

UNIVERSITÉ DE BOURGOGNE FRANCHE-COMTÉ

THÈSE

Pour l'obtention du grade de  
Docteur  
de l'Université de Bourgogne Franche-Comté

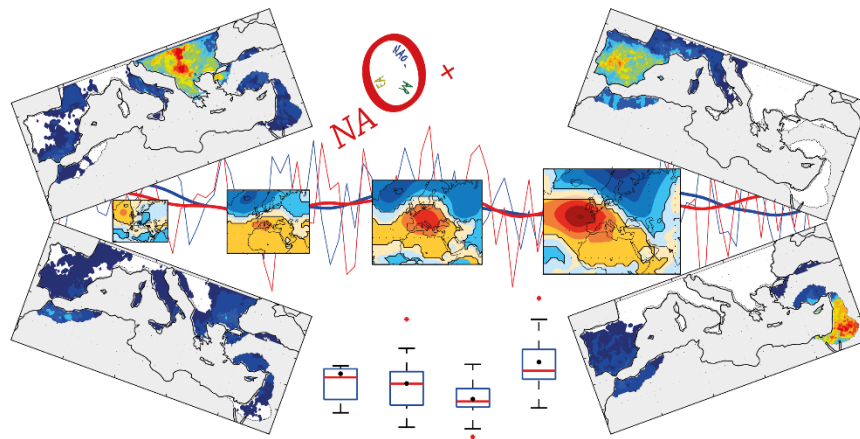
Ecole doctorale Environnements-Santé (n°554)

Discipline : Géographie - Spécialité : Climatologie

Thèse présentée et soutenue publiquement à Dijon, le 4 décembre 2017 par

**Florian RAYMOND**

**Longs épisodes secs hivernaux dans le bassin méditerranéen et conditions atmosphériques associées : variabilité contemporaine et future (1957-2100)**



Directeur de thèse  
**Pierre CAMBERLIN**

Co-encadrant de thèse  
**Albin ULLMANN**

**Jury**

**M. Martin BENISTON**  
**M. Vincent MORON**  
**M. Philippe DROBINSKI**  
**M. Sylvain BIGOT**  
**M. Yves TRAMBLAY**

Professeur d'université - Genève  
Professeur d'université - Aix-Marseille  
Directeur de recherche CNRS  
Professeur d'université - Grenoble-Alpes  
Chargé de recherche IRD

Rapporteur  
Rapporteur  
Examineur  
Examineur  
Examineur







# Remerciements

*Au bout de trois années passées à Dijon, je suis sur le point de parler de ma thèse au passé. En octobre 2014, je me disais "trois ans, c'est large, j'ai le temps, ça va passer lentement". Finalement, mon discours a bien évolué avec le temps, pour en arriver aujourd'hui à "ça fait déjà trois ans ???". Quand je fais le bilan, je me dis qu'il s'en est passé des choses durant ces trois ans, quelle sacrée expérience, si c'était à refaire, ce serait sans hésiter. Pourtant, lorsque j'étais en master, les doctorants à qui je demandais "alors, la thèse ?" avaient la fâcheuse tendance à me répondre "ne fais surtout pas de thèse, c'est trop galère et ça ne débouche sur rien". Je ne tiendrai pas ce discours si la question m'est posée à mon tour : allez-y, foncez, si vous en avez la motivation, c'est génial!*

*Bien évidemment, si je suis aussi satisfait de cette fabuleuse expérience, c'est parce que j'avoue avoir été incroyablement bien encadré durant ces trois ans. Je ne remercierai jamais assez Pierre (ou "Peter") et Albin (ou "Votre Sainteté") pour ce qu'ils m'ont apporté, pour leur bienveillance, les nombreuses aides et nombreux conseils toujours précieux, leur grande disponibilité et plus globalement, leur accompagnement durant toute ma thèse. Pour avoir discuté assez souvent avec d'autres collègues doctorants, j'ai pleinement conscience d'avoir eu des encadrants géniaux durant ma thèse, et je les en remercie profondément pour ça!*

*Je souhaite également témoigner de toute ma gratitude envers Philippe Drobinski, qui m'a beaucoup apporté tout au long de ma thèse, avec qui j'ai pris un réel plaisir à échanger régulièrement et à collaborer durant ces trois ans, merci sincèrement. J'espère que je serai de nouveau amené à travailler avec toi.*

*Je tiens également à remercier sincèrement Sylvain Bigot et Nicolas Martin, pour avoir accepté d'intégrer mon comité de thèse, grâce auquel nous avons eu des échanges très intéressants et très constructifs à propos de mes travaux de recherche.*

*J'aimerais désormais remercier chaudement Martin Beniston et Vincent Moron d'avoir accepté d'être les rapporteurs de ma thèse. Je veux également remercier sincèrement Yves Tramblay d'avoir accepté de faire partie de mon jury de soutenance, au même titre que Philippe Drobinski et Sylvain Bigot.*

*À l'approche de ma soutenance, j'ai une pensée amicale pour Sandra Rome et Sylvain Bigot, qui m'avaient aidé à soigner ma candidature à ce projet de thèse au cours du printemps 2014. Une pensée amicale également à Nelly, qui m'a très gentiment accueilli plusieurs fois chez elle lorsque j'étais encore SDF à Dijon, ou lorsque mes neurones n'étaient pas connectés entre eux pour vérifier si j'avais bien mes clés d'appartement avec moi, avant de prendre le train*

## Remerciements

---

*pour Dijon le dimanche soir.*

*Un grand merci à tous les collègues et amis CRC-ciens, avec qui j'ai pris beaucoup de plaisir à partager et à échanger durant mes trois années dans cette équipe de "bisounours" (dixit les collègues du troisième étage). Ça a été vraiment très agréable de travailler dans une telle bonne ambiance. Un grand merci donc à Yves, Nadège, Pascal, Thierry, Mister Wood, Ben Kenobi, mon Nounou, Pergito mi corazon, Mario, Baba, Paupau, Étienne, Julita, Catoche, Marco, Juju Crétat, Marie-Charlotte, Alex, Simon, Momo et Michèle, remerciement tout spécial à Coco pour ses nombreuses aides administratives et sa patience dans les recherches d'hôtels, sans oublier ma Boubou, formatrice de renom à Matlab, à qui j'associe amicalement mon Sousou et leur petite Lina (qu'est ce que je suis nostalgique des soirées chez vous à boire du Danao).*

*J'ai une pensée particulière pour les compagnons de galère du troisième étage, répartis dans les différentes équipes de Biogéosciences, que ce soit les anciens déjà partis vers de nouveaux horizons (Axelle, Anthony, Jessica, Karen) ou ceux encore activement dévoués à leur thèse (Élise, Margot, Salomé, Adeline, Paul et les autres).*

*J'ai également une pensée amicale pour les collègues du département de géographie (les Thémateux), dont une particulière à Justin, c'était vraiment super de partager tout ça avec toi, et merci pour ma minette (une pensée émue à nos roues de vélo, R.I.P). Également une pensée amicale pour Christophe.*

*Je souhaite adresser mes sincères remerciements à Barbie, Pablo, Julia (j'associe Mario et Mathilde), Marion et ma Soso, qui, en plus de leur soutien et de leur amitié, m'ont apporté une aide extrêmement précieuse dans la relecture de mon manuscrit de thèse, car ce n'est un secret pour personne, moi et l'orthographe/la grammaire, nous n'avons jamais été en très bons termes.*

*Mes dernières pensées vont enfin à toutes les personnes qui m'ont accompagné/soutenu durant ces trois ans : ma famille (une pensée à ma grand-mère Manou qui n'aura tristement pas vu cette thèse aller jusqu'à son terme); ma deuxième famille : la bobby family; les amis de Crest ("les gros" et leur famille; Amandine (ma poulette) et Flo; tous les autres); tous les amis de la génération de mes parents; la bande d'amis de Dijon, avec qui j'espère sincèrement rester en contact (merci à Nastasia et Julien pour leur accueil); les Lebrat, qui m'ont souvent hébergé durant la première moitié de ma thèse et avec qui j'ai apprécié partager tous ces moments (pensée particulière à Ophé); tous mes amis de la fac avec qui j'ai gardé contact pour mon plus grand plaisir, et qui se sont, pour certains, également lancés dans une thèse; tous les autres que j'ai vraisemblablement oublié, mille excuses.*

*Merci à vous tous...*

# Résumé

Dans un contexte de changement climatique actuel et futur, se traduisant notamment par un assèchement déjà observé en Méditerranée, cette thèse se concentre sur l'étude de la variabilité contemporaine et future (1957-2100) des événements de très longs épisodes secs (eTLES) hivernaux (septembre-avril) dans le bassin méditerranéen. Une méthodologie originale a été développée au cours de cette thèse pour appréhender les eTLES comme des événements climatiques singuliers, caractérisés par des critères de localisation, de durée et d'extension spatiale.

Sur la période contemporaine (1957-2013), 76 eTLES ont été détectés dans le bassin méditerranéen. Ces événements sont répartis en 4 principales configurations géographiques : Nord-Est, Ouest, Dispersés & Restreints et Sud-Est. Les configurations de types Nord-Est et Ouest sont associées à des blocages anticycloniques localisés à environ 1 000 km au nord-ouest des secteurs principalement affectés par les eTLES, favorisant un ciel dégagé et l'absence de précipitations. Les configurations de types Dispersés & Restreints et Sud-Est sont particulières, car la première est caractérisée comme étant une classe résiduelle regroupant des eTLES à faible extension spatiale répartis dans l'ensemble du bassin, la seconde est caractérisée par des eTLES saisonniers qui s'insèrent dans la continuité de l'été sec observé à l'est du bassin méditerranéen.

Les grands régimes de circulation atmosphérique du domaine Euro-Atlantique montrent un certain contrôle sur les eTLES. Ainsi, la phase positive de l'oscillation nord-atlantique (NAO+) est le seul régime à être clairement favorable au développement d'eTLES sur la quasi-totalité du bassin. Le régime est-atlantique (EA) ne montre pas de contrôle sur les eTLES, atlantic ridge (AR) et la phase négative de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO-) sont deux régimes généralement défavorables aux eTLES. Cependant, des eTLES sont pourtant associés aux régimes AR, EA et NAO-. Pour cela, il faut que ces trois régimes de circulation soient associés à des pressions atmosphériques légèrement plus élevées au nord-ouest des secteurs impactés par les eTLES, comparativement à leur climatologie respective. Les longues séquences des régimes AR, EA et NAO+, représentatives d'une certaine stabilité atmosphérique durable dans le temps, sont préférentiellement associées aux eTLES, contrairement aux courtes séquences de ces trois régimes. À l'inverse, les longues séquences du régime NAO-, renforçant les

basses pressions atmosphériques sur l'Europe et le bassin méditerranéen, sont peu associées aux eTLES.

Bien que les deux modèles ALADIN52 et LMDZ4-NEMOMED8 affichent des résultats différents à plusieurs niveaux, ils s'accordent tout de même à montrer que les eTLES devraient être de plus en plus longs d'ici à l'horizon 2100, de façon encore plus marquée pour la trajectoire RCP8.5 que RCP4.5. Une analyse multi-modèles comprenant 12 simulations CMIP5 montre qu'en moyenne par saison, la pression réduite au niveau de la mer aurait tendance à augmenter sur l'océan Atlantique, au large des côtes françaises et sur le centre du bassin méditerranéen, de façon robuste pour la trajectoire RCP8.5. À l'inverse, la fréquence et la durée des séquences des 4 régimes de circulation atmosphérique ne semblent pas être amenées à évoluer d'ici à l'horizon 2100.

Une étude est enfin menée pour constater les impacts des eTLES sur la production agricole en Espagne. Le nombre de jours d'eTLES impacte davantage les rendements d'orge, de blé et d'avoine (espèces d'hiver et cultivées au travers d'une agriculture pluviale) que les simples ratios de jours secs et les cumuls de pluie en Espagne. Une étude de cas réalisée sur deux saisons ayant reçu des cumuls de pluie comparables montre qu'en plus des rendements, un eTLES provoque une baisse significative de l'humidité des sols et du débit du fleuve Èbre.

**Mots Clés** : bassin méditerranéen, sécheresses hivernales, conditions atmosphériques, changement climatique, impacts agro-environnementaux.



# Abstract

In the context of climate change, as reflected by a dryer Mediterranean basin, this thesis focused on the study of the contemporary and future variability (1957-2100) of the wintertime (September to April) very long dry spells events (called VLDSe) in the Mediterranean basin. An original methodology was developed in this thesis in order to define VLDSe as singular climatic events, characterized by location, duration and spatial extent criteria.

76 VLDSe were detected in the Mediterranean basin on the contemporary period (1957-2013). These events are divided into 4 main geographical patterns: North-East, West, Scattered Localized and South-East. North-East and West configurations are associated with anticyclonic conditions located approximately 1 000 km northwestern to the areas affected by the VLDSe, favoring a clear sky and no precipitations. The Scattered Localized and South-East configurations are special: the first one is characterized as a residual class grouping VLDSe with small spatial extent and distributed throughout the entire basin, and the second one is characterized by seasonal VLDSe which are the continuation of the dry summer observed in the east of the Mediterranean basin.

