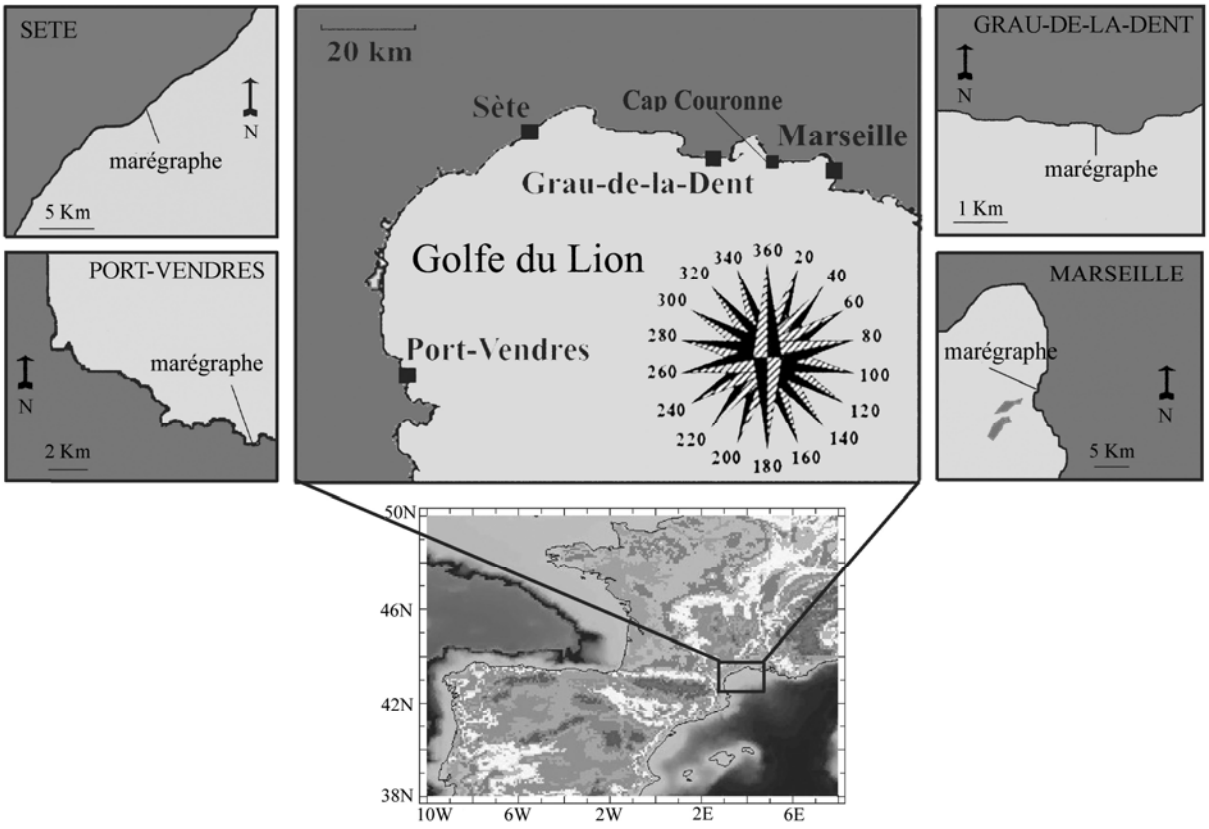


Figure 1: Localisation

2. La formation des surcotes marines dans le Golfe du Lion

2.1. Les variations à différentes échelles de temps

Les séries horaires de surcotes autour du Golfe du Lion sont fortement corrélées entre elles avec des coefficients toujours supérieurs à 0.7 (table 1). Les corrélations entre les maximums journaliers sont également très fortes (table 1). Bien que le Grau-de-la-Dent et Marseille soient les stations les plus proches, les corrélations sont les plus faibles (table 1). De plus, il est intéressant de souligner que les variations horaires et celles des maximums journaliers des surcotes à Marseille sont les plus fortement corrélées avec celles de Port-Vendres bien que ces deux stations soient les plus éloignées l'une de l'autre (table 1 et figure 1). A partir des moyennes mensuelles, les corrélations spatiales entre les différentes stations sont encore plus fortes mais les différences entre les stations sont atténuées (table 1).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

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

Table 1: Corrélation entre les valeurs des surcotes horaires (haut du tableau) et entre les valeurs des surcotes maximums journalières (bas du tableau) de 1986 à 1995 entre Grau-de-la-Dent, Sète et Port-Vendres et en 1986 seulement avec Marseille.

Autour du Golfe du Lion, les variations des hauteurs des surcotes marines sont spatialement très ressemblantes à différentes échelles de temps. Malgré la forte cohérence régionale de ces variations, il est intéressant de noter qu'à une échelle de temps assez fines (horaire ou journalière), elles semblent être les plus ressemblantes entre les deux stations pourtant les plus éloignées. Par contre, pour les deux stations les plus proches, Marseille et le Grau-de-la-Dent (éloignées seulement de 40 Km), elles sont le plus faiblement corrélées. Cependant, avec les moyennes mensuelles, ces différences n'existent plus. Les stations de Marseille et Port-Vendres montrent d'une part des expositions bien particulières par rapport à la l'exposition générale du Golfe du Lion et celles du Grau-de-la-Dent et de Sète (figure. 1). D'autre part, elles présentent des côtes rocheuses alors que les stations de Sète et du Grau-de-la-Dent (ainsi que la majorité du littoral du Golfe du Lion) présentent des côtes basses et sableuses. Ces particularités semblent influencer les variations de la hauteur des surcotes à l'échelle locale et pour des pas de temps fins.

2.2 La cohérence spatiale des événements extrêmes

Le calcul des probabilités d'occurrences simultanées des surcotes entre les différentes stations nous permet d'analyser la cohérence spatiale de leur formation et notamment de celle des événements extrêmes. Les scores probabilistes ont été calculés entre le Grau-de-la-Dent, Sète et Port-Vendres, sur la période 1986-1995, à partir des maximums journaliers pris à différents seuils. Les données de surcotes de l'année 1986 à Marseille sont les seules communes avec celles de Sète, de Port-Vendres et du Grau-de-la-Dent. Les probabilités entre Marseille et ces trois autres stations ont ainsi été calculées seulement pour cette année. Pour les surcotes de faible intensité (<30 cm), la probabilité que ces événements se produisent le même jour dans les 4 stations autour du Golfe du Lion est très forte (>80%) (figure 2). Mais plus le niveau de surcote devient important, plus la probabilité que l'événement se produise le même jour partout autour du Golfe du Lion diminue (figure 2). Cependant, elle reste forte entre le Grau-

de-la-Dent et Sète (>70% pour les fortes surcotes >40 cm), mais diminue fortement entre le Grau-de-la-Dent et Port-Vendres ou entre Sète et Port-Vendres (figure 2). De plus, la probabilité qu'une forte surcote à Marseille se produise le même jour à Sète et au Grau-de-la-Dent ne dépasse pas 45%, mais reste élevée (>60%) avec Port-Vendres. Une fois de plus, la cohérence spatiale dans la formation des surcotes marines est importante à l'échelle régionale et les surcotes de faible intensité se produisent généralement les mêmes jours partout autour du Golfe du Lion. En revanche, pour les fortes surcotes, la probabilité qu'un événement se produise le même jour à deux stations proches n'est forte qu'entre le Grau-de-la-Dent et Sète. Par contre, cette probabilités est forte entre Port-Vendres et Marseille, pourtant les deux stations les plus éloignées l'une de l'autre (figure 1). Là encore des caractéristiques locales semblent déterminer des différences de comportement dans la formation de ces événements marins.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

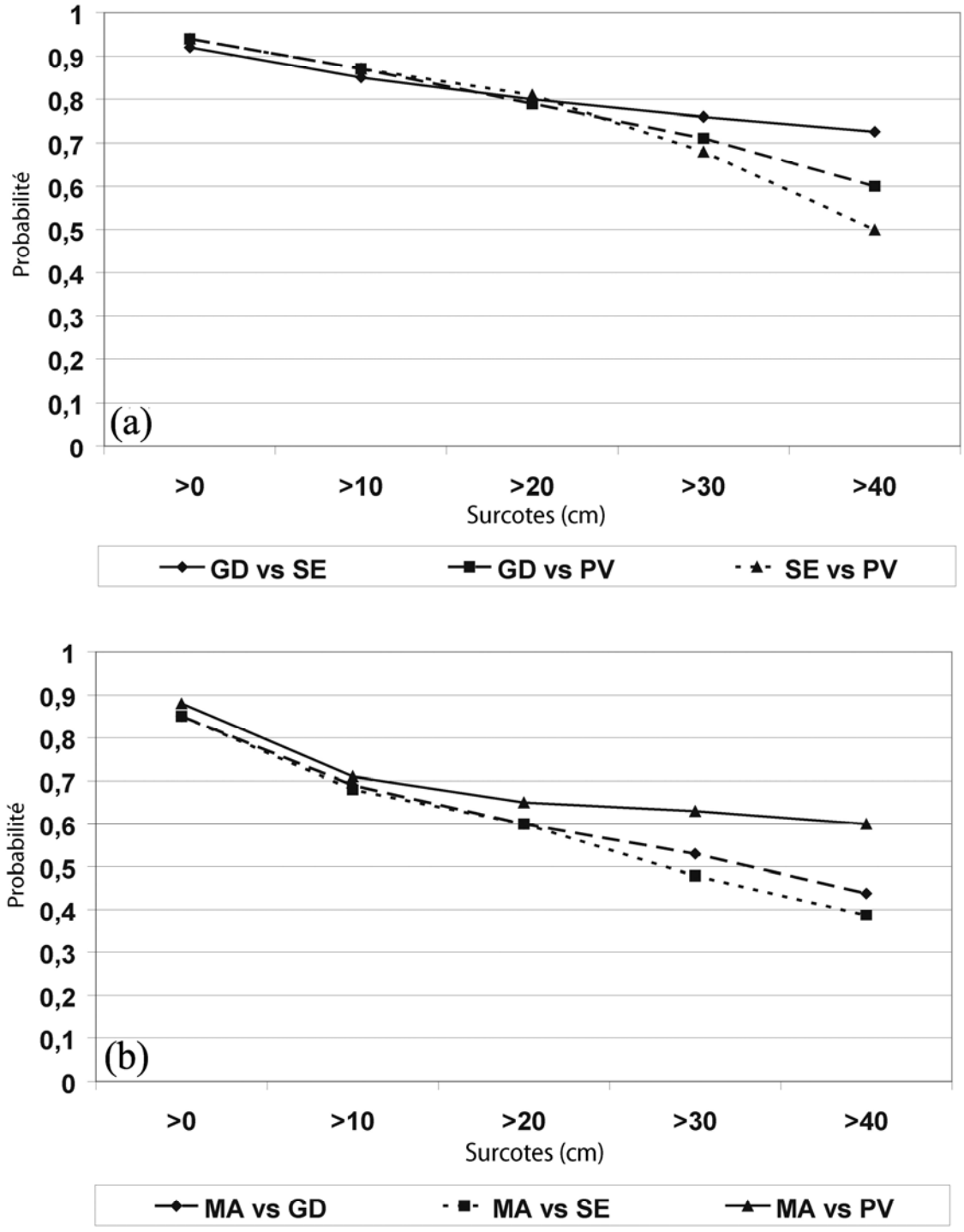


Figure 2: Probabilités des occurrences simultanées des maximums journaliers des surcotes pris à différents seuils (a) entre Grau-de-la-Dent (GD), Sète (SE) et Port-Vendres (PV) sur la période 1986-1995 et (b) entre Marseille (MA) et Grau-de-la-Dent, Sète et Port-Vendres en 1986 seulement.

3. Les conditions météorologiques associées aux fortes surcotes dans le Golfe du Lion

Dans des bassins semi fermés comme la mer Méditerranée, les facteurs météorologiques les plus importants dans la formation des surcotes marines sont les vents qui tendent à pousser la masse d'eau qui va s'accumuler vers les côtes et entraîner ainsi une élévation du plan d'eau. Pour chaque valeur de surcote, prise à différents seuils, les directions et les vitesses du vent ont été déterminées aux stations météorologiques les plus proches au moment de la surcote et durant les 5 heures précédentes (pour avoir au moins 2 mesures tri-horaires de vent pour chaque valeur horaire de surcote). Au Grau-de-la-Dent et à Sète (sur la période 1986-1995), plus de 50 % des surcotes > 20 cm sont associées à des vents soufflant de 80° à 120° mais principalement de 100° à 120° (figure 1). Pour plus de 60 % des fortes surcotes au Grau-de-la-Dent, les vents associés soufflent de 100° à 120° (figure 1) et majoritairement de 120° pour celles à Sète (figure 1). Ces vents locaux de Sud-est (figure 1) sont donc responsables de la formation d'un pic local de surcote sur ces côtes.

A Marseille, seulement 40 Km à l'Est du Grau-de-la-Dent (fig.1), plus de 60 % des surcotes > 40 cm sont associées à des vents de sud soufflant de 120° à 200°. Mais 30% d'entre elles sont également associées à des vents de secteur nord de 280° à 340° (figures 1 et 4). En effet, malgré l'orientation générale Est-Ouest des côtes de cette partie du Golfe, le marégraphe de Marseille est localisée à Endoume sur une côte localement orientée Nord-Sud et ouverte sur la mer vers l'Ouest (figure 1). Par conséquent, elle est également exposée à des vents de Nord-ouest de 280° à 340° capables d'accumuler une masse d'eau au niveau du littoral pour former un pic de surcote enregistré par le marégraphe de Marseille (figures 1).

On observe un phénomène similaire à Port-Vendres. Les côtes de cette partie du Golfe sont généralement orientées Nord-Sud et ouvertes sur la mer Méditerranée vers l'Est. Mais la station de mesure du niveau marin à Port-Vendres est implantée sur une côte localement orientée Nord-Ouest / Sud-Est, ouverte sur la mer vers le Nord. Plus de 60 % des fortes surcotes sont associées à des vents de secteur sud soufflant principalement de 140° à 200° (figures 1 et 4), mais environ 30 % d'entre elles se produisent également durant des épisodes de vents de secteur nord (320° à 340°) qui peuvent ici localement entraîner un pic de surcote (figures 1 et 4).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

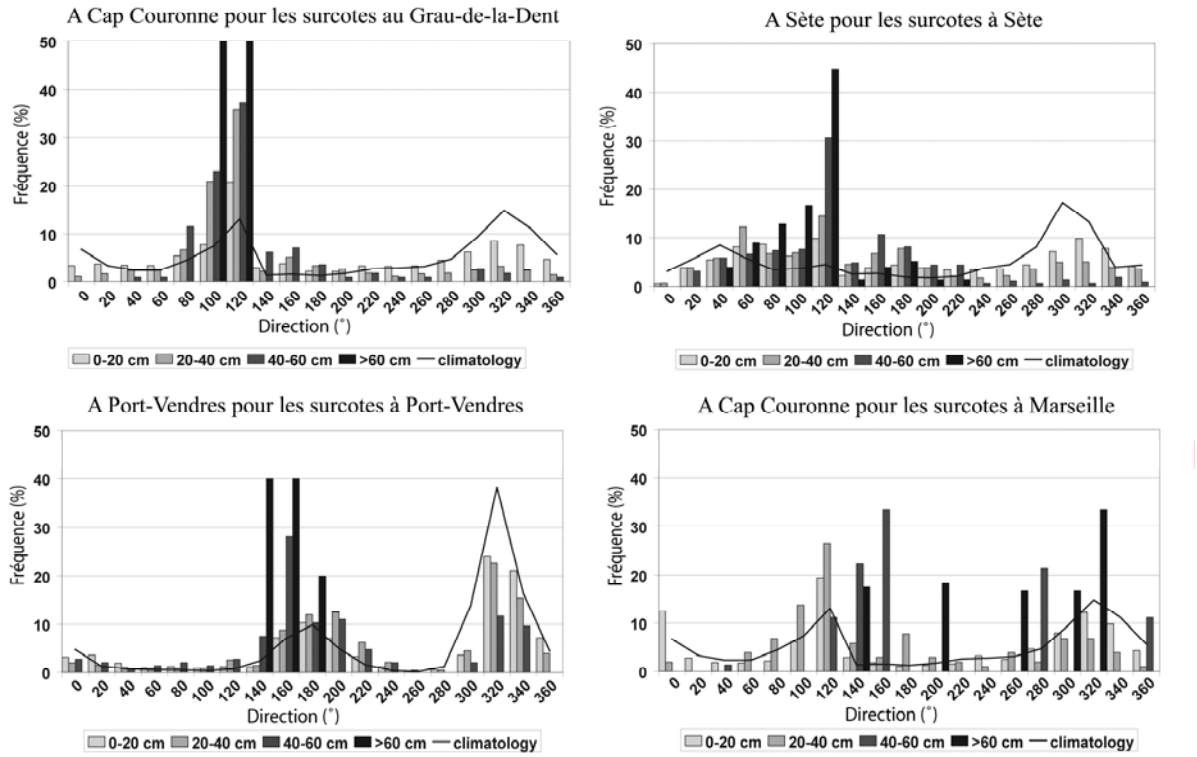


Figure 3: Direction des vents associés aux surcotes aux différentes stations météorologiques proches des quatre stations d'enregistrement du niveau marin.

En ce qui concerne les vitesses des vents, la plupart des fortes surcotes sont associées à des vents de plus de 10 m/s (figure 4). Plus de 75% des surcotes ≥40 cm au Grau-de-la-Dent se produisent durant des épisodes de vents >10 m/s (60% à Sète et Port-Vendres et 70% à Marseille). Pour la relation entre les événements marins extrêmes et la vitesse du vent, les conditions de site ont un rôle moins important. La formation d'un pic de surcote sur une côte dépend surtout de la combinaison favorable entre la direction du vent et l'exposition locale de cette côte. Quant à la vitesse, plus celle-ci est importante, plus le vent semble capable d'entraîner une forte surcote.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

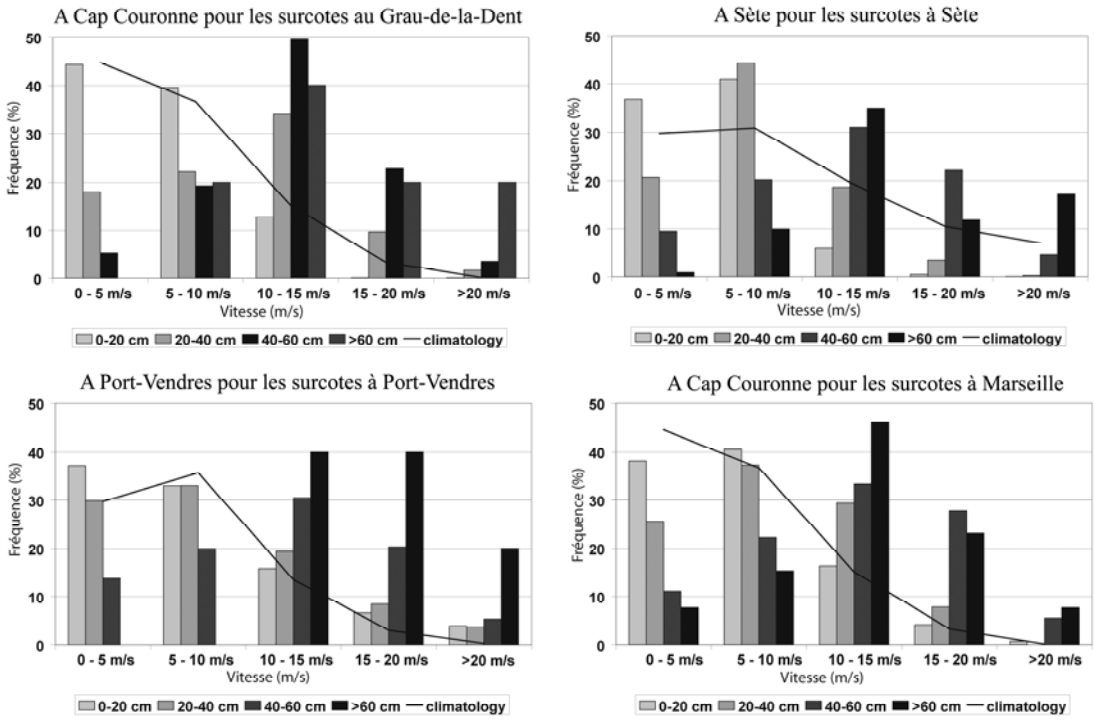


Figure 4: Vitesse des vents mesurés aux différentes stations météorologiques proches des quatre stations de mesure du niveau marin en fonction de différents seuils de surcotes.

Dans le Golfe du Lion, les conditions de vents associées aux fortes surcotes sont régionalement cohérentes. Pour ce Golfe ouvert, exposé sur la mer Méditerranée, les forts vents de mer dépassant les 10 m/s soufflant de secteur Sud sont favorables à la formation d'une forte surcote. Malgré cette homogénéité spatiale régionale, les caractéristiques géographiques locales et surtout l'exposition des côtes et leur ouverture sur la mer entraînent pour chaque station de mesure des associations préférentielles entre direction du vent et forts pics locaux de surcotes. Bien que les fortes surcotes marines sont régionalement associées à une configuration barométrique favorable (dépression sur le Golfe de Gascogne) et aux vents de sud soufflant sur une large fenêtre spatiale, il n'en reste pas moins que les forts pics locaux de ces surcotes sont atteint quand le vent local favorise l'accumulation d'eau sur une zone littorale particulière.

Conclusion et discussion

Les fortes surcotes marines, importantes et brutales élévations du niveau de la mer liées aux passages des dépressions et aux forts vents associés, constituent le principal risque de submersion et d'érosion du littoral. Leurs formations présentent un signal régional cohérent dans le Golfe du Lion. En effet, à différentes échelles de temps, les variations du niveau des surcotes sont très bien corrélées entre Port-Vendres, Sète, Grau-de-la-Dent et Marseille. Une configuration barométrique sur une grande échelle spatiale (forte dépression sur le Golfe de Gascogne) associé à un vent soufflant de secteur sud expliquent cette cohérence régionale. Cependant, l'analyse des conditions locales de vent permet de montrer des caractéristiques bien particulières dans la formation d'un pic de surcote aux différentes stations de mesures. En effet, pour chaque station, les fortes surcotes sont forcées par des directions de vents de

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

sud localement préférentielles. De plus, malgré ce signal régional similaire, Marseille et Port-Vendres montrent qu'un vent soufflant du Nord peut également être responsable de la formation d'une forte surcote marine. L'exposition locale bien particulière de la côte et son ouverture sur la mer définissent les directions locales des vents favorables à l'accumulation d'eau à cet endroit particulier du littoral et commande la formation d'un pic de surcote. En terme d'impact, de part l'orientation générale des ses côtes, le Golfe du Lion est principalement exposé aux surcotes associées aux tempêtes de sud. Mais c'est localement et à des pas de temps relativement fins que les pics de surcotes vont concrètement submerger et éroder le littoral. Prendre en compte les différentes échelles de temps et d'espace est ici crucial pour améliorer la connaissance de la formation et des variations des ces événements marins particulier mais aussi des risques qu'ils entraînent. De plus, une forte surcote à Marseille associée à un épisode de fort vent de nord ne sera pas accompagnée d'une surcote en Camargue (Grau-de-la-Dent), pourtant situé seulement à 40 kilomètres à l'Ouest, mais plutôt d'une décote. Le vent de nord aura en effet tendance à pousser la masse d'eau vers le large et le niveau marin observé sera alors inférieur à celui normalement atteint par la marée astronomique. Malgré ces différences, la série marégraphique de Marseille reste fréquemment utilisée pour des études géomorphologiques liées à l'érosion et aux risques le long du littoral camarguais. Pour la précision des études scientifiques sur des phénomènes mettant en jeu différentes échelles spatiales, une analyse géographique est une étape primordiale.

Remerciements au SMNLR (Service Maritime et de la Navigation du Languedoc Roussillon) pour les séries marégraphiques. A. Ullmann est financé par IMPLIT (Impact des événements extrêmes sur les hydrosystèmes du littoral méditerranéen français) sous le contrat du GICC-2 (Gestion de l'impact du changement climatique), Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable. Cette étude est également une contribution au projet DISCOBOLE, Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable.

Bibliographie :

Bouligand R, Pirazzoli P.A, 1999, « Les surcotes et décotes marines à Brest, étude statistiques et évolution ». *Oceanologica Acta* **22** : 153-166

Bruzzi, C., 1996, « Impact morphosédimentaire des tempêtes sur les côtes de Provence ». Thèse de Doctorat, Université de Provence, Aix en Provence.

IPCC, 2001, *Climate change 2001 : the scientific basis*. Cambridge Univesity Press, Cambridge, 881 p.

Moron V., Ullmann A., 2005, « Relationship between sea-level pressure and sea level height in the Camargue (French Mediterranean coast) ». *Int. J. Climatol.*, **25**, 1531-1540.

Paskoff R., 1993. *Cotes en danger. Pratiques de la géographie*. Ed. Masson, Paris, 250 p.

Pirazzoli P.A, Costa S., Dornbusch U., Tomasin A., 2006, « Recent Evolution of surge-related events and assessment of coastal flooding risk on the eastern coasts of the English Channel ». *Ocean Dynamics*, DOI 10.1007.

Sabatier F., Stive M., Pons F., 2004, « Longshore variation of depth of closure on a micro-tidal wave-dominated coast ». International Conference on Coastal Enginerring 2004, American Society of Civil Engineering, Lisboa, 2329-2339.

Tomasin A., 2005, « The Software "Polifemo" for tidal Analysis ». *Tech. Note,* 202, ISMAR-CNR, Venice, Italy

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Cybergeo : Revue européenne de géographie, N° 362, 18 janvier 2007

© CYBERGEO 2007
ULLMANNA., PIRAZOLLI P.A., *Cybergeo*, n°362, 18/01/2007 :
http://www.cybergeo.presse.fr

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Available online at www.sciencedirect.com
ScienceDirect
Continental Shelf Research 27 (2007) 922–934
CONTINENTAL SHELF RESEARCH
www.elsevier.com/locate/csr

Sea surges in Camargue: Trends over the 20th century

A. Ullmann[a,b,*], P.A. Pirazzoli[c], A. Tomasin[d,e]

[a]*UFR des Sciences Géographiques et de l'Aménagement, Université d'Aix-Marseille I, Aix en -Provence, France*
[b]*CEREGE—UMR 6635, Aix en Provence, France*
[c]*CNRS-Laboratoire de Géogrphie Physique, 1 place Aristide Briand, 92 195-Meudon, France*
[d]*CNR-ISMAR, Venezia, Italy*
[e]*Università di Venezia, Venezia, Italy*

Received 8 November 2005; received in revised form 24 November 2006; accepted 4 December 2006
Available online 25 January 2007

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Abstract

The vulnerability to short-term and long-term sea-level rises is particularly high in subsiding deltaic areas, especially in microtidal seas, when surges (the differences between the observed sea heights and the simultaneous astronomical tide) are frequent. At the Grau-de-la-Dent tide-gauge in the Camargue (Rhone delta, France), daily sea-level records are available since 1905. Hourly tide data spanning the period 1979–1995 were obtained through the digitisation of the original paper records: the local harmonic constants and the surges for the whole 20th century have been computed from these hourly observations. It appears that the annual maximum observed sea-level height increases by 4 mm/yr at a rate that is two times faster than the average observed relative sea level. The increasing trend of the annual maximum positive sea surges (+1.9 mm/yr), which is equal to the average relative sea-level rise, is thus responsible for this difference. The most important meteorological factor associated with local sea-surge occurrences is wind blowing from 100° to 120° sectors, which tends to push the water toward the coasts. Since 1961, the frequency and the speed of wind from this sector increased, although with some variability, thus contributing in part to the increase in the frequency and intensity of the surges. Due to the changing hydrodynamics phenomenon in the Camargue, a positive feedback mechanism between extreme marine events and shoreline regression is another factor to explain the sea-surge rise over the long term. The increase in sea-surge frequency and height during the last century is especially of concern in the deltaic area if the near-future global sea-level rise predicted by climate models is also taken into account.
© 2007 Elsevier Ltd. All rights reserved.

Keywords: Sea level; Surge; Tide; Wind; Flooding risk; Camargue; Rhone delta

1. Introduction

Any rise in sea level will have adverse impacts such as coastal erosion and flooding, depending on the time scale and the magnitude of the rise and the human response to it (Paskoff, 1993). A rise in sea level may be due to several factors acting on various time scales, i.e., atmospheric storms (Bouligand and Pirazzoli, 1999; Pirazzoli, 2000; Trigo and Davies, 2002; Pirazzoli and Tomasin, 2002), river flooding in estuaries (Svensson and Jones, 2002), but also land sinking or similar non climate-related changes, linked to sediment compaction, isostasy, coastal geomorphologic evolutions or urban development.

*Corresponding author. CEREGE, Europôle Méditerranéen de l'Arbois, B.P 80, 13545 Aix-en-Provence, France.
E-mail address: ullmann@cerege.fr (A. Ullmann).

0278-4343/$ - see front matter © 2007 Elsevier Ltd. All rights reserved.
doi:10.1016/j.csr.2006.12.001

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

The vulnerability to short-term and long-term rises in sea level is particularly high in deltaic areas (Nicholls and Hoozemans, 1996). On the delta of Rhone River, the only sea-level height (SLH) time series covering the 20th century is owned by the *Compagnie des Salins du Midi et de L'Est*. The daily SLH observed in a small harbour called Grau-de-la-Dent (GD hereafter) at 07:00 h (local time) is available since 1905. This SLH time series was the only available in the delta of Rhone River until now. This Daily value of SLH includes not only the astronomical tide, but also an unknown value of positive and negative deviation at the same moment. The difference between the observed SLH and the simultaneous astronomical tide is defined as a sea surge. As the range of recorded sea level may exceed 1 m and the astronomical tidal range at the nearest tide-gauge station (Marseilles) is of the order of 30 cm, it was essential to separate the local astronomical tide from the other components. This of course is not possible if only one value per day at the same hour is available. Fortunately, the original marigrams were available for most of the period 1979–1995. They have been digitised and validated to produce a near-continuous time series of SLH at the hourly time scale, which enabled the calculation of the tide harmonic constants and subsequent predictions of the local tide. The extrapolation of the tide prediction from the whole daily data from 1905 onwards made possible the calculation of the surge component.

At daily and shorter time scales, the main forcing of sea-level variations is associated with mid-latitude low-pressure systems travelling towards southeast. They act to raise the sea level through hydrostatic effects below them but the most important meteorological factor is winds, which turn anti-clockwise in the northern hemisphere and tend to drag the water in the same direction as the wind, with a deflection to the right owing to the Coriolis force. The Mediterranean Sea is not in the main North Atlantic and European storm-track region (Rogers, 1997), but a south-eastward travelling or stationary low-pressure system can occur there (Alpert et al., 1990). The Camargue coast is also widely open to onshore northward winds and is located on the north-eastern tip of the Gulf of Lions where the shallowness of waters could increase the effects of wind. In fact, the meteorological conditions associated with short-term sea surges in Camargue are storms normally from central North Atlantic, moving NW to SE over the Bay of Biscay and strengthening as they approach the coast: strong onshore winds may persist up to 4–5 days and strengthen further from 1 to 3 days before the surge events (Moron and Ullmann, 2005).

The initial goal of this paper is to study the contribution of sea surges to the long-term general sea-level rise. Long-term linear trends of sea level and sea surges in Camargue are firstly presented. Since the method for extracting the sea-surge components of the sea level is independent of the effect of subsidence in this deltaic area, the global sea-level rise and astronomical tide oscillations, it is possible to isolate sea-surge development and to investigate the contribution of the related meteorological forcing factors.

In Section 1, the long-term linear trend of sea surges in Camargue and its part in the general sea-level rise are presented. Main climatic forcings (atmospheric pressure and wind conditions) and their temporal variability are studied in Section 2 to understand the relationship between atmospheric parameters and the long-term evolution of extreme marine events in the Camargue. Lastly, the flood risk in the Camargue littoral zone is considered.

2. Data and methods

2.1. Data

Daily SLH time series from 1905 to 2005 for the GD station (43.36N, 5.1E; Fig. 1), which is located around 15 km west of the main outlet of the River Rhone (Suanez et al., 1997; Sabatier and Suanez, 2003) were provided by the *Compagnie des Salins du Midi*. The SLH is measured continuously by a mechanical tide-gauge in a small harbour located at the outlet of a former arm of the River Rhone, less than 100 m from the open sea. A lock, 200 m upstream of the measurement station, renders this station insensitive to the flow of the arm itself. A daily SLH value at 07:00 h (local time) has been noted directly from the original marigrams since 1905 (with a gap between 1962 and 1974) (Table 1). Moreover, since October 1, 1974, the daily maximum SLH has also been recorded. Paper marigrams at this station are still available from July 1979 to December 1995. They have been used to produce an hourly SLH time series. One marigram represents 1 week of SLH recording. Almost 1000 marigrams were digitised and validated using a Matlab toolkit (Ullmann et al., 2005). The toolkit is described in Section 2.2. Daily and hourly sea-level

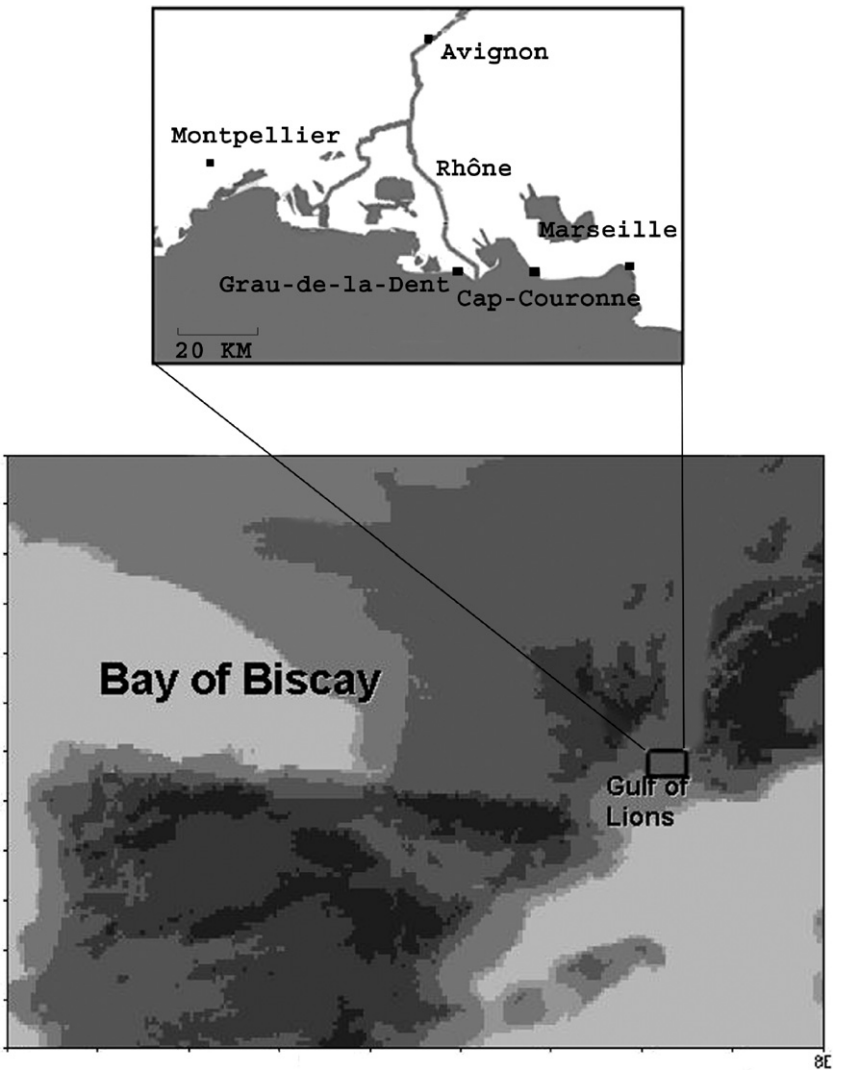


Fig. 1. Location of the GD sea-level station and the Cap-Couronne meteorological station.

time series are described in Table 1. All the records are expressed in (or have been reduced to) hours UT + 0. The same altimetric reference is the zero of the Nivellement Général de la France (NGF).

Digitised 3-hourly wind records (UT + 0), measured from 1961 to 2001 at the Cap-Couronne meteorological station (CC hereafter) (5.05E, 43.3N) (Fig. 1), were provided by Météo-France. Wind directions are generally recorded in 20° increments calculated clockwise from the geographical North and correspond to the average direction from which the wind is blowing dur ing the 10 min preceding the measurement time. The wind speed corresponds to the average speed (in m/s) and is measured over the same time interval as the direction.

European Centre for Medium Weather Forecast (ECMWF) reanalyses (ERA-40) mean sea-level pressure (SLP) at 00, 06, 12 and 18 h (UT + 0) gridded by 2.5° to 2.5° have been extracted from the ECMWF web site (http://www.ecmwf.int) from October 1, 1957 to March 31, 2002.

2.2. Methods

Our first task was to produce a time series of hourly SLH. This was done with an integrated and automated MATLAB toolkit called NUNIEAU

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Table 1
Sea-level time series characteristics

	Available period	Missing data (%)	Longest missing period	Number of hourly/daily records	Equivalent full years	Max. recorded surge (cm)	Max. recorded sea level (cm)
Hourly data	1979/18/09–1995/12/31	15	1983/07/11–1986/01/06	122787	14	85	100
Daily data	07:00 h local time: 1905/01/01–2005/12/31 Daily max.: from 1974/10/01	2	1962/05/01–1974/09/30	31804	87,1	95	106

(''numérisation des niveaux d'eaux'') for the digitisation, transformation and validation of marigrams (Ullmann et al., 2005). Paper charts of tide level records obtained from mechanical tide gauges were scanned in colour at a resolution of 200 dots-per-inch (DPI). NUNIEAU automatically analyses each scanned marigram image to produce a numerical time series of SLH. The methodology is based on coloured pixels of the tide signal recognition and image wedging. For each image, the resultant numerical time series returns SLH at the specified time sampling interval. Numerical time series for consecutive marigrams are then concatenated to produce a continuous record and the local time is transformed into the universal time. Before use in scientific analysis, these newly derived numerical time series of SLH must first be corrected and validated. The most common errors in the derivation of numerical time series of sea level from marigrams are time and height differences between the end of one marigram and the beginning of the next (Ullmann et al., 2005). In general, temporal shifts between two consecutive weeks are related to an incorrect setting of the tide gauge clock and/or a positioning difference of the new paper roll. Height differences are commonly due to an incorrectly defined zero reference level. The correction of time/height shifts is the most important step in the validation of the SLH numerical time series. NUNIEAU allows on-screen checking of the sea-level variations at hourly or shorter time scales for a given station and their direct comparisons with the computed astronomical tide of nearby tide gauge stations. Old chart recordings of near-continuous, validated tide gauge observations densely sampled at the GD station from July 1979 to December 1995 have been digitised to produce an hourly time series, which allowed the detailed analysis of sea-level variations in this period. Furthermore, this step is crucial to separate the astronomical tide and surge components. In fact, the calculation of these components necessarily needs a densely sampled SLH time series.

The ordinary tide was then estimated using POLIFEMO software (Tomasin, 2005) that can be easily tailored for different sets of observed values (as hourly or daily data) and for different locations. This means, in the present case, that a limited number of harmonic components (Doodson, 1921) are sufficient to estimate currents, thus avoiding cumbersome calculations. POLIFEMO performs a least-squares fit (Foreman, 1977) of the available

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

data with seven constituents (in the present case), namely M_2, S_2, N_2, K_2, K_1, O_1 and P_1.

It takes into account the long-term variations of the harmonic constants, which are important for the following analysis. Indeed, 3 years with less than 3% of missing hourly observations (1980, 1981 and 1982) were actually used to estimate the constants, and these gave the astronomical tide also for the period from 1905 to 1959 when only one daily value is available. It was clearly very important to master the long-term corrections: the draconitics (variations of the lunar nodes, hence of the position in the sky) and the anomalistics (variations of the perigee, hence of the Earth–Moon distance). Each day, general tidal harmonic components and consequently, the astronomical tide values are corrected according to these long-term variations in astronomical parameters. The computed harmonic constants appear in Table 2, with amplitudes in centimetres and phases "g" in degrees, referred to Central Europe Time.

The tidal contribution, calculated using the limited number of constituents shown above, is found to account for 13% of the total variance indicating that surges and seasonal variations are definitively larger. Whenever POLIFEMO is used to distinguish between astronomical and surge components, the following assumption is required for a correct separation. The additivity of these two independent components implies the absence of interaction. In this study, the linearity assumption is definitively valid since the tidal amplitude in the Mediterranean Sea is modest and internal interactions of the tide are not observed. In fact, the amplitudes of the M4 or M6 non-linear tide components are much smaller than 1 cm. The harmonic constant computation from the hourly SLH time series allows us to calculate sea-surge values at 07:00 h (local time) from 1905 and after 2005, and hourly sea-surges values from 1979 to 1995.

Table 2
The computed harmonic constants, with amplitudes "*a*" in centimetres and phases "*g*" in degrees, referred to Central Europe Time

	a	*g*
M_2	6.0	255
S_2	2.0	271
N_2	1.3	238
K_2	0.6	262
K_1	3.4	193
O_1	2.3	121
P_1	1.2	190

Firstly, a comparison is made between linear trends of annual mean and maximum observed SLH and annual maximum positive sea surges. Frequencies of sea-surge elevation difference thresholds are then computed from the time series of sea-surge heights observed over the period 1905–2005. The problem of the just-mentioned year-to-year variability led to the decision to separate the problem of the mean sea-level (MSL) trend and the problem of isolated spikes (surges). The sea-level change can be estimated using the yearly means, but the surges are better measured and appreciated by referring to such annual averages. The different climatic aspects estimated this way are kept independent as much as possible. Secondly, linear trends of wind speed and frequency and evolution of regional barometric conditions are analysed in correlation with sea surges. Trends of change have been determined by linear regressions, the slopes of which have been compared to the data's standard deviations ($\pm\sigma$), to estimate their statistical significance. Lastly, coastal flooding risks are investigated by computing return periods of extreme sea surge.

3. Results

3.1. Mean observed sea level in the 20th century

For the whole 100-year period (1905–2000), the observed mean SLH (daily or hourly time scale, depending on the period, see Section 2.2.) rose at a rate above 2 mm/yr with over 99% confidence (Fig. 2). Only 40 km eastward from the GD station, the average rate at Marseilles is only about 1.2 mm/yr for the same period (Suanez et al., 1997). Subsidence in the Camargue due to the compaction of underlying sediments in the Rhone River Delta is obviously the explanation of this difference (Suanez et al., 1997).

When calculating annual means of sea level from the mixture of daily and hourly time series, it is legitimate to think that the trend would be bias by the different sampling rates. Fig. 3 shows that the annual means of sea level calculated from all hourly values and the one daily value in the 1979–1995 period are very similar and highly correlated at 0, 7, 14 and 21 h. The maximum difference in these annual means of sea level occurred in 1981 with only 4 cm (Fig. 3).

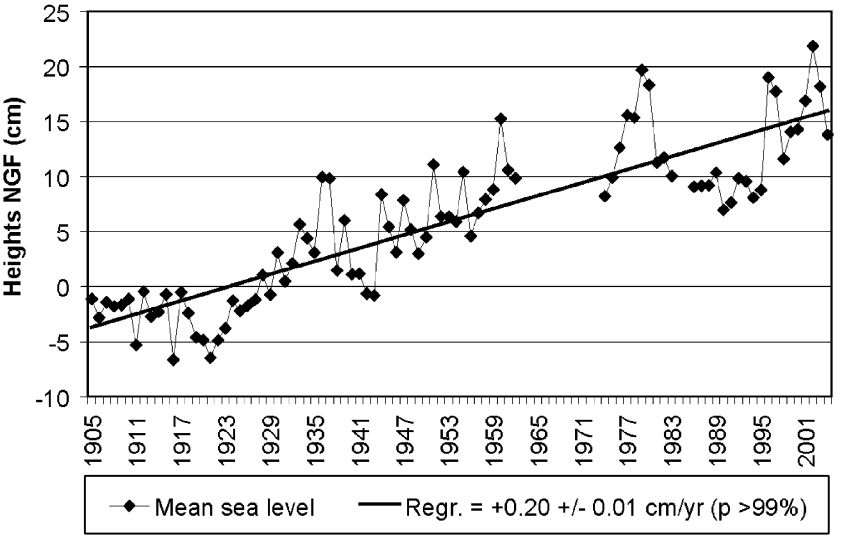


Fig. 2. Mean sea-level height variation at the GD station from 1905 to 2005; p is the confidence level.

Although, the local height and time of arrival of astronomical tide vary each day, the above demonstrates that the influence of the astronomical tide in the calculation of the annual mean sea level from different sampled data is very attenuated. For annual mean sea level, the secular trend from mixed daily and hourly time series given in Fig. 2 is similar and consistent with trends computed from differently sampled data. The calculation of the annual maximum sea level strongly depends on the relationship between surge and astronomical high tides tide at the time of maximum observed sea levels. In fact, considering various sampled data, values may differ for the same year (i.e., in 1986 with an annual maximum sea level of 69.5 cm from daily data sampled at 21 h and 47.7 cm from daily data sampled at 14 h (Fig. 3).

Using all available data (daily and hourly, depending on the period), maximum sea-level rise would be biased because SLH data have been sampled more in the 1979–1995 period (24 values per day) than in the other periods (only one value per day at 06:00 h UT). For maximum consistency, the secular trend of annual maximum sea level shown in Fig. 4 is based only on daily values sampled at 06:00 h UT. Comparison between trends of annual mean sea level computed from all available values (Fig. 2) and annual maximum sea level computed from data sampled at 6 h is thus consistent (Fig. 4). From 1905, the maximum annual SLH has increased at a rate of +4 mm/yr with a confidence of over 99%, which is twice as large as the rise of the mean sea level.

3.2. Sea surges

In calculating sea-surge heights, we considered for each year, that the sum of positive and negative surges is equal to zero referred to annual averages and eliminate variations in the relative level of the sea as the subsidence effect. Considering all available values, from 1905 to 2005, annual maximum sea surges show an increasing trend of 2.4 mm/yr (not shown). However, as before, this trend is weakly biased because of the higher temporal sampling in the 1979–1995 period. To correct this distortion, only one value at 06:00 UT is kept from 1979 to 1995. The trend of the annual maximum sea surge is thus slightly decreased to a rate of +1.9 mm/yr, but remains statistically significant with over 99% confidence (Fig. 5). Moreover, this trend is very close to the MSL rise (+2 mm/yr) explaining why the annual maximum observed SLH increases twice as fast as the mean relative sea level. In other words, over the whole 20th century, the increase of sea-surge intensity together with the sea-level rise could be responsible for the increase of extreme observed sea level.

The frequencies of daily surges above 30 and 40 cm are (at 6 h) are slightly increasing from the beginning of the 20th century at rates of +0.062 for surges $\geqslant$30 cm and +0.029 for surges $\geqslant$40 cm with

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

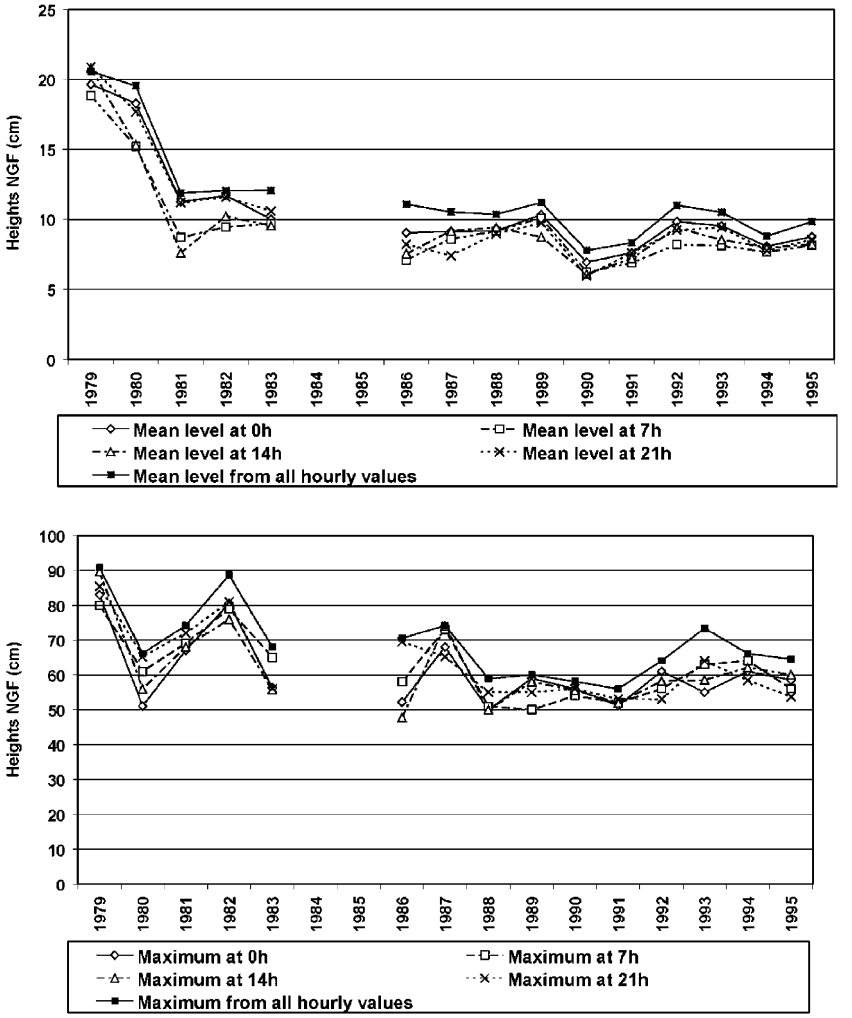


Fig. 3. (a) Annual mean sea level sampled at 0, 7, 14 and 21 h. (b) The same for the annual maximum sea level.

over 99% confidence (Fig. 6). Sea-surge intensity and frequency have increased since the beginning of the 20th century. Moreover, trends shown in Figs. 4 and 5 are rather continuous, suggesting that the rise in surge frequency and intensity are also a long-term phenomenon in the Camargue.

3.3. Climatic variability

The climatic variability can be analysed from the wind measurement recorded at the CC meteorological station (Fig. 1). Although, regional surges result from a combination of air pressure patterns and their associated winds over an extended area, local surge peaks are reached when the local wind direction favours water accumulation at that particular coastal area. Three-hourly wind directions measured at the CC station at the time or during the 2 h preceding hourly surges $\geqslant 70$ cm at the GD station (in order to include at least one 3-hourly wind observation) are summarised in Fig. 7. At Grau-de-la-Dent, strong surge-related wind is most frequently blowing from 120° (68% of surges $\geqslant 70$ cm) and next frequently blowing from the 100° sector (28% of surges $\geqslant 70$ cm). Over 95% of surges $\geqslant 70$ cm are associated with winds blowing from 100° to 120° sector (Fig. 7) and stay highly predominant even for surges above 40 cm (Ullmann et al., 2006).

Three-hourly 100–120° maximum wind speed at the CC station has clearly increased since 1961 (Fig. 8) ($+0.23$ m/s/yr with over 99% confidence).

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

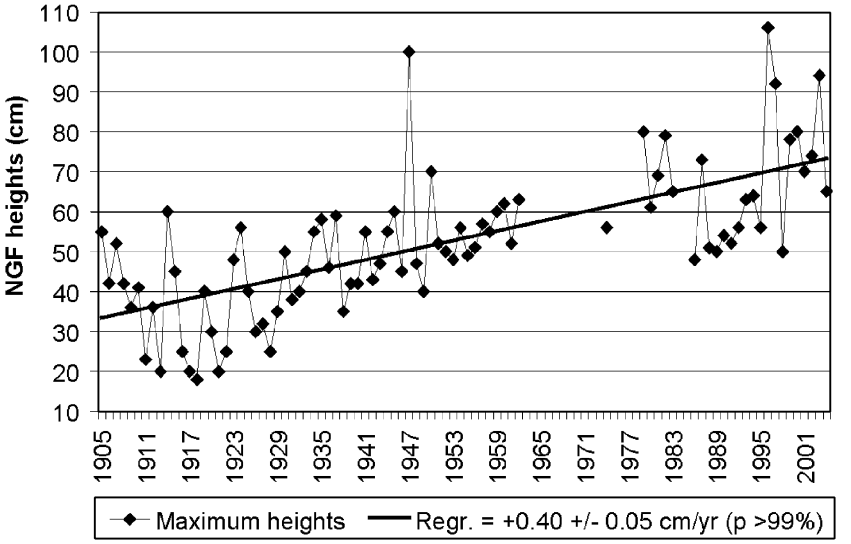


Fig. 4. Maximum annual observed value at the GD station from 1905 to 2005; p is the confidence level.

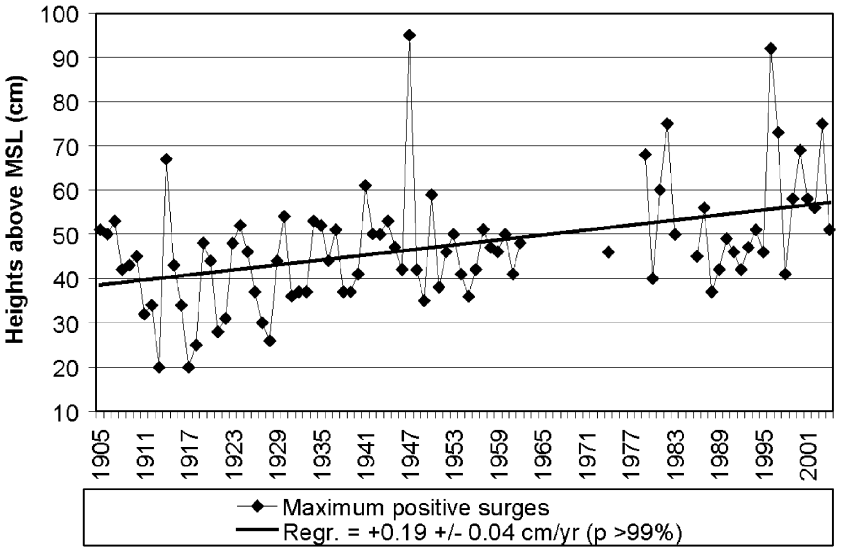


Fig. 5. Maximum annual positive surge at the GD station from 1905 to 2005; p is the confidence level.

The annual 99th percentile of wind speed shows a weaker increase with a rate of +0.05 m/s/yr but remains statistically significant (Fig. 8). When stronger wind from 100° to 120° is considered, it appears that an important increase in the number of events has occurred from 1976 to 1998 (Fig. 9). Since 1961, the number of cases with wind speed $\geqslant$10 m/s has increased with mean trend of +2.67 observations per year (with over 99% confidence) and +0.27 observations per year with wind speed $\geqslant$15 m/s (with 75% confidence).

As shown in Figs. 8 and 9, a clear increase in the number of strong wind events related to strong surges occurred from 1976 to 1998, with periods of relative lull from 1961 to 1975 and since 1999. The lack of SLH data from 1962 to 1974 and hourly values since 1995 prevents our determining the impact of the frequency of 100–120° sector strong wind at the CC station on the frequency of significant sea surges at GD during the lull periods. However, in the period 1975–2003, the correlation between the annual frequency of three-hourly wind

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

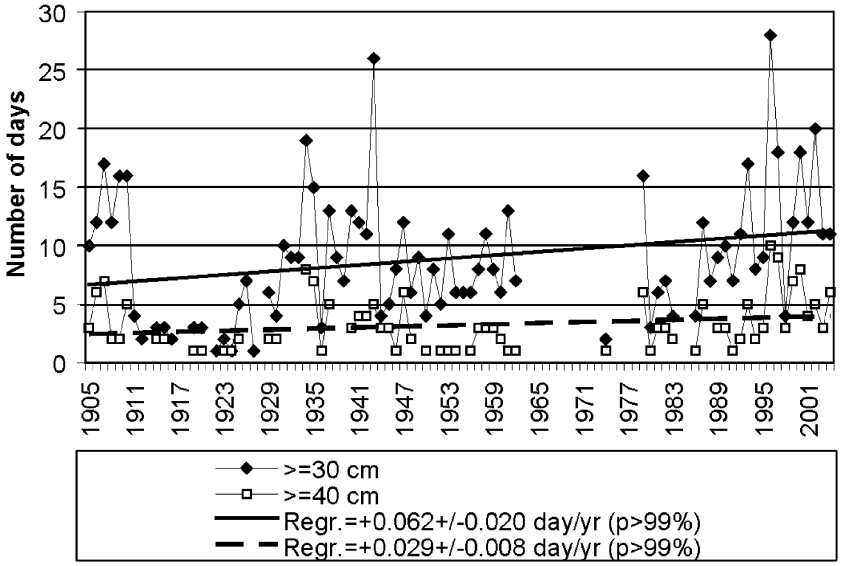


Fig. 6. Yearly number of days with a surge greater or equal than 30 and 40 cm at the GD station from 1905 to 2005; p is the confidence level.

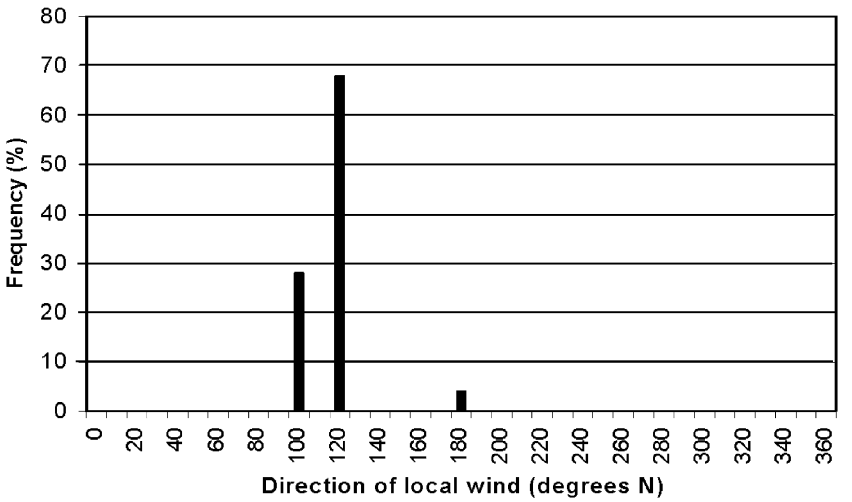


Fig. 7. Three-hourly wind directions at the CC station at the time or during the 2-h preceding 25 hourly surges $\geqslant 70$ cm at GD from 1961 to 2003.

observations $\geqslant 10$ m/s and the annual frequency of sea surges $\geqslant 40$ cm is quite strong ($r = +0.6$). More frequent strong wind was probably responsible for sea-surge formation. But even in calm sea-surge periods (i.e. in 1982), both the annual frequency of wind speed $\geqslant 10$ and $\geqslant 15$ m/s from 100° to 120° and the annual wind speed are important (Figs. 5–9). Furthermore, the trend of maximum surges since 1905 does not show a clear discontinuity during the 1976–1998 period (when the wind speed and frequency of strong events have clearly increased in comparison with other periods) (Fig. 5). Thus, it is legitimate to think that the increase in extreme sea surges since the beginning of the 20th century is a long-term phenomenon, not only linked to low-frequencies of meteorological forcing factors, in spite of the variability between different periods.

Because low atmospheric pressure tends to increase sea level (inverted barometric effect), a depression is more likely to favour positive surge

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

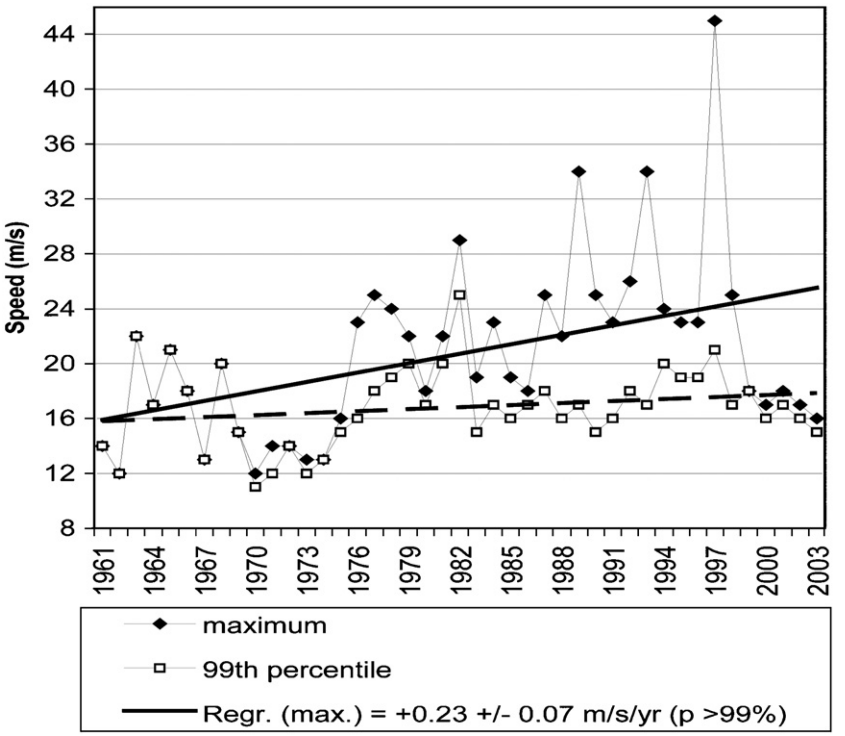


Fig. 8. Evolution of the annual maximum and the 99th percentile of 3-hourly wind speed from 100° to 120° sector from 1961 to 2003 at the CC station; p is the confidence level.

effect, although its contribution is less important than the wind stress, particularly during strong sea-surge events. The SLP over the studied area (5E–7.5E; 42.5N–45N) has been extracted from the ERA-40 grid data. Low air pressure, mostly $\leqslant 1000$ hPa, is predominant at the time of sea surges $\geqslant 40$ cm (not shown). But on the period 1957–2001, the frequency of sea surge $\geqslant 40$ cm has risen (Fig. 6) while the annual frequency of 6-hourly SLP $\leqslant 1000$ hPa has decreased (Fig. 10). Moreover, the annual mean SLP over the Camargue has risen since 1957. Changes in regional barometric conditions over the Camargue are obviously not really related to sea-level and sea-surges rise at GD.

Yet another effect of long-term sea-level and sea-surges rise is the coastal erosion. In fact, in this part of the Rhone River delta, coastal erosion has considerably reduced the beach's width (-130 m from 1895 to 2000) (Sabatier and Suanez, 2003). Such erosion probably increased hydrodynamic circulation near the measurement station (the tide gauge records higher extreme SLHs) that could only favour surge propagation and increase over the long term. But as sea surges are one of the reasons of the coastal erosion (Bruzzi, 1996), the relationship between the two processes is associated with a positive feedback. Stronger sea surges intensify shoreline regression, increasing hydrodynamic circulation (sea surges) and amplifying the shore erosion, etc.

4. The probability of coastal flood

To calculate return periods of extreme values we have applied the joint probability method (Pugh and Vassie, 1979), which involves empirical evaluation of the probability density functions of tide and surge separately, assuming independence between the two processes. This method has already been applied by Simon (1994) to map tidal heights of given return periods along the Atlantic coasts of France. According to Dixon and Tawn (1994), this method is the only viable option for short data sets, although it is highly dependent on the observation period (which may not include exceptional surges) and is, therefore, likely to underestimate return levels corresponding to long return periods. For the GD station (122,787-hourly values of surges and astronomical tide are available), the observed surge values (variable between -61 and $+95$ cm) and the

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

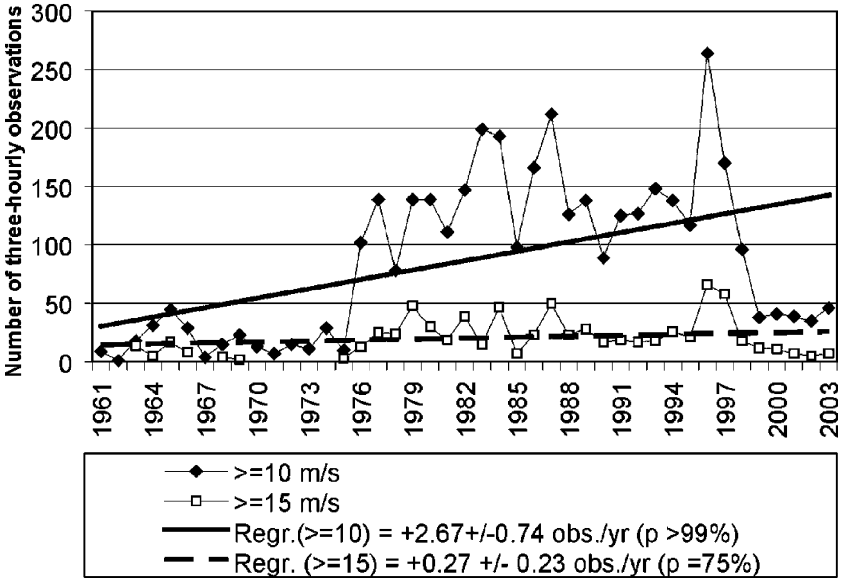


Fig. 9. Number of 3-hourly observations with wind speed from 100° to 120° sector greater or equal to 10 and 15 m/s at the CC station from 1961 to 2003; p is the confidence level.