Euro-Atlantic weather regimes have some control on the VLDSe. The positive phase of the north-atlantic oscillation regime (NAO+) is the only one that is clearly favorable to the development of VLDSe on almost the entire basin. The east-atlantic regime (EA) does not show any control on the VLDSe, and the atlantic ridge (AR) and the negative phase of the north-atlantic oscillation (NAO-) regimes are generally detrimental to VLDSe. However, some VLDSe can sometimes be associated with AR, EA and NAO- regimes. This requires these three weather regimes to be associated with slightly higher atmospheric pressure northwest of the areas impacted by the VLDSe, compared to their respective climatology. Long duration of the AR, EA and NAO+ regimes, which are coupled with sustained atmospheric stability, are preferentially associated with VLDSe, in contrast to the short duration. Conversely, the long duration of the NAO- regime, reinforcing the low atmospheric pressure on Europe and the Mediterranean basin, are weakly associated with VLDSe.

Although the two climate models ALADIN52 and LMDZ4-NEMOMED8

differ in several respects, they agree in that VLDS<sub>e</sub> should be longer by 2100, especially in the RCP8.5 trajectory. A multi-model analysis with 12 CMIP5 simulations shows that wintertime sea-level pressure tends to increase in the Atlantic Ocean, off the French coast and in the central the Mediterranean basin for the RCP8.5 trajectory. Conversely, the frequency and duration of the 4 weather regimes do not show significant trends until the end of the 21<sup>st</sup> century.

Finally, a study is carried out to assess the impact of VLDS<sub>e</sub> on agricultural production in Spain. The number of VLDS<sub>e</sub> days has a larger impacts on the yields of barley, wheat and oats (winter species and cultivated through rainfed agriculture) than the simple ratio of dry days or seasonal rainfall amounts in Spain. A two-season case study, based on seasons with comparable rainfall amounts, shows that in addition to yields, a VLDS<sub>e</sub> causes a significant decrease in soil moisture and in the Ebro River flow.

**Key words** : Mediterranean basin, winter droughts, atmospheric conditions, climate change, agro-environmental impacts.

# Liste des Acronymes

<b>ACP</b>	: Analyse en Composantes Principales
<b>AR</b>	: Atlantic Ridge
<b>BL</b>	: Blocking
<b>CAH</b>	: Classification Ascendante Hiérarchique
<b>CES</b>	: Court Épisode Sec
<b>CMIP5</b>	: Coupled Model Intercomparison Project 5
<b>COP21</b>	: Conference Of the Parties 21
<b>CP</b>	: Composante Principale
<b>D&amp;R</b>	: Dispersés & Restreints
<b>EA</b>	: East Atlantic
<b>ECA&amp;D</b>	: European Climate Assessment & Dataset project
<b>ENSO</b>	: El Niño Southern Oscillation
<b>ESM</b>	: Épisode Sec Moyen
<b>eTLES</b>	: événement de Très Longs Épisodes Secs
<b>GA</b>	: Greenland Anticyclone
<b>GCM</b>	: Global Climate Model
<b>GES</b>	: Gaz à Effet de Serre
<b>GEV</b>	: Generalised Extreme Value
<b>GP</b>	: Generalised Pareto
<b>HS</b>	: Humidité des Sols
<b>HyMeX</b>	: Hydrological cycle in the Mediterranean Experiment
<b>ISSP</b>	: Indice Standardisé de Sécheresse Pluviométrique
<b>K<sub>2</sub>O</b>	: Oxyde de Potassium
<b>LES</b>	: Long Épisode Sec
<b>Med-CORDEX</b>	: Mediterranean - Coordinated Downscaling Experiment
<b>MOI</b>	: Mediterranean Oscillation Index
<b>N</b>	: Azote
<b>NAO</b>	: North Atlantic Oscillation (Oscillation Nord-Atlantique)
<b>NAO-</b>	: phase négative de l'oscillation nord-atlantique
<b>NAO+</b>	: phase positive de l'oscillation nord-atlantique
<b>NDVI</b>	: Normalized Difference Vegetation Index
<b>N-E</b>	: Nord-Est

*Liste des Acronymes*

---

<b>NLR</b>	: Net Longwave Radiation
<b>NSR</b>	: Net Shortwave Radiation
<b>OAM</b>	: Oscillation Atlantique Multidécennale
<b><math>\Omega</math>500</b>	: Omega (vitesse verticale au géopotentiel 500 hPa)
<b>P2O3</b>	: Trioxyde de Phosphore
<b>PDSI</b>	: Palmer Drought Severity Index
<b>PIB</b>	: Produit Intérieur Brut
<b>PW</b>	: Precipitable Water
<b>RCCI</b>	: Regional Climate Change Index
<b>RCM</b>	: Regional Climate Model
<b>RCP</b>	: Representative Concentration Pathway
<b>RH</b>	: Relative Humidity
<b>SAU</b>	: Surface Agricole Utile
<b>S-E</b>	: Sud-Est
<b>SRES</b>	: Special Report on Emissions Scenarios
<b>SLP</b>	: Sea Level Pressure
<b>SPI</b>	: Standardized Precipitation Index
<b>SST</b>	: Sea Surface Temperature
<b>TCC</b>	: Total Cloud Cover
<b>TCES</b>	: Très Court Épisode Sec
<b>TLES</b>	: Très Long Épisode Sec
<b>U&amp;V</b>	: vent zonal et méridien
<b>WCRP</b>	: World Climate Research Program
<b>z500</b>	: altitude du géopotentiel 500 hPa
<b>ZO</b>	: Zonal

## **Institutions**

<b>BNU</b>	:	Beijing Normal University
<b>CMCC</b>	:	Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici
<b>CNRM</b>	:	Centre National de Recherches Météorologiques
<b>CSIRO</b>	:	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation
<b>ECMWF</b>	:	European Center for Medium range Weather Forecasting
<b>FAO</b>	:	Food and Agriculture Organization
<b>GFDL</b>	:	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
<b>GIEC</b>	:	Groupement Intergouvernemental d'experts sur l'Évolution du Climat
<b>GPCC</b>	:	Global Precipitation Climatology Centre
<b>ICTP</b>	:	International Centre for Theoretical Physics
<b>INM</b>	:	Institute for Numerical Mathematics
<b>IPCC</b>	:	Intergovernmental Panel on Climate Change
<b>IPSL</b>	:	Institut Pierre-Simon Laplace
<b>LMD</b>	:	Laboratoire de Météorologie Dynamique
<b>MAPAMA</b>	:	Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente
<b>MPI</b>	:	Max Planck Institute for meteorology
<b>MRI</b>	:	Meteorological Research Institute
<b>NCAR</b>	:	National Center for Atmospheric Research
<b>NCEP</b>	:	National Center for Environmental Prediction
<b>NMC</b>	:	National Meteorological Center
<b>NOAA</b>	:	National Oceanic and Atmospheric Administration
<b>NOR</b>	:	Norwegian Climate Centre
<b>OMM</b>	:	Organisation Mondiale Météorologique
<b>USDA</b>	:	United States Department of Agriculture

## Unités

<b>ha</b>	:	hectar
<b>hg</b>	:	hectogramme
<b>hm<sup>3</sup></b>	:	hectomètre cube
<b>hPa</b>	:	hectopascal
<b>kg.m<sup>-2</sup></b>	:	kilogramme par mètre carré
<b>km</b>	:	kilomètre
<b>km<sup>2</sup></b>	:	kilomètre carré
<b>m</b>	:	mètre
<b>m.s<sup>-1</sup></b>	:	mètre par seconde
<b>m<sup>3</sup></b>	:	mètre cube
<b>mm</b>	:	millimètre
<b>Pa.s<sup>-1</sup></b>	:	pascal par seconde
<b>W.m<sup>-2</sup></b>	:	watt par mètre carré

# Table des matières

<b>Introduction</b>	<b>1</b>
<b>1 CHAPITRE 1 - Cadre de l'étude, données et méthodes</b>	<b>17</b>
1.1 Cadrage géographique et temporel . . . . .	17
1.2 Variabilité saisonnière des précipitations dans le bassin méditerranéen de 1951 à 2013 . . . . .	27
1.2.1 Les précipitations moyennes . . . . .	28
1.2.1.1 Précipitations saisonnières moyennes et variabilité . . . . .	28
1.2.1.2 Fréquence saisonnière des précipitations et variabilité . . . . .	31
1.2.2 Les extrêmes pluviométriques : les pluies intenses . . . . .	34
1.2.2.1 Les événements de précipitations intenses . . . . .	36
1.2.2.2 Cumuls de pluie attribués aux précipitations intenses . . . . .	37
1.2.2.3 Contribution des précipitations intenses aux précipitations moyennes . . . . .	39
1.2.3 Les extrêmes pluviométriques : les déficits/sécheresses en Méditerranée dans la littérature scientifique . . . . .	43
1.2.3.1 A l'échelle annuelle . . . . .	43
1.2.3.2 En hiver . . . . .	44
1.2.3.3 Quelles tendances pour le XXI <sup>ème</sup> siècle ? . . . . .	45
1.3 Les données climatiques . . . . .	47
1.3.1 Les données d'observation E-OBS . . . . .	47
1.3.2 Les réanalyses atmosphériques . . . . .	49
1.3.2.1 Les réanalyses NCEP-NCAR . . . . .	50
1.3.2.2 Les réanalyses ERA-Interim . . . . .	52
1.3.3 Les modèles de simulation numérique du climat . . . . .	52
1.3.3.1 Les simulations du programme CMIP5 . . . . .	55
1.3.3.2 Les simulations régionales HyMeX/Med-CORDEX . . . . .	57

1.3.4	Les données des rendements agricoles et les données hydriques . . . . .	60
1.4	Les méthodes statistiques . . . . .	62
1.4.1	Les événements de très longs épisodes secs : détection et classification . . . . .	62
1.4.1.1	Détection locale des différentes catégories d'épisodes secs . . . . .	62
1.4.1.2	Détection des événements climatiques de très longs épisodes secs . . . . .	66
1.4.1.3	Classification en principales configurations des événements de très longs épisodes secs . . . . .	68
1.4.2	Corrélation et régression linéaire . . . . .	73
1.4.2.1	Corrélation linéaire et coefficient de détermination . . . . .	73
1.4.2.2	Régression et tendance linéaires . . . . .	74
1.4.3	Boîtes à moustaches . . . . .	76
1.4.4	Analyses composites . . . . .	76
1.4.5	Analyses multivariées . . . . .	77
1.4.5.1	La classification ascendante hiérarchique (CAH) . . . . .	77
1.4.5.2	L'analyse en composante principale (ACP) . . . . .	78
1.4.6	Classification en régimes de circulation atmosphérique . . . . .	79
1.4.7	Le V de Cramer . . . . .	81
1.4.8	Diagramme de Taylor . . . . .	82
1.5	Synthèse du chapitre 1 . . . . .	84
<b>2</b>	<b>CHAPITRE 2 - Événements de très longs épisodes secs hivernaux sur le bassin méditerranéen : variabilité spatio-temporelle et conditions atmosphériques (1957-2013)</b> . . . . .	<b>85</b>
2.1	Les différents types d'épisodes secs en Méditerranée . . . . .	86
2.1.1	Caractéristiques des différents types d'épisodes secs . . . . .	86
2.1.2	Variations spatio-temporelles des différents types d'épisodes secs . . . . .	91
2.2	Les événements de très longs épisodes secs sur le bassin méditerranéen . . . . .	95
2.2.1	Les 76 événements de très longs épisodes secs détectés . . . . .	95
2.2.2	Configurations récurrentes des événements de très longs épisodes secs . . . . .	98
2.2.2.1	Les 4 configurations spatiales des événements de très longs épisodes secs . . . . .	99



2.2.2.2	Caractéristiques spatio-temporelles des 4 configurations d'événements de très longs épisodes secs . . . . .	100
2.3	Les principales conditions atmosphériques associées aux événements de très longs épisodes secs . . . . .	109
2.3.1	Configurations d'événements de très longs épisodes secs et conditions atmosphériques associées . . . . .	109
2.3.1.1	Pression atmosphérique et vent . . . . .	109
2.3.1.2	Couverture nuageuse, bilan radiatif, humidité relative et eau précipitable . . . . .	114
2.3.2	Déroulé spatio-temporel des événements de très longs épisodes secs : décomposition de deux événements . . . . .	117
2.3.3	Conditions atmosphériques antérieures et postérieures aux événements de très longs épisodes secs . . . . .	125
2.3.3.1	Circulations atmosphériques pré-événements de très longs épisodes secs . . . . .	125
2.3.3.2	Circulations atmosphériques post-événements de très longs épisodes secs . . . . .	129
2.4	Les régimes de circulation atmosphérique du domaine Euro-Atlantique associés aux configurations d'événements de très longs épisodes secs . . . . .	132
2.4.1	Les principaux régimes de circulation atmosphérique . . . . .	132
2.4.1.1	Composites des 4 régimes de circulation atmosphérique . . . . .	132
2.4.1.2	Régimes de circulation atmosphérique : variabilité intrasaisonnière et tendance . . . . .	137
2.4.1.3	Régimes de circulation atmosphérique : persistance moyenne . . . . .	141
2.4.2	Relations entre les régimes de circulation atmosphérique et les configurations d'événements de très longs épisodes secs . . . . .	143
2.4.2.1	Régimes de circulation atmosphérique conservant le cycle saisonnier . . . . .	143
2.4.2.2	Régimes de circulation atmosphérique écartant le cycle saisonnier . . . . .	147
2.4.3	Les mécanismes de contrôle des régimes de circulation atmosphérique sur les configurations d'événements de très longs épisodes secs . . . . .	151