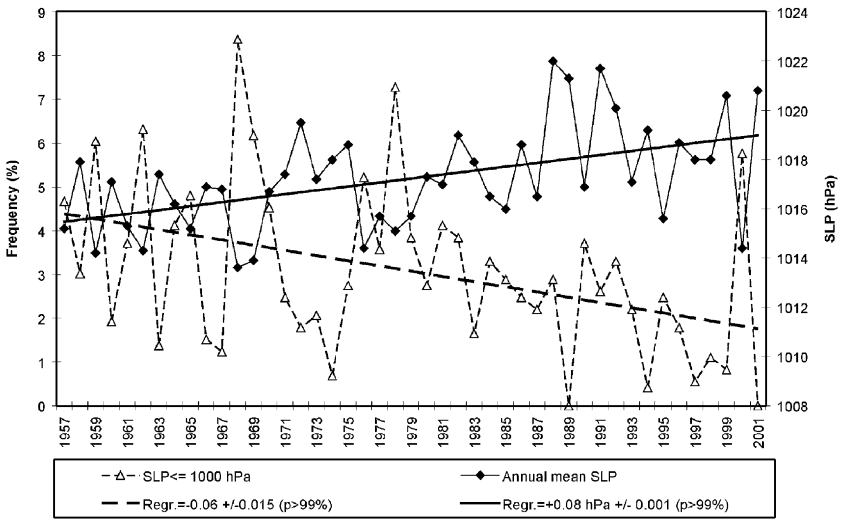


Fig. 10. Annual mean SLP (5E–7.5E; 42.5N–45N) (full line). Annual frequency of 6-hourly SLP < 1000 hPa (5E–7.5E; 42.5N–45N) (dashed line).

astronomical tidal height values (between −15 and +15 cm) have been distributed into vertical bands of 5 cm. For example, a height of +60 cm can result from a tide of +15 cm and a surge of +45 cm, or a tide of +10 cm and a surge of +50 cm, or even a tide of −15 cm and a surge of +75 cm, etc.

The values obtained are plotted graphically in Fig. 11, where extreme levels have been extrapolated with the best fitting exponential functions $y = 0.0002e^{0.1166x}$ for positive extremes and $y = 3E{-}0.5e^{-0.1982x}$ for negative extremes. The resulting levels (in relation to the contemporary MSL) for return periods of 10, 50 and 100 years (with ±5 cm accuracy) are, respectively, of +97, +107 and +113 cm for positive extremes and −64, −72 and −76 cm for negative extremes (Fig. 11). For comparison, using the Gumbel method (1954) for the maxima of the 14 years in the period

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

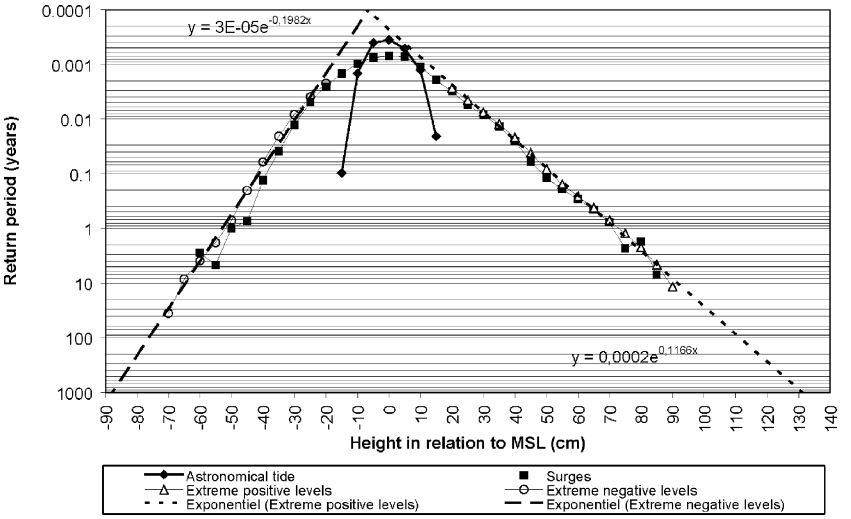


Fig. 11. Return periods of tidal heights, surges and extreme levels at the GD station.

1979–1995 having less than 20% of missing hourly data, the return periods for 10, 50 and 100 years would be 88, 101 and 107 cm, respectively. Considering that the present SLH is about 13 cm above the NGF datum (Pirazzoli, 2002) the above estimates can be easily referred to continental geodetic elevations and also take into account the rate of subsidence of the Rhone delta or any change in the relative sea level that can be expected from climate change in the near future. Furthermore, surges over 40 cm become "geomorphologically" active in erosion processes and shore recession along the littoral of the Camargue (Bruzzi, 1996). The increased frequency of such surges since the beginning of the 20th century (Section 3.2) is probably associated with an intensification of erosion phenomenon along this coast. Moreover, with a return period of less than 0.1 year (~30 days) for "geomorphologically-active" surges ($\geqslant$40 cm), the coasts of the Camargue are a very "active erosion zone".

5. Concluding remarks

A SLH time series at the hourly time scale was produced by digitising original paper marigrams. From these, harmonic constants were computed to separate surges of daily SLH data from 1905. The main interest in this paper was to understand the relationship between sea surges and their forcing factors. In the 20th century, mean SLH has been increasing with a linear trend of about +2 mm/yr. The trend of the maximum annual SLH is growing two times faster than the mean sea level. Concerning meteorological forcing, increase in the 100–120° sector wind speed and frequency generates an increasing trend in strong sea-surge values and occurrences in Camargue. This result is consistent with wind changes in the North Adriatic since the 1950s increasing sea surges $\geqslant$5 to $\geqslant$30 cm, contributing to an increase in the frequency of tide levels which are liable to flood the lowest parts of the city of Venice (Pirazzoli and Tomasin, 2002). Nevertheless, on the Atlantic coasts of France, surge winds are becoming less frequent, suggesting a decrease in the frequency of potential coastal flooding (Pirazzoli, 2000). But in Camargue, extreme positive surges are not always affected by the temporal variability of the local meteorological factors (especially during the period 1976–1998). In the whole 20th century, continuous trends show that the evolution of the frequency and the intensity of sea surges is a long-term phenomenon. The study of return periods shows that surges "active" in the coastal erosion in the Camargue ($\geqslant$40 cm) are frequent along this fragile littoral zone. Moreover, the frequency of such surges has increased in the 20th century. This long-term shoreline regression is important to explain the increasing trend of strong sea-surge height and frequency recorded at the GD station since 1905. In fact, by progressively reducing the beach width, coastal erosion makes hydrodynamics phenomena more intense near the measurement station and can only favour the increase in the

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

number of surges over the long term. Sea-surge occurrence and intensity are not only linked with low frequencies of meteorological forcing factors. Long-term climatic variability and coastal erosion (associated with extreme sea surges in a positive feedback) are thus the two fundamental elements to explain the increasing frequency and intensity of sea surges in the Camargue. These trends make the flooding risk even more important during the next decades in this littoral zone, especially if the global sea-level rise predicted by climate models is realised.

Acknowledgements

Authors gratefully thank the *Compagnie des Salins du Midi et de l'Est* for available marigrams. We thank F. Sabatier (Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement) for the study of Camargue's coastal erosion. NUNIEAU software was developed thanks to F. Pons (Centre d'Etudes Techniques de l'Equipement) and with founding from SMNLR (Maritime and Navigation Service of Languedoc-Rousillon, French Ministry of Transport and Public Works). A. Ullmann was also funded by IMPLIT (Impact des événements extrêmes sur les hydrosystèmes du littoral Méditerranéen franç ais) contract GICC-2 (Gestion de l'impact du changement climatique), Ministry of Ecology and Sustainable Development. This study is a contribution to the DISCOBOLE Project (French Government: Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable, and Ministère de la Recherche). Ms. Delphine Grancher was of help for statistical evaluation. Ms. Jane Frankenfield kindly took care of the editing.

References

Alpert, P., Neeman, B.U., El-Shay, Y., 1990. Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data. Tellus Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography 42, 65–77.

Bouligand, R., Pirazzoli, P.A., 1999. Les surcotes et décotes marines à Brest, étude statistiques et évolution. Oceanologica Acta 22, 153–166.

Bruzzi, C., 1996. Impact morphosédimentaire des tempêtes sur les côtes de Provence. Ph.D. Thesis. University of Aix-Marseille I, Aix-en-Provence.

Dixon, M.J., Tawn, J.A., 1994. Extreme sea-levels at the UK A-class sites: site-by-site analyses. Proudman Oceanographic Laboratory, Internal Document No. 65, 229p.

Doodson, A.T., 1921. The harmonic development of the tide-generating potential. Proceedings of the Royal Society A 100, 305–329.

Foreman, M.G.G., 1977. Manual for tidal heights analysis and prediction. PMS Report 77-10, Institute of Ocean Sciences, Patricia Bay, Victoria, BC.

Gumbel, E.J., 1954. Statistical theory of extreme values and some practical applications—a series of lectures. US Department of Commerce, National Bureau of Standards, Applied Mathematics Series 33, Washington, DC, 51p.

Moron, V., Ullmann, A., 2005. Relation between sea-level pressure and sea-level height in the Camargue (French Mediterranean coast). International Journal of Climatology 25, 1531–1540.

Nicholls, R.J., Hoozemans, F.M.J., 1996. The Mediterranean vulnerability to coastal implication of climate change. Ocean and Coastal Management 31, 105–132.

Paskoff, R., 1993. Côtes en danger. Pratique de la géographie. Masson, Paris.

Pirazzoli, P.A., 2000. Surges, atmospheric pressure and wind change and flooding probability on the Atlantic coast of France. Oceanologica Acta 23, 643–661.

Pirazzoli, P.A., 2002. Evolution du niveau moyen de la mer et fréquence des tempêtes: certitudes et incertitudes. *La* Houille Blanche 2-2002, 83–85.

Pirazzoli, P.A., Tomasin, A., 2002. Recent evolution of surges-related events in the northern Adriatic area. Journal of Coastal Research 18, 537–554.

Pugh, D.T, Vassie, J.M., 1979. Extreme sea-levels from tide and surge probability. In: Proceedings of the 16th Coastal Engineering Conference, 1978, vol. 1. Hamburg. American Society of Civil Engineers, New York, pp. 911–930.

Rogers, J.C., 1997. North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic oscillation and climate variability of Northern Europe. Journal of Climate 10, 1635–1647.

Sabatier, F., Suanez, S., 2003. Evolution of the Rhone delta coast since the end of the 19th century. Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement 4, 283–300.

Simon, B., 1994. Statistique des niveaux marins extrêmes le long des côtes de France. Service Hydrographique et Océanographique de la Marine. Rapport d'étude.

Suanez, S., Prospert-Laget, V., Provansal, M., 1997. Variations relatives du niveau marin dans le delta du Rhone et à Marseille. Comptes Rendus de Academie des Sciences, Paris, t.324, série II a, pp. 639–646.

Svensson, C., Jones, D.A., 2002. Dependence between extreme sea surge, river flow and precipitation in eastern Britain. Internal Journal of Climatology 22, 1149–1168.

Tomasin, A., 2005. The software "POLIFEMO" for tidal analysis. Technical Note 202, ISMAR-CNR, Venice, Italy.

Trigo, I., Davies, T., 2002. Meteorological conditions associated with sea surges in Venice: a 40 year climatology. International Journal of Climatology 22, 787–803.

Ullmann, A., Ponsm, F., Moron, V., 2005. Tool kit helps digitize tide gauge records. EoS 86 (38).

Ullmann, A., Pirazzoli, P.A., Moron, V., 2006. Spatio-temporal variations of sea surges around the Gulf of Lions. Global and Planetary Change, submitted for publication.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Available online at www.sciencedirect.com
ScienceDirect
Global and Planetary Change xx (2007) xxx–xxx
GLOBAL AND PLANETARY CHANGE
www.elsevier.com/locate/gloplacha

Sea surges around the Gulf of Lions and atmospheric conditions

A. Ullmann [a,b,*], P.A. Pirazzoli [c], V. Moron [a,b,d]

[a] UFR des Sciences Géographiques et de l'Aménagement. Université d'Aix-Marseille I, Aix-en-Provence, France
[b] CEREGE — UMR 6635, Aix-en-Provence, France
[c] CNRS-Laboratoire de Géographie Physique, 1 place Aristide Briand, 92 195-Meudon, France
[d] International Research Institute for Climate and Society, The Earth Institute at Columbia University, Palisades, United States

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Abstract

This paper analyses sea surge variations measured at four tide-gauge stations (Port-Vendres, Sète, Grau-de-la-Dent and Marseille) almost evenly located around the Gulf of Lions (NorthWestern corner of Mediterranean Sea) and their relationships with local-scale winds and regional-scale atmospheric patterns (i.e. weather regimes). On the whole 20th century, more than 80% of sea surge >20 cm occurs in winter and the analyses focus on October to March semester. There is a strong in-phase relationship between the four tide-gauge stations at hourly and daily time scales on the period 1986–1995. The highest sea surges in the Gulf of Lions are associated with a strong negative phase of the North Atlantic oscillation. Around 70% of sea surge >40 cm at all stations occur during "Greenland Above" and "Blocking" weather regimes, when extratropical storms travelled on a southern track and are associated with onshore southerly winds that drag water toward the coast of the Gulf of Lions. Port-Vendres and mostly Marseille tide-gauge stations are also sensitive to northerly winds due to the local orientation of the coast. The frequency of southerly winds significantly increases since 1950, while the frequency of northerly winds decreases consistent with the increase of sea surges in the Gulf of Lions.
© 2007 Elsevier B.V. All rights reserved.

Keywords: sea surge; weather regimes; wind; Gulf of Lions

1. Introduction

Any rise in sea level will have adverse impacts (as coastal erosion and flooding) depending on the time scale and the magnitude of the rise and the human response to it (Paskoff, 1993). Recent climatic models summarised by the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) have predicted a significant warming and global sea level rise for the 21st century (IPCC, 2007), that is expected to increase the flooding risk on low coasts. In low-lying areas in association with shallow waters offshore, as most of the Gulf of Lions, strong storm surges can cause flooding and damages. Flooding risk is particularly high during atmospheric storms (Bouligand and Pirazzoli, 1999). It is therefore important to better understand the possible regional and local trends of sea surges and of the associated atmospheric forcing factor.

When each sea surge is considered, the primary forcing is associated with the passage of extra-tropical storms (Pirazzoli, 2000; Pasaric and Orlic, 2001; Svensson and Jones, 2002; Trigo and Davies, 2002; Moron and Ullmann, 2005). Travelling mid-latitude low pressure systems act to raise the sea level below them, but this effect is quite weak in semi-enclosed basins as the Mediterranean Sea (Pirazzoli, 2000). The most important meteorological factors are the associated winds. The Mediterranean Sea is not on the main storm-track of the European and North Atlantic area (Roger, 1997) but travelling or stationary low-pressure system can occur there (Alpert et al., 1990; Trigo and Davies, 2002).

The Gulf of Lions is the NorthWestern Gulf of the western Mediterranean Sea (Fig. 1). It extends over 200 km, from Port-Vendres to Marseille and shows two major coastal orientations: (i) an east–west one on the eastern part and (ii) a north–south one on the western part with some local variations relatively to

* Corresponding author. UFR des Sciences Géographiques et de l'Aménagement. Université d'Aix-Marseille I, Aix-en-Provence, France.
E-mail address: ullmann@cerege.fr (A. Ullmann).

0921-8181/$ - see front matter © 2007 Elsevier B.V. All rights reserved.
doi:10.1016/j.gloplacha.2007.10.002

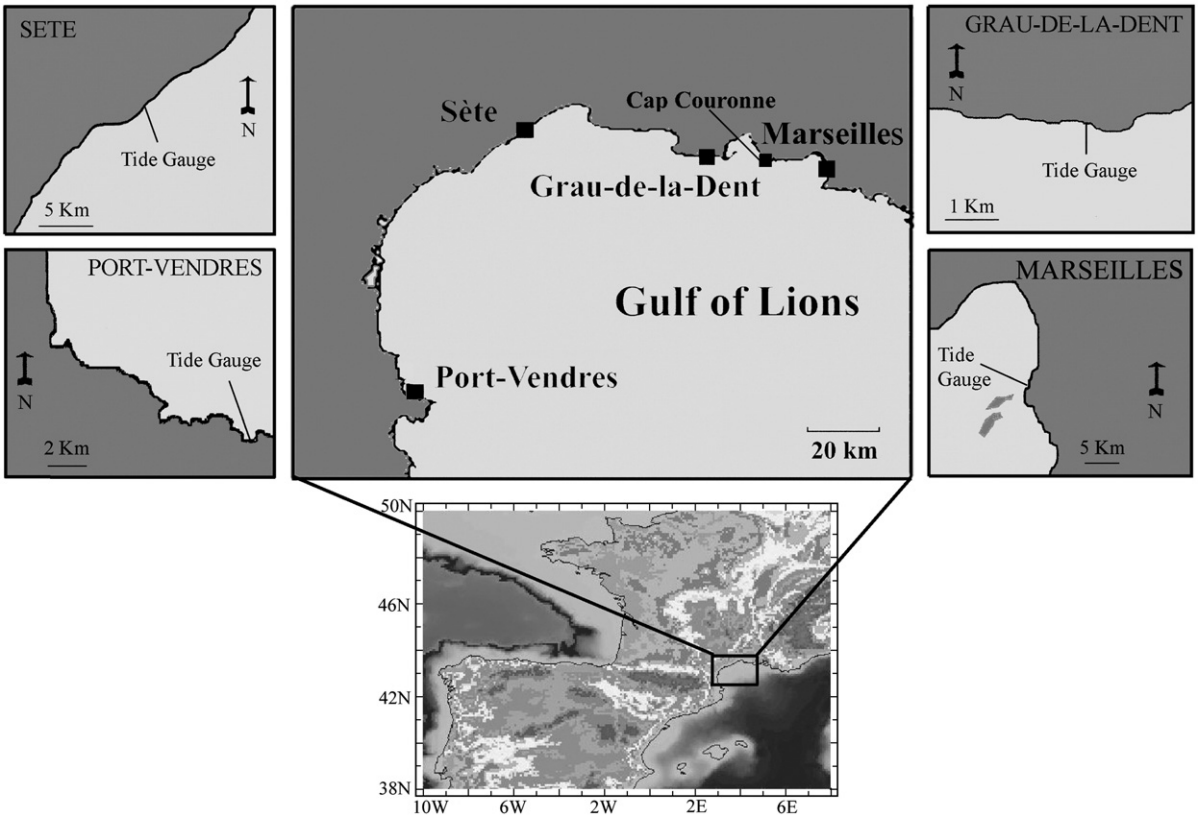


Fig. 1. Localisation of tide-gauge and meteorological stations. The small inserts give the location of the tide-gauge stations at local scale.

this general frame (Fig. 1). The coastal area is mostly composed of low sandy beaches (excepted at both ends of the Gulf, near Marseille and Port-Vendres), opened to shallow water, and is densely populated (Sabatier et al., 2004). As in the Adriatic area, the Gulf of Lions is widely open to onshore southerly winds leading to sea surges (Trigo and Davies, 2002).

In the context of long-term increase in the frequency and intensity of sea surges in the Northern Mediterranean Sea (Pirazzoli and Tomasin, 2002; Ullmann et al., 2007), the purpose of our paper is to analyse sea surge (defined as the difference between the observed sea level and the astronomical tide) variations around the Gulf of Lions and their relationships with local-scale winds and regional-scale atmospheric patterns. This study analyses firstly spatial characteristics of sea surges around the Gulf of Lions then the local-scale meteorological conditions associated with sea surges around the Gulf of Lions and their relationships with large-scale atmospheric patterns. The aim is to improve our understanding of the possible influence of large-scale atmospheric variations on the regional and local meteorological conditions associated with sea surges and flooding risks around the Gulf of Lions.

2. Data and methods

2.1. Sea surge

This work analyses hourly sea level height measured at four tide-gauge stations along the Gulf of Lions (Fig. 1): Grau-de-la-Dent – GD – (43°36 N–5°10 E), Sète – SE – (43°10 N–3°40 E) and Port-Vendres – PV – (43°01 N–3°02 E) from 1986 to 1995 and Marseille – MA– (43°36 N–5°22 E) in 1986 and from 1998 to 2003. Sea level measured at 6 a.m. is also available from 1905 at GD tide-gauge station (missing data from October 1, 1915 to March 31, 1916 and from October 1, 1962 to March, 31, 1974). In the following sections, all analyses involving GD, SE and PV tide-gauge stations have been performed on the 1986–1995 period while those including also MA tide-gauge station have been performed on 1986 only. Sea level height at Marseille has been downloaded from the internet site of the Système d'Observation du Niveau des Eaux Littorales (http://www.sonel.org). Sea level heights are expressed in hours UTC+0 relatively to the same altimetric reference (i.e. the Nivellement Général de la France).

The astronomical tide and sea surge at GD, PV, SE and MA have been computed using the POLIFEMO software (Tomasin, 2005). This software computes the astronomical tide everywhere at hourly time scale. A limited number of harmonic components (Doodson, 1921) are used to compute the local astronomical tide, avoiding cumbersome calculations. POLIFEMO performs a least-squares fit (Foreman, 1977) of the available data with seven constituents, i.e. M_2, S_2, N_2, K_2, K_1, O_1, P_1 (respectively "mean lunar period", "mean solar period", "major elliptic lunar period", "luni-solar declinational semi-diurnal period", "luni-solar declinational diurnal period", "major lunar period", "major solar period"). Since changes in tidal constants occur at interannual time scales, the analysis of

Please cite this article as: Ullmann, A., et al., Sea surges around the Gulf of Lions and atmospheric conditions, Glob. Planet. Change (2007), doi:10.1016/j.gloplacha.2007.10.002

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

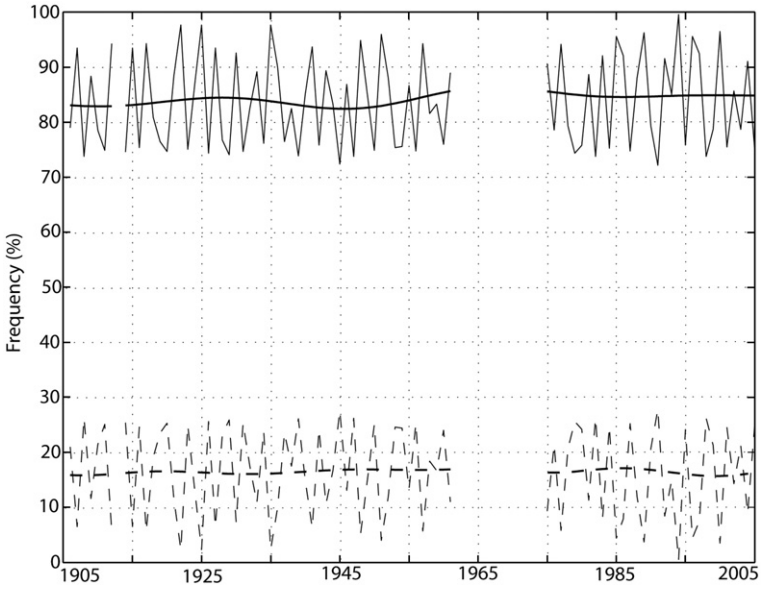


Fig. 2. Frequency (in % of the annual frequency) of sea surges above or equal to 20 cm in October–March (full line) and in April–September (dashed line) seasons at Grau-de-la-Dent from 1905 to 2005 with superimposed low-pass variations (frequency <1/10 cycle-per-year).

annual sets of data by this software matches the up-to-date knowledge, and the estimate of sea surges is expected to be the most accurate. Moreover, we verified for each year, that the sum of positive and negative sea surges is null. The astronomical tide is weak in the Mediterranean Sea and oscillates between +15 cm and −15 cm in this part of the basin (Ullmann et al., 2007). Therefore, a sea level height of +40 cm corresponds at least to sea level rise of +25 cm above the astronomical tide. In the following, the term "strong surge" corresponds to a sea surge of >40 cm.

2.2. Wind

Three-hourly wind direction and speed measurements at Port-Vendres (1949–2003), Sète (1949–2003) and Cap Couronne (1961–2003) (43°2N–5°05E; Fig. 1) were provided by Météo-France. Wind directions are recorded in 20° increments calculated clockwise from the geographical North and correspond to the average direction from which the wind blows during 10 min before the recording. Wind speed corresponds to the average speed (in m/s) and is measured over the same time interval as the direction.

2.3. SLP and weather classification

The mean sea level pressure (SLP) available from National Center for Atmospheric Research (NCAR) at noon or 1 p.m. UTC from October 1, 1905 to March 31, 2002 has been extracted from the NCAR web site (http://dss.ucar.edu/). No attempt has been made either to fill the missing entries or to remove the seasonal cycle. The SLP data are standardized to zero mean and unit variance. The daily North Atlantic Oscillation Index time series (NAOI) from 1905 to 2002 has been computed from the NCAR data set as the difference between the standardized SLP anomalies (SLPA) at the grid-point corresponding to Gibraltar minus the one corresponding to Reykjavik.

Weather classification has been extensively used to summarise the extratropical atmospheric circulation (Vautard, 1990; Michelangeli et al., 1995; Plaut and Simonnet, 2002). The five weather regimes extracted by Ullmann and Moron (in press) in wintertime (October to March) over the North-Atlantic and European area on 1905–2002 are analysed in this study.

3. Sea surge variations

3.1. Seasonal cycle of sea surge

Fig. 2 shows the frequency of sea surges >=20 cm (=75th percentile on the 1905–2005 period) in two semesters at GD from 1905 to 2005. It is clear that most of sea surges (almost always more than 80%) occur in wintertime period. The same seasonality is observed in other part of the Mediterranean Sea as in the Adriatic basin (Trigo and Davies, 2002). The seasonality of sea surge seems not strongly affected by long-term variations. In consequence, all following analyses focus on the October to March period.

Table 1
Correlation between hourly sea surge variations amongst the four stations (lower triangle) and between daily maximum sea surge variations (upper triangle) from 1986–1995 between Grau-de-la-Dent, Sète and Port-Vendres and on 1986 only with Marseilles

	Grau-de-la-Dent	Sète	Port-Vendres	Marseille
Grau-de-la-Dent	1	.78	.76	.63
Sète	.85	1	.88	.71
Port-Vendres	.79	.89	1	.81
Marseille	.71	.73	.83	1

Please cite this article as: Ullmann, A., et al., Sea surges around the Gulf of Lions and atmospheric conditions, Glob. Planet. Change (2007), doi:10.1016/j.gloplacha.2007.10.002

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

ARTICLE IN PRESS

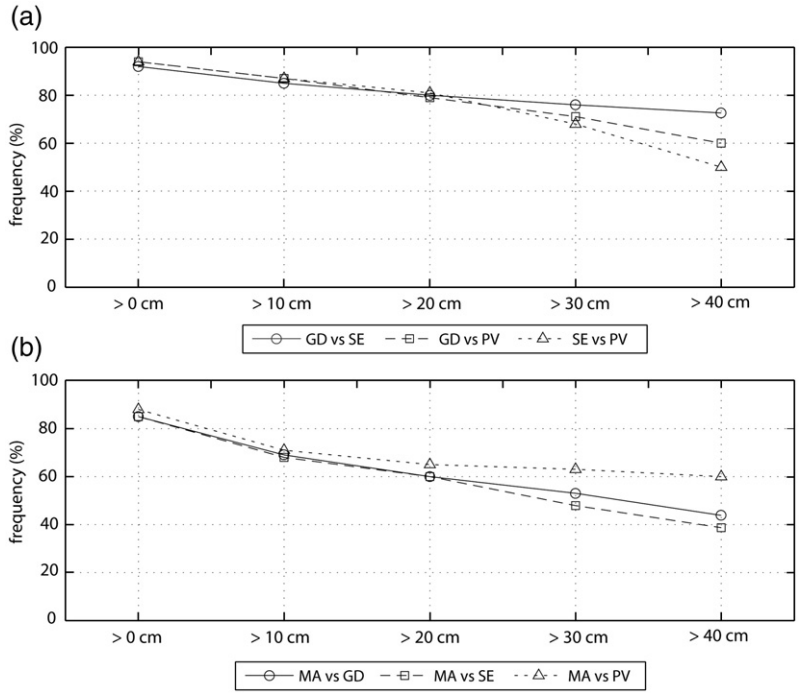


Fig. 3. Relative frequency of simultaneous occurrence of daily maximum sea surge >0, 10, 20, 30 and 40 cm relatively to the mean marginal probability of daily maximum sea surge >0, 10, 20, 30 and 40 cm at two different stations (a) amongst Grau-de-la-Dent (GD) and Sète (SE) and Port-Vendres (PV) in 1986–1995 and (b) between PV, GD, SE and Marseille (MA) on 1986.

3.2. Spatial coherence

The correlations of (i) hourly variations and (ii) daily maximum sea surge variations have been computed amongst the four tide-gauge stations. The positive correlations are always significant at the one-sided 99% level according to a random phase test (Janicot et al., 1996; Ebisuzaki, 1997) and the amount of common variance between two stations is almost always above 50% (Table 1). Despite that GD and MA are close to each other (Fig. 1), their correlation is relatively weak. Furthermore, it is interesting to note also that the highest correlation with Marseille is observed with Port-Vendres, which is the most distant station (Table 1, Fig. 1).

The leading empirical orthogonal function (EOF) of GD, SE and PV sea surges at hourly time scale accounts for 86.4% of total variance and the corresponding loadings (i.e. correlation between individual time series and the leading principal component –PC–) of GD, SE and PV equal respectively 0.90, 0.95 and 0.95. If 1986 only is used (and Marseille included), the leading EOF explains 82.5% of the total variance (loadings = 0.86, 0.94, 0.95 and 0.88 respectively for GD, SE, PV and MA). The temporal correlation between the leading PC computed with 3 stations on 1986–95 and the one computed with 4 stations on 1986 only equals 0.98. In other words, the sea surges recorded at the four stations are largely in-phase at hourly time scale.

The frequency of simultaneous occurrence of daily maximum sea surge at two stations relatively to the mean marginal probability at all stations has been computed for different thresholds. More than 80% of surges between 0 and 20 cm between 1986 and 1995 occur simultaneously at GD, SE, and PV (Fig. 3a). This frequency decreases when higher thresholds are considered, but stays high between GD and SE (>70% for sea surges >40 cm). This decrease could be partly explained by the impact of local wind on the formation of sea surge peaks. Local coastal exposures to onshore winds are important to explain how local wind embedded in a regional circulation may lead to a strong local sea surge peak (Ullmann and Pirazzoli, 2007). When MA is included, the simultaneous occurrence of daily maximum sea surge is strong with the three other stations for sea surges between 0 and 20 cm, but decreases for values >30 cm, especially with SE and GD (Fig. 3b). Nevertheless, it should be noticed that the relative frequency of simultaneous occurrence of a sea surge >30 cm and >40 cm at MA stays strong with PV (Fig. 3b). This result is consistent with correlations, i.e. sea surges are largely in-phase around the Gulf of Lions, with a closer relationship between MA and PV than between MA and GD–SE. We should be cautious about this result since only one common year is available.