2.4.3.1	Conditions atmosphériques conjointement associées aux configurations d'événements de très longs épisodes secs et aux régimes de circulation atmosphérique . . . . .	152
2.4.3.2	Influence de la durée des séquences des régimes de circulation atmosphérique sur les événements de très longs épisodes secs . . .	159
2.5	Synthèse du chapitre 2 . . . . .	165
<b>3</b>	<b>CHAPITRE 3 - Les événements de très longs épisodes secs dans les simulations climatiques régionales</b>	<b>167</b>
3.1	Détection des événements de très longs épisodes secs . . . . .	168
3.1.1	Le centile 80 sur les durées uniques des épisodes secs	169
3.1.2	Durée et extension spatiale des événements de très longs épisodes secs . . . . .	172
3.1.3	Secteurs affectés par les événements de très longs épisodes secs . . . . .	176
3.1.4	Saisonnalité des événements de très longs épisodes secs	182
3.2	Les configurations d'événements de très longs épisodes secs dans les modèles . . . . .	185
3.2.1	Comparaison des configurations . . . . .	186
3.2.2	Conditions atmosphériques associées aux configurations d'événements de très longs épisodes secs . . . . .	188
3.2.2.1	Conditions atmosphériques ERA-Interim . . . . .	188
3.2.2.2	Conditions atmosphériques simulées . . . . .	193
3.3	Synthèse du chapitre 3 . . . . .	195
<b>4</b>	<b>CHAPITRE 4 - Les événements de très longs épisodes secs au XXI<sup>ème</sup> siècle</b>	<b>197</b>
4.1	Projection future des événements de très longs épisodes secs dans les simulations climatiques régionales . . . . .	198
4.1.1	Le centile 80 dans les simulations historiques . . . . .	199
4.1.2	Caractéristiques des événements de très longs épisodes secs dans les simulations historiques et dans les trajectoires RCP . . . . .	201
4.1.2.1	Durée et extension spatiale des événements de très longs épisodes secs . . . . .	201
4.1.2.2	Secteurs affectés par les événements de très longs épisodes secs . . . . .	206
4.1.3	Variabilité spatio-temporelle des événements de très longs épisodes secs sur l'ensemble du XXI <sup>ème</sup> siècle . . . . .	210

4.1.3.1	Tendances du nombre de jours d'événements de très longs épisodes secs saisonnier dans les simulations futures . . . . .	211
4.1.3.2	Tendances sur la durée et l'extension spatiale moyenne des événements de très longs épisodes secs dans les simulations futures . .	217
4.2	Circulation atmosphérique dans CMIP5 : variabilité au XXI <sup>ème</sup> siècle . . . . .	222
4.2.1	La pression réduite au niveau de la mer . . . . .	223
4.2.2	Les régimes de circulation atmosphérique . . . . .	230
4.2.2.1	Évaluation dans la période historique 1975-2005 . . . . .	231
4.2.2.2	Fréquence d'apparition au cours du XXI <sup>ème</sup> siècle . . . . .	244
4.2.2.3	Durée des séquences au XXI <sup>ème</sup> siècle . . . . .	247
4.3	Synthèse du chapitre 4 . . . . .	253
<b>5</b>	<b>CHAPITRE 5 - Les impacts des événements de très longs épisodes secs sur les sociétés et l'environnement</b>	<b>257</b>
5.1	Relation entre nombre de jours de pluie, cumuls de pluie et événements de très longs épisodes secs, à l'échelle du bassin méditerranéen . . . . .	258
5.2	Analyse statistique des relations entre événements de très longs épisodes secs et production céréalière en Espagne . . .	261
5.2.1	La production céréalière en Espagne . . . . .	262
5.2.2	Corrélations linéaires entre rendements de céréale et précipitations . . . . .	267
5.2.3	Analyse par catégorie de saisons . . . . .	272
5.3	Influence de la distribution temporelle des pluies : cas d'étude sur deux saisons . . . . .	281
5.3.1	Distribution temporelle des précipitations au cours des deux saisons . . . . .	283
5.3.2	Rendements agricoles des deux saisons . . . . .	287
5.3.3	Humidité moyenne des sols au cours des deux saisons	288
5.3.4	Débit de l'Èbre au cours des deux saisons . . . . .	292
5.4	Synthèse du chapitre 5 . . . . .	295
	<b>Conclusion</b>	<b>297</b>
	<b>Références bibliographiques</b>	<b>309</b>

*TABLE DES MATIÈRES*

---

Liste des figures	329
Liste des tables	337
Annexes	339

# Introduction

Depuis plusieurs décennies, la Terre est soumise à un changement climatique avéré, caractérisé entre autres par un réchauffement des températures moyennes de surface. Ainsi, dans son dernier rapport d'évaluation (le cinquième, paru en 2013), le GIEC (Groupement Intergouvernemental d'experts sur l'Evolution du Climat), également appelé IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change), fait état d'un réchauffement global moyen de l'ordre de  $+0,85$  °C sur la période 1880-2012 (IPCC, 2013). Il y a encore une vingtaine d'années, le changement climatique était davantage perçu comme un fait scientifique plutôt qu'une réalité du quotidien, et son origine anthropique était encore évoquée au conditionnel. L'année 1997 fut alors marquée par le premier protocole contraignant les états signataires à réduire leurs émissions de gaz à effet de serre (GES), appelé le "protocole de Kyoto". Cependant, le changement climatique et son origine restaient régulièrement remis en cause, ce qui fragilisait alors le message porté par la grande majorité de la communauté scientifique. Aujourd'hui, le changement climatique est un fait établi et largement documenté, dont l'origine est effectivement majoritairement imputable aux activités humaines, du fait de l'augmentation significative de la concentration en GES dans l'atmosphère depuis les années 1750 (IPCC, 2013). En plus des changements à prévoir, de nombreuses évolutions sont déjà observées au niveau mondial (augmentation globale des températures moyennes terrestres entraînant la fonte de la banquise et des glaciers continentaux, baisse de la couverture neigeuse et élévation du niveau des océans), ce qui accroît la pression exercée sur la communauté internationale pour prendre des décisions afin de limiter les émissions de GES. Dernièrement, l'accord qui a été approuvé par 195 pays

lors de la COP21 de Paris, fin 2015, vise à contenir le réchauffement climatique au-dessous de +2 °C d'ici 2100 par rapport à la température moyenne terrestre de l'ère pré-industrielle (période de référence 1861-1880). Cependant, on voit bien que les enjeux globaux ne priment pas toujours sur les intérêts nationaux, ce qui peut fragiliser un tel accord, avec notamment la volonté des États-Unis d'Amérique, deuxième plus gros émetteur de GES derrière la Chine, de se retirer de l'accord de Paris.

Le changement climatique n'a jamais autant été d'actualité. Indépendamment des facteurs politiques et économiques, un des freins à la prise de décision réside dans les incertitudes sur l'évolution du climat à des échelles pertinentes pour en évaluer les impacts. C'est pourquoi il est important de continuer à documenter le changement climatique à des échelles régionales, en particulier sur des territoires sensibles, c'est-à-dire les plus exposés et/ou les plus vulnérables. Le bassin méditerranéen est dans ce cas, car il concentre une forte densité de population sur un long linéaire côtier. Néanmoins, les vulnérabilités face au changement climatique y diffèrent sensiblement, en fonction des niveaux de développement et des enjeux démographiques. En effet, les rives nord de la mer Méditerranée regroupent des pays européens ayant une forte puissance économique (ici représentée par le produit intérieur brut en 2017, PIB) comme la France (7<sup>ème</sup> rang mondial), l'Italie (9<sup>ème</sup> rang mondial) et l'Espagne (14<sup>ème</sup> rang mondial ; *source : fonds monétaire international, FMI*). Les rives sud de la Méditerranée regroupent des pays africains à la puissance économique bien plus faible, comme l'Algérie (55<sup>ème</sup> rang mondial), le Maroc (62<sup>ème</sup> rang mondial) et la Tunisie (92<sup>ème</sup> rang mondial). Pour comparaison, le PIB de ces trois pays du Maghreb réunis représente environ seulement 26 % du PIB de l'Espagne. En 1960, les pays du sud et de l'est du bassin méditerranéen représentaient 41 % de la population totale méditerranéenne (Plan Bleu, 2016). En 2010, ces mêmes pays représentent 61 % de la population totale méditerranéenne, avec une forte croissance de la population urbaine le long des côtes. Des villes comme Alger et Tel-Aviv ont multiplié leur population par plus de 5 entre 1950 et 2010 (Plan Bleu, 2016). Ces populations des pays du sud et de l'est du bassin méditerranéen, soumises à une importante croissance démographique et économique, sont davantage vulnérables face au changement climatique,

déjà observé ou à venir.

Du point de vue climatique, le bassin méditerranéen est une zone de transition abrupte entre le climat tropical et celui des moyennes latitudes. Dans son dernier rapport d'évaluation, le GIEC qualifie ce secteur comme étant un "hot spot" du changement climatique. Comme le montre Giorgi en 2006, le bassin méditerranéen est l'une des régions du monde les plus exposées au changement climatique. Dans son étude, Giorgi (2006) utilise un indice pour classer différentes régions du monde (26 régions), des moins exposées (indice inférieur à 8) aux plus exposées (indice supérieur à 16) au changement climatique, à l'horizon 2100. Cet indice, appelé Regional Climate Change Index (RCCI), se base sur les projections futures de 20 modèles globaux du climat concernant les précipitations moyennes, les températures moyennes mais aussi la variabilité interannuelle des précipitations et des températures. Le bassin méditerranéen et le nord-est de l'Europe montrent l'indice RCCI le plus élevé des 26 régions étudiées, ce qui marque leur forte exposition au changement climatique à venir. Cependant, le bassin méditerranéen est déjà soumis à des évolutions climatiques visibles et rapides depuis plusieurs décennies. Ainsi, dans son cinquième rapport d'évaluation, le GIEC souligne que le bassin méditerranéen a connu, depuis le milieu du XX<sup>ème</sup> siècle, une augmentation globale des températures, associée à une augmentation (diminution) quasi-généralisée du nombre de jours chauds (froids) et de nuits chaudes (froides) ainsi que du nombre de vagues de chaleur (IPCC, 2013).

Les tendances observées sur le bassin méditerranéen sont moins marquées pour les précipitations que pour les températures, même si le bassin tend plutôt vers assèchement depuis les années 1950. C'est d'abord le fait que les précipitations sont spatialement très variables dans ce bassin à la géographie complexe. Si les tendances pluviométriques sont délicates à interpréter, c'est qu'elles peuvent recouvrir (ou masquer) plusieurs aspects : des changements dans la fréquence des pluies, dans leur intensité, ou encore dans l'occurrence et dans la durée des séquences sèches, entre autres.

Parmi les multiples formes que prend la variabilité des précipitations, le déficit de pluie sur une période durable, responsable des épisodes de séche-

resse, constitue un "extrême" climatique à impact sociétal particulièrement fort, car il affecte directement la ressource en eau. Les enjeux associés à cette ressource en eau sont importants dans le bassin méditerranéen, car celui-ci possède une forte densité de population, sur la quasi-totalité du littoral, ainsi qu'une forte attractivité touristique. En effet, le bassin méditerranéen est devenu la première destination mondiale pour le tourisme international, avec plus de 300 millions de touristes recensés en 2014 (soit 30 % du nombre total de touristes dans le monde en 2014 ; Plan Bleu, 2017). Cette pression anthropique croissante sur le territoire méditerranéen se fait ressentir sur la ressource en eau, avec une demande grandissante pour les besoins domestiques mais également industriels et agricoles (FAO, 2011). Entre les années 1982-1992 et 2002-2011, la croissance annuelle de la demande en eau atteignait +1,5 % au nord de l'Afrique (Maroc, Algérie, Tunisie et Libye), en Jordanie et en Turquie, et +2,5 % en Grèce (Plan Bleu, 2014).

Ainsi, la pression sur la ressource en eau atteint actuellement un niveau critique dans de nombreux pays du pourtour méditerranéen. Comme le montre la figure 1, près de la moitié des pays méditerranéens (principalement ceux situés au sud et à l'est du bassin) enregistre une pression sur la ressource en eau supérieure au seuil de stress hydrique, ce qui signifie qu'ils prélèvent au-delà de 40 % du volume moyen des ressources en eau naturelles renouvelables. Cette pression croissante sur la ressource en eau renouvelable est l'un des enjeux majeurs des prochaines années dans le bassin méditerranéen, car les sociétés sont confrontées à des besoins en eau de plus en plus importants (croissance démographique, augmentation des consommations individuelles, développement des usages gourmands en eau comme l'irrigation) alors que cette ressource est de plus en plus précieuse, du fait de l'assèchement déjà observé et à prévoir du bassin méditerranéen.



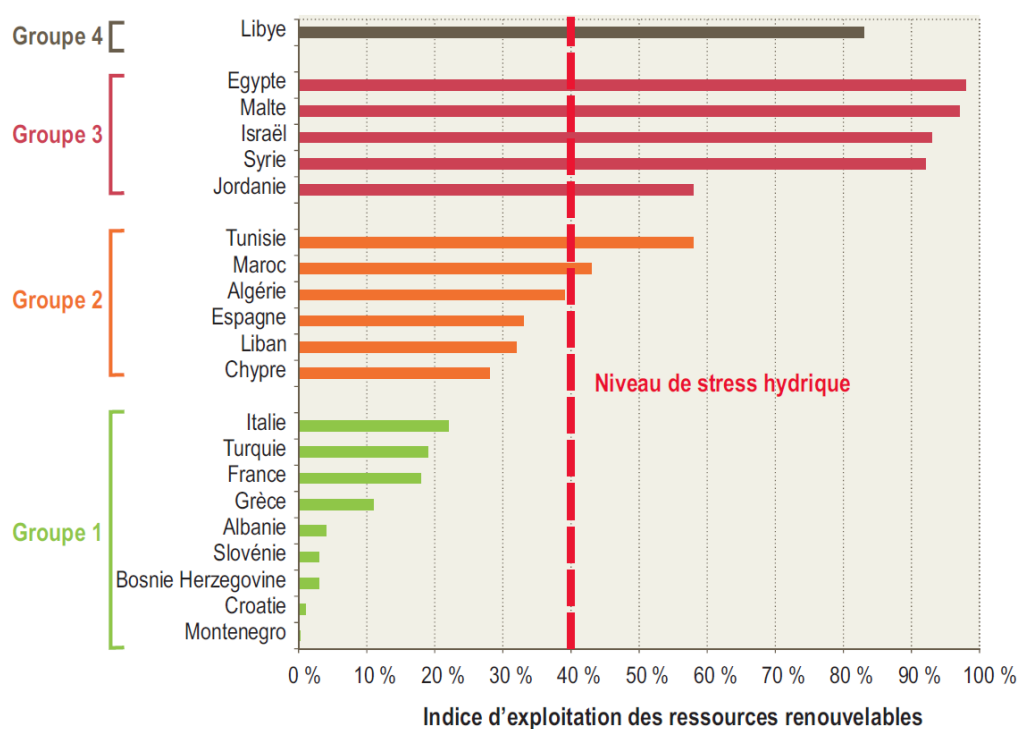


FIGURE 1 – Pression sur les ressources en eau par pays méditerranéen. La pression globale sur les ressources en eau est évaluée par l'indice d'exploitation des ressources naturelles renouvelables, qui est défini comme étant le rapport entre les prélèvements sur les ressources en eau naturelles renouvelables et le volume moyen des ressources en eau naturelles renouvelables. Au delà de 40 %, les pays sont dans une configuration de stress hydrique. *Source : Plan Bleu, 2014.*

Comme le montre la figure 2, de nombreux bassins versants méditerranéens, principalement localisés sur les rives sud et est de la mer Méditerranée, sont déjà en situation de pénurie ou de tension concernant les ressources en eau renouvelables, avec moins de 1 000 m<sup>3</sup> par habitant et par an (hors transferts à partir d'autres bassins). Cependant, certains secteurs localisés sur les rives nord de la mer sont également en situation de pénurie, de tension ou de vulnérabilité. Il s'agit de la quasi-totalité des côtes espagnoles méditerranéennes, dont la région de Barcelone (au nord-est du pays) pour laquelle les habitants disposent de moins de 500 m<sup>3</sup> par habitant et par an, de la Côte d'Azur en France, en situation de vulnérabilité (entre 1 000 m<sup>3</sup> et 1 700 m<sup>3</sup> par habitant et par an), du sud-est de l'Italie et de la Sicile, en situation de tension (entre 500 m<sup>3</sup> et 1 000 m<sup>3</sup> par habitant et par an), du sud-est de la Grèce et de l'ouest de l'Anatolie (entre

pénurie et vulnérabilité). Ainsi, le bassin méditerranéen abrite 60 % de la population mondiale dite "pauvre" en eau, c'est-à-dire disposant de moins de 1 000 m<sup>3</sup> par habitant et par an de ressources en eau renouvelables (Plan Bleu, 2010).

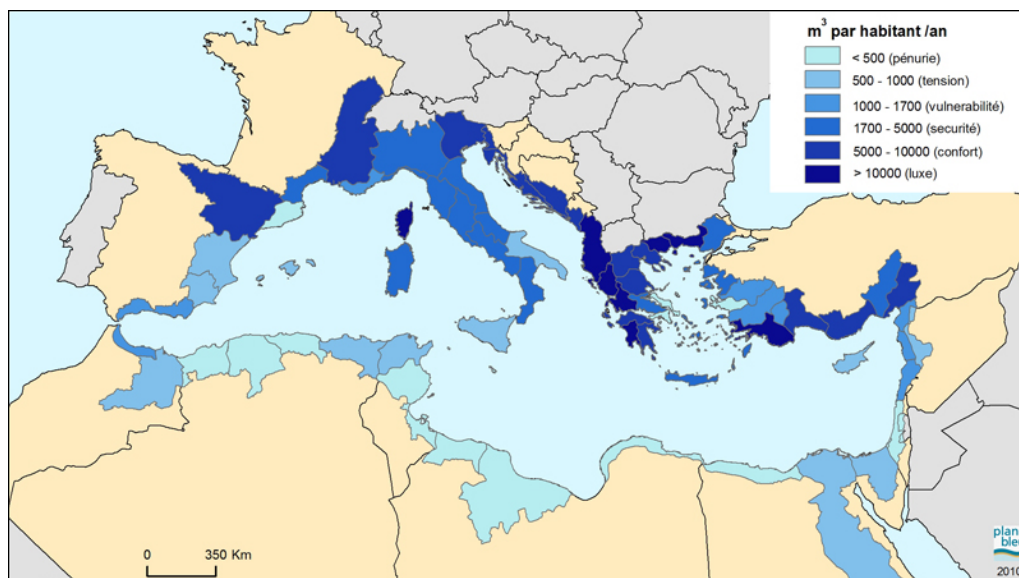


FIGURE 2 – Ressources en eau naturelles renouvelables par habitant (en m<sup>3</sup> par habitant et par an) dans les principaux bassins versants du domaine méditerranéen. *Source : Plan Bleu, 2010.*

### ***Enjeux et impacts associés aux sécheresses hivernales***

Dans ce contexte de pression croissante exercée sur la ressource en eau en Méditerranée, la variable "sécheresse", ayant une incidence sur cette ressource naturelle, représente l'élément central de ce projet de thèse. Étudier les sécheresses en Méditerranée n'a pas le même intérêt suivant la période étudiée. Le climat méditerranéen étant caractérisé par des étés secs et des hivers humides, une forte sécheresse estivale n'a pas le même impact qu'une forte sécheresse hivernale. Comme l'expliquent Xoplaki *et al.* (2004), la saison dite "humide" (d'octobre à mars dans leur étude) compte pour 50 % à 60 % du cumul annuel moyen de précipitations pour les parties ouest et nord du bassin méditerranéen et pour 70 % à 90 % au sud et à l'est du bassin. Ainsi, une sécheresse au cours de la période généralement sèche

n'aura pas les mêmes répercussions qu'une sécheresse au cours de la période généralement pluvieuse, en termes d'enjeux sur la ressource en eau notamment. C'est pourquoi ce projet de recherche se concentre sur cette période cruciale pour le bassin méditerranéen, en termes de précipitations, régulièrement qualifiée de période "hivernale" du climat méditerranéen.

Les sécheresses hivernales entraînent principalement un déficit dans la recharge en eau des nappes phréatiques, une baisse du niveau des fleuves, des rivières et des lacs, ce qui favorise les sécheresses hydrologiques au cours du printemps et de l'été (périodes au cours de laquelle la demande en eau est la plus importante), avec des restrictions possibles dans la mobilisation des stocks disponibles pour prévenir un éventuel épuisement de la ressource en eau. Ainsi, l'aléa sécheresse hivernale augmente le risque de pénurie des sociétés face à la ressource en eau, notamment dans ce contexte d'accroissement de la pression exercée sur cette ressource naturelle. Par exemple, le développement des systèmes d'irrigation agricoles accentue également la pression sur la ressource en eau (Plan Bleu, 2014). Entre 1961 et 2006, le pourcentage de surfaces agricoles équipées en système d'irrigation a évolué de 17,1 % à 22,7 % dans le nord de l'Afrique, et de 5,8 % à 14,2 % dans le sud de l'Europe (FAO, 2011). En Espagne, 20 % de l'eau utilisée pour l'irrigation des parcelles agricoles provient des nappes phréatiques (Hernandez Mora *et al.*, 2007), chiffre qui monte même à 60 % dans les pays du Maghreb (Siebert *et al.*, 2010). L'autre part des ressources en eau utilisées pour l'irrigation provient des flux et stocks de surface (rivières, lacs, étangs, réservoirs et zones humides), ou de ressources en eau non renouvelables (nappes fossiles et désalinisation de l'eau de mer ; Siebert *et al.*, 2010). Au nord de l'Afrique, la pression exercée sur la ressource en eau renouvelable totale, due à l'irrigation, est de 170 % et devrait atteindre 204 % d'ici 2050 (FAO, 2011). Ce chiffre exprime le ratio entre les prélèvements effectués pour répondre aux besoins de l'irrigation des parcelles agricoles et la capacité des ressources en eau naturelles à se renouveler. Un ratio supérieur à 100 % indique que les prélèvements sont supérieurs à la capacité de la ressource en eau à se renouveler, ce qui n'est pas durable.

De fortes sécheresses durant la saison pluvieuse réduisent par ailleurs

considérablement l'humidité des sols et mettent en danger les cultures pluviales. L'agriculture pluviale est encore très importante dans les pays méditerranéens et la plupart des petites exploitations en dépendent. Jacobsen *et al.* (2012) montrent que 64 % des zones cultivées en Italie dépendent des précipitations, et jusqu'à 90 % au Maroc. Plus largement, d'après Waha *et al.* (2017), 70 % des zones cultivées dans le nord de l'Afrique et au Proche Orient font l'objet d'une agriculture pluviale. Comme le soulignent Austin *et al.* (1998), certains rendements agricoles en Espagne, comme le blé et l'orge, dépendent fortement des précipitations saisonnières, en particulier celles allant de novembre à janvier et de mars à mai. Rodrigues-Puebla *et al.* (2007) soulignent que pour obtenir une production de céréales rentable en Espagne, il faut un hiver doux et un printemps frais et humide. À l'inverse, une sécheresse hivernale entrainera un rendement en céréales bien moins intéressant. Comme l'expliquent Waha *et al.* (2017), cette vulnérabilité de l'agriculture à la ressource en eau devrait entraîner une mutation des sociétés nord-africaines et proche-orientales, qui dépendront de plus en plus des importations pour subvenir aux besoins alimentaires des populations.

La baisse de l'humidité des sols dans le bassin méditerranéen perturbe aussi la croissance des forêts (Martinez-Villalta *et al.*, 2008; Limousin *et al.*, 2009) et accroît le risque d'incendies forestiers (Pausas, 2004; Pellizzaro *et al.*, 2007; Camarero *et al.*, 2013). Udelhoven *et al.* (2009) montrent par exemple une diminution de la valeur du Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) en Espagne suite à une longue période sans précipitations. Cet indice, qui se base sur la différence de réflectance spectrale de la végétation entre la bande visible du rouge et celle du proche infrarouge, permet de quantifier l'activité du couvert végétal (Pettorelli *et al.*, 2005). Lidner *et al.* (2010) soulignent le fait que l'activité végétale des forêts méditerranéennes est en baisse, principalement à cause de la répétition de fortes sécheresses et des risques d'incendie. En plus de l'humidité des sols, le niveau des nappes influence également l'activité végétale des forêts méditerranéennes. En effet, comme l'indiquent Barbeta *et al.* (2015), de nombreuses espèces observées dans les forêts méditerranéennes s'alimentent dans les nappes phréatiques profondes (en zone karstique). Dans le cas de sécheresses prononcées et répétées, le déficit de la recharge en eau des nappes phréatiques peut entraîner un

dépérissement massif des forêts, qui rentreraient alors en compétition avec l'agriculture pour l'exploitation des réserves en eau subsistantes. La baisse de l'humidité des sols durant la saison humide favorise également l'apparition de vagues de chaleurs en été (Ferranti et Vierbo, 2006 ; Vautard *et al.*, 2007 ; Zampieri *et al.*, 2009 ; Stéfanon *et al.*, 2012a, 2012b ; Stéfanon *et al.*, 2014a), ce qui affecte la croissance des cultures au travers du stress thermique (Wang *et al.*, 2008 ; Bauweraerts *et al.*, 2013 ; Stéfanon *et al.*, 2014b).