3.3. Interannual to multi-decadal variations

The monthly mean and 75th percentiles of sea surges have been computed. They are strongly correlated amongst GD, SE and PV (r>0.80). The correlations between GD, SE and PV on one hand and MA on the other hand are of the same order of magnitude. Because of the large interannual variability (Fig. 4a–b), linear trends are not relevant on a so short time period. Nevertheless, seasonal mean and 75th percentiles are highly consistent amongst GD, PV and SE (Fig. 4a–b), with

Please cite this article as: Ullmann, A., et al., Sea surges around the Gulf of Lions and atmospheric conditions, Glob. Planet. Change (2007), doi:10.1016/j.gloplacha.2007.10.002

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

ARTICLE IN PRESS

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

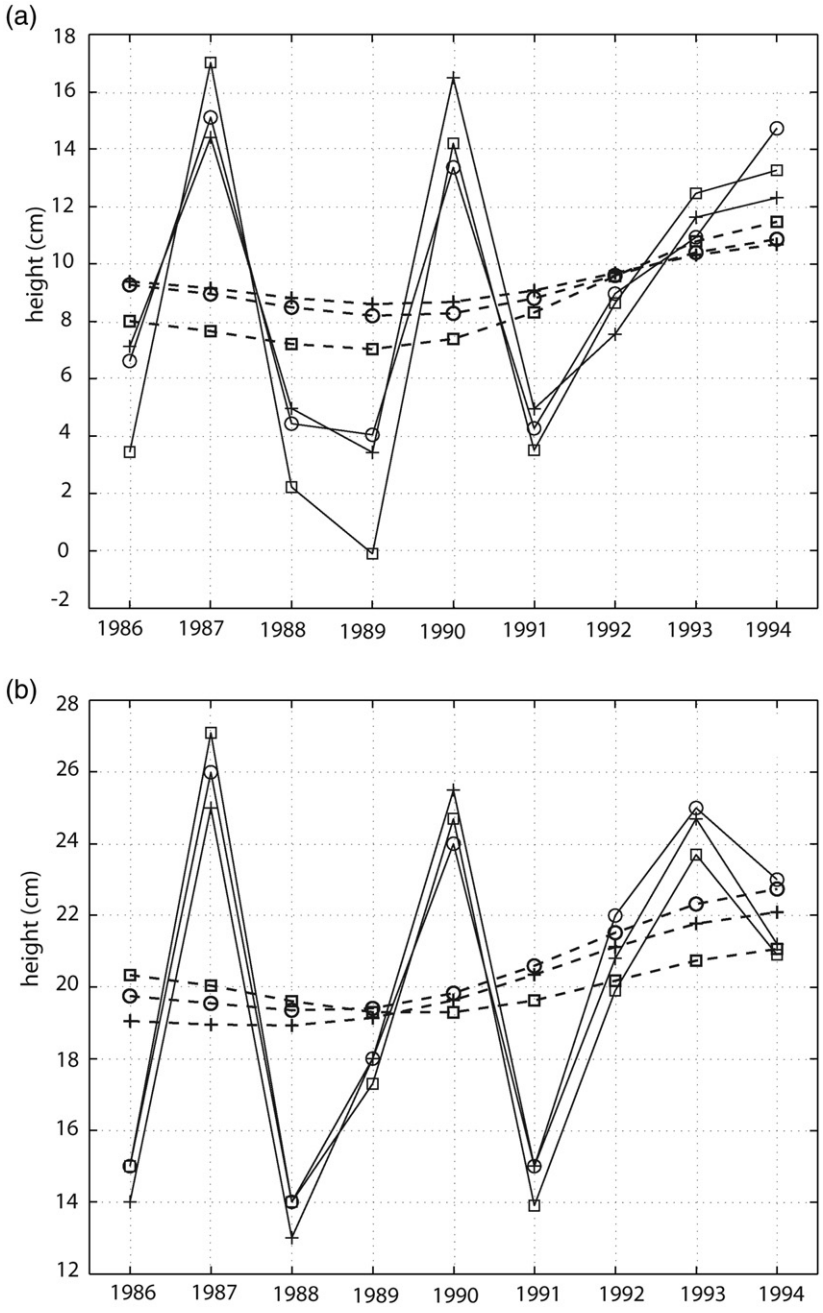


Fig. 4. (a) Seasonal (October to March) mean sea surge and (b) 75th percentile of daily maximum sea surge in cm at Grau-de-la-Dent (full line with circles), Sète (full line with crosses) and at Port-Vendres (full line with squares), with low-pass variations (frequency <1/10 cycle-per-year) superimposed as dashed lines with the corresponding markers.

high sea surges in 1987/88, 1990/91, 1993/94 and 1994/95 and low levels in 1986/87, 1988/89, 1989/90 and 1991/92.

Long-term variations computed with a recursive low-pass Butterworth filter retaining only periods longer than 1/30 cycle-per-year are plotted on Fig. 4. These large interannual variations are embedded in an increasing long-term trend over the 20th century (Fig. 5). The frequency and the intensity of sea surges in GD have increased since the beginning of the 20th century, particularly from 1950 (Ullmann et al., 2007). Such increase has also occurred in other part of the Mediterranean Sea as in the Northern Adriatic area (Pirazzoli and Tomasin, 2002). As sea surge variations are highly consistent amongst the four stations, this centennial long-term increase in sea surges frequency and intensity measured at GD could be extended on the whole Gulf of Lions.

4. Meteorological conditions during sea surges

4.1. Sea surges vs NAO

Fig. 6 shows the mean daily NAOI associated with classes of sea surges at the four stations. It is clear that the highest sea

Please cite this article as: Ullmann, A., et al., Sea surges around the Gulf of Lions and atmospheric conditions, Glob. Planet. Change (2007), doi:10.1016/j.gloplacha.2007.10.002

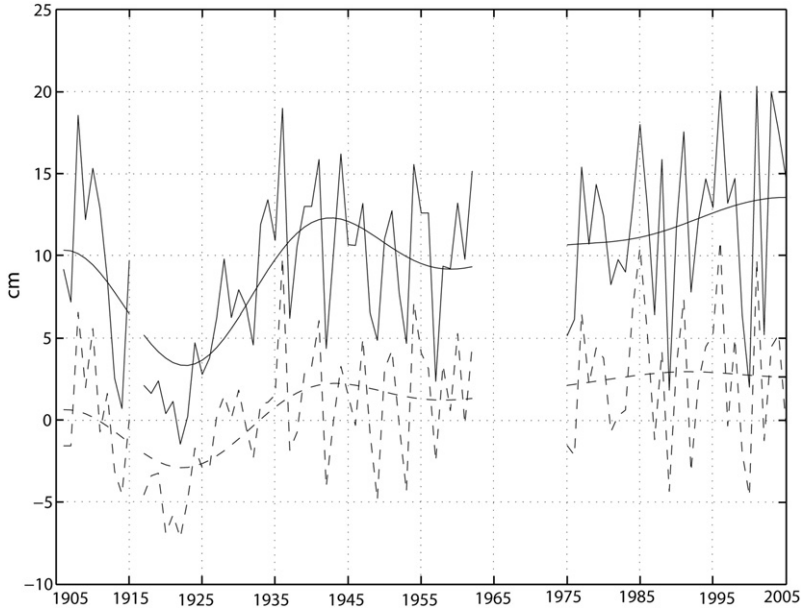


Fig. 5. Seasonal mean sea surge (dashed line) and seasonal 75th percentile of daily maximum sea surges (full line) in cm at Grau-de-la-Dent on the 1905–2005 period with superimposed low-pass variations (frequency <1/30 cycle-per-year).

surges are associated with a strong negative NAO (Fig. 6). The negative NAOI strengthened with the level of sea surges (Fig. 6). Moreover, sea surge >20 cm at all stations always occur during a negative phase of the NAO (not shown). The negative phase of the NAO, associated with low pressure systems travelling on an anomalous southern track over the Atlantic, is a preferential condition to sea surges formation around the Gulf of Lion (Ullmann and Moron, in press). Large-scale atmospheric patterns, as NAO, can therefore affect the variability of local-scale sea surges through the associated sea level pressure and wind patterns (Lionello et al., 2006; Fagherazzi et al., 2005; Pirazzoli et al., 2006).

4.2. Sea surge vs weather regimes

Five weather regimes have been extracted from the NCAR SLP dataset (Ullmann and Moron, in press). The first weather regime (Fig. 7b) is quite close to the climatological mean SLP (Fig. 7a). This pattern is referred hereafter to as “Zonal” (ZO) weather regime. The second pattern (Fig. 7c) exhibits an

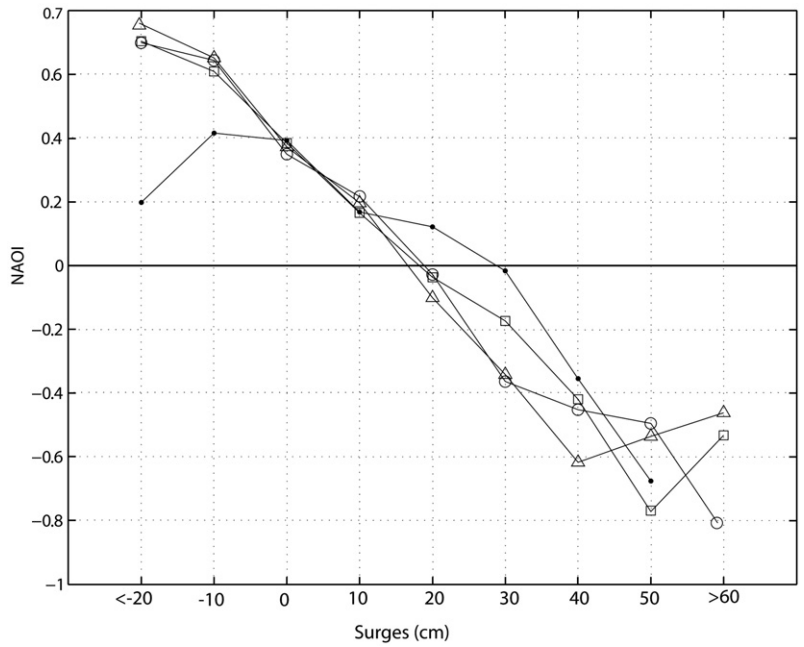


Fig. 6. Daily mean North Atlantic Oscillation Index (in hPa) during sea surges by 10 cm classes at Grau-de-la-Dent (line with squares), Sète (line with circles), Port-Vendres (line with triangles) from 1986 to 1995 and at Marseille (line with dots) in 1986 and from 1998 to 2002.

Please cite this article as: Ullmann, A., et al., Sea surges around the Gulf of Lions and atmospheric conditions, Glob. Planet. Change (2007), doi:10.1016/j.gloplacha.2007.10.002

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

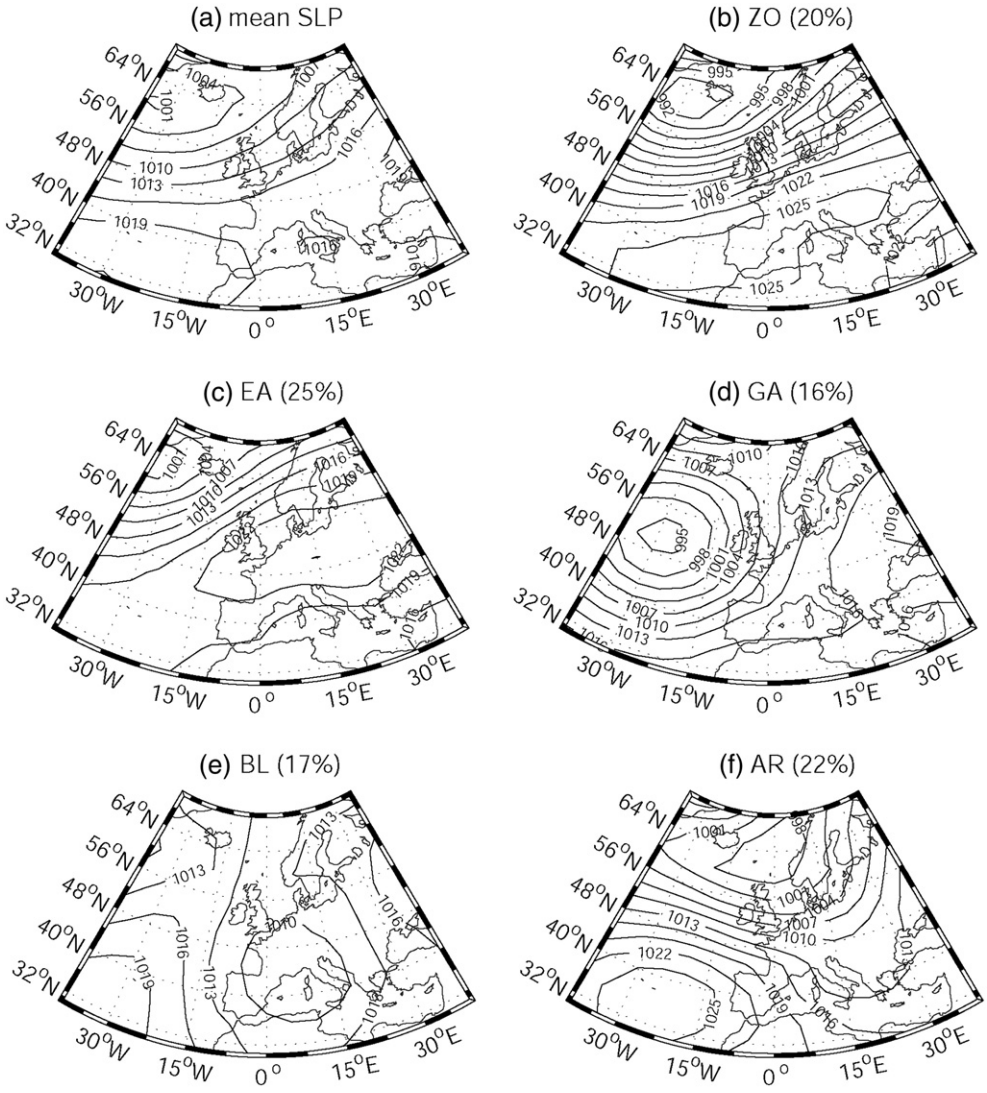


Fig. 7. (a) Climatological long-term mean sea level pressure (in hPa) in October–March 1905–2002. Mean sea level pressure averaged during (b) "Zonal" (ZO), (c) "East Atlantic" (EA), (d) "Greenland Above" (GA), (e) "Blocking" (BL) and (f) "Atlantic Ridge" (AR) days. The contours are displayed every 3 hPa and the long-term frequency (in %) of each weather regime is indicated in parenthesis.

anomalous high pressure shifted over continental Europe. It will be referred to as an "East-Atlantic" weather regime (EA). The third weather regime shares common features with the negative NAO phase with an anomalous anticyclone over Greenland and a deep low pressure centred around 48°–50°N over the eastern North Atlantic (Fig. 7d). The flow allows synoptic perturbations to reach Europe but on a more southerly track than usual (Roger, 1997). This pattern will be referred to as the "Greenland Above" (GA) regime. The fourth weather regime (Fig. 7e) exhibits typical blocking extended from Eastern Atlantic to Scandinavia and Eastern Europe (BL for "Blocking" hereafter). For this weather regime, synoptic perturbations can be shifted toward the extreme northeast North Atlantic, but they can also travel over the Mediterranean Sea (Plaut and Simonnet, 2002). The fifth weather regime (Fig. 7f) is characterized by a weak ridge over the North-Eastern Atlantic, followed by a trough stretched from Scandinavia to Eastern Mediterranean sea. This weather regime is called the "Atlantic Ridge" (AR) weather regime in reference to previous studies (Michelangeli et al., 1995; Plaut and Simonnet, 2002; Moron and Plaut, 2003).

Fig. 8b–e shows the mean anomalous frequency of each weather regime during sea surges >20 cm, >30 cm and >40 cm (respectively 75th, 85th and 95th percentiles of daily maximum sea surges on the 1986–1995 period) compared with the mean frequency (Fig. 8a). Sea surges at the four stations are mostly associated with the same weather regimes, i.e. GA and BL (Fig. 8). The positive anomalies of GA and BL increase with the level of sea surges (Fig. 8). GA and BL are characterized by low pressure systems over the Atlantic between the Bay of Biscay and the British Island associated with high pressure from central Europe to Scandinavia and British Isles (Ullmann and Moron, in press), leading to SE–SW winds over the North-West Mediterranean Sea that drags the water towards the coasts of the Gulf of Lions. Moreover, these weather patterns could also affect other parts of Mediterranean basin as the northern Adriatic Sea (Trigo and Davies, 2002; Lionello et al., 2006).

Please cite this article as: Ullmann, A., et al., Sea surges around the Gulf of Lions and atmospheric conditions, Glob. Planet. Change (2007), doi:10.1016/j.gloplacha.2007.10.002

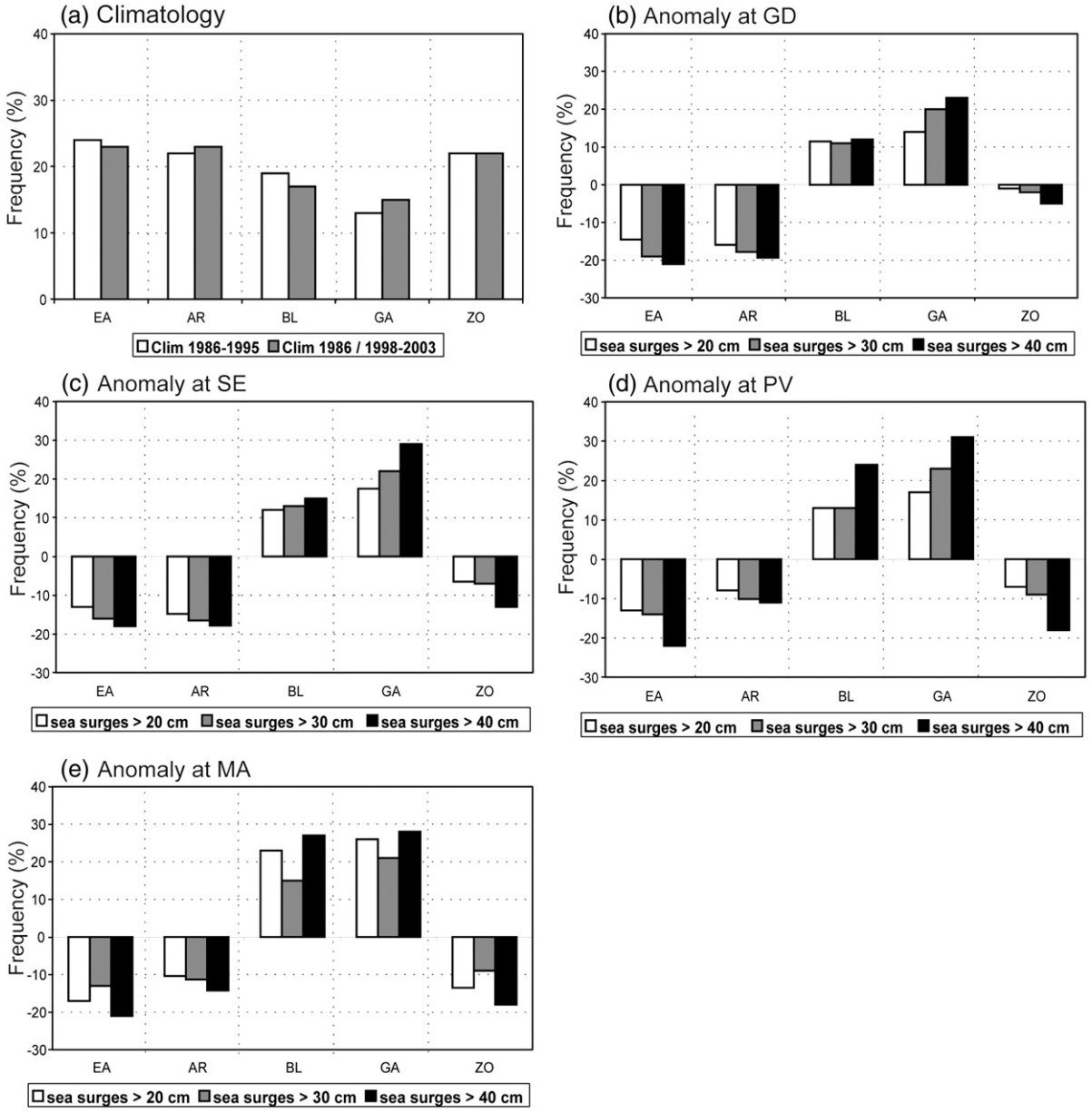


Fig. 8. (a) Mean frequency (in %) of "East Atlantic" (EA), "Atlantic Ridge" (AR), "Blocking" (BL), "Greenland Above" (GA), and "Zonal" (ZO) weather regime in 1986–1995 (white bars) and in 1986 and 1998–2002 (gray bars). Anomalous frequency (in %) relatively to the mean when sea surges are >20 cm (white bars), 30 cm (gray bars) and 40 cm (black bars) at (b) Grau-de-la-Dent (GD), (c) Sète (SE), (d) Port-Vendres (PV) and (e) Marseille (MA).

4.3. Wind and weather regimes

Frequencies of winds (at 12 h UTC) by classes of 45° have been computed for each weather regime (Fig. 9b–f) and compared with the mean climatology (Fig. 9a). The most prevalent wind blows clearly from NW to NE (i.e. called "Mistral" and "Tramontane" respectively in Provence and Languedoc-Roussillon) (Fig. 9a). The second most prevalent direction is SE-S (Fig. 9a). Anomalies are clearly different amongst the 5 weather regimes. In EA, anticyclonic conditions dominate the Gulf of Lions and weak northerly winds seems to be slightly much more frequent than in mean while southerly winds are less frequent (Fig. 9c). AR, characterized by a ridge over mid-eastern Atlantic (Fig. 7f), is associated with a strong positive (negative) anomaly of northerly (southerly) winds (Fig. 9f). GA and weakly BL show a strong positive (negative) anomaly of southerly (northerly) winds (Fig. 9d–e), consistent with their composite atmospheric patterns. In ZO, the mean wind anomalies are weak (Fig. 9b). In summary, northerly (southerly) winds occur more frequently in AR and EA (GA and BL).

4.4. Sea surge related winds

4.4.1. Local winds

For each hourly sea surge greater or equal to a given threshold, the frequency of 45°-class direction of local wind has been computed at the nearest meteorological station from 3 h

Please cite this article as: Ullmann, A., et al., Sea surges around the Gulf of Lions and atmospheric conditions, Glob. Planet. Change (2007), doi:10.1016/j.gloplacha.2007.10.002

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

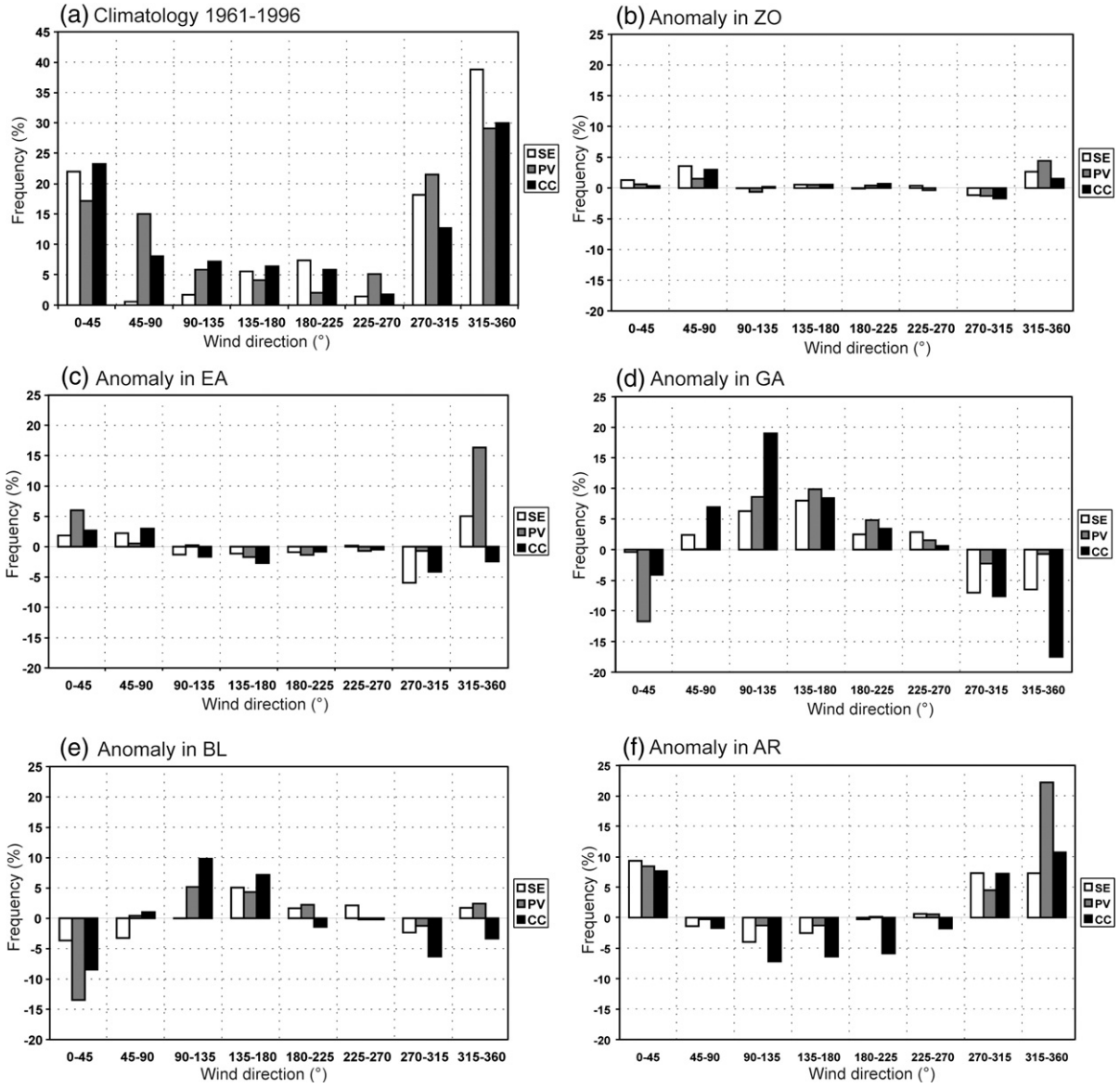


Fig. 9. (a) Mean frequency (in %) of 45°-class directions of winds (at 12 h UTC) at Sète (SE), Port-Vendres (PV) and Cap Couronne (CC) respectively as white, gray and black bars on the period 1961–2002. Anomalous frequency of 45°-class directions of winds (in %) relatively to the mean during (b) "Zonal" (ZO), (c) "East Atlantic" (EA), (d) "Greenland Above" (GA), (e) "Blocking" (BL) and (f) "Atlantic Ridge" (AR) at SE (white bars), PV (grey bars) and CC (black bars) on the same period.

before the sea surge. At GD, strong sea surges are mostly associated with southerly onshore winds blowing from 90° to 135° (Fig. 10a) and from 90° to 180° at SE (Fig. 10b). According to the direction of the coast, winds blowing mostly from 80° to 135° at GD and from 90–180° at SE are onshore winds tending to push the water toward these coasts and leading to a local surge peak. Only 40 km eastward of GD, strong sea surges at MA are mostly associated with winds blowing from 90° to 180° (Fig. 10d). But over 30% of sea surges >40 cm could be associated with northerly wind blowing from 270° to 360°, that is the "Mistral" (Fig. 10d). The tide-gauge at Marseille, located on a north–south oriented coast is opened westward on the Mediterranean Sea (Fig. 1). MA is thus sensitive, as the other stations, to southerly winds that lead to a quite spatially-uniform regional sea surge, but also to northerly winds due to the local direction of the coast. In the latter case, a local sea surge is associated with a regional-scale northerly wind. This tends also to occur at PV, but the frequency of 315–360° winds associated with sea surges >20 cm is still below the long-term mean (Fig. 10c). Furthermore, the monthly frequency of sea surges >40 cm is correlated with the monthly frequency of local southerly winds >10 m/s associated with sea surges at each tide-gauge station ($r=0.70$ at GD, $r=0.73$ at SE, $r=0.62$ at PV and $r=0.60$ at MA).

In summary, the four tide-gauge stations usually record regional-scale sea surges when the wind blows from 90° to 180°, according to the general orientation of the Gulf of Lions, but a local-scale sea surge could happen at PV, and mostly MA, when the winds blow from 270° to 360°, in relation with the local orientation of the coast.

The speed of local wind has been computed for each hourly sea surge greater or equal to a given threshold from 3 h before

Please cite this article as: Ullmann, A., et al., Sea surges around the Gulf of Lions and atmospheric conditions, Glob. Planet. Change (2007), doi:10.1016/j.gloplacha.2007.10.002

ARTICLE IN PRESS

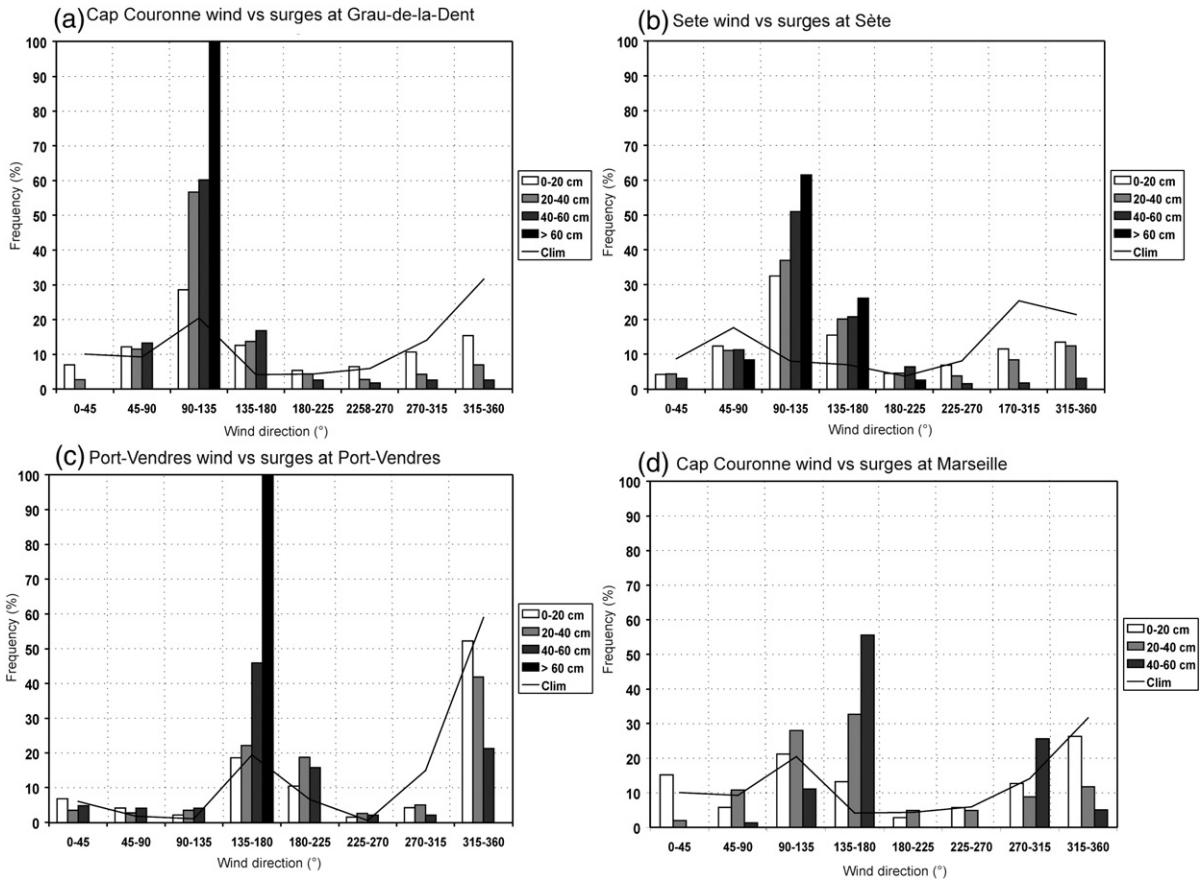


Fig. 10. (a) Mean frequency (in %) of 3-hourly winds (in 45°-class) at Cap Couronne for 4 levels of sea surges (0–20 cm in white bars, 20–40 cm in light gray bars, 40–60 cm in dark gray bars and >60 cm in black bars) at Grau-de-la-Dent and long-term climatology (1986–1995) superimposed as full line. (b) Same as (a) except for winds and sea surge at Sète. (c) Same as (a) except for winds and sea surge at Port-Vendres. (d) Same as (a) except for winds at Cap Couronne and sea surge at Marseille in 1986 and from 1998 to 2003.

the sea surge. Sea surges between 0 and 20 cm are mostly associated with weak local winds <10 m/s (Fig. 11). Respectively more than 75%, 60%, 55% and 70% of surges >40 cm at GD, SE, PV and MA are associated with local winds faster than 10 m/s. Moreover, 90% of surges >60 cm are associated with winds >10 m/s that obviously mostly contribute to the local surge-peak development (Fig. 11).

In summary, the impact of strong southerly winds that cause water to pile up against the coast is spatially consistent around the Gulf of Lions. These results confirm the link between weather regimes, wind conditions and local sea surges. But according to local site exposure, each station is associated with a preferential southerly sea surge-related wind direction. Some of strong sea surges at PV and MA are associated with northerly winds. In fact, due to the particular coastal orientations, these northerly winds associated with surges represent the local expression of a regional-scale signal, that doesn't lead to a spatially-uniform sea surge across the Gulf of Lions.

4.4.2. Long-term variation of sea surges related winds

The seasonal frequency of local winds >10 m/s related to sea surges >40 cm has been extracted at each station to investigate its long-term evolution. The seasonal frequency of southerly winds conditions associated with sea surges >40 cm increases at each station (Table 2; Fig. 12). The associated linear trends are always significant at the 99% level and this long-term increase is mixed with an irregular decadal-scale variability (Fig. 12a,b, d,e). The seasonal frequency of northerly winds associated with sea surges >40 cm at MA and PV decreases significantly at the 99% level (Table 2; Fig. 12c,f).

Measured wind speed and direction are highly sensitive to various small-scales features and possible change of location and/or in the environment around the station could also affect the temporal behaviour, but Cap-Couronne, Sète and Port-Vendres meteorological stations are lighthouses located on seaside rocky platforms. Winds are measured at 6 m above sea level and no significant geographical changes have been reported near the stations since 1950. In consequence, regional-scale increase of southerly winds measured at the three meteorological stations around the Gulf of Lions can be considered as a robust climatic signal.