### ***Contexte scientifique***

Différentes études régionales/locales abordent les sécheresses en Méditerranée en se basant sur les variations dans les cumuls annuels, saisonniers ou mensuels moyens de précipitations (Gonzalez-Hidalgo *et al.*, 2001 ; Brunetti *et al.*, 2002 ; Koleva et Alexandrov, 2008 ; Törnros, 2010). D'autres études observent la variation du nombre de jours secs par année (Croitoru *et al.*, 2012) ou se concentrent sur de la durée de la saison pluvieuse (Traboulsi, 2012). Ces études se basent sur des mesures *in situ* issues de stations météorologiques. À plus large échelle, pour aborder les sécheresses dans la partie orientale du bassin méditerranéen, Kostopoulou et Jones (2005) détectent le nombre maximum de jours secs consécutifs. Lelieveld *et al.* (2012) exploitent, eux, les cumuls saisonniers moyens des précipitations. En se basant sur des données en points de grille sur l'ensemble du bassin méditerranéen, Sousa *et al.* (2011) utilisent des déficits de pluie au pas de temps mensuel pour aborder les sécheresses en Méditerranée, tout comme Hoerling *et al.* (2012) et Hertig *et al.* (2013).

D'autres études abordent différents indices statistiques pour étudier les sécheresses en Méditerranée. À l'échelle globale du bassin méditerranéen, Hertig et Trambly (2016) se basent sur 114 stations météorologiques pour obtenir le Standardized Precipitation Index (SPI ; McKee *et al.*, 1993 ; Guttman, 1999). Cet indice de probabilité, qui repose uniquement sur les précipitations, permet de mesurer la sécheresse météorologique et de la comparer entre des régions soumises à des climats très différents. Ainsi, un indice de

SPI compris entre -0,99 et +0,99 indique des précipitations proches de la moyenne (par rapport à une période de référence de 30 ans). Un indice SPI supérieur à 1 (inférieur à -1) indique une forte humidité (forte sécheresse) et un indice de SPI supérieur à 2 (inférieur à -2) indique une humidité extrêmes (sécheresse extrême). Piccarreta *et al.* (2004) utilisent également l'indice SPI pour étudier les sécheresses dans le sud de l'Italie, tout comme Sönmez *et al.* (2005) en Turquie, Vicente-Serrano (2006) en Péninsule Ibérique, Born *et al.* (2008) au nord-ouest du Maghreb ou encore Nasr *et al.* (2014) dans le nord de la Tunisie. Sousa *et al.* (2011) utilisent, quant à eux, le Palmer Drought Severity Index (PDSI; Palmer, 1965; Wells *et al.*, 2004) pour étudier les sécheresses dans le bassin méditerranéen. L'indice PDSI se calcule à partir des valeurs mensuelles des températures et des précipitations, auxquelles on ajoute également des données sur la capacité de rétention d'eau des sols. À l'échelle de la Péninsule Ibérique, Lana *et al.* (2006) utilisent les distributions de Generalised Extreme Value (GEV) et de Generalised Pareto (GP), qui sont des lois de probabilité servant à détecter des valeurs extrêmes, pour étudier les phases de sécheresse à partir de 43 stations météorologiques. À l'échelle du bassin versant du Gaudalquivir (Espagne), Pita (2000) créé un indice, appelé Indice Standardisé de Sécheresse Pluviométrique (ISSP), pour appréhender la sécheresse à partir de stations météorologiques. Cet indice va permettre d'identifier les différentes séquences sèches dans les séries de données grâce à trois étapes : (i) la détection des anomalies pluviométriques mensuelles négatives ; (ii) leur accumulation (prises en compte des séquences de plusieurs mois consécutifs montrant des anomalies négatives) ; (iii) la standardisation de ces séquences. Dans un contexte de changement climatique observé et à prévoir, ces différentes études montrent de façon quasi-unanime que le bassin méditerranéen est dans une dynamique d'assèchement depuis le milieu du XX<sup>ème</sup> siècle, qui devrait perdurer au cours du XXI<sup>ème</sup> siècle (*cf.* chapitre 1).

Ces nombreuses études abordent les sécheresses dans le bassin méditerranéen (dans son ensemble ou à des échelles régionales/locales) en observant des déficits de précipitations annuelles, saisonnières ou mensuelles, en comptant le nombre de jours sans précipitations, en étudiant la variabilité des séquences maximales du nombre de jours sans précipitations ou en utilisant

des indices statistiques permettant de détecter les anomalies négatives de précipitations. Pourtant, aucune de ces études ne définit clairement la sécheresse comme étant un "objet" climatique et géographique à part entière, caractérisé non seulement par l'absence de pluie sur une période donnée mais présentant aussi une certaine cohérence spatiale et temporelle, et une récurrence à l'échelle du bassin méditerranéen. Bien qu'il y ait différentes manières d'appréhender les sécheresses à l'échelle du bassin méditerranéen, l'approche par la détection des longues séquences sans pluie revêt un intérêt tout particulier pour ce domaine d'étude, car elle concerne directement la distribution temporelle des précipitations au cours de la saison humide, sans être directement liée aux cumuls saisonniers. En effet, pour des séquences montrant les mêmes cumuls de pluie, les impacts sont vraisemblablement différents si les précipitations sont réparties sur l'ensemble de la période, ou si cette période est soumise à une longue séquence sans pluie accompagnée de précipitations concentrées sur plusieurs jours regroupés. Comme évoqué précédemment, les sécheresses hivernales, majoritairement appréhendées par déficits de précipitations, entraînent de nombreux impacts sur les sociétés et l'environnement qui sont bien documentés dans la littérature. En revanche, les impacts socio-économiques et environnementaux associés à des longues séquences sans pluie en hiver dans le bassin méditerranéen n'ont-ils jamais été documentés jusque-là, ou uniquement à l'échelle d'une ou deux saisons particulières. C'est pourquoi au-delà d'une analyse des déficits de pluie en Méditerranée, étudier les sécheresses hivernales au travers des longues séquences sans pluie permet d'observer des répercussions directement imputables à ces phénomènes climatiques extrêmes.

À notre connaissance, à l'échelle de l'ensemble du bassin méditerranéen, la géographie des longues séquences sèches n'a jamais été étudiée auparavant. Appréhender ces phénomènes climatiques extrêmes sur l'ensemble du bassin permet notamment de définir la durée au-delà de laquelle une séquence sèche est considérée comme longue, en tout secteur du bassin. De plus, étudier les longues séquences sans pluie dans les différentes parties du bassin méditerranéen permet d'étudier la récurrence spatiale des mécanismes atmosphériques large échelle et synoptiques associés à ces épisodes secs. Étudier ces liens est très important pour appréhender la variabilité fu-

ture des longues sécheresses en Méditerranée car, actuellement, les champs atmosphériques sont mieux simulés dans les modèles climatiques que les champs de précipitations. Différentes études se sont intéressées aux circulations atmosphériques associées à des sécheresses sur le bassin méditerranéen (Maheras *et al.*, 1999 ; Dünkelloh et Jacobeit, 2003 ; Kelley *et al.*, 2012) ou à une échelle méditerranéenne régionale (Eshel et Farrell, 2000 ; Iqbal *et al.*, 2013 ; Törnros, 2013), mais en se basant sur des anomalies de précipitations, pas sur des séquences sans pluie. Certaines études portent sur les mécanismes atmosphériques associés à des séquences sans pluie, mais elles ne concernent qu'une partie du bassin méditerranéen (Oikonomou *et al.*, 2010 ; Saaroni *et al.*, 2015).

### ***Problématique et objectifs***

L'objectif principal de cette thèse est donc d'approcher les longues séquences sans précipitations dans le bassin méditerranéen comme étant des événements climatiques singuliers. Il est ici question de sécheresses météorologiques, plutôt que de sécheresses agricoles, car on souhaite notamment observer les mécanismes atmosphériques associés aux séquences sans pluie les plus longues. Les travaux de recherche menés au cours de cette thèse sont pleinement associés à un large consortium d'études centrées autour de la Méditerranée, regroupées dans le programme HyMeX (Hydrological cycle in the Mediterranean Experiment ; Dronbinski *et al.*, 2012). Ce consortium a pour but d'améliorer la compréhension et la modélisation du cycle de l'eau en Méditerranée mais aussi d'évaluer la vulnérabilité sociale et économique de cette région aux événements extrêmes et sa capacité d'adaptation.

Comme il est dit précédemment, les séquences sans pluie les plus longues, ici appelées "très longs épisodes secs", sont appréhendées comme des "objets" climatiques singuliers. Cette approche permet de répondre aux différentes questions : où ? (localisation) ; quand ? (saisonnalité) ; combien ? (fréquence et récurrence) ; combien de temps ? (durée) ; pourquoi ? (conditions atmosphériques et circulations associées). De ce fait, dans un contexte



de changement climatique, la problématique de cette thèse s'articule autour d'un **diagnostic sur la période contemporaine et future des très longs épisodes secs sur le bassin méditerranéen, pour alimenter les connaissances sur ces phénomènes climatiques extrêmes aux forts impacts socio-économiques et environnementaux**. Ce projet de thèse a vocation à étudier la variabilité spatio-temporelle contemporaine et future (1957-2100) de ces très longs épisodes secs dans le bassin méditerranéen, et des conditions atmosphériques associées. Pour cela, il s'agira :

- (I) **d'étudier les caractéristiques spatio-temporelles des très longs épisodes secs dans le bassin méditerranéen sur la période contemporaine (1957-2013)**
  - comment définir un très long épisode sec sur le bassin méditerranéen (selon des critères spatiaux et temporels) ?
  - selon quelle géographie les très longs épisodes secs se répartissent-ils dans le bassin méditerranéen, et cette géographie a-t-elle évolué sur la période contemporaine ?
  - les très longs épisodes secs sont-ils soumis à une saisonnalité marquée et leur fréquence a-t-elle évolué sur la période contemporaine ?
- (II) **d'observer les conditions atmosphériques qui sont associées aux très longs épisodes secs contemporains**
  - quelles sont les conditions atmosphériques locales/régionales (pression atmosphérique, bilan radiatif terrestre, humidité, nébulosité) associées aux très longs épisodes secs dans le bassin méditerranéen ?
  - les régimes de circulation atmosphérique récurrents du domaine Euro-Atlantique exercent-ils un certain contrôle sur les très longs épisodes secs dans le bassin méditerranéen ?
- (III) **de simuler la variabilité future des très longs épisodes secs et des conditions atmosphériques associées (horizon 2100)**
  - la géographie future des très longs épisodes secs va-t-elle évoluer à l'échelle du bassin méditerranéen ?

- les conditions atmosphériques favorables aux très longs épisodes secs vont-elles évoluer dans le futur (en termes de fréquence et de durée des séquences) ?
- (IV) **d'étudier les relations entre les très longs épisodes secs et les déficits de pluie, puis d'observer certains impacts socio-économiques et environnementaux associés**
  - les saisons fortement affectées par des très longs épisodes secs sont-elles automatiquement associées à un déficit de pluie, et inversement ?
  - quels sont les impacts des très longs épisodes secs hivernaux sur certains éco/agrosystèmes ?

## ***Organisation de la thèse***

Cette thèse s'articule autour de 5 chapitres.

Le **premier chapitre** présente le contexte géographique, les caractéristiques spatio-temporelles des précipitations contemporaines dans le bassin méditerranéen ainsi que l'ensemble des données et des méthodes utilisées.

Le **deuxième chapitre** est consacré à l'étude des variations spatio-temporelles des très longs épisodes secs, mais aussi à l'étude des principales conditions atmosphériques associées à ces événements, au travers de différents champs atmosphériques issus des données de réanalyses. Dans ce chapitre, une classification des principaux régimes de circulation atmosphérique récurrents est effectuée, pour observer les associations préférentielles entre ces modes de circulation atmosphérique du domaine Euro-Atlantique et les très longs épisodes secs.

Le **troisième chapitre** consiste à faire l'évaluation du champ de précipitations dans les modèles régionaux du climat (expérience Med-CORDEX), en observant leur capacité à reproduire les très longs épisodes secs hivernaux sur la période contemporaine. Cette évaluation est une étape nécessaire dans

l'optique d'un diagnostic sur la variabilité spatio-temporelle future des ces événements climatiques extrêmes.

Le **quatrième chapitre** se focalise sur l'étude de la variabilité spatio-temporelle future des très longs épisodes secs (horizon 2100). Tout d'abord, la détection de ces événements climatiques extrêmes est effectuée dans le futur *via* les modèles régionaux du climat, grâce aux simulations futures des champs de précipitations quotidiens, pour deux scénarios d'émission de gaz à effet de serre. L'évolution des circulations atmosphériques principalement associées est ensuite observée au travers de modèles globaux du climat, en simulant la variabilité spatio-temporelle de la pression à la surface de la mer et des régimes de circulation atmosphérique au cours du XXI<sup>ème</sup> siècle.

Le **cinquième chapitre** est consacré dans un premier temps à l'étude des relations entre les très longs épisodes secs et les déficits saisonniers de pluie. Ce chapitre se concentre ensuite à détecter les impacts des très longs épisodes secs sur certains éco/agrosystèmes, notamment au travers de la production céréalière en Espagne.



# Chapitre 1

## Cadre de l'étude, données et méthodes

Ce chapitre présente les éléments contextuels et méthodologiques de la thèse. La première section décrit le cadre géographique et temporel de cette étude. La deuxième section met en avant différentes caractéristiques spatio-temporelles des précipitations dans le bassin méditerranéen de 1951 à 2013. Ces analyses préliminaires sur la variabilité contemporaine des précipitations dans le bassin vont aider à préciser la problématique de cette thèse, en confrontant notamment les tendances de différents indicateurs pluviométriques saisonniers relatifs aux cumuls, à l'occurrence et à l'intensité des précipitations. Ainsi, cette section va permettre d'affiner le contexte pluviométrique contemporain du bassin méditerranéen dans lequel s'intègre l'étude des épisodes secs de cette thèse. Les données climatiques et les méthodes utilisées dans la définition et l'étude des événements secs hivernaux sont ensuite exposées.

### 1.1 Cadrage géographique et temporel

Le bassin méditerranéen désigne l'ensemble des régions se trouvant à proximité et/ou sous l'influence de la mer Méditerranée et de son climat.

Ce territoire, qui n'a pas de limites officielles (on peut identifier le bassin méditerranéen aux pays riverains de la mer Méditerranée, au strict territoire bénéficiant du climat méditerranéen ou sur des critères liés à la production agricole), forme un carrefour entre trois continents : l'Europe du Sud, l'Asie Occidentale et l'Afrique du Nord (figure 1.1). La population des 21 pays riverains de la Méditerranée est évaluée à 466 millions d'habitant en 2010, et devrait atteindre 529 millions d'habitants d'ici 2025 (Plan Bleu, 2016).

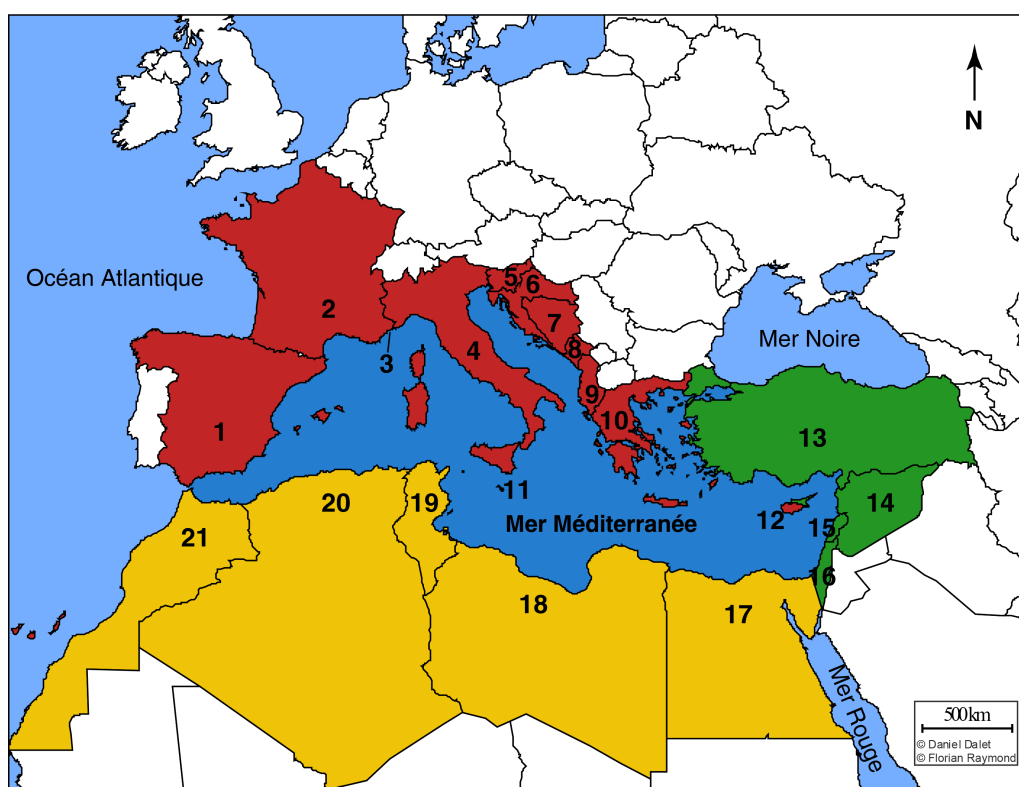


FIGURE 1.1 – Le bassin méditerranéen et les 21 pays qui sont bordés par la mer Méditerranée. En rouge, les pays européens (Espagne (1); France (2); Monaco (3); Italie (4); Slovénie (5); Croatie (6); Bosnie-Herzégovine (7); Monténégro (8); Albanie (9); Grèce (10); Malte (11); Chypre (12)), en vert, les pays asiatiques (Turquie (13); Syrie (14); Liban (15); Israël et Territoires Palestiniens (16)) et en jaune, les pays africains (Égypte (17); Libye (18); Tunisie (19); Algérie (20); Maroc (21)). *Source du fond de carte : [www.histgeo.ac-aix-marseille.fr](http://www.histgeo.ac-aix-marseille.fr).*

La mer Méditerranée est une mer semi-fermée, qui communique avec l'océan Atlantique à l'ouest du bassin *via* le détroit de Gibraltar, large d'environ 14 km. Le bassin méditerranéen se caractérise par une orientation

ouest-est et des traits de côte complexes aux multiples orientations, le plus souvent associés à un relief escarpé. Comme l'indique la figure 1.2, de nombreux massifs montagneux se situent en bordure de la mer Méditerranée, dont les principaux sont :

- **les Alpes**, localisés au sud-est de la France, au nord de l'Italie et au nord-ouest de la Slovénie, dont le point culminant est le Mont Blanc (4810 m ; à la frontière franco-italienne) ;
- **le Taurus**, localisé au sud de l'Anatolie, dont le point culminant est le mont Demirkazık (3756 m) ;
- **l'Atlas**, localisé au nord de l'Afrique, qui s'étend sur le Maroc, l'Algérie et la Tunisie, dont le point culminant est le mont Djebel Toubkal (4167 m ; au Maroc).

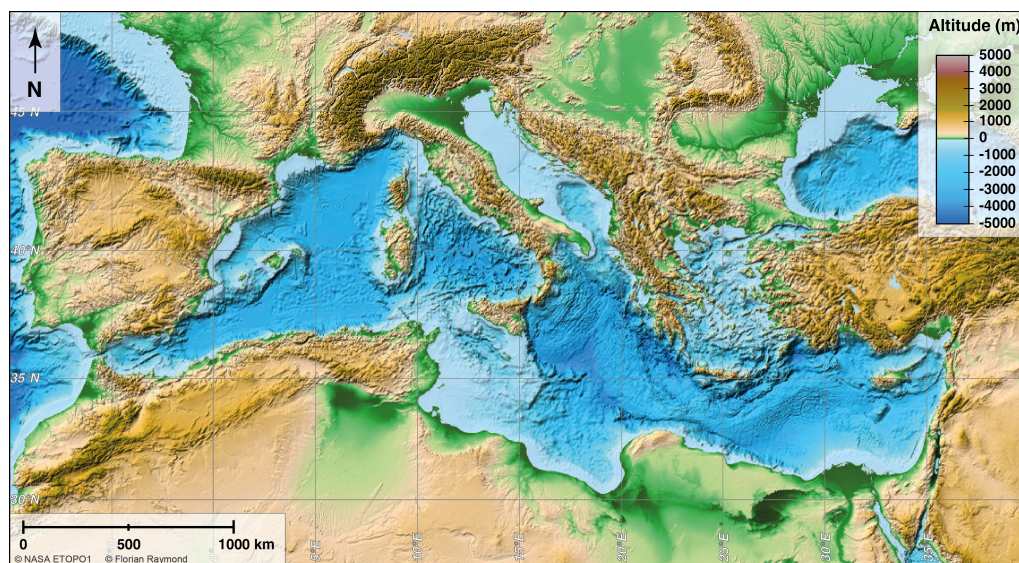


FIGURE 1.2 – Topographie et Bathymétrie du bassin méditerranéen. *Source de la carte : modèle numérique de terrain, NASA ETOPO1 d'après Amante et Eakins (2009). Image produite par F.Raymond.*

Dans la littérature scientifique, le bassin méditerranéen est souvent étudié sur un espace géographique proche de celui retenu dans cette étude : de 10° ouest à 40° est et de 28° nord à 46° nord (Xoplaki *et al.*, 2004 ; Hertig *et al.*, 2012 ; Jacobeit *et al.*, 2014 ; Ullmann *et al.*, 2014). Ce domaine, comme le définissent Hertig *et al.* (2012), correspond pour l'essentiel à des secteurs

sous influence du climat méditerranéen. L'espace utilisé dans cette thèse ne s'étend pas au-delà de 46° nord pour ne pas inclure l'essentiel du domaine alpin. En effet, les Alpes sont soumises à un climat bien différent de celui du bassin méditerranéen (voir figure 1.3) et les conserver pourrait influencer les analyses climatiques de cette étude. La question de la limite sud du domaine se pose également. L'espace utilisé dans cette étude commence à la latitude 28° nord, qui correspond à la limite sud des données E-OBS disponibles (données climatiques d'observation de référence dans cette thèse, présentées en section 1.3.1) et qui permet de limiter les secteurs sous influence du climat aride.

La complexité géographique du bassin méditerranéen (topographie, orientation des côtes, occupation du sol, etc.) y engendre une grande variabilité des conditions climatiques. Malgré cette diversité, la plus grande partie du bassin méditerranéen appartient au domaine dit de "climat méditerranéen". Ce climat méditerranéen est caractérisé par des étés chauds et secs et des hivers doux et humides, avec des précipitations irrégulières.

La carte présentant la classification de Köppen (une référence en climatologie) pour le bassin méditerranéen permet d'appréhender le climat méditerranéen et ses sous composantes (figure 1.3). Les secteurs soumis au climat méditerranéen sont principalement en jaune (Csa), jaune foncé (Csb) et en beige (BSk). Le binôme "Cs" indique des secteurs présentant des températures globalement chaudes et des étés secs, ce qui caractérise bien le climat méditerranéen au sens strict. La troisième lettre, a (torride) ou b (chaleurs estivales), indique un degré d'exposition à de fortes chaleurs, soit toute l'année (a), soit préférentiellement en été (b). Le type de temps BSk correspond lui à un climat aride (B), sur des secteurs de steppe (S) et relativement froid (k), par opposition aux pseudo-steppes tropicales. Ce type de climat, BSk, impacte certaines régions méditerranéennes caractérisées comme étant subarides, comme la moitié est de la Péninsule Ibérique, une partie du nord de l'Algérie et le centre de l'Anatolie. D'autres domaines climatiques concernent la région du bassin méditerranéen. On retrouve ainsi un climat de type Cf (a ou b), chaud mais avec des précipitations tout au long de l'année (au nord de l'Espagne, en France, en Italie et dans les Bal-



kans). On retrouve par ailleurs, au sud et à l'est du bassin méditerranéen, un climat du type BWh, aride désertique (la quasi-intégralité des territoires tunisien, libyen et égyptien). Les autres influences climatiques observées sur le domaine correspondent aux climats tempérés (Df) et aux climats des reliefs (Ds et ET), avec des précipitations neigeuses en hiver. Dans leur étude, Kottek *et al.* (2006) ont cherché à affiner cette classification des influences climatiques dans le monde (classification de Köppen-Geiger) en utilisant entre autres des données de précipitations du Global Precipitation Climatology Centre (GPCC). Leur étude confirme la localisation des secteurs sous influence du climat méditerranéen constatée sur la figure 1.3.