5. Conclusions

This paper analyses the spatio-temporal variability of wintertime (October to March) sea surges at four stations (Port-Vendres, Sète, Grau-de-la-Dent and Marseille), almost evenly located around the Gulf of Lions (Fig. 1) and their

Please cite this article as: Ullmann, A., et al., Sea surges around the Gulf of Lions and atmospheric conditions, Glob. Planet. Change (2007), doi:10.1016/j.gloplacha.2007.10.002

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

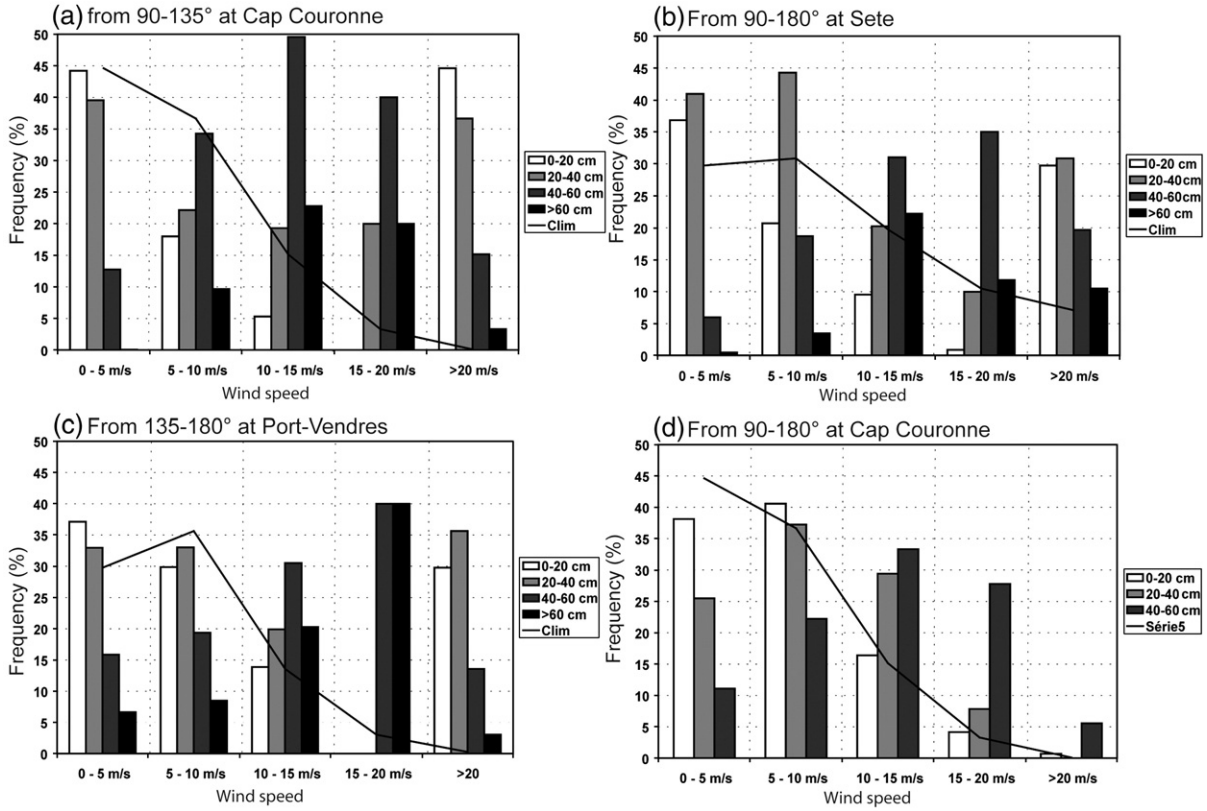


Fig. 11. Mean frequency (in %) of wind speeds of sea surge-related local winds (90°–135° at Cap Couronne in (a), 90–180° at Sète in (b), 135°–180° at Port-Vendres in (c) and 90°–180° at Cap Couronne in (d)) according to different sea surge levels (0–20 cm in white bars, 20–40 cm in light gray bars, 40–60 cm in dark gray bars and >60 cm in black bars) with long-term climatology (1986–1995) superimposed as a full line.

relationships with local-scale to regional-scale atmospheric variability. Sea surges occur largely in-phase across the Gulf of Lions at hourly and daily time scale (Table 1, Fig. 4). Slower variations, as seasonal means and 75th percentiles are also logically spatially consistent across the Gulf of Lions (Fig. 4). The variations on the 1986–1995 period are almost stationary (Fig. 4) but are embedded in a secular sea surge increase at GD since the beginning of the 20th century, concentrated between 1930 and 1980 (Fig. 5; Ullmann et al., 2007). The spatial coherence observed on the 1986–1995 period between the four stations suggests that this long-term rise could be generalised all around the Gulf of Lions. Moreover, the last 50 yr show a clear increase of the frequency of floods and extreme sea surges in the northern Adriatic Sea (Lionello, 2005; Trigo and Davies, 2002).

Most of sea surges around the Gulf of Lions occur during the same weather regimes ("Greenland Above" and "Blocking"; Fig. 8) associated with the negative phase of the NAO (Ullmann and Moron, in press), when the extratropical storms travelled on a southern track between the middle Atlantic and the Mediterranean Sea. It is consistent with the longer analysis of full GD record (Ullmann and Moron, in press). Moreover, strong sea surges are almost always associated with the negative phase of the NAO (Fig. 6). The NAO exerts its influence through the frequency of weather regimes that modifies the regional-scale SLP patterns and winds over the eastern North Atlantic, western Europe and Mediterranean basin. The "Greenland Above" and "Blocking" weather regimes are associated with anomalous southerly winds over the Gulf of Lions, leading to a regional-scale sea surge (Figs. 9, 10). But, local-scale strong sea surge >40 cm could also occur at PV and mostly MA in association with regional-scale northerly winds (i.e. Mistral and Tramontane), due to the local orientation of the coast (Figs. 1 and 10). From an impact perspective, local coastal exposures to onshore winds are important to explain how local and regional winds may lead to a strong local surge peak.

The frequency of winds associated with surges >40 cm are then analysed on the 1948–2003 period. The frequency of southerly winds associated with regional-scale sea surges

Table 2
Linear trends of frequencies of local wind associated with sea surges in the Gulf of Lion

Stations	Time periods	Wind directions (°)	Linear trends
Cap Couronne	1961–2003	90–135	+0.28+/−0.08%/an (p>99%)
Cap Couronne	1961–2003	90–180	+0.25+/−0.07%/an (p>99%)
Cap Couronne	1961–2003	270–360	−0.08+/−0.02%/an (p>99%)
Sète	1949–2003	90–180	+0.14+/−0.03%/an (p>99%)
Port-Vendres	1949–2003	135–180	+0.1+/−0.03%/an (p>99%)
Port-Vendres	1949–2003	315–360	−0.04+/−0.01%/an (p>99%)

Please cite this article as: Ullmann, A., et al., Sea surges around the Gulf of Lions and atmospheric conditions, Glob. Planet. Change (2007), doi:10.1016/j.gloplacha.2007.10.002

ARTICLE IN PRESS

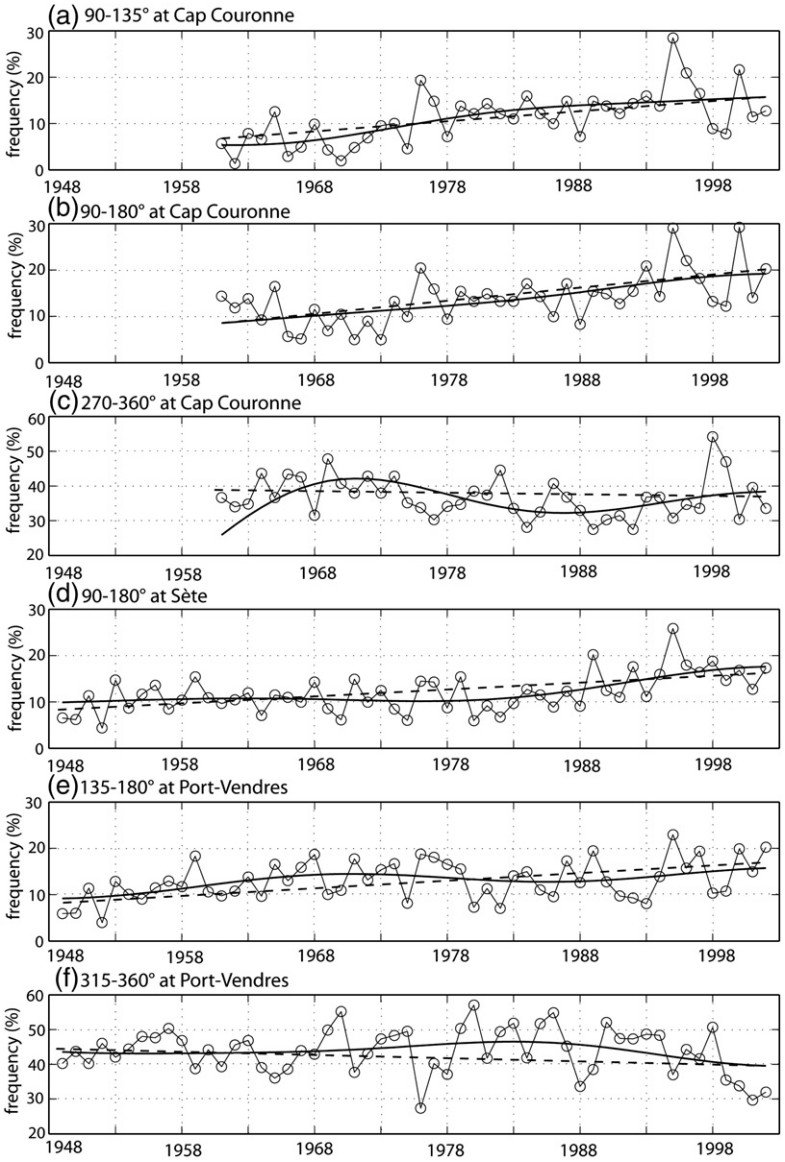


Fig. 12. Seasonal mean frequency of 3-hourly 90°–135° winds (in %) at Cap Couronne (line and circles) with low-pass filtered variations (frequency <1/30 cycle-per-year) superimposed as full line and linear trend superimposed as dashed line. The significance level (p) of the linear trend is estimate with a Student's T test. (b) Same as (a) for 90°–180° winds at Sète. (c) Same as (a) for 135°–180° winds at Port-Vendres. (d) Same as (a) for 315°–360° winds at Port-Vendres. (e) Same as (a) for 90°–180° winds at Cap Couronne. (f) Same as (a) for 270°–360° winds at Cap Couronne.

increases almost uniformly across the Gulf of Lions (Fig. 12). The frequency of northerly winds associated with local-scale sea surges at PV, and mostly MA, decreases since the middle of the 20th century (Fig. 12). Such observations have been made in the Northern Adriatic Sea with the increase of the frequency of Sirocco and the decrease of the frequency of Bora (Pirazzoli, 2002). These changes could explain, at least partly, the increase of the frequency and intensity of sea surges since the middle of the 20th century.

Despite the relationships between sea surges, winds and weather regimes, the long-term increase of the frequency of winds related to sea surges is not associated with an increase of the frequencies of GA and BL, which exhibit a weak decrease at the end of the 20th century (Ullmann and Moron, in press). But a long-term rise of sea level pressure over Central Europe (15°–30°E; 40°–55°N) since the end of the 1940s is synchronous with the increase of SLP patterns favourable to sea surges across the Gulf of Lions (Ullmann and Moron, in press). This large-scale SLP rise over Central Europe could explain, at least partly, the increase of the frequency of southerly regional-scale winds observed here (Fig. 12).

Recent trends of sea surge-related wind frequency in the Gulf of Lions are associated with an increase of frequency and intensity of sea surge in the last four decades (Ullmann et al., 2007). Moreover, increase of flood and extreme surges also observed in the Gulf of Venice over the last 50 yr suggests a consistent sea surge-related atmospheric variability in the whole NorthWestern Mediterranean basin (Pirazzoli, 2000; Trigo and Davies, 2002; Lionello, 2005). The rising human pressure along this low-lying seashore increases its vulnerability linked with

Please cite this article as: Ullmann, A., et al., Sea surges around the Gulf of Lions and atmospheric conditions, Glob. Planet. Change (2007), doi:10.1016/j.gloplacha.2007.10.002

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

ARTICLE IN PRESS

the increase of the flood impacts (Nicholls and Hoozemans, 1996). Frequency of extratropical storms should not increase in the western Mediterranean basin during the 21st century (Lionello et al., 2006). Moreover, astronomical tide should be steady in the next century (Bondesan et al., 1995). Nevertheless, the global sea level rise expected during the next decades would increase the frequency of extreme sea surge and/or increase their highest levels and thus increase flood impacts along low-lying coastal areas across the Gulf of Lions (Nichols et al., 1999).

Acknowledgements

Authors gratefully thank the SMNLR (Maritime and Navigation Service of Languedoc-Rousillon, French Ministry of Transport and Public Works) for giving us the available sea level height time series of SE and PV. A. Ullmann is funded by IMPLIT (Impact des événements extrêmes sur les hydrosystèmes du littoral Méditerranéen français) contract GICC-2 (Gestion de l'impact du changement climatique), Ministry of Ecology and Sustainable development. This study is a contribution to the DISCOBOLE Project (Ministry of Ecology and Sustainable development and Ministry of Research).

References

Alpert, P., Neeman, B.U., El-Shay, Y., 1990. Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data. Tellus 42A, 65–77.

Bondesan, M., Castiglioni, G.B., Elmi, C., Gabbianelli, G., Marocci, R., Pirazzoli, P.A., Tomasin, A., 1995. Coastal area at risk from storm surges and sea-level rise in northeastern Italy. JCR 11, 2354–379.

Bouligand, R., Pirazzoli, P.A., 1999. Les surcotes à Brest, étude statistique et évolution. Oceanol. Acta 22, 153–166.

Doodson, A.T., 1921. The harmonic development of the tide-generating potential. Proc. R. Soc., A 100, 305–329.

Ebisuzaki, W., 1997. A method to estimate the statistical significance of a correlation when the data are serially correlated. J. Climate 14, 2486–1994.

Fagherazzi, S., Fosser, G., D'Alpaos, L., D'Odorico, P., 2005. Climatic oscillation influence the flooding of Venice. Geophys. Res. Lett. 32. doi:10.1029/2005GL023758, 2005.

Foreman, M.G.G., 1977. Manual for tidal heights analysis and prediction. PMS Report 77–10, Inst. of Ocean Sciences, Patricia Bay, Victoria, B.C.

IPCC, 2007. Climate Change 2001. The Scientific Basis. Cambridge University Press, Cambridge. 881 pp.

Janicot, S., Moron, V., Fontaine, B., 1996. Sahel droughts and ENSO dynamics. Geophys. Res. Lett. 23, 515–518.

Lionello, P., 2005. Extreme surges in the Gulf of Venice. Present and future climate. In: Fletcher, C., Spencer, C. (Eds.), Venice and its Lagoon, State of Knowledge. Cambridge University Press, Cambridg UK, pp. 59–65.

Lionello, P., Bhend, J., Buzzi, A., Della-Marta, P.M., Krichak, S., Jansà, A., Maheras, P., Sanna, A., Triog, I.F., Trigo, R., 2006. Cyclones in the Mediterranean region: climatology and effects on the environment. In: Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., Boscolo, R. (Eds.), Mediterranean Climate Variability. Elsevier (Netherlands), Amstredam, pp. 324–372.

Michelangeli, P.A., Vautard, R., Legras, B., 1995. Weather regimes: recurrence and quasi stationarity. J. Atmos. Sci. 52, 1237–1256.

Moron, V., Plaut, G., 2003. The impact of El Niño southern oscillation upon weather regimes over Europe and the North Atlantic during boreal winter. Int. J. Climatol. 23, 363–379.

Moron, V., Ullmann, A., 2005. Relationship between sea-level pressure and sea level height in the Camargue (French Mediterranean coast). Int. J. Climatol. 25, 1531–1540.

Nicholls, R.J., Hoozemans, F.M.J., 1996. The Mediterranean vulnerability to coastal implications of climate change. Ocean Coast. Manag. 31, 105–132.

Nichols, R.J., Hoozemans, F.M.J., Marchand, M., 1999. Increasing flood risk and wetland losses due to global sea-level rise: regional and global analyses. Glob. Env. Change 9, 69–87.

Pasaric, M., Orlic, M., 2001. Long-term meteorological pre-conditioning of the North Adriatic coastal floods. Cont. Shelf Res. 21, 263–278.

Paskoff R. 1993. Côtes en danger. Pratiques de la geographie, Ed. Masson, Paris.

Pirazzoli, P.A., 2000. Surges, atmospheric pressure and wind change and flooding probability on the Atlantic coast of France. Oceanol. Acta 23, 643–661.

Pirazzoli, P.A., Tomasin, A., 2002. Recent Evolution of surge-related Events in the Northern Adriatic Area. J. Coast. Res. 18, 537–554.

Pirazzoli, P.A., Costa, S., Dornbusch, U., Tomasin, A., 2006. Recent Evolution of surge-related events and assessment of coastal flooding risk on the eastern coasts of the English Channel. Ocean Dyn. 18, 537–554.

Plaut, G., Simonnet, E., 2002. Large-scale circulation classification, weather regimes and local climate over France, the Alps and Western Europe. Clim. Res. 17, 303–324.

Roger, J.C., 1997. North Atlantic storm track variability and its association to both North Atlantic oscillation and climate variability of Northern Europe. J. Climate 10, 1635–1647.

Sabatier, F., Stive, M., Pons, F., 2004. Longshore variation of depth of closure on a micro-tidal wave-dominated coast. International Conference on Coastal Engineering 2004. American Society of Civil Engineering, Lisboa, pp. 2329–2339.

Svensson, C., Jones, D.A., 2002. Dependence between extreme sea surge, river flow and precipitation in eastern Britain. Int. J. Climatol. 22, 1149–1168.

Tomasin, A., 2005. The Software "Polifemo" for Tidal Analysis, Tech. Note 202, ISMAR-CNR, Venice, Italy.

Trigo, I.F., Davies, T.D., 2002. Meteorological conditions associated with sea surges in Venice: a 40 year climatology. Int. J. Climatol. 22, 787–803.

Ullmann, A., Pirazzoli, P.A., 2007. Spatial characteristics of sea-surges formation in the Gulf of Lions. Cybergeo 362 (01.18.2007).

Ullmann A., Moron V., in press. Weather regimes and sea level variations over Gulf of Lions (French Mediterranean coast) during the 20th century. *Internation Journal of Climatology.* doi: 10.1002/joc.1527.

Ullmann, A., Pirazzoli, P.A., Tomasin, A., 2007. Sea surge in Camargue: trend over the 20th century. Cont. Shelf Res. 27 (7), 922–934.

Vautard, R., 1990. Multiple weather regimes over the North Atlantic: analysis of precursors and successors. Mon. Weather Rev. 118, 2056–2081.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Please cite this article as: Ullmann, A., et al., Sea surges around the Gulf of Lions and atmospheric conditions, Glob. Planet. Change (2007), doi:10.1016/j.gloplacha.2007.10.002

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY
Int. J. Climatol. (in press)
Published online in Wiley InterScience
(www.interscience.wiley.com) DOI: 10.1002/joc.1527

RMetS
ROYAL METEOROLOGICAL SOCIETY

Weather regimes and sea surge variations over the Gulf of Lions (French Mediterranean coast) during the 20th century

A. Ullmann[a,b]* and V. Moron[a,b,c]

[a] *UFR des Sciences Géographiques et de l'Aménagement, Université de Provence, Aix-Marseille I, France*
[b] *CEREGE, UMR 6635 CNRS, France*
[c] *International Research Institute for Climate and Society, The Earth Institute at Columbia University, Palisades, New York*

ABSTRACT: Hourly sea surge variations observed at three tide-gauge stations (Grau-de-la-Dent(GD) located in the Rhône Delta, Sète(SE), and Port-Vendres(PV)) around the Gulf of Lions are strongly correlated during the wintertime period (October to March) of 1986-1995. Relationships between the early morning (6 a.m. UTC) sea surge observed at Grau-de-la-Dent station and five weather regimes – Zonal (ZO), East-Atlantic (EA), Greenland Above (GA), Blocking (BL), and Atlantic Ridge (AR) – over the northeast Atlantic and Europe (40 °W–40 °E, 30°–70°N) are analysed during the wintertime period of 1905-2002. More than 75% of sea surges $\geq$ 40 cm occur during both of the weather regimes associated with a negative North Atlantic Oscillation(NAO) phase (41.2 and 34% during BL and GA weather regimes, respectively), ahead of low pressure travelling usually southeastward, on a stormtrack shifted south of 55°N. The relationships between monthly/seasonal frequency of weather regime and 75th percentile of sea surge at GD tend to strengthen during the 20th century: for example, correlation between seasonal frequencies of GA and 75th percentile of sea surge increases from 0.07 (not significant) in 1905–40 to 0.83 (signifiicant at the one-sided 99% level) in 1974–2002. Copyright © 2007 Royal Meteorological Society

KEY WORDS sea surge; sea level pressure; weather regime; North Atlantic; Europe; Mediterranean Sea

Received 16 March 2006; Revised 13 February 2007; Accepted 17 February 2007

1. Introduction

In deltaic areas, vulnerability of low coastal areas to short and long-term rises in sea level is particularly high (Nicholls and Hoozemans, 1996). Recent climatic models summarized by the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) have predicted a significant warming and global sea-level rise for the 21st century (IPCC, 2001), which is expected to increase the flooding risk along low-lying coasts. Various factors may induce sea level variations at different time scales. On time scales longer than 1 year, regional and global scale sea level variations are related to volume change due to seawater density change, associated with temperature and salinity variations (Tsimplis and Baker, 2000; Cazenave *et al*., 2001, 2002; Tsimplis and Rixen, 2002) and mass change between ocean and continents, including ice melting (Lambeck, 1990; Cabanes *et al*., 2001; Cazenave and Nerem, 2004). But non-climate-related changes, such as isostatic movements of land, coastal erosion, and change in sediment loadings may also be responsible for decadal-secular variations of sea level at local scales (Vella *et al*., 2005; Ullmann *et al*., 2007a).

On time scales of less than 1 year, the predominant forcing of sea level variations is mostly related to atmospheric variability (Tsimplis and Josey, 2001; Trigo and Davies, 2002; Wakelin *et al*., 2003; Tsimplis *et al*., 2005), including extra-tropical storms (Heyen *et al*., 1996; Bouligand and Pirazzoli, 1999; Bouligand and Tabeaud, 2000; Pirazzoli, 2000; Pasaric and Orlic, 2001; Svensson and Jones, 2002; Moron and Ullmann, 2005; Ullmann *et al*., 2007b). The atmospheric forcing leads to a sea surge defined as the difference between the observed sea level and the astronomical tide. The total sea level is thus important for coastal impacts, but the largest amplitude of astronomical tide is below 30 cm in this area (Ullmann *et al*., 2007a). The inverse barometer effect is equivalent to a 1-cm sea level rise per hPa of surface pressure drop and vice versa. The Gulf of Lions is not on the main storm track of the north Atlantic domain (Alpert *et al*., 1990; Rogers, 1997) and the amplitude of sea level pressure (SLP) variations is reduced relative to the extra-tropical North Atlantic. The most important atmospheric factor is therefore the wind associated with moving mid-latitude low-pressure systems (Ullmann *et al*., 2007b). For example, sea surges $\geq$ 40 cm in Camargue recorded between 1974 and 2001 are usually associated with storms moving usually southeastward across the North Atlantic to the south of 55°N, and strengthening as they approach the Bay of Biscay (Moron and Ullmann, 2005). During such storms, strong onshore winds may persist

* Correspondence to: A. Ullmann, CEREGE, UMR 6635 CNRS, Europôle Méditerranéen de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix en Provence, France.
E-mail: ullmann@cerege.fr

Copyright © 2007 Royal Meteorological Society

WILEY InterScience® DISCOVER SOMETHING GREAT

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

for up to 4–5 days and cause water to pile up against the north coast of the Gulf of Lions.

The previous results obtained by Moron and Ullmann (2005) were based on a short period (1974–2001). Our main goal in this paper is to extend this previous analysis to a longer period (1905–2002). As sea surges are usually larger in the winter, the October to March wintertime period only is analysed for all variables. In Section 3a, we firstly analyse the spatial consistency of sea surges around the Gulf of Lions by considering 3 hourly validated sea surge time series from 1986 to 1995 (Ullmann *et al*., 2005): Grau-de-la-Dent (GD), Sète (SE) and Port-Vendres (PV). The relationship between the sea surge at 6 a.m. Universal time co-ordinate (UTC) from 1905 to 2002 at the GD tide-gauge station and atmospheric variability over northeast Atlantic and Europe (40 °W–40 °E; 30°–70°N) is then analysed. The atmospheric circulation is firstly summarized by an objective weather classification using a *k*-means algorithm (Section 3b). The weather regimes are defined as persistent and recurrent large-scale flow patterns that appear repeatedly at fixed geographical locations, and thus organize the behaviour of synoptic systems that affect local-scale weather during several days or consecutive weeks. The five-cluster solution emphasizing well-known weather regimes already observed in this area (Vautard, 1990; Michelangeli *et al*., 1995; Plaut and Simonnet, 2002; Moron and Plaut, 2003) is chosen (Section 3b). The mean sea surge heights during each weather regime is analysed, as well as the frequency of weather regimes for different sea surge levels (Sections 3c, 3d). The relationships between sea surge and frequency of each weather regime at inter-annual to multi-decadal time scales are then analysed (Section 3e). Concluding remarks are provided (Section 4)

2. Data and Methods

As the highest sea surges occur in winter, the October to March period is analysed for all variables.

2.1. Sea surge

This work analyses the hourly time series of sea surge height measured at three tide-gauge stations along the Gulf of Lions: GD, SE and PV (Figure 1 and Table I) from October 1986 to March 1995 (Ullmann *et al*., 2005). These time series have been produced through the digitization of the original paper records (marigrams) of sea levels using an integrated and automated tool kit for the digitization, transformation and validation of marigrams called NUNIEAU (NUmerisation des NIveaux d'EAU) (Ullmann *et al*., 2005). Sea level measured at 6 a.m. is also available since 1905 at GD tide-gauge station. Data are missing from 1 October 1915 to 31 March 1916 and from 1 October 1962 to 31 March 1974. Also, monthly mean revised local reference (RLR) sea level data at Marseille (MA) have been extracted from the Permanent Sea Level database from 1905 to 2004 (Woodworth and Player, 2003; Figure 1 and Table I) to check the quality of the GD record. The tide-gauge station is located at Endoume on a north-south rocky coast on the eastern side of MA's bay (Figure 1). No attempt is made to fill the missing entries. All sea level data are expressed in hours UTC+0 and are relative to the same altimetric reference, i.e. the Nivellement Général Français (NGF).

The hourly astronomical tide at GD, SE and PV has been computed with the POLIFEMO software (Tomasin,

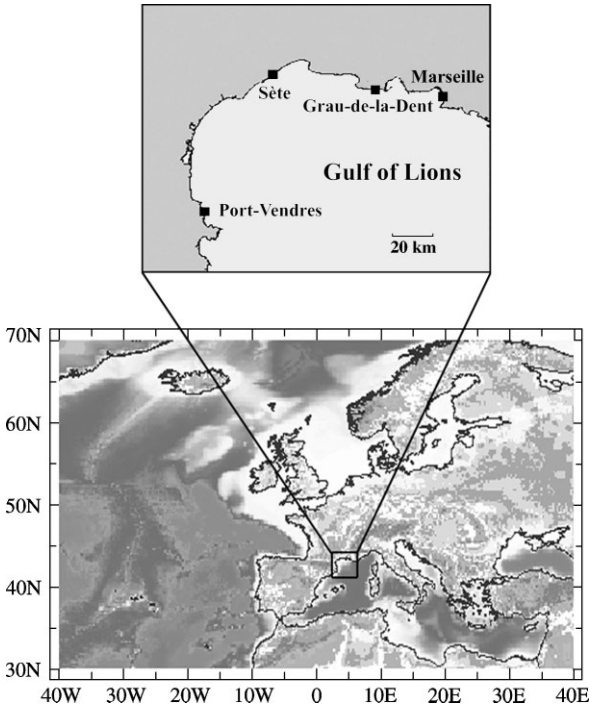


Figure 1. Location of the Grau-de-la-Dent (GD), Sete (SE), Port-Vendres (PV) and Marseille (MA) tide-gauge stations.

Table I. Location and characteristics of the tide gauge stations.

	Data	Period	Location	Maximum sea surge (cm)	Maximum tide level (astronomical tide + surge) (cm)
Sète	Hourly	1986–1995	43° 24′N, 3° 41′E	96	105
Port-Vendres	Hourly	1986–1995	42° 31′N, 3° 06′E	69	73
Grau-de-la-Dent	Hourly	1986–1995	43° 01′N, 4° 37′E	85	92
Grau-de-la-Dent	Daily (6 h UTC)	1905–2005	43° 01′N, 4° 37E	106	110
Marseille	monthly	1905–2002	43° 17′N, 5° 22′E	–	–

Copyright © 2007 Royal Meteorological Society

DOI: 10.1002/joc

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

2005), that uses a limited number of harmonic components. POLIFEMO performs a least-square fit of the available data with seven constituents, i.e. M_2, S_2, N_2, K_2, K_1, O_1, P_1 (referring to 'mean lunar period', 'mean solar period', 'major elliptic lunar period', 'luni-solar declinational semi-diurnal period', 'luni-solar declinational diurnal period', 'major lunar period', 'major solar period', respectively). The interannual variability of the tidal components is taken into account. The local astronomical tide is removed from the sea level height to obtain the sea surge component.

2.2. SLP data

The mean SLP available from National Centre for Atmopsheric Research (NCAR) at 1 p.m. UTC from 1 October 1905 to 31 December 1939 and at noon UTC from 1 January 1940 to 31 March 2002 has been extracted from the NCAR web site (http://dss.ucar.edu/). No attempt has been made neither to fill the missing entries in the NCAR data nor to remove the seasonal cycle. The SLP data are standardized to zero mean and unit variance. The SLP data are not available at the exact time of sea surge records, but the weather regimes are persistent large-scale patterns and it is expected that the one observed at noon or 1 p.m. is usually the same at 6 a.m. The North Atlantic Oscillation Index time series (NAOI) defined as the difference between the normalized SLP anomalies at Gibraltar minus those at Reykjavik has been downloaded from the Climatic Research Unit website (http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/nao.htm) from 1905 to 2002 (Jones *et al*., 1997).

2.3. Weather classification

Weather classification has been extensively used to summarize the extra-tropical atmospheric circulation (Vautard, 1990; Michelangeli *et al*., 1995; Plaut and Simonnet, 2002). The NCAR SLP standardized anomalies of the 93.9% of days without missing values are weighted by the cosine of latitude and compressed onto the 11 leading empirical orthogonal functions (EOFs) that account for 90% of the total variance. The standard *k*-means algorithm (Diday and Simon, 1976) is applied to the 11 principal components to extract five clusters, in accordance with previous studies (Vautard, 1990; Michelangeli *et al*., 1995; Plaut and Simonnet, 2002; Moron and Plaut, 2003). 200 cluster analyses were performed with random seeds and the classifiability index (Michelangeli *et al*., 1995; Plaut and Simonnet, 2002) that measures the average similarity within the 200 sets of clusters is used to select the best partition. The 4.4% of days, where all grid-points are not missing, are classified in the cluster that minimizes the squared Euclidean distance with its centroïd, considering only the available grid-points. 1.7% days of the whole sample have no SLP data at all and are not considered in the following analyses.

3. Results

3.1. Sea surges around the Gulf of Lions

The frequency of the winter sea surges in bins of 1 cm has been computed for each pair of the three tide-gauge stations available for the 1986–1995 period at hourly time scales to analyse the consistency of sea surge variations amongst the three stations (Figure 2).The plot shows a strong quasi-linear relationship between the three stations (Figure 2 and Table II). Moreover, the analysis of lagged correlations indicates that there are no systematic temporal shifts between the three stations (not shown). The root mean square error (RMSE) of a least-square linear regression between pairs of stations (Table II) is close to half of the local standard deviations (RMSE = 13.4, 14.2 and 12.1 cm for GD, SE and PV, respectively). The mean evolution of the sea surge recorded at the three stations is displayed for the 5, 10 and 20 highest sea surges observed at GD, from2 days before to 2 days after the sea surge (Figure 3). The phases as well as the amplitude of the sea surges are highly consistent amongst the three stations.