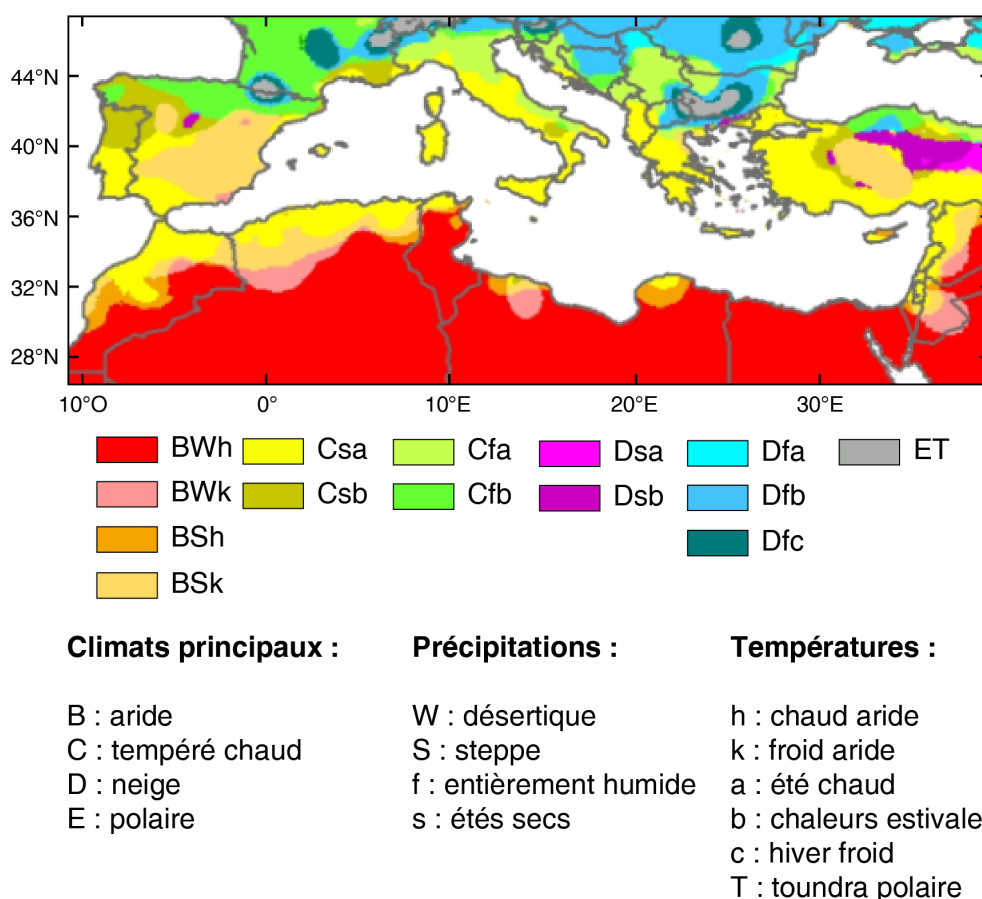


FIGURE 1.3 – Les différents types de climats observés sur le bassin méditerranéen, d'après la classification de Köppen. *Adapté de la carte des climats de Köppen de l'Université de Melbourne, Australie.*

Les diagrammes ombrothermiques, qui rassemblent sur un même graphique les températures moyennes mensuelles et les précipitations moyennes

mensuelles, sont un bon moyen de caractériser le climat d'une région et de le comparer avec ceux d'autres régions. Le diagramme ombrothermique se construit d'après la règle  $P=2*T$ , qui utilise une échelle des températures moitié moins grande que celle des précipitations, ce qui permet d'identifier une éventuelle saison sèche.

Pour faciliter la comparaison de la géographie des différents sous-climats observés dans le bassin méditerranéen, un découpage en 7 sous-régions est effectué (figure 1.4). Ces sous-régions ne sont pas choisies aléatoirement, mais représentent les principaux secteurs retrouvés dans les études climatiques régionales du domaine méditerranéen : le Maghreb (Born *et al.*, 2008 ; Tramblay *et al.*, 2013), la Péninsule Ibérique (Lana *et al.*, 2006 ; Vicente-Serrano, 2006 ; Sanchez *et al.*, 2011), la France (Vidal *et al.*, 2010), l'Italie (Brunetti *et al.*, 2002), les Balkans (Koleva et Alexandrov, 2008 ; Croitoru *et al.*, 2012), l'Anatolie (Komuscu, 2001 ; Karabörk, 2007) et le Levant (Törnros, 2013 ; Saaroni *et al.*, 2015). Dans cette étude, le Levant correspond au secteur géographique du Proche-Orient comprenant la Syrie, le Liban, Israël, la Palestine et la Jordanie. Ces 7 sous-régions ne présentent pas nécessairement chacune des conditions climatiques homogènes (cas de la France ou de la Péninsule Ibérique où le climat méditerranéen se combine à des secteurs de climat océanique) mais cette régionalisation permet une première comparaison et servira de base à la validation des modèles régionaux de climat (voir chapitre 3). Pour des raisons de cohérence avec les analyses réalisées dans le reste de la thèse, et utilisant le jeu de données E-OBS, seules les régions disposant de données continues sur la période d'étude et étant affectées par des longs épisodes secs sont ici retenues.

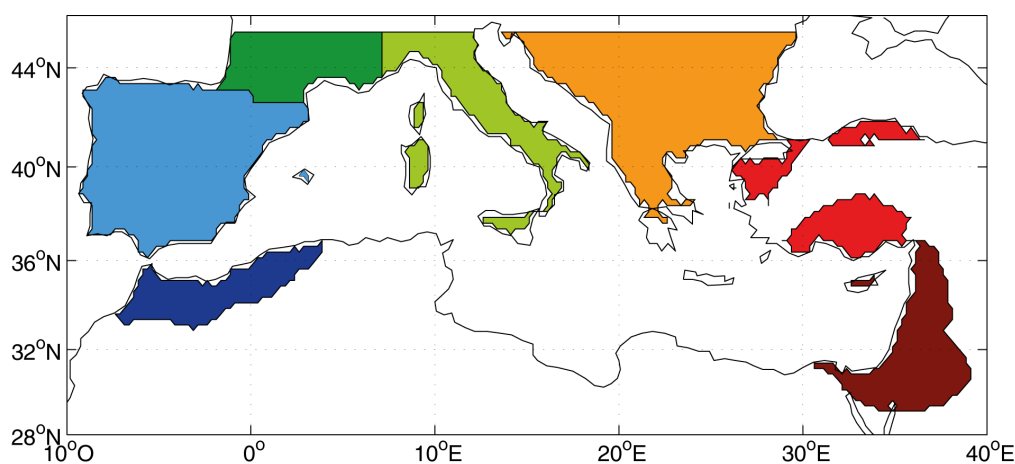


FIGURE 1.4 – Carte des 7 sous-régions climatiques méditerranéennes définies dans cette étude, et fréquemment étudiées dans la littérature scientifique : le Maghreb (bleu foncé), la Péninsule Ibérique (bleu clair), la France (vert foncé), l'Italie (vert clair), les Balkans (orange), l'Anatolie (rouge) et le Levant (marron). En blanc, les points de grille n'ayant pas de données de précipitations ou n'étant concernés par aucun des 76 événements de très longs épisodes secs (*cf.* section 1.4.1.2).

La figure 1.5 présente les diagrammes ombrothermiques des 7 sous-régions précédemment définies. Ces diagrammes ombrothermiques sont réalisés grâce aux données de précipitations cumulées quotidiennes et de températures moyennes quotidiennes du jeu de données E-OBS sur la période 1951-2013. Pour des raisons de mise en contexte de cette étude, cette figure, utilisant les données E-OBS, se situe avant la présentation des données (*cf.* section 1.3.1). La figure 1.5 permet d'observer des différences climatiques entre des secteurs qui sont pourtant soumis, tout ou en partie, au climat méditerranéen. Par exemple, le secteur "français" (en vert foncé sur la figure 1.4) est soumis à un climat bien différent de celui affectant le secteur du Levant (en marron sur la figure 1.4). Pour le climat méditerranéen français, il tombe en moyenne 875 mm par an, avec au minimum près de 50 mm en moyenne en juillet, et au maximum 90 mm en moyenne en octobre et novembre (figure 1.5c). Les précipitations sont réparties sur l'ensemble de l'année, il n'y a pas de saison sèche apparente, car cette sous-région inclut des secteurs sous influence du climat méditerranéen (côtes méditerranéennes) et des secteurs hors influence du climat méditerranéen. Le cycle saisonnier moyen des températures indique le mois le plus froid en janvier

(autour de 4 °C de moyenne) et le mois le plus chaud en juillet (environ 20 °C). Sur la même période (1951-2013), il pleut environ 301 mm par an au Levant, avec le maximum en janvier (environ 76 mm) et le minimum en juin, juillet et août, où le cumul des précipitations est quasi-nul (figure 1.5g). On observe ici une opposition marquée entre une saison humide hivernale (de novembre à mars) et une longue saison sèche estivale (d'avril à octobre). Le cycle saisonnier moyen des températures au Levant indique le mois de janvier comme étant le plus froid (supérieur à 10 °C en moyenne) et le mois de juillet comme étant le plus chaud (environ 28 °C en moyenne). On retrouve également, mais dans une moindre mesure, cette opposition saison sèche estivale / saison humide hivernale au Maghreb (figure 1.5a), en Péninsule Ibérique (figure 1.5b) et en Anatolie (figure 1.5f). Pour résumer, le domaine méditerranéen est un domaine climatique complexe composé de sous-climats pouvant présenter des cycles saisonniers aux différences bien marquées.

Néanmoins, au-delà de cette diversité, qui tient surtout à la longueur et à l'intensité de la saison sèche estivale, un point commun ressort entre toutes ces sous-régions méditerranéennes, qui est l'abondance relative des précipitations hivernales. Or, cette relative abondance masque l'existence de séquences sèches intercalaires, objet de cette thèse. Leur étude nécessite d'adopter une définition objective de la "période hivernale" commune à l'ensemble du bassin, et ce, malgré les différences climatiques observées. Dans la littérature scientifique, il existe plusieurs études portant sur la variabilité de phénomènes climatiques en hiver sur l'ensemble du bassin méditerranéen. Ainsi, les quelques travaux portant sur les sécheresses hivernales sur l'ensemble du bassin définissent "l'hiver" comme la période allant d'octobre à avril (Hoerling *et al.*, 2012; Hertig et Trambly, 2016).

D'autres travaux, portant sur la variabilité des précipitations hivernales (cumulées ou intenses) sur l'ensemble du bassin méditerranéen, définissent "l'hiver" comme étant la période s'étendant d'octobre à mars (Dünkeloh et Jacobeit, 2003; Xoplaki *et al.*, 2004; Toreti *et al.*, 2010; Ullmann *et al.*, 2014), ou d'octobre à mai (Hertig et Jacobeit, 2008). Pour cette thèse, la "période hivernale" ne correspond pas non plus à l'hiver météorologique

(décembre à février) mais recouvre la période durant laquelle les précipitations sont préférentiellement observées à l'échelle du bassin méditerranéen. À la vue de la distribution mensuelle des précipitations pour les 7 sous-régions définies précédemment, la période hivernale retenue est celle allant de septembre (a) à avril (a+1). Étant donné qu'il ne s'agit pas exactement de l'hiver au sens strict, le terme "saison humide" est utilisé par la suite. La question de l'amplitude de la période étudiée est une question cruciale qui nécessite quelques précisions, notamment en ce qui concerne les deux mois aux bornes : septembre et avril. En France, en Italie et dans les Balkans, ces deux mois sont tous les deux soumis à des cumuls moyens de précipitations aussi importants (voire supérieurs) que les mois de février ou mars (figure 1.5c, 1.5d, 1.5e). Il est donc légitime d'étaler la saison humide de septembre à avril. Pour le Levant, garder le mois de septembre peut être discutable, car il n'y tombe en moyenne qu'1 mm. Cependant, il sera montré plus tard dans ce travail que le mois de septembre est un mois important dans la détection des sécheresses dans le bassin méditerranéen (*cf.* section 2.2.2.2). La période allant de septembre à avril est ainsi la plus adaptée pour appréhender au mieux les sécheresses durant la saison humide à l'échelle de l'ensemble du bassin méditerranéen.