3.2. Weather regimes

The first weather regime (Figure 4(b)) is quite close to the climatological mean SLP (Figure 4(a)), with a strengthening of the Icelandic low and a strengthening and a northeastward shift of the Azores High centred over southern Europe. The direction of the flow is thus close to the long-term mean (Figure 4(a)) but its speed is increased. This pattern is referred hereafter to as 'Zonal' (ZO) weather regime. The next pattern (Figure 4(c)) exhibits an anomalous high pressure shifted over continental Europe. It will be referred to as an 'East-Atlantic' (EA)regime (Plaut and Simonnet, 2002). Weather regime three shares common features with the negative North Atlantic Oscillation (NAO) phase with an anomalous anticyclone over Greenland and a deep low pressure centred around 48°–50°N over the eastern north Atlantic (Figure 4(d)). The flow allows synoptic

Table II. Hourly sea surge around the Gulf of Lions over the wintertime period (October to March) from 1986 to 1995. Column 2: Number of pairs of hourly observations between each three sea-surge time series. Column 3: Correlation between pairs of sea surge. Column 4: Root mean square error of least-square linear regression between pairs of sea surge.

	Number of pairs of hourly observations	Correlation	RMSE (cm)
Grau-de-la-Dent vs Port-Vendres	43 227	0.88	7.1
Grau-de-la-Dent vs Sete	43 220	0.87	5.7
Port-Vendres vs Sete	43 430	0.90	5.1

Copyright © 2007 Royal Meteorological Society

DOI: 10.1002/joc

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

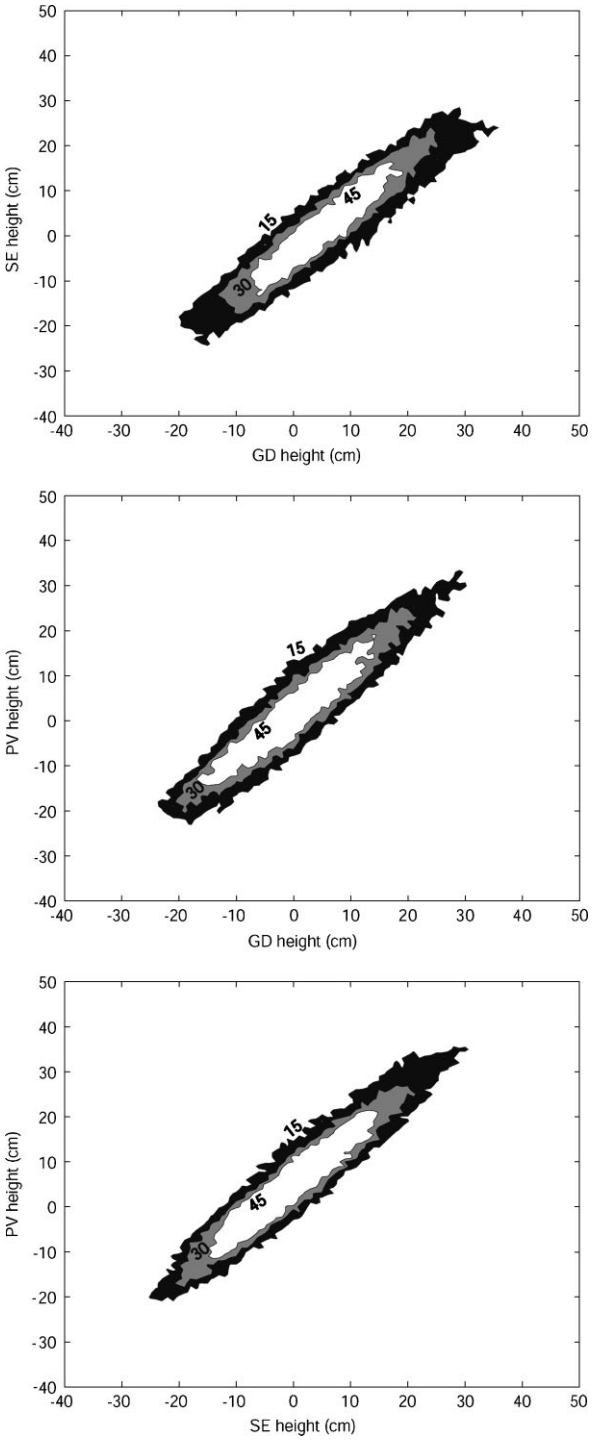


Figure 2. Contour of the frequency per 1 × 1 cm bin of hourly time series of winter sea surge at two stations amongst Grau-de-la-Dent (GD), Sète (SE) and Port-Vendres (PV) tide gauge stations; (a) between GD and SE, (b) between GD and PV and (c) between SE and PV.

perturbations to reach Europe but on a more southerly track than usual (Rogers, 1997). This pattern is also very close to the composite SLP associated with highest sea levels observed at GD station over 1974–2001 (Figures 2–3 of Moron and Ullmann, 2005). This pattern will be referred to as the 'Greenland Above' (GA) regime. The next weather regime (Figure 4(e)) exhibits typical blocking extended from eastern Atlantic to Scandinavia and eastern Europe and a deep cold trough over western Europe and northwest Mediterranean Sea. For this weather type, synoptic perturbations can be shifted toward the extreme northeast north Atlantic, but they can travel over the Mediterranean Sea (Plaut and Simonnet, 2002). Weather regime 5 (Figure 4(f)) is characterized by a weak ridge over the mid-eastern Atlantic, followed by a trough stretching from Scandinavia to Eastern Mediterranean sea. This weather regime is called the 'Atlantic Ridge' (AR) regime in reference to previous studies (Michelangeli *et al*., 1995; Plaut and Simonnet, 2002; Moron and Plaut; 2003).

3.3. Weather regimes and sea surge: mean relationships

Table III displays the mean and standard deviation of sea surge at GD for each weather regime for wintertime over the 1905–2002 period. The highest sea surges are observed for BL and GA, while ZO is associated with the lowest sea surges (Table III). GA and Blocking (BL) are potentially associated with low pressure travelling usually southeastward across the North Atlantic, to the south of 55°N that leads to strong onshore winds in the Gulf of Lions (Figure 4(d), (e)). On the contrary, ZO is associated with anticyclonic conditions over southern Europe and the Mediterranean basin and weak divergent and variable surface winds (Figure 4(b)).

Nevertheless, the standard deviation is quite large, especially for GA and BL, meaning that there is considerable variability in sea surges relative to the mean for each weather regime (Table III). It is interesting to reverse the analysis and to investigate the mean frequency of each weather regime associated with a class of sea surge at GD. It is clear that the mean weather regime for BL and GA is associated with the highest sea surges (Figure 5 and Table IV). A sea surge $\geq$ 40 cm at GD almost never occur during ZO, but could rarely occur during EA and also AR (Table IV). In summary, every GA–BL day isn't associated with a sea surge, but a large sea surge occurs almost exclusively on either a GA or BL day.

Table III. Mean and standard deviations of wintertime (October to March) sea surge at GD for each weather regime (ZO, Zonal; EA, East–Atlantic; GA, Greenland Above; BL, West Blocking; AR, Atlantic Ridge).

NCAR October 1905–March 2002	Mean sea surge (in cm)	Standard deviation of sea surge (in cm)
ZO	2.5	13.1
EA	6.2	14.0
GA	14.6	16.7
BL	15.1	17.5
AR	4.7	13.9
Climatology	7.9	15.7

Copyright © 2007 Royal Meteorological Society

DOI: 10.1002/joc

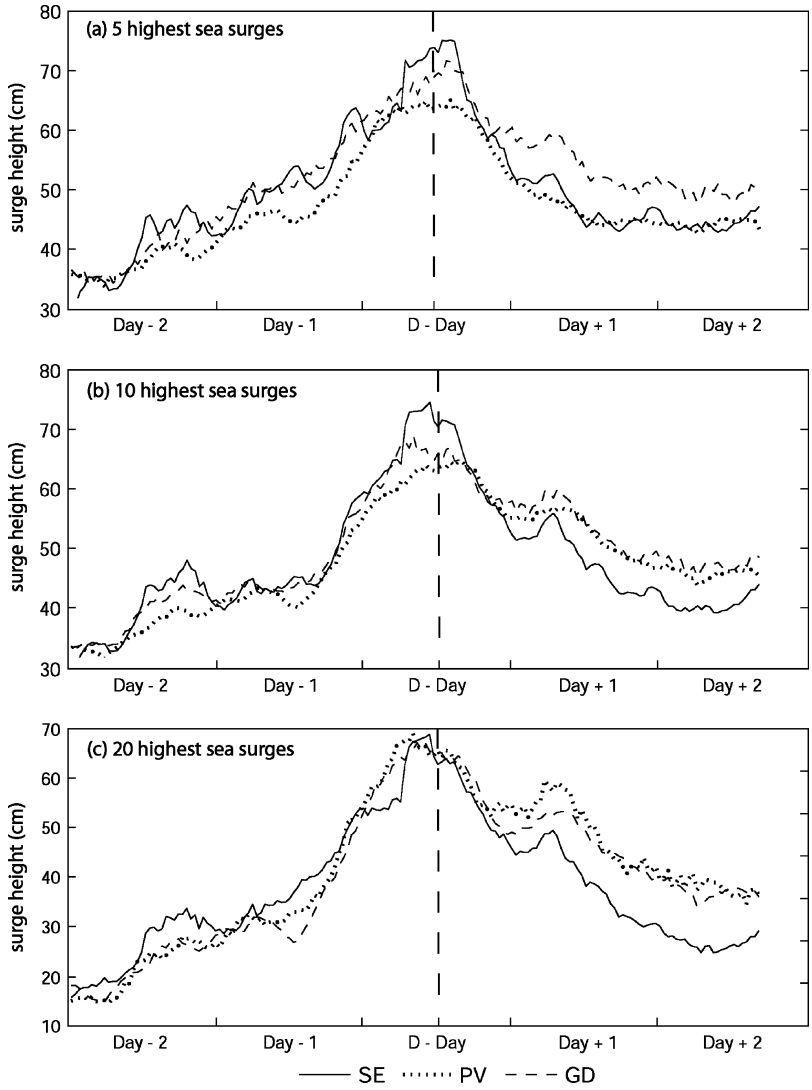


Figure 3. Hourly mean variations of the sea surge height (in cm) observed at Grau-de-la-Dent (GD) in dashed line, Sète (SE) in full line and Port-Vendres (PV) in dotted line from 2 days before to 2 days after the 5 (a), 10 (b) and 20 (c) highest sea surges observed at GD tide gauge station on the 1986–1995 period.

Table IV. column 2 (column 3): Frequency of weather regimes when sea surge at Grau-de-la-Dent is ≥ 40 cm in winter (October to March). column 4: Frequency of weather regime in all data.

NCAR October 1905–March 2002	% when sea surge ≥ 40 cm	% in total
ZO	6.1	20
EA	10.9	25.2
GA	34.0	15.5
BL	41.2	17.3
AR	7.8	21.9

3.4. Weather regime and sea level during 'Greenland Above' and 'Blocking' days

The possible influence of the length of a persistent spell on the occurrence and amplitude of sea surges is firstly studied. There is no simple relationship between the length of the sequence of GA, BL and the mean height of the sea surge (not shown). Moreover, it has been shown that the depth of the depression located on the Gulf of Biscay has only a weak influence on the amplitude of the sea surge height ≥ 40 cm (Moron and Ullmann, 2005).

Each weather regime describes a consistent, large-scale mean atmospheric state but there are regional-scale variations in the SLP pattern within each weather regime. As shown in Section 3c, sea surges ≥ 40 cm at GD occur mostly during BL and GA phases. Figure 6 shows the mean SLP for both weather regimes when the sea surge is < 0 cm at GD (left column of Figure 6) and ≥ 40 cm at GD (right column of Figure 6). The SLP patterns are, by definition, consistent at the large-scale, but there are clear regional-scale variations. In GA, sea surge ≥ 40 cm are associated with a deep low pressure < 1000 hPa covering the near-Atlantic between 45°N and 60°N and anticyclonic conditions over Eastern Europe (Figure 6(b)). A strong eastward pressure gradient then leads to a southerly flow that acts to increase the sea surge at GD (Figure 6(b)). But when the sea surge < 0, the

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Copyright © 2007 Royal Meteorological Society

DOI: 10.1002/joc

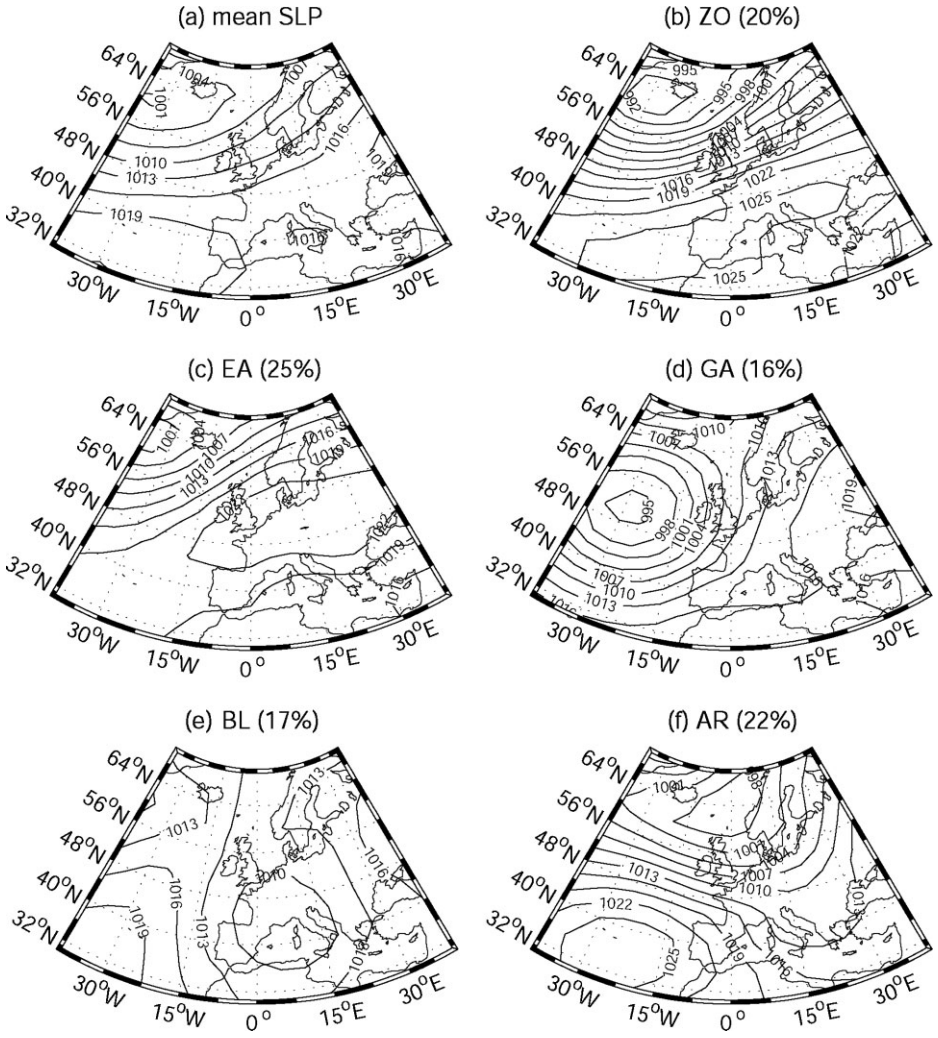


Figure 4. (a) Mean sea level pressure in October–March 1905–2002. Mean sea level pressure averaged during (b) ZO days, (c) EA days, (d) GA days, (e) BL days and (f) AR days.

deep low pressure is far from the European coast, and the eastward pressure gradient on Western Europe vanishes or even reverses, due to a relative weak low pressure over the eastern Mediterranean Sea (Figure 6(a)). The SLP is also anticyclonic over the Gulf of Lions in that case (Figure 6(a)). In BL, the mean barometric pattern associated with a sea surge < 0 cm (Figure 6(c)) is similar to the typical BL weather regime, with an southeastward shift of the low pressure from France (Figure 4(e)) to Italy (Figure 6(c)). Sea level ≥ 40 cm during BL is observed when this low pressure is shifted westward over the Iberian Peninsula and Bay of Biscay (Figure 6(d)). This SLP pattern leads to a strong eastward pressure gradient over Western Europe, a strong southerly onshore flow and low pressure over the Gulf of Lions.

In summary, a strong eastward pressure gradient across western Europe in relation with a low (high) pressure centred between Spain and Ireland (from Turkey to Finland) is the main atmospheric forcing for a rising sea surge ≥ 40 cm at GD, the frequency and amplitude of this eastward pressure gradient being itself modulated by the weather regime.

3.5. Weather regime and sea level: inter-annual to multi-decadal variability

The analysis of long-term variability used the monthly and seasonal 75th percentile of daily sea surge at GD since 1905 to focus on the highest sea surges that have the largest potential coastal impact. Considering the monthly/seasonal mean of sea surge leads to similar results (not shown).

Figure 7 shows the time series of the seasonal 75th percentile of daily sea surges at GD and the frequency of each weather regime with the long-term variation computed with a recursive low-pass Butterworth filter retaining only periods longer than 1/30 cycle-per-year. The long-term increase of sea surge (Figure 7(a)) has no real counterpart in any of the weather regime frequencies (Figure 7(b–f)). This long-term increase could be related to local-scale compaction of deltaic sediments, as well as the decrease of sediments supplied by the Rhône (Suanez and Provansal, 1996), but also to a long-term sea level rise associated with global and regional-scale warming of sea temperatures (Cazenave *et al*., 2002). The long-term rise of the sea surge during the 20th century is

Copyright © 2007 Royal Meteorological Society

DOI: 10.1002/joc

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

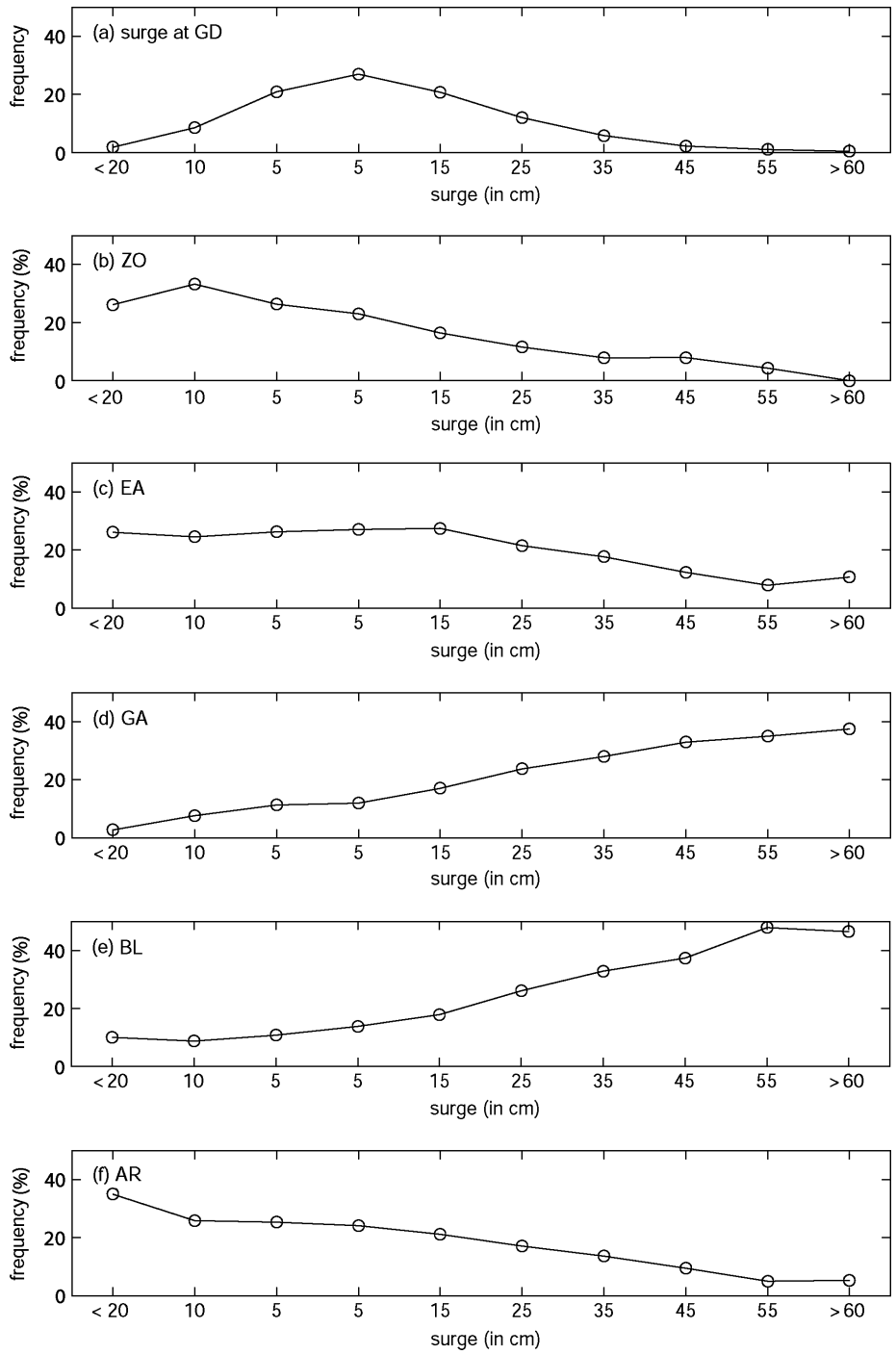


Figure 5. (a) Frequency of sea surge at Grau-de-la-Dent (GD) tide gauge station by their amplitude (in cm). The frequency is indicated at the centre of each 10 cm class. Frequency of (b) ZO days, (c) EA days, (d) GA days, (e) BL days and (f) AR weather regimes for the class of sea surge on the period 1905–2002.

concentrated between 1920 and 1940–1950, synchronous with the main warming phase of the Mediterranean basin (Moron, 2003). Note there is also a clear decrease of the inter-annual variance of the seasonal 75th percentile around 1916–1930 (Figure 7(a)). The intra-seasonal variance is also anomalously weak during that period (not shown).

Correlations between seasonal frequency of weather regimes, mean of the NAOI and 75th percentile of daily sea surge are computed for the whole period and for three sub-periods (Table V). Correlations are given for raw time series and high-pass filtered time series (HF), that are residuals from a recursive low-pass Butterworth filter retaining only periods longer than 1/30 cycle-per-year. The frequency of GA and BL (respectively ZO) are negatively (respectively positively) correlated with the NAO. The correlations between HF sea surge and weather regime frequencies are significant for these weather regimes (Table V). Figure 8 shows the running correlations between monthly weather regime

Copyright © 2007 Royal Meteorological Society

DOI: 10.1002/joc

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

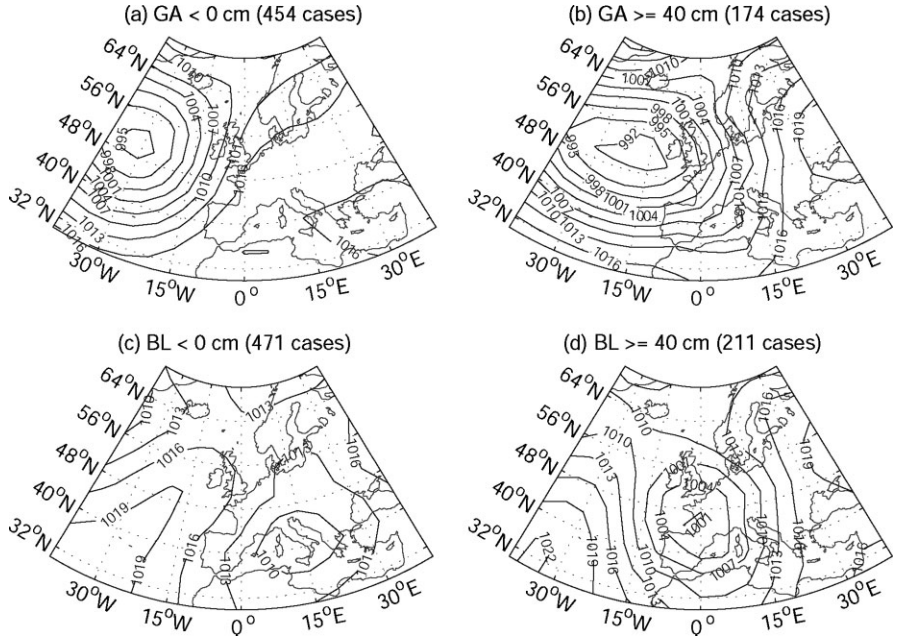


Figure 6. Mean sea level pressure for sea surge <0 cm at Grau-de-la-Dent (GD) in (a) GA and (c) BL days and sea surge >40 cm at GD in GA (b) and (d) BL days on the period 1905–2002.

Table V. Correlation ×100 between seasonal frequency weather regime and the mean of the North Atlantic Oscillation Index – NAOI -(second column) and winter 75th percentiles of daily sea surge for the whole period (column 3–4) and three sub-periods (column 5–10). One, two and three stars indicate the two-sided 90, 95 and 99% level of significance according to a random-phase test (Janicot *et al*., 1996, Ebisuzaki, 1997).

	1905–2002			1905–40		1940–70		1974–2002	
	NAO	Raw	HF	Raw	HF	Raw	HF	Raw	HF
ZO	26**	−13	−6	1	1	17	29	−31	−31
EA	−2	−11	−23	−9	−13	−44**	−45**	−20	−18
GA	−56***	19	43***	7	11	16	5	83***	85***
BL	−59***	21	50***	62***	53***	44*	53*	55***	59*
AR	71***	−12	−50***	−41**	−34**	−32*	−39**	−62***	−70***

frequencies and 75th percentile of daily sea surge at GD over periods of 60 months (i.e. 10 years) from 1905 to 2002 and also the running correlation over periods of 60 month between the monthly mean of sea level height at GD gauge station and the monthly mean of observed sea level at MS over the same period (Figure 8(f)). A monthly time scale is chosen here to increase the sample size. The correlations between the monthly 75th percentile of daily sea surge and frequencies of GA (respectively ZO) increase (respectively decrease) at the end of the 20th century (Figure 8(a), (c); Table V). The high correlation between sea surge and GA frequency from 1974 (Table V) (since sea surge data are missing in 1970–1973) is fully consistent with the results obtained by Moron and Ullmann (2005).

The variation of the relationship between sea surge and weather regime frequencies could be explained by a myriad of factors. Firstly, low frequency variability in running correlations, particularly between indices of interannual modes of climatic variability may be affected by pure stochastic processes (Gershunov *et al*., 2002). A statistical test is performed for measuring the probability to achieve the deviations amongst the three correlations computed on sub-periods (Table V). Raw and HF time series of seasonal frequencies of weather regimes and 75th percentiles of daily sea surge are randomly permuted by pairs 1000 times and the correlations are recomputed on the permuted pairs using the same three sequences as those in Table V. The standard deviations of the three correlations are sorted in ascending order and the observed standard deviations are compared with this distribution. The standard deviation of the correlations between raw and HF time series of seasonal frequency of GA and 75th percentiles of daily sea surge is outperformed by less than 1% of the permuted pairs. The other standard deviations are not significant at the one-sided 90% level, except the one for the HF time series of seasonal frequencies of ZO and 75th percentiles of daily sea surge (significance level = 94%).

Secondly, the reliability of sea level recorded at GD should be questioned. The monthly correlation between GD and MS is rather strong ($r = 0.79$ on the 481 months

Copyright © 2007 Royal Meteorological Society

DOI: 10.1002/joc

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

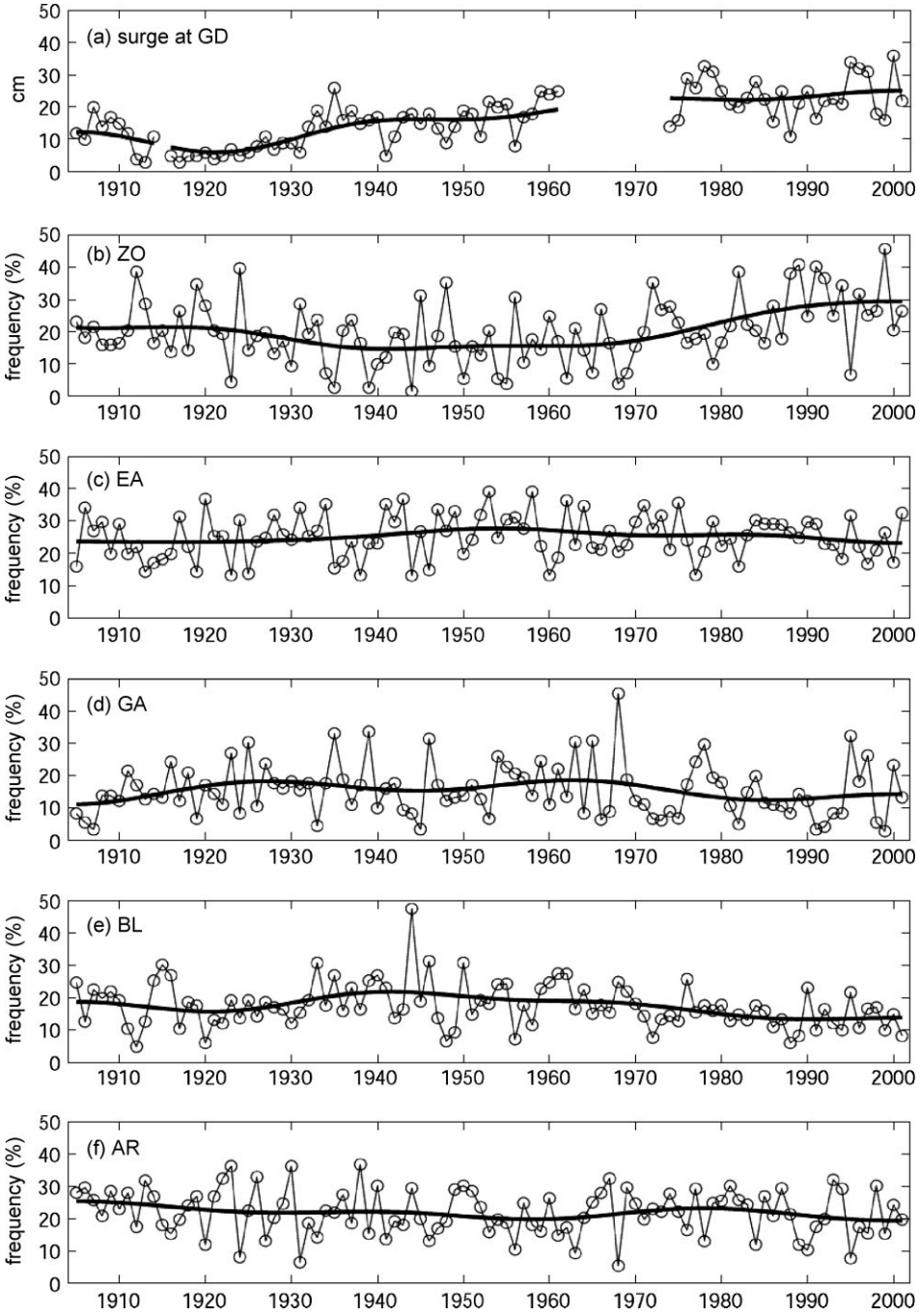


Figure 7. (a) Wintertime 75th percentile of sea surge at Grau-de-la-Dent (GD) station and seasonal frequency (in %) of (b) ZO days, (c) EA days, (d) GA days, (e) BL days and (f) AR weather regimes (dotted line with circle) with the low-pass variations removing periods below 1/30 cycle-per-year superimposed as full line.

when both time series are available) and almost stationary above 0.8 except for two decreases around ∼1915–1920 and 1951–1952 (Figure 8(f)). The latter decrease could be partly explained by known 'malfunctions of recording mechanism' in MS, according to the permanent mean sea level website (http://www.pol.ac.uk). The former coincides with the decrease of temporal variance at GD gauge station (Figure 7(a)) and corresponds to an unknown reason. Except for this period, GD should be considered as a reliable record.

The variation of the correlation between sea surge and GA (and secondary ZO) weather regime frequency should then be mostly explained by other factors. It could be partly explained by coastal erosion and shore recession (Suanez and Provansal, 1996). The beach's width near GD tide-gauge station decreased by 130 m from 1895 to 2000 (Sabatier and Suanez, 2003). Such erosion could be due to increased hydrodynamics phenomena in a positive feedback near the measurement station that can favour sea surge propagation and an increase of sensitvity over the long-term (Ullmann *et al*., 2007a).

The variation of the correlation between sea surge and GA (and secondary ZO) weather regime frequency could be also associated with atmospheric variability.

Copyright © 2007 Royal Meteorological Society

DOI: 10.1002/joc

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

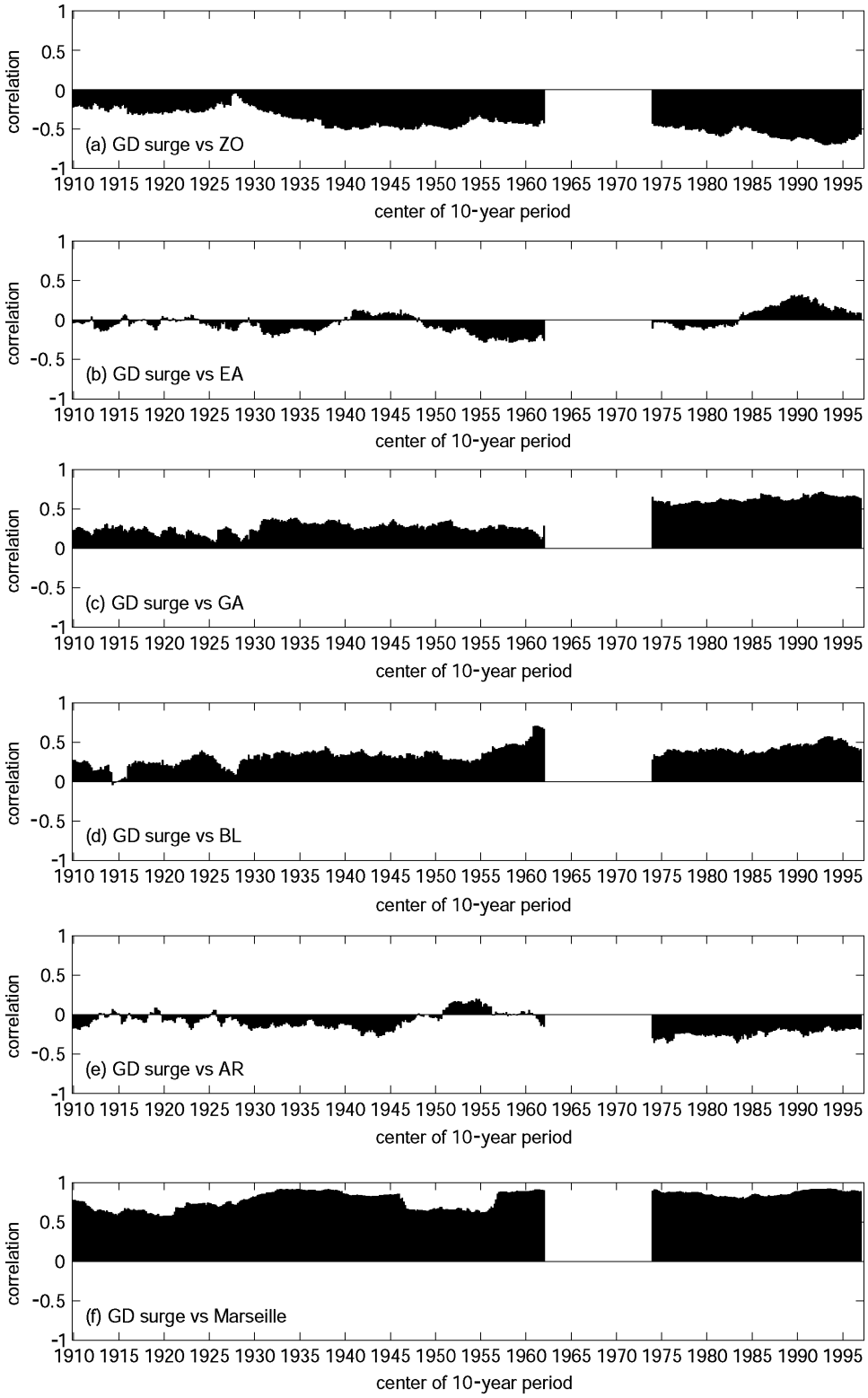


Figure 8. Running correlation (on 60 month segments) between monthly (October to March) 75th percentile of daily sea surge at Grau-de-la-Dent (GD) and monthly frequency of (a) ZO days, (b) EA days, (c) GA days, (d) BL days (e) AR and (f) monthly mean of sea level height at Marseille (MA).

Wakelin *et al*. (2003) hypothesized that the intensification of the correlation between winter mean sea level and NAO from 1959–1979 to 1980–2000, also found by Jevrejeva *et al*. (2005), could be partly explained by an eastward shift of the largest SLPA (SLP anomaly) related to the NAO. In that context, a given weather regime could be associated with changing sea surges in relation with variation of the SLP pattern associated with the weather regime itself. Such possible impact of long-term SLP change is tested here for GA days. We observed

Copyright © 2007 Royal Meteorological Society

DOI: 10.1002/joc

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

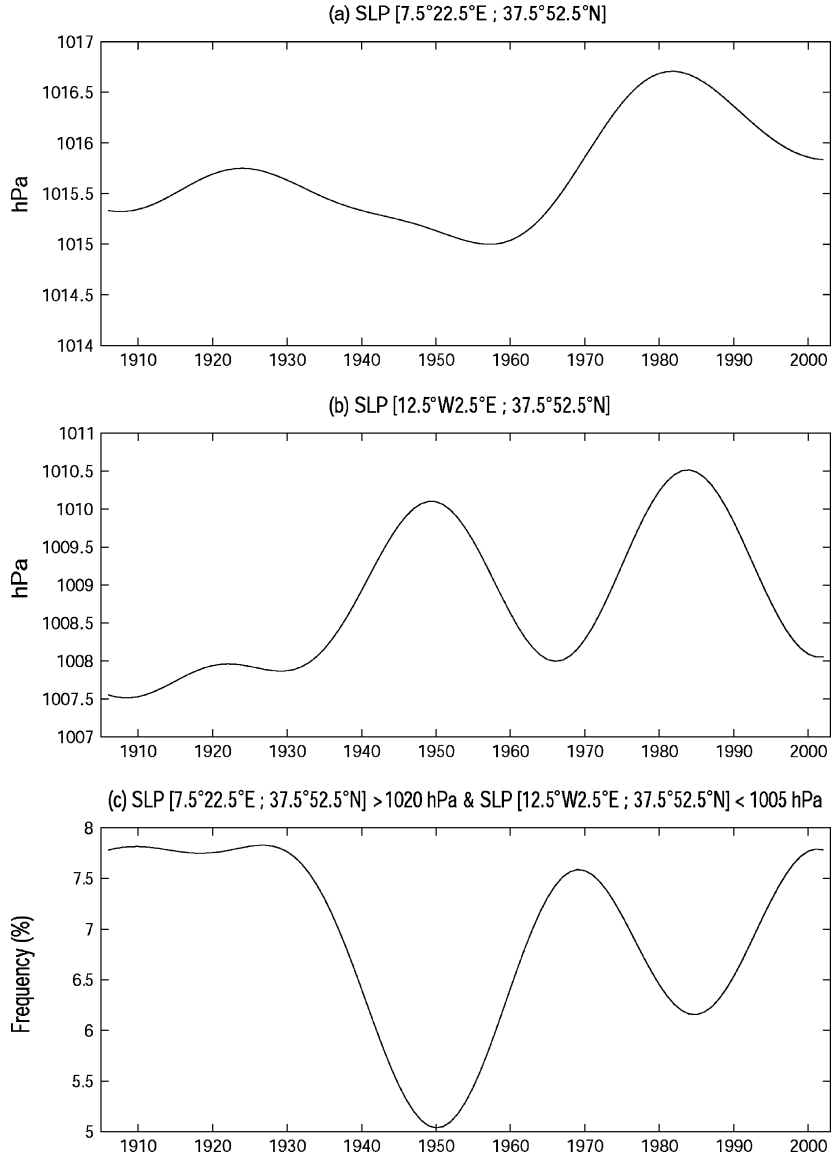


Figure 9. (a) Low-pass filtered wintertime mean sea level pressure (SLP) averaged over 7.5–22.5 °E and 37.5–52.5 °N. The mean is computed on days belonging to GA weather regime only. (b) Same as (a) except for SLP averaged over 12.5W–2.5 °E and 37.5–52.5 °N. (c) Low-pass filtered winter frequency in GA days of SLP >1020 hPa over 7.5–22.5° E and 37.5–52.5 °N associated with SLP < 1005 hPa over 12.5W–2.5 °E and 37.5–52.5 °N.

that the highest sea surges are associated with a strong eastward pressure gradient between the North Atlantic Ocean and/or Iberian Peninsula and the Central-Northern Europe (Figure 6). Figure 9 displays the low-pass filtered evolution, removing periods below 1/30 cycle-per-year of some of the components of this SLP pattern. A long-term increase of the SLP over Central Europe is clear (Figure 9(a)). The increase is particularly clear from 1940–1950 to 1970–1980 (Figure 9(a)). The behaviour of the SLP over the nearby North Atlantic Ocean is almost stationary (Figure 9(b)). The mean gradient between both sectors is clearly at minimum around 1950 (Figure 9(c)), when the correlation between the seasonal frequency of GA and sea surge is unsignificant (Table V). In the same context, the SLP increase observed over Central Europe from 1960 could, at least partly, explain the increase of correlation between the seasonal frequency of GA and sea surge at the end of the 20th century (Table V and Figure 8(c))

These SLP changes could in fact modify the sensivity of GD during GA days. This is illustrated on Figure 10. The pair of monthly frequencies of GA and 75th percentiles of daily sea surge on running 10 year periods is ordered according to the frequency of GA. The means, corresponding to the lower (i.e. less GA than 10 year mean) and upper (i.e. more GA than 10 year mean) halves, are then computed. The mean frequency of GA is almost stationary on a secular time scale, even if the decrease of GA frequency at the end of 20th century (Figure 7(d)) is visible. The long-term increase of the mean 75th percentiles of sea surge for both samples is associated with the increase already observed (Figure 7(a)). The difference of the mean 75th percentile of daily sea surge between both samples is close to zero

Copyright © 2007 Royal Meteorological Society

DOI: 10.1002/joc

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

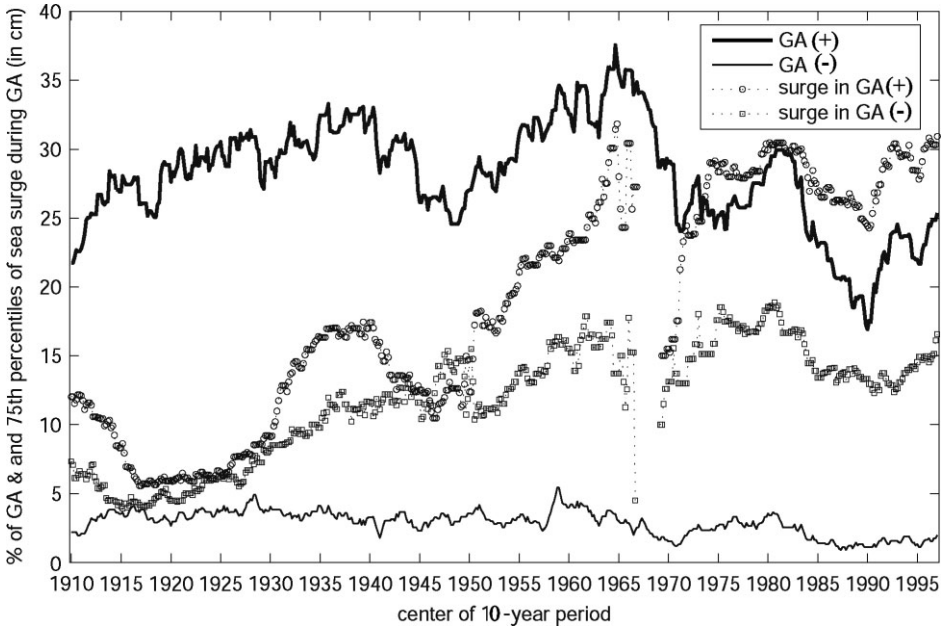


Figure 10. Mean of the upper (bold full line) and lower (full line) halves of monthly frequency of GA days on running 60 month segments with the associated mean 75th percentile of daily sea surge at Grau-de-la-dent (GD) (circle (square) = sea surge when GA is more (less) frequent than the running 10 year mean).

around 1915–1925 and around 1945 (Figure 10). The first period is associated with a possible inconsistency of the GD record and the second occurs when ZO gradient between eastern North Atlantic and Central Europe is clearly at a minimum (Figure 9(c)). The mean 75th percentile of daily sea surge associated with more GA than decadal mean increases from 1940 to 1970, while the mean 75th percentile of sea surge associated with less GA is almost stationary from around 1930 (Figure 10).

4. Conclusion

Hourly sea surge variations recorded at three tide-gauge stations along the Gulf of Lions (Figure 1) are strongly correlated over the 1986–1995 wintertime (October to March) period (Figure 2 and Table II). This is related to the atmospheric circulation that induces a quasi-uniform forcing, mostly through surface winds, across this area (Ullmann *et al*., 2007b). Nevertheless, some differences between the three stations associated with local-scale effects are observed when individual events such as the highest sea surges are analysed (Figure 3 and Ullmann *et al*., 2007b).

The relationship between the sea surge at 6 a.m. UTC at the GD tide gauge station and five weather regimes over northeast Atlantic and Europe (Figures 4–5) is analysed over the 1905–2002 period. Overall, GA and BL, are associated with the highest sea surges, while ZO are associated with the lowest ones (Table III). More than 75% of sea surges $\geq$ 40 cm occur during the two weather regimes GA and BL which are consistent with a negative NAO phase (Table IV). The surge is produced ahead of low pressure travelling usually southeastward across the North Atlantic, to the south of 55°N associated with strong surface onshore winds over the Gulf of Lions. Nevertheless, the occurrence of these weather regimes is not necessarily associated with a high sea surge. In particular, the sea surge is < 0 cm when low pressure in GA is too far from the Atlantic coast (Figure 6(a)) and when the depression in BL is centred over Italy rather than being located further to the west (Figure 6(c)). These features emphasize regional-scale SLP differences within each weather regime. High sea surges are systematically associated with a strong eastward pressure gradient across Western Europe that leads to a southerly onshore flow and low SLP over the French Mediterranean coast.

The long-term variations of sea surges at GD shows a secular non-linear increase which is apparently not related to slow variations in the frequency of the weather regimes. Beyond this long-term rise, there is an increase of the relationship between 75th percentiles of daily sea surge at GD and frequency of weather regimes, especially GA and ZO (Figure 8 and Table V). This variation seems not to be explained by an inconsistency in the sea level records, except for the 1916–1930 period when intra-seasonal and inter-annual variability of sea level is strangely muted (Figure 7(a)). Possible factors could be (1) local-scale change of the coast (i.e. secular decrease of the beach's width near GD station), and/or (2) long-term change in the mean SLP field. For example, the long-term increase of the surface pressure over central Europe (Figure 9(a)) and the frequency of a high eastward pressure gradient between Central Europe and near-Atlantic ocean (Figure 9(c)) could induce a stronger sensivity of the sea surge to the GA weather regime at the end of the 20th century when it occurs frequently (Figure 10). This slow change needs to be considered in any climate change studies using future

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Copyright © 2007 Royal Meteorological Society

DOI: 10.1002/joc

large-scale atmospheric conditions to infer regional-scale and local-scale variations (i.e Von Storch and Reichardt, 1997), such as sea surges along the French Mediterranean coast.

Acknowledgements

This study is partly funded by the French Ministry of Ecology and Sustainable development under the IMPLIT (GICC-2) contract. F. Sabatier kindly provided to us the raw sea level time series of GD. We thank P.A Pirazzoli and A. Tomasin for the extraction of sea surge time series of GD. NCAR are gratefully acknowledged for providing the NCAR sea-level pressure data. B. Konecky and P. Mayes are acknowledged for their careful reading of the successive drafst of this paper. Two reviewers helped us to improve the clarity of the paper.

References

Alpert P, Neeman BU, El-Shay Y. 1990. Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data. *Tellus* **42A**: 65–77.

Bouligand R, Pirazzoli PA. 1999. Les surcotes et les décotes marines à Brest, étude statistique et évolution. *Oceanologica Acta* **22**: 153–166.

Bouligand R, Tabeaud M. 2000. Les surcotes à Brest depuis un siècle : analyse des paramètres météorologiques influents à l'échelle locale. *Norois* **47**: 201–217.

Cabanes C, Cazenave A, Le Provost C. 2001. Sea level rise during past 40 years determined from satellite and in situ observations. *Science* **294**: 840–842.

Cazenave A, Nerem RS. 2004. Present-day sea level change: observations and causes. *Reviews of Geophysics* **42**: RG3001, Doi: 10.1029/2003RG00139.

Cazenave A, Cabanes C, Dominh K, Mangiarotti S. 2001. Recent sea level change in the Mediterranean Sea revealed by Topex/Poseidon satellite altimetry. *Geophysical Research Letters* **28**: 1607–1610.

Cazenave A, Bonnefond P, Mercier F, Dominh K, Toumazou V. 2002. Sea level variations in the Mediterranean Sea and Black Sea from satellite altimetry and tide gauges. *Global and Planetary Change* **34**: 59–86.

Diday E, Simon JC. 1976. Clustering analysis. *Communication and Cybernetics* **10**: 47–94, Digital pattern recognition.

Ebisuzaki W. 1997. A method to estimate the statistical significance of a correlation when the data are serially correlated. *Journal of Climate* **10**: 2147–2153.

Gershunov A, Schneider N, Barnett TP. 2002. Low-frequency modulations of the ENSO-Indian rainfall relationship: signal or noise? *Journal of Climate* **14**: 2486–2492.

Heyen H, Zorita E, von Storch H. 1996. Statistical downscaling of monthly mean North-Atlantic air pressure to sea level anomalies in the Baltic sea. *Tellus* **48A**: 312–323.

IPCC. 2001. *Climate change 2001 : the scientific basis*. Cambridge Univesity Press: Cambridge; 881.

Janicot S, Moron V, Fontaine B. 1996. Sahel droughts and ENSO dynamics. *Geophysical Research Letters* **23**: 515–518.

Jevrejeva S, Moore JC, Woodworth PL, Grinsted A. 2005. Influence of large scale atmospheric circulation on European sea level: results based on the wavelet transform method. *Tellus* **57A**: 183–193.

Jones PD, Jónsson T, Wheeler D. 1997. Extension to the North Atlantic oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *International Journal of Climatology* **17**: 1433–1450.

Lambeck C. 1990. Late Pleistocene, Holocene and present sea-levels: constraints on future change. *Global and Planetary Change* **3**: 205–217.

Michelangeli PA, Vautard R, Legras B. 1995. Weather regimes: recurrence and quasi Stationarity. *Journal of Atmospheric Science* **52**: 1237–1256.

Moron V. 2003. L'évolution séculaire des temperatures de surface de la Mer Méditerranée (1856–2000). *CR 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. Relationship between sea-level pressure and sea level height in the Camargue (French Mediterranean coast). *International Journal of Climatology* **25**: 1531–1540.

Nicholls RJ, Hoozemans FMJ. 1996. The Mediterranean vulnerability to coastal implications of climate change. *Ocean and Coastal Management* **31**: 105–132.

Pasaric M, Orlic M. 2001. Long-term meteorological pre-conditionning of the North Adriatic coastal floods. *Continental Shelf Research* **21**: 263–278.

Pirazzoli PA. 2000. Surges, atmospheric pressure and wind change and flooding probability on the Atlantic coast of France. *Oceanologica Acta* **23**: 643–661.

Plaut G, Simonnet E. 2002. Large-scale circulation classification, weather regimes and local climate over France, the Alps and Western Europe. *Climate Research* **17**: 303–324.

Rogers JC. 1997. North Atlantic storm track variability and its association to both North Atlantic oscillation and climate variability of Northern Europe. *Journal of Climate* **10**: 1635–1647.

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

Suanez S, Provansal M. 1996. Morphosedimentary behaviour of the deltaic fringe in comparison to the relative sea-level rise on the Rhône Delta. *Quaternary Sciences Reviews* **15**: 811–818.

Svensson C, Jones DA. 2002. Dependence between extreme sea surge, river flow and precipitation in eastern Britain. *Internationl Journal of Climatology* **22**: 1149–1168.

Tomasin A. 2005. *The Software "Polifemo" for tidal Analysis*, *Tech. Note* 202, ISMAR-CNR, Venice, Italy.

Trigo IF, Davies TD. 2002. Meteorological conditions associated with sea surges in Venice : A 40 year climatology. *International Journal of Climatology* **22**: 787–803.

Tsimplis MN, Baker TF. 2000. Sea level drop in the Mediterranean sea: an indicator of deep water salinity and temperature changes? *Geophysical Research Letters* **27**: 1731–1734.

Tsimplis MN, Josey SA. 2001. Forcing of the Mediterranean sea by atmospheric oscillations over the North Atlantic. *Geophysical Research Letters* **28**: 803–806.

Tsimplis MN, Rixen M. 2002. Sea level in the Mediterranean Sea: the contribution of temperature and salinity changes. *Geophysical Research Letters* **29**: 51.1–51.4; Doi:10.1029/2002GL015870.

Tsimplis MN, Alvarez-Fanjul E, Gomis D, Fenoglio-Marc L, Perez B. 2005. Mediterranean sea level trends: atmospheric pressure and wind contribution. *Geophysical Research Letters* **32**: L20602. Doi:10.1029/2005GL023867.

Ullmann A, Pons F, Moron V. 2005. Tool kit helps digitize tide gauge records. *EOS Transactions* **86**: 342.

Ullmann A, Pirazzoli PA, Tomasin A. 2007a. Sea surges in Camargue (French Mediterranean coast): evolution and statistical analysis on the 20th century. *Continental Shelf Research* **27**: 922–934; Doi:10.1016/j.csr.2006.12.001.

Ullmann A, Pirazzoli PA, Moron V. 2007b. Sea surges around the Gulf of Lions and atmospheric conditions. *Global and Planetary Change* submitted.

Vautard R. 1990. Multiple weather regimes over the North Atlantic: analysis of precursors and successros. *Monthly Weather Review* **118**: 2056–2081.

Vella C, Fleury TJ, Raccasi G, Provansal M, Sabatier F, Bourcier M. 2005. Evolution of the Rhône delta plain in the Holocene. *Marine Geology* **222–223**: 235–265.

Von Storch H, Reichardt H. 1997. A scenario of storm surge statistics for the German bight at the expected time of doubled atmospheric Carbon Dioxide concentration. *Journal of Climate* **10**: 2653–2662.

Wakelin SL, Woodworth PL, Flather RA, Williams JA. 2003. Sea-level dependence on the NAO over the NW European continental shelf. *Geophysical Research Letters* **30**: 56–1; Doi:10.1029/2003-GLO17041.

Woodworth PL, Player R. 2003. The permanent Service for Mean Sea Level: An update to the 21st century. *Journal of Coastal Research* **19**: 287–295.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Copyright © 2007 Royal Meteorological Society

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY
Int. J. Climatol. **25**: 1531–1540 (2005)
Published online 22 July 2005 in Wiley InterScience (www.interscience.wiley.com). DOI: 10.1002/joc.1200

SHORT COMMUNICATION

RELATIONSHIP BETWEEN SEA-LEVEL PRESSURE AND SEA-LEVEL HEIGHT IN THE CAMARGUE (FRENCH MEDITERRANEAN COAST)

V. MORON[a,b,*] and A. ULLMANN[a,b]
[a] *UFR des Sciences Géographiques et de l'Aménagement, Université d'Aix-Marseille I, Aix en Provence, France*
[b] *CEREGE–UMR 6635, Aix en Provence, France*

Received 11 October 2004
Revised 4 February 2005
Accepted 17 March 2005

ABSTRACT

A statistical study of daily maximum sea-level height at one station (Grau de la Dent) in the Camargue (Rhône delta, French Mediterranean coast) and daily sea-level pressure (SLP) at 12 h UTC over the eastern North Atlantic is used to identify the meteorological conditions associated with sea-level variations in the Camargue for the winters 1974–75 to 2000–01. Mean SLP composites during and 5 days before major surge events (defined as those with a daily maximum sea-level height >80 cm) suggest the dominant influence of storms, moving northwest to southeast across the North Atlantic and strengthening as they approach the Bay of Biscay. During such storms, strong onshore winds may persist for up to 4–5 days. These winds tend to strengthen from 3 days to 1 day before the surge events. The mean October–March correlation between daily maximum sea-level height in the Camargue and SLP averaged over the Bay of Biscay (10 °W–0°, 40–50 °N) is strong ($r = 0.69$). A methodology is developed for assessing the low-frequency SLP variability impact on sea-level height in the Camargue. A cross-validated linear regression is used to hindcast the interannual and intraseasonal variability of the monthly 75th and 90th percentiles of the daily maximum sea-level height from the monthly mean SLP over the Bay of Biscay. The linear correlation between the cross-validated hindcast and observed time series is 0.83 (0.77) for the 75th (90th) percentile on the 1974–75 to 2000–01 period. The mean bias error, reflecting systematic errors in predicting the monthly percentiles, is close to zero. Copyright © 2005 Royal Meteorological Society.

KEY WORDS: sea level; Camargue; western Mediterranean Sea; storms; interannual and intraseasonal variability

1. INTRODUCTION

Any rise in sea level will have adverse impacts (e.g. coastal erosion and flooding) that depend on the time scale and the magnitude of the rise, as well as the associated human response (Paskoff, 1993). A rise in sea level may be due to a multitude of factors at various time scales, e.g. atmospheric storms (Bouligand and Pirazzoli, 1999; Bouligand and Tabeaud, 2000; Pirazzoli, 2000; Trigo and Davies, 2002), or river flooding in estuaries (Svensson and Jones, 2002), but also the sinking or rising of land (and similar non-climate-related changes) linked to isostasy or the construction of buildings. Vulnerability to short-term and long-term rises in sea level is particularly high in deltaic areas (Nicholls and Hoozemans, 1996).

On a synoptic time scale, the primary forcing of sea-level variation is associated with the passage of extratropical storms (Pirazzoli, 2000; Pasaric and Orlic, 2001; Svensson and Jones, 2002; Trigo and Davies, 2002). Travelling mid-latitude low-pressure systems act to raise the sea level directly below them, but this effect alone is quite weak in semi-enclosed basins such as the Mediterranean Sea (Pirazzoli, 2000). The most important meteorological factors are the associated winds, turning anticlockwise in the Northern Hemisphere.

* Correspondence to: V. Moron, International Research Institute for Climate Prediction, PO Box 1000, Palisades, NY 10964-8000, USA; e-mail: vincent@iri.columbia.edu

Copyright © 2005 Royal Meteorological Society

These winds tend to drag the water in the same direction, with a deflection to the right due to the Coriolis force. The Mediterranean Sea is not on the main storm track of the European and North Atlantic area (Rogers, 1997). However, travelling or stationary low-pressure systems can occur there (Alpert *et al*., 1990). The Camargue's coast is exposed to onshore northward winds and is located on the northeastern tip of the Gulf of Lions, where shallow waters can amplify the effect of wind. In this study, we analyse the relationship between the daily sea-level pressure (SLP) and the daily maximum sea-level height (SLH) data, coming from the Grau de la Dent (GD) station in the Camargue, during the winters 1974–75 to 2000–01. Composites of SLP are examined before and during major sea surges, and a general relationship between SLP and daily maximum SLH is established.

There has been considerable interest and concern regarding the interannual and long-term variation of the mean amplitude and frequency of sea surges and their dependence on SLP variability. Many studies, focusing on the German Bight (i.e. Heyen *et al*., 1996; von Storch and Reichardt, 1997; Langenberg *et al*., 1999) have demonstrated the strong link between the intramonthly percentiles of sea surges and the seasonal SLP anomalies over the eastern North Atlantic. Such long-term studies are relatively rare in the Mediterranean area, however, except in the Adriatic Sea (i.e. Camuffo, 1993; Trigo and Davies, 2002). In particular, Trigo and Davies (2002) concluded that the strength and duration of events leading to sea surges in Venice have decreased during the past 40 years, almost balancing the effect of the sea-level rise in the Lagoon of Venice. In this study, we analyse the linear relationship between the monthly 75th and 90th percentiles of daily maximum SLH at GD and the monthly mean SLP over the Bay of Biscay (i.e. where the relationship peaks on the synoptic time scale) from October 1974 to March 2001.

After an overview of the data and methods used (Section 2), the relationship is first analysed at the daily time scale (Section 3.1). A simple linear model is then used to relate the interannual variability of the percentile of the daily maximum SLH and the SLP in the Bay of Biscay (Section 3.2). Concluding remarks are provided in Section 4.

2. DATA AND METHODS

2.1. Data

The sea-level height data were provided for 1974–75 to 2000–01 for one sea-level station (GD) on the French Mediterranean coast (Suanez *et al*., 1997; Sabatier, 2001). The GD station is located around 15 km west of the main outlet of the River Rhône (Figure 1). The sea-level height is measured continuously in a small harbour located at the outlet of a former arm of the River Rhône, less than 100 m from the open sea. A lock, 200 m upstream of the GD station, renders the station insensitive to the flow in the arm itself. The daily maximum SLH was read directly from the continuous recording available from January 1974 to December 2001. The astronomical tide was not removed from the data. We believe that it does not severely bias our analysis, because the astronomical tide here is very weak (maximum amplitude ~30 cm) and its period is shorter than that of the meteorological forcing. As most of the highest sea levels were observed during the winter season (Bruzzi, 1996), daily maximum SLH values occurring between 1 October 1974 and 31 March 2001 were used here.

The daily Northern Hemisphere SLP historical dataset (DS.010) is used in this study. It provides gridded daily SLP data (at 00 h and 12 h UTC) on a $5^\circ \times 5^\circ$ grid. A first version of the dataset (from 1974 to 1997) was provided by G.V. Jones (personal communication), then the dataset was updated through to March 2001 (from http://dss.ucar.edu/datasets/ds010.0/). The daily SLP at 12 h UTC on a North Atlantic–European window (50 °W–50 °E, 20–65 °N) were used in the following analyses. Fewer than 0.5% of the daily values were missing and were discarded from the statistical analysis. Note also that the leap day, 29 February, was discarded, leaving a total of 182×27 (= 4914) days in the dataset. SLP anomalies (SLPAs) were computed with respect to the corresponding long-term (1974–75 to 2000–01) monthly mean.

Copyright © 2005 Royal Meteorological Society

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

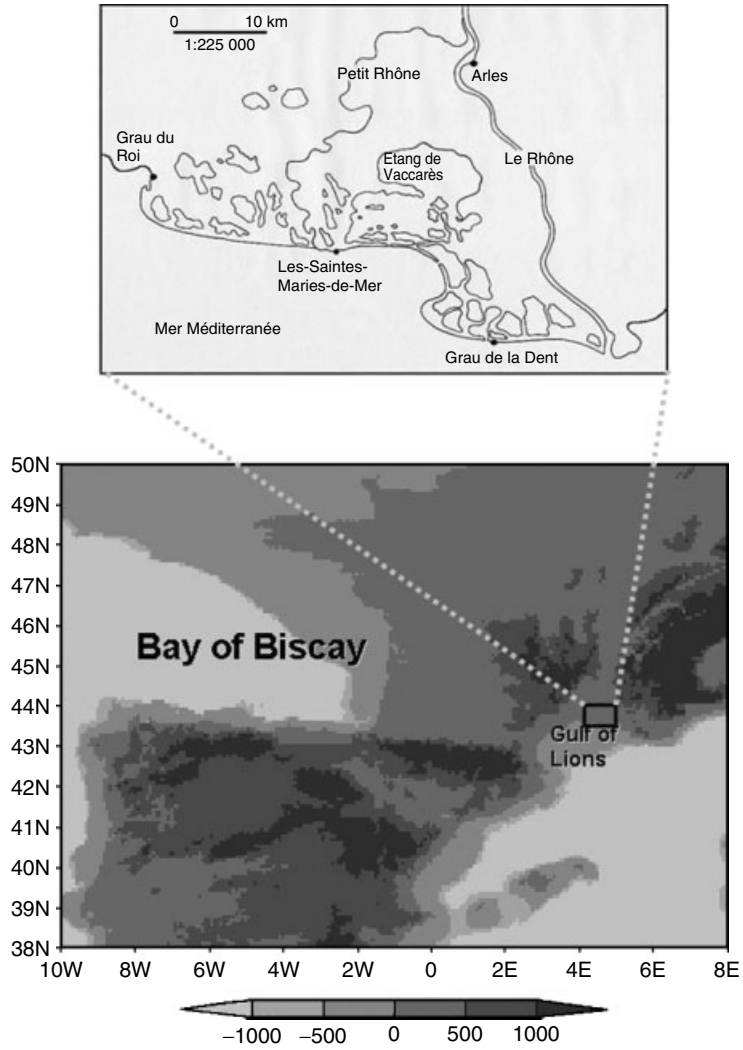


Figure 1. Location of the GD sea-level station

2.2. *Methods*

A composite analysis was first performed to determine the regional-scale atmospheric circulation associated with the highest SLH following Trigo and Davies (2002). The composites of the mean SLP for each day, when the daily maximum SLH is above 80 cm, were computed for the following time lags: 5, 4, 3, 2, 1 and 0 days (Figures 2 and 3). When a surge event encompasses several days, the day with the highest SLH was considered as day 0. Given that definition, there were a total of 31 events, concentrated in the period between October and January (Bruzzi, 1996). This composite analysis does not make any specific assumptions regarding the link between SLP and SLH, but simply estimates the mean SLP pattern conditional on the highest SLH. The mean SLP pattern is shown as raw SLP (Figure 2) and SLPAs (Figure 3). Student's t-test was used to test the null hypothesis that the mean SLPA synchronous with and before the 31 highest SLHs is equal to zero (von Storch and Zwiers, 1998).

A linear regression was then used to document the relationship between the monthly mean SLP, defined as the average of daily SLP value, over the Bay of Biscay (10 °W–0°, 40–50 °N) and the 75th–90th percentiles of the daily maximum SLH. The monthly kth percentile was defined as the value for which k percent of all daily maximum SLHs are less than it. The regression postulated that the 75th–90th percentiles of daily

Copyright © 2005 Royal Meteorological Society

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

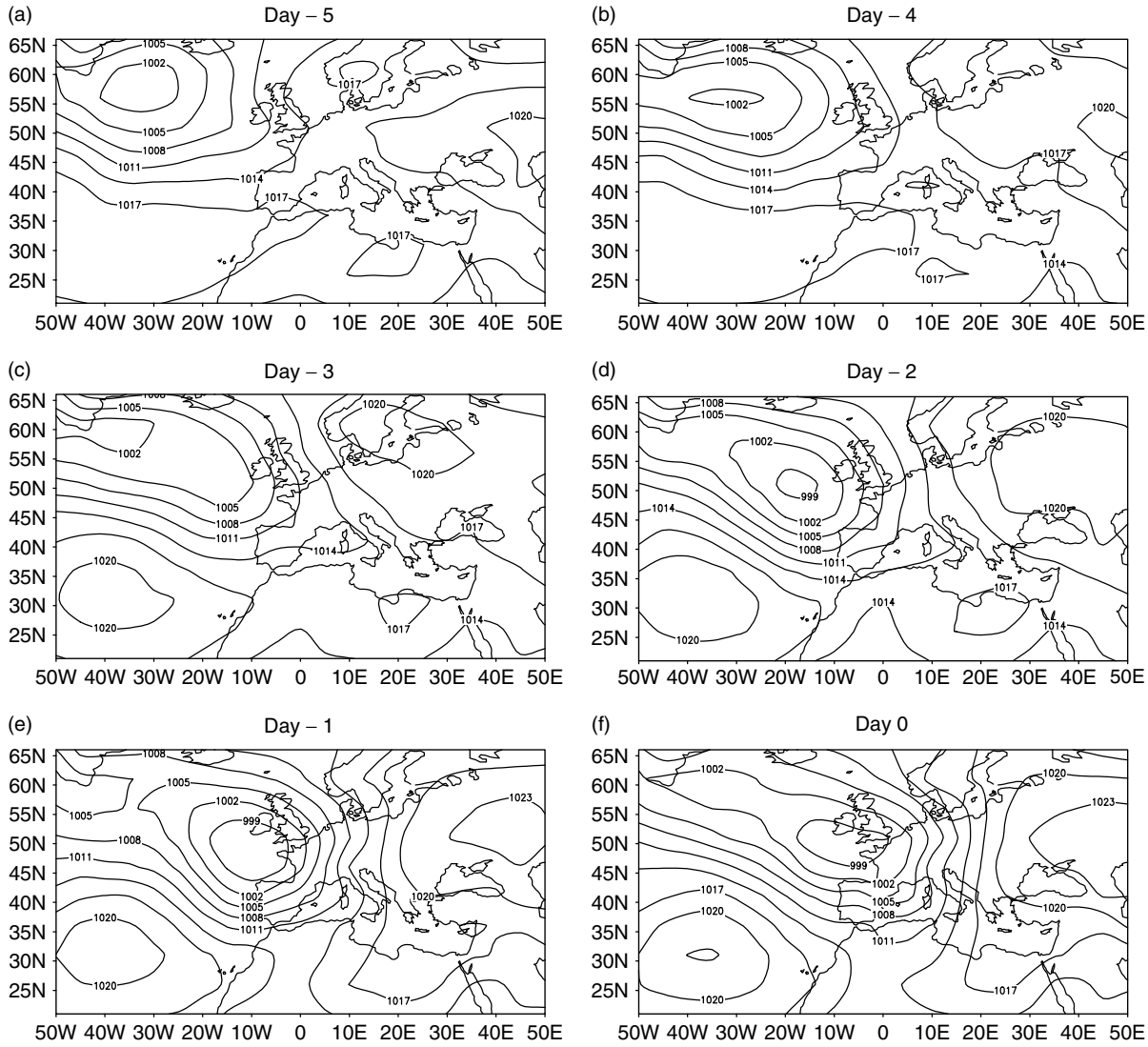


Figure 2. Composites of SLP calculated at time lags of (a) 5 days, (b) 4 days, (c) 3 days, (d) 2 days, (e) 1 day and (f) no lag for the 31 high SLH (above 80 cm) events at the GD station. Isobar contours are drawn every 3 hPa from 999 hPa

maximum SLH at the GD station depend linearly upon the monthly mean SLP over the Bay of Biscay. The regression was cross-validated to avoid artificial skill due to 'overfitting' (Michaelsen, 1987; von Storch and Zwiers, 1998). This is accomplished by dividing the SLP and the SLH data into validation and learning subsets, the former including 6 months of a given winter, and the latter the other 6×26 months. The least-squares estimators were computed from the learning dataset and then used with the validation dataset to make a retrospective hindcast (i.e. forecast for past periods) of the monthly 75th–90th percentiles. We employed standard descriptive measures of goodness-of-fit, including the root-mean-squared error (RMSE) and mean absolute error (MAE) to evaluate the accuracy of percentile hindcasts over the validation period. RMSE represents overall error weighted by the square of deviations (von Storch and Zwiers, 1998), and is thus sensitive to errors in large predicted departures from the mean. MAE also represents overall error, but it is less sensitive to large departures from the mean. We also considered the linear correlation r between observed and hindcast percentiles. The significance of the linear correlation is estimated with the random-phase test, first proposed by Janicot *et al*. (1996), and then elaborated by Ebisuzaki (1997). This test resamples the

Copyright © 2005 Royal Meteorological Society

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

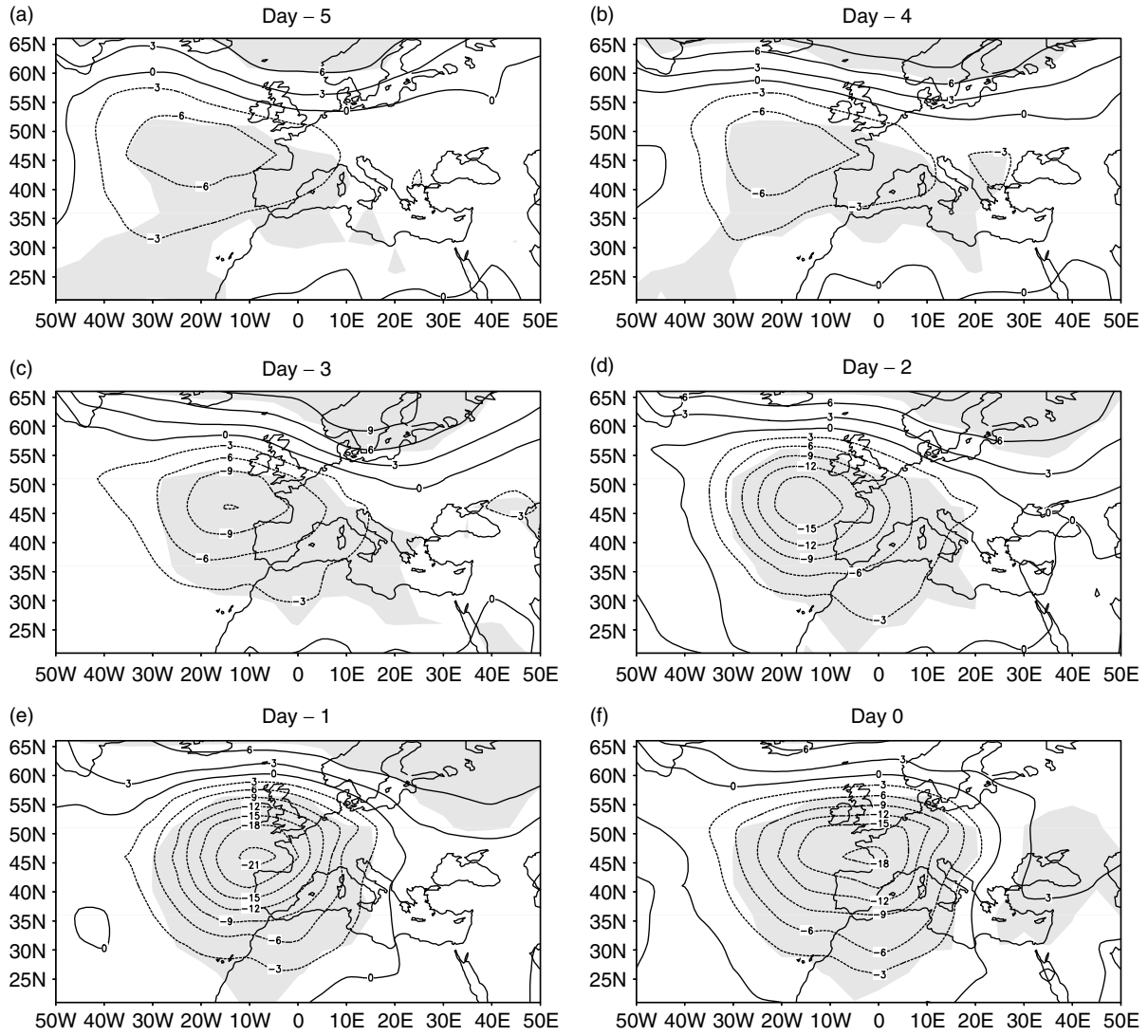


Figure 3. As figure 2, but for SLPA relative to the corresponding monthly mean (i.e. SLP for each day is expressed as an anomaly relative to the long-term (1974–75 to 2000–01) mean of the month to which they belong). Shading indicates significant values at the 0.05 two-sided level according to a Student's t-test (null hypothesis is that mean SLPA for the samples with the 31 high SLH events equals zero)

original time series in the frequency domain. The three steps, detailed in Ebisuzaki (1997) are: (i) the discrete Fourier transform (DFT) of both time series is computed; (ii) N Fourier series with random phases and the same power spectrum as the original time series are created from the DFTs; (iii) the inverse Fourier transform, applied on the N Fourier series, gives N random time series. These N random time series are subsequently cross-correlated, giving $(N^2 - N)/2$ different correlations. We created 142 random time series here, giving 10 011 different random correlations. The significance of the observed linear correlation is given from its position in the ranked sequence of the random correlations. In the following, three asterisks indicate significant values at the two-sided 0.01 level (less than 50 random correlations are below (above) the observed negative (positive) observed linear correlation). Mean bias error (MBE), which reflects the systematic error in predicting the percentiles, was also calculated for the results. In a perfect hindcast, in which hindcast matches exactly the observations, $r = 1$ and RMSE $= 0$. For a trivial hindcast, $r \leq 0$ and the RMSE can be up to

Copyright © 2005 Royal Meteorological Society

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

twice the observed standard deviation (in the case that the mean and standard deviation of the hindcast and observed time series are equal) (von Storch and Zwiers, 1998).

3. RESULTS

3.1. Daily analysis

During the 6-day window shown in Figure 2, the main synoptic storm track in the North Atlantic–European sector follows a northwest to southeast axis, from the southern tip of Greenland (Figure 2(a)) toward the Bay of Biscay (Figure 2(f)). During the same period, the low-pressure system intensifies, particularly from day(−3) (Figure 2(c)) to day(−1) (Figure 2(e)), as it moves to the southeast. The east–west gradient across France is rather strong from day(−1), and the low-pressure system typically reaches its minimum SLP over the Bay of Biscay 1 day before the highest SLH in the Camargue (not shown). The low-pressure system also tends to remain stationary near the Bay of Biscay for a period of 2–3 days (Figure 2(c)–(f)) prior to sea surge events in the Camargue. This SLP pattern favours strong onshore winds, from the southwest to southeast sectors, and the piling up of water along the northern edge of the Gulf of Lions.

During the 6-day window, the SLPAs are negative south of 55–60 °N and positive from Greenland to Scandinavia (Figure 3), consistently similar to the 'Greenland above' weather regime (Moron and Plaut, 2003) or to a negative North Atlantic oscillation (NAO) phase (Jones *et al*., 1997). The Azores high is weakened and shifted southwestward and the 'Greenland above' weather regime gives rise to a southward shift of the North Atlantic storm track (Rogers, 1997). The quasi-stationarity and the deepening of the SLPA over the Bay of Biscay from day(−3) (Figure 3(c)) to day(−1) (Figure 3(e)) is also striking.

An SLP index was constructed by averaging SLP over four grid-boxes covering the Bay of Biscay (0–10 °W, 40–50 °N). The scatter diagram between this index and the daily maximum SLH (Figure 4) shows a strong

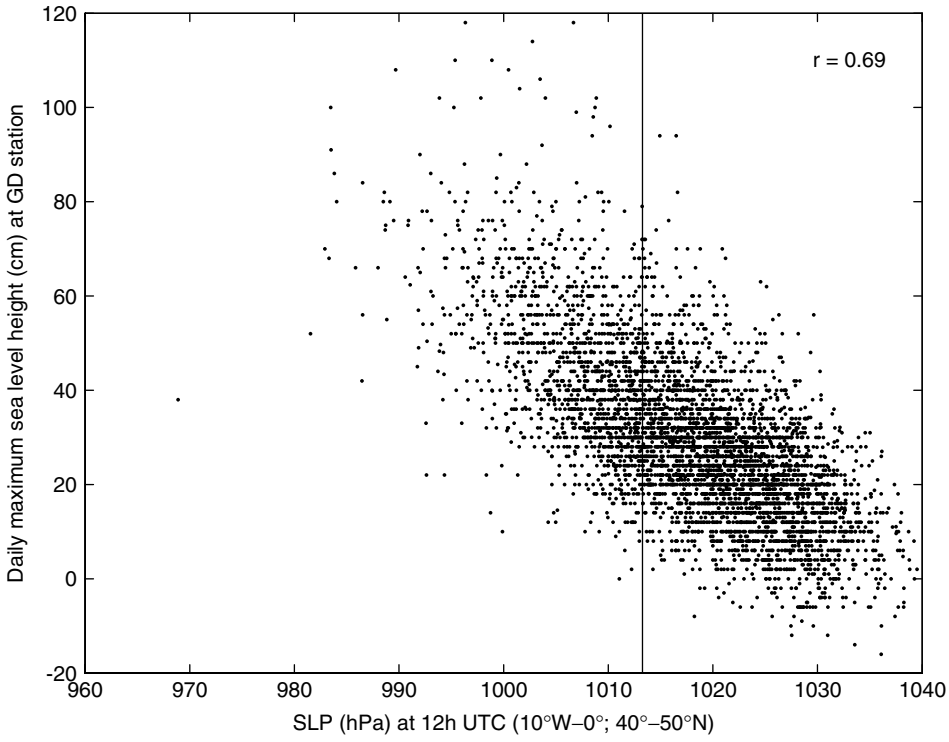


Figure 4. Scatter diagram between Bay of Biscay (10 °W–0°, 40–50 °N) SLP index at 12 h UTC and daily maximum SLH for the 27 winters from 1974–75 to 2000–01 (182 × 27 days)

Copyright © 2005 Royal Meteorological Society

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

quasi-linear relationship ($r = -0.69^{***}$). Note that the cross-correlation also equals -0.69^{***} when SLP leads SLH by 1 day, but it quickly weakens for larger lags (from -0.57^{***} for a lag of 2 days to -0.38^{***} for a lag of 5 days). However, there are few instances in which a high SLH is observed without a low-pressure system (Figure 4). The 33 days having an SLP index greater than 1013.25 hPa and a daily maximum SLH greater than 60 cm were individually examined in the NCAR dataset and also in the six-hourly National Centers for Environmental Prediction (NCEP) reanalyses, with a spatial resolution of $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ (not shown). In general, these days are characterized by either a weak low-pressure system travelling on a southern track (from Madeira to the Gulf of Genoa) or a quasi-stationary low-pressure system from the Iberian Peninsula to Corsica. These low pressures are associated with a strong high-pressure system over central–eastern or northern Europe (not shown). In these cases, the surface winds blow from the south to east directions over the Gulf of Lions and the SLP index mixes the influence of both high- and low-pressure systems and is thus close to normal. This pattern is confirmed by correlation between daily maximum SLH and SLP only for days above a given threshold (not shown). The days combining a large daily maximum SLH and SLP near or above normal over the Bay of Biscay could also be associated with fast troughs emanating from very deep low-pressure systems travelling over the northeast North Atlantic (not shown). These moving troughs may not be accurately recorded with a $5^\circ \times 5^\circ$ grid and a 24 h time step, as in the DS.010 dataset.

3.2. Interannual analyses

A statistical model was designed to relate SLP over the Bay of Biscay to daily maximum SLH in the Camargue. Figure 5 displays the observed and hindcast monthly 75th (Figure 5(a)) and 90th (Figure 5(b))

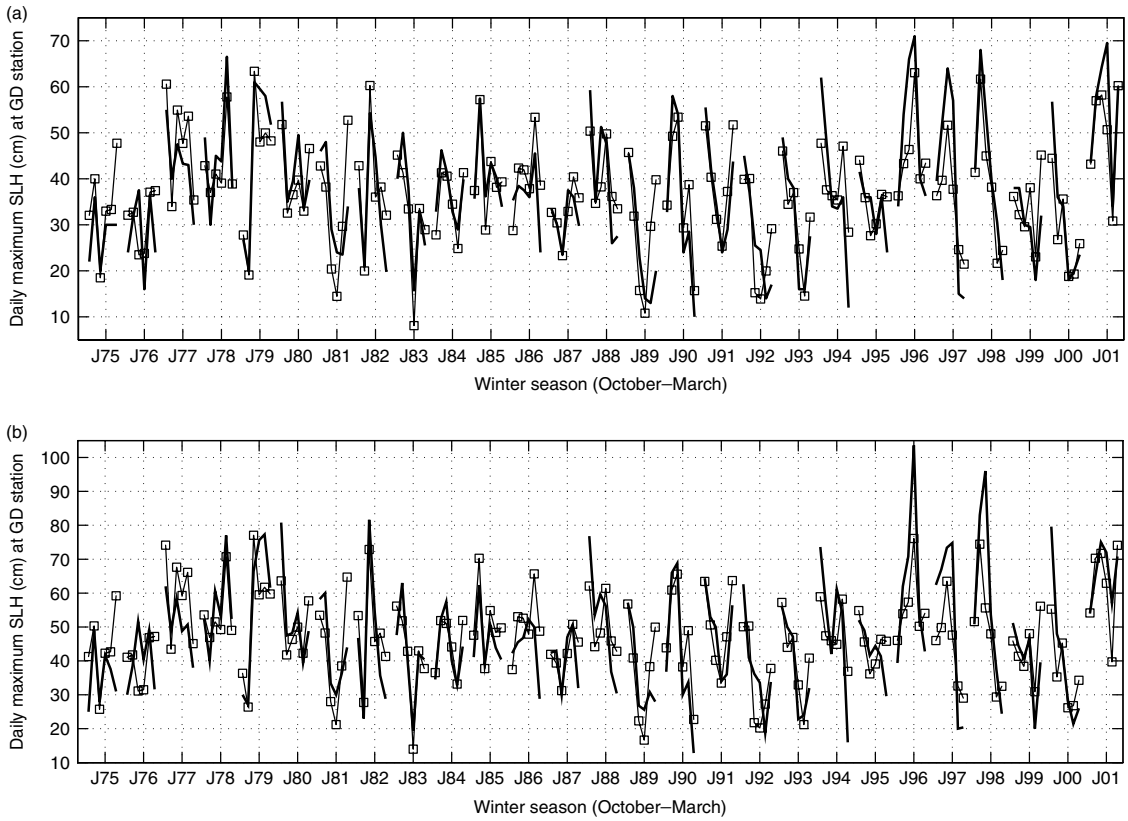


Figure 5. Time series of (a) the monthly 75th percentiles and (b) 90th percentiles of daily maximum SLH at the GD station as derived from *in situ* observation (full bold line) and estimated (thin line with square) from a linear regression using the monthly mean SLP over the Bay of Biscay (10 °W–0°, 40–50 °N) as a predictor. J75 indicates January 1975

Copyright © 2005 Royal Meteorological Society

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Table I. Goodness-of-fit statistics for monthly 75th–90th percentile hindcasts by monthly mean SLP over the Bay of Biscay. The last two columns give the standard deviation σ of the hindcasts and the observed values

	r (observation vs hindcast)	RMSE (cm)	MAE (cm)	MBE (cm)	σ (cm)	
					Hindcast	Observation
Monthly 75th percentile	0.83***	7.61	5.98	−0.03	11.26	13.55
Monthly 90th percentile	0.77***	10.46	8.25	−0.02	12.88	16.49

percentiles of the daily maximum SLH using the monthly mean SLP index as a predictor. The agreement between observed and hindcast monthly 75th and 90th percentile values in the Camargue is very strong (Figure 5 and Table I). From a meteorological point of view, this relationship may be explained by the fact that the mean monthly SLP over the Bay of Biscay is strongly related to the frequency of low-pressure systems crossing it. The linear correlation between the monthly mean SLP and the monthly frequency of daily pressure less than 1013.25 hPa (<1005 hPa) is equal to −0.92*** (−0.79***). So, an anomalous negative (positive) monthly SLPA is associated with more (fewer) low-pressure systems over the Bay of Biscay, which tend to increase (decrease) the upper percentiles of the probability density function of the daily maximum SLH at the GD station. Even if few large errors occur in several cases, as in March 1975 or March 1981, the intraseasonal and interannual variability is correctly reproduced by our statistical model (Figure 5). Nevertheless, moderate RMSE and MAE, particularly for the monthly 90th percentile (Table I), indicate uncertainties about the individual hindcasts. It is difficult to conclude whether the long-term trend was decreasing or increasing over that period (Figure 5). Nevertheless, there were relatively low sea levels in 1974–75 to 1975–76, almost the entire decade of the 1980s and the early 1990s, whereas in the winters of the end of the 1970s, then in the early part of the winters 1995–96, 1996–97, 1997–98 and 2000–01, there were high SLHs. Even if there is a large intraseasonal variability, these last winters, mainly their early part, are characterized by a general negative NAO phase (see the NAO update by Tim Osborn, http://www.cru.uea.ac.uk/~timo/projpages/nao_update.htm), leading to a southward shift of the eastern end of the North Atlantic storm track (Rogers, 1997). More generally, the correlation between our SLP index and the NAO index defined as the difference between the normalized SLP over Gibraltar and the normalized SLP over southwest Iceland (Jones *et al*., 1997) equals 0.63*** during the 1974–75 to 2000–01 period (monthly values during the October–March winter season). In that sense, the variability of our SLP index reflects more general variations of the North Atlantic atmosphere. Lastly, the fact that MBE is close to zero (Table I) is an important result in the context of global climate change. If there is no change in the relationship between the Bay of Biscay monthly mean SLP and the monthly 75th and 90th percentiles of daily maximum SLH in the Camargue, then this very simple regression model could be used efficiently.

4. CONCLUDING REMARKS

The mean synoptic conditions that precede high sea level in the Camargue (Rhône delta along the French Mediterranean coast) are usually associated with North Atlantic low-pressure systems moving along a northwest–southeast path toward the Bay of Biscay. The low-pressure systems intensify as they move southeastward, particularly from 3 days to 1 day before the high sea-level events (Figures 2 and 3). This is associated with strong onshore winds over the western Mediterranean area, which may persist for several days and may strengthen ~3 days before the high sea-level events. When all winter days are considered, a strong quasi-linear relationship ($r = -0.69$***) is found between SLP over the Bay of Biscay (10°W–0°, 40–50°N) and the daily maximum SLH in the Camargue (Figure 4).

A simple linear regression model using the monthly mean of SLP over the Bay of Biscay as a predictor is able to reproduce accurately the intraseasonal and interannual variations of the monthly 75th and 90th percentiles of the daily maximum SLH from October 1974 to March 2001 (Figure 5 and Table I). The

Copyright © 2005 Royal Meteorological Society

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

success of this statistical model is explained by the strong relationship between mean SLP and frequency of low-pressure systems over the Bay of Biscay. This linear regression between the SLP index and the monthly 75th–90th percentiles of daily maximum SLH suggests a means to post-process global circulation model (GCM) output in order to assess the impact of climate change on SLH and derive a local-scale climate change scenario (Heyen *et al*., 1996; Von Storch and Reichardt, 1997).

Several limitations of the present study should be emphasized. The dataset is small and only one tide gauge has been used. However, the characteristic length scale of the relationship between maximum SLH and SLP is larger than 1000 km and is thus perhaps only weakly sensitive to the choice of a particular tide gauge. Future work will consider a network of tide gauges in and around the Camargue and also a longer period than here (e.g. Marseille's record beginning in 1885 could be used). This would allow the construction of a more robust statistical model that could then be used to downscale GCM outputs to produce local scenarios. Such analyses are currently under way. Another major issue not investigated here is the variability of the SLP pattern during the highest SLH events. A simple linear model using a fixed SLP index as a predictor does not explain the intensity of the highest SLH events. Exploration of other techniques (e.g. a classification method based on synoptic weather types or analogous approaches) should help to clarify our understanding of the most extreme events, but this is beyond the scope of this study.

ACKNOWLEDGEMENTS

Parts of this study were funded by the French Ministry of Research under the IMPLIT (GICC-2) contract. François Sabatier and Gregory Jones are gratefully acknowledged for supplying respectively the SLH data and the first version of the DS.010 dataset. We also acknowledge P. Oettli, who provided us with the six-hourly NCEP data, the two anonymous reviewers for their useful comments and, lastly, our colleagues at IRI (Cristina Perez and Arthur Greene) for their careful reading during the revision of this paper.

REFERENCES

Alpert P, Neeman BU, El-Shay Y. 1990. Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data. *Tellus Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography* **42**: 65–77.

Bouligand R, Pirazzoli PA. 1999. Les surcotes et les décotes marines à Brest, étude statistique et évolution. *Oceanologica Acta* **22**: 153–166.

Bouligand R, Tabeaud M. 2000. Les surcotes à Brest depuis un siècle: analyse des paramètres météorologiques influents à l'échelle locale. *Norois* **47**: 201–217.

Bruzzi C. 1996. Impact morpho-sédimentaire des tempêtes sur les côtes de Provence. PhD thesis, University of Aix-Marseille I, Aix en Provence.

Camuffo D. 1993. Analysis of sea surges at Venice from A.D. 782 to 1990. *Theoretical and Applied Climatology* **47**: 1–4.

Ebisuzaki W. 1997. A method to estimate the statistical significance of a correlation when the data are serially correlated. *Journal of Climate* **10**: 2147–2153.

Heyen H, Zorita E, von Storch H. 1996. Statistical downscaling of monthly mean North-Atlantic air pressure to sea level anomalies in the Baltic sea. *Tellus Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography* **48**: 312–323.

Janicot S, Moron V, Fontaine B. 1996. Sahel droughts and ENSO dynamics. *Geophysical Research Letters* **23**: 515–518.

Jones PD, Jonsson T, Wheeler D. 1997. Extension to the North Atlantic oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south-west Iceland. *International Journal of Climatology* **17**: 1433–1450.

Langenberg H, Pfizenmayer A, von Storch H, Sundermann J. 1999. Storm-related sea level variations along the North Sea coast: natural variability and anthropogenic change. *Continental Shelf Research* **19**: 821–842.

Michaelsen J. 1987. Cross-validation in statistical climate forecast models. *Journal of Climate and Applied Meteorology* **26**: 1589–1600.

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.

Nicholls RJ, Hoozemans FMJ. 1996. The Mediterranean vulnerability to coastal implications of climate change. *Ocean and Coastal Management* **31**: 105–132.

Pasaric M, Orlic M. 2001. Long-term meteorological pre-conditioning of the North Adriatic coastal floods. *Continental Shelf Research* **21**: 263–278.

Paskoff R. 1993. *Côtes en Danger. Pratiques de la Géographie*. Masson: Paris.

Pirazzoli PA. 2000. Surges, atmospheric pressure and wind change and flooding probability on the Atlantic coast of France. *Oceanologica Acta* **23**: 643–661.

Rogers JC. 1997. North Atlantic storm track variability and its association to the North Atlantic oscillation and climate variability of northern Europe. *Journal of Climate* **10**: 1635–1647.

Sabatier F. 2001. Fonctionnement et dynamiques morpho-sédimentaires du littoral du delta du Rhône. PhD thesis, University of Aix-Marseille III, Aix en Provence.

Copyright © 2005 Royal Meteorological Society

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Suanez S, Prosper-Laget V, Provansal M. 1997. Variations relatives du niveau marin dans le delta du Rhône et à Marseille. Implications climatiques et/ou tectoniques. *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences, Serie IIa* **324**: 639–646.
Svensson C, Jones DA. 2002. Dependence between extreme sea surge, river flow and precipitation in eastern Britain. *International Journal of Climatology* **22**: 1149–1168.
Trigo IF, Davies TD. 2002. Meteorological conditions associated with sea surges in Venice: a 40 year climatology. *International Journal of Climatology* **22**: 787–803.
Von Storch H, Reichardt H. 1997. A scenario of storm surge statistics for the German Bight at the expected time of doubled atmospheric carbon dioxide concentration. *Journal of Climate* **10**: 2653–2662.
Von Storch H, Zwiers FW. 1998. *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press.

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

Copyright © 2005 Royal Meteorological Society

tel-00305449, version 1 - 24 Jul 2008

INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY
Int. J. Climatol. **26**: 987 (2006)
Published online 20 April 2006 in Wiley InterScience (www.interscience.wiley.com). DOI: 10.1002/joc.1320

ERRATUM

RELATIONSHIPS BETWEEN SEA-LEVEL PRESSURE AND SEA-LEVEL HEIGHT IN THE CAMARGUE (FRENCH MEDITERRANEAN COAST)

VINCENT MORON*
UFR des Sciences Géographiques et de l'Aménagement, Université d'Aix-Marseille I, Aix en Provence, France and CEREGE, UMR-6635, Aix en Provence, France.

Received 23 January 2006
Accepted 25 January 2006

International Journal of Climatology, Volume 25, Issue 11 'Relationships between sea-level pressure and sea-level height in the Camargue (French Mediterranean coast)' by Vincent Moron and Albin Ullmann, pages 1531–1540, 2005.

A correlation coefficient was reversed in the printed version of the abstract and Figure 4. Please find below the correct version of the abstract. The correlation coefficient indicated in Figure 4 needs to be reversed from 0.69 to −0.69.

ABSTRACT

A statistical study of daily maximum sea-level height at one station (Grau de la Dent) in the Camargue (Rhône delta, French Mediterranean coast) and daily sea-level pressure (SLP) at 12 h UTC over the eastern North Atlantic is used to identify the meteorological conditions associated with sea-level variations in the Camargue for the winters 1974–1975 to 2000–2001. Mean SLP composites during and 5 days before major surge events (defined as those with a daily maximum sea-level height >80 cm) suggest the dominant influence of storms, moving northwest to southeast across the North Atlantic and strengthening as they approach the Bay of Biscay. During such storms, strong onshore winds may persist for up to 4–5 days. These winds tend to strengthen from 3 days to 1 day before the surge events. The mean October–March correlation between daily maximum sea-level height in the Camargue and SLP averaged over the Bay of Biscay (10 °W–0°, 40°–50 °N) is strong ($r = -0.69$). A methodology is developed for assessing the low frequency SLP variability impact on sea-level height in the Camargue. A cross-validated linear regression is used to hindcast the interannual and intraseasonal variability of the monthly 75th and 90th percentiles of the daily maximum sea-level height from the monthly mean SLP over the Bay of Biscay. The linear correlation between the cross-validated hindcast and observed time series is 0.83 (0.77) for the 75th (90th) percentile over the 1974–1975 to 2000–2001 period. The mean bias error, reflecting systematic errors in predicting the monthly percentiles, is close to zero. Copyright © 2006 Royal Meteorological Society.

KEY WORDS: sea-level; Camargue; western Mediterranean Sea; storms; interannual and intraseasonal variability

* Correspondence to: Vincent Moron, International Research Institute for Climate and Society, Po Box 1000, NY 10964-8000, USA; e-mail: vincent@iri.columbia.edu

Copyright © 2006 Royal Meteorological Society