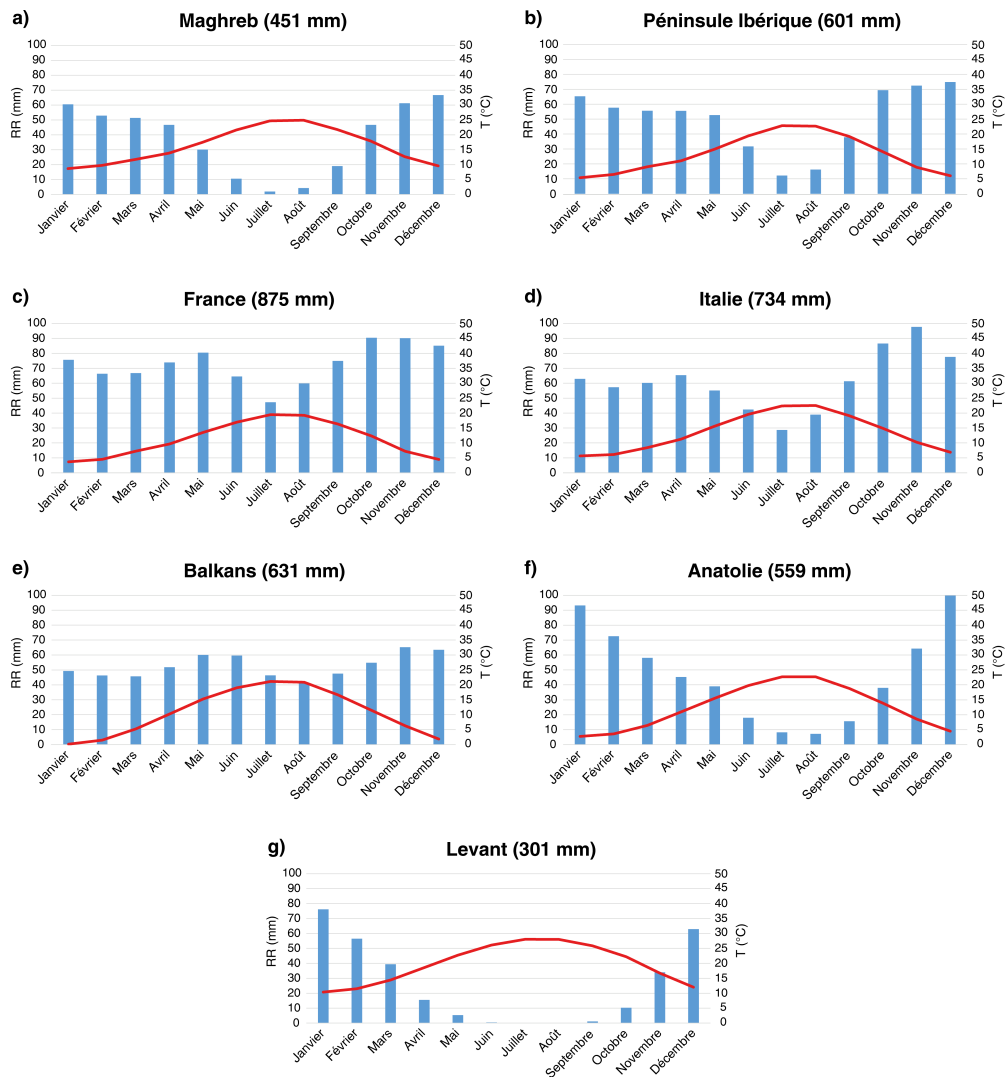


FIGURE 1.5 – Diagrammes Ombrothermiques des 7 sous-régions méditerranéennes : (a) le Maghreb, (b) la Péninsule Ibérique, (c) la France, (d) l'Italie, (e) les Balkans, (f) l'Anatolie et (g) le Levant. En abscisse, les 12 mois de l'année. En ordonnée à gauche et en histogramme, les cumuls pluviométriques mensuels moyens (période 1951-2013). En ordonnée à droite et en courbe rouge, les températures mensuelles moyennes (1951-2013). Le cumul annuel moyen des précipitations est indiqué entre parenthèses à côté du nom de la sous-région. Les diagrammes sont réalisés à partir des données quotidiennes de précipitations et de températures moyennes du jeu de données E-OBS. Les données E-OBS sont présentées en section 1.3.1.

## 1.2 Variabilité saisonnière des précipitations dans le bassin méditerranéen de 1951 à 2013

En guise de préambule, cette section présente les grandes caractéristiques du champ de précipitations (cumuls, occurrence et intensité des précipitations, en excluant l'analyse détaillée des épisodes secs, objet central de la thèse traité par la suite) pour les saisons humides (septembre-avril) dans le bassin méditerranéen, à partir (i) de résultats originaux et (ii) d'un état de l'art de la littérature scientifique. Cette étude préliminaire permet notamment de répondre aux questions suivantes : comment la distribution des pluies hivernales a-t-elle évolué dans le bassin méditerranéen sur la période contemporaine ? Autrement dit, les précipitations sont-elles de moins en moins abondantes ? Est-ce qu'il pleut de moins en moins souvent ou de moins en moins fort ? Les résultats présentés sont obtenus grâce aux données E-OBS, pour les saisons humides, entre 1951 et 2013 (soit 62 saisons humides de 242 jours). Les détails sur ces données et les méthodes utilisées sont présentés ultérieurement dans les sections dédiées : section 1.3 pour les données climatiques et section 1.4 pour les méthodes statistiques.

Ces résultats originaux font l'objet d'une publication dans la revue européenne de géographie *Cybergeo* : *Florian Raymond, Albin Ullmann et Pierre Camberlin (2016), Précipitations intenses sur le Bassin méditerranéen : quelles tendances entre 1950 et 2013 ? Cybergeo : European Journal of Geography [En ligne], Environnement, Nature, Paysage, document 760, mis en ligne le 07 janvier 2016, URL : <http://cybergeo.revues.org/27410>; DOI : 10.4000/cybergeo.27410.*

## 1.2.1 Les précipitations moyennes

### 1.2.1.1 Précipitations saisonnières moyennes et variabilité

La figure 1.6 montre les précipitations moyennes sur le bassin méditerranéen, par saison humide, pour la période 1951-2013. Le bassin est divisé en deux zones pluviométriques. Une première davantage arrosée, concerne les pays européens, avec des précipitations moyennes par saison humide comprises entre 200 mm et 500 mm (dans certaines régions d'Espagne et d'Italie et à l'est des Balkans) et 1600 mm (sur la côte nord-atlantique de la Péninsule Ibérique). La deuxième concerne les pays du Nord de l'Afrique, le Levant et l'Anatolie, plus secs, avec des précipitations moyennes par saison humide allant de 1 mm (sur quelques secteurs arides saoudiens) à environ 650 mm en Turquie (figure 1.6). La répartition différente des cumuls moyens de précipitations par saison humide s'explique principalement par l'influence des circulations atmosphériques aux larges échelles, quasi-hémisphériques. La partie nord du bassin méditerranéen est majoritairement sous influence de perturbations tempérées d'ouest contrôlées par la position de l'anticyclone des Açores et de la dépression d'Islande, et des dépressions se formant dans les bassins septentrionaux du bassin méditerranéen. C'est ainsi que l'intensité et la phase (positive ou négative) de l'Oscillation Nord-Atlantique (ou North Atlantic Oscillation, NAO), mode de variabilité atmosphérique majeur affectant l'Europe occidentale, influence en grande partie les conditions synoptiques à l'origine du climat hivernal observé sur la partie nord du bassin méditerranéen (Hurrell et Van Loon, 1997 ; Xoplaki, 2002). La phase positive de la NAO, caractérisée par un creusement de la dépression islandaise et un renforcement de l'anticyclone des Açores, favorise les hivers frais et secs sur la partie sud de l'Europe. À l'inverse, la phase négative de la NAO, caractérisée par un affaiblissement de la dépression islandaise et de l'anticyclone des Açores, favorise des hivers doux mais pluvieux sur la partie sud de l'Europe (Cassou, 2004). Certains secteurs nord-méditerranéens, tels l'est de l'Espagne et des Balkans, sont protégés des vents d'ouest (effet dit « sous le vent »), expliquant le faible cumul des précipitations par saison humide (Joly, 1942 ; Douguédroit, 1994). La partie sud du bassin méditer-



ranéen est davantage influencée par la partie descendante de la cellule de Hadley et par l'anticyclone des Açores (Salameh, 2008), ce qui explique les cumuls de précipitations plus faibles constatés sur ce secteur.

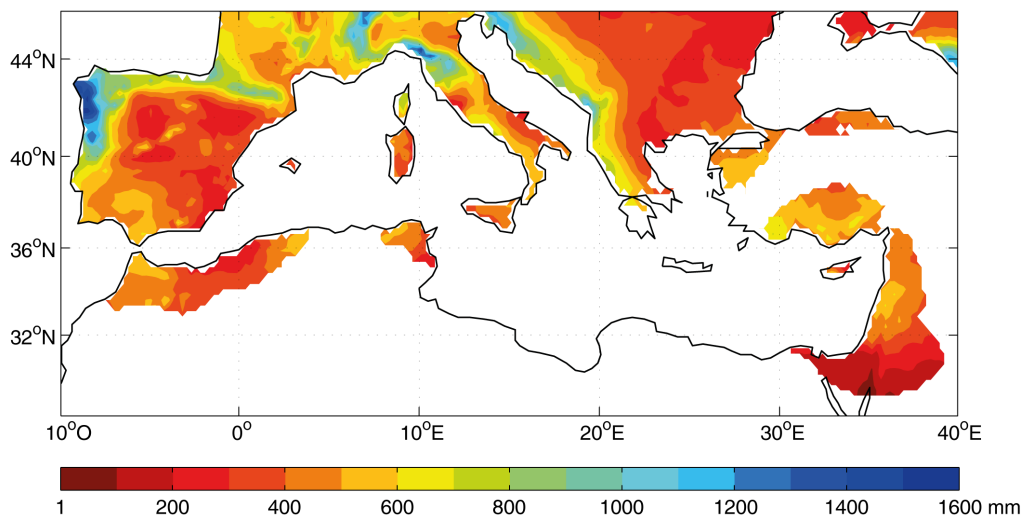


FIGURE 1.6 – Cumuls saisonniers moyens (mm ; septembre à avril) pour la période 1951-2013 (données quotidiennes E-OBS) sur le bassin méditerranéen. En blanc, tous les points de grille E-OBS qui n'ont pas de données de précipitations.

La figure 1.7 présente les tendances des cumuls moyens sur la période 1951-2013 à l'échelle du bassin méditerranéen. Certains secteurs constatent une augmentation significative des précipitations saisonnières moyennes comprise entre +1 mm et +4 mm par saison humide (+60 mm à +250 mm en 62 saisons humides) sur la période 1951-2013 (figure 1.7). Il s'agit de zones situées au nord du Maroc, au nord de la Tunisie, en Sicile, dans le centre de l'Italie et dans le nord des Balkans. Klein Tank et Konnen (2003) mettent également en avant une hausse des précipitations observées dans le centre de l'Italie. De même, une importante augmentation des précipitations saisonnières est constatée sur le secteur alpin (figure 1.7), comme le soulignent également Moberg *et al.* (2006). Malgré ces hausses de précipitations sur des secteurs assez localisés, le bassin méditerranéen est majoritairement affecté par une diminution des précipitations saisonnières moyennes. La plupart des diminutions significatives comprennent des valeurs comprises entre -1 mm et -6 mm par saison humide (-60 mm à -370 mm en 62 saisons humides),

comme pour le nord de l'Algérie, le nord de l'Anatolie, une grande partie des côtes ouest des Balkans, une majeure partie du nord de l'Italie, le sud de la France et une petite partie du nord de l'Espagne (figure 1.7). Trois secteurs montrent des diminutions de précipitations encore bien plus prononcées, allant parfois jusqu'à -16 mm par saison humide. C'est le cas du centre des côtes ouest des Balkans, du Golfe de Gênes en Italie ou encore dans le nord du Portugal.

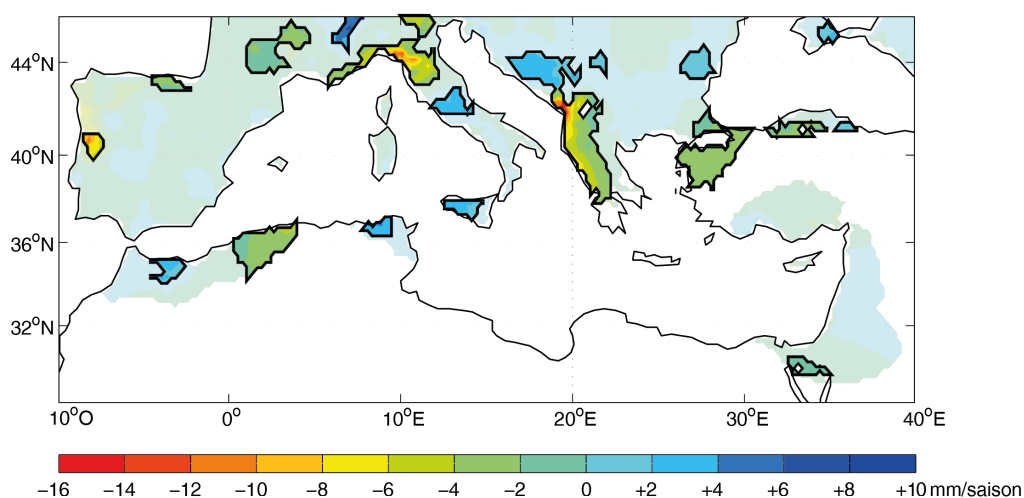


FIGURE 1.7 – Tendances (en mm) des cumuls saisonniers (septembre à avril) sur le bassin méditerranéen pour la période 1951-2013 (calculées à partir des pluies quotidiennes E-obs). Les couleurs vives et entourées en noir montrent les évolutions statistiquement significatives à un seuil de confiance de 0.05, d'après le test de Bravais-Pearson. En blanc, tous les points de grille E-OBS qui n'ont pas de données de précipitations.

Ces résultats confirment la tendance à la baisse des précipitations à l'échelle de l'ensemble du bassin méditerranéen, comme décrite par Hoerling *et al.* (2012), et complètent les études locales faites par Alpert *et al.* (2002), Giorgi (2002), Klein Tank et Konnen (2003), Brunetti *et al.* (2004), Kostopoulou et Jones (2005), Norrant et Douguédroit (2006), Longobardi et Villani (2010), Toreti *et al.* (2010) ou encore Tramblay *et al.* (2013). Celles-ci constatent toutes une baisse des cumuls de précipitations à des échelles régionales/locales sur la deuxième moitié du XX<sup>ème</sup> siècle. Une analyse plus exhaustive des travaux antérieurs sera présentée par la suite. Comme observé sur la figure 1.7, Zhang *et al.* (2005) et Donat *et al.* (2014) montrent

également qu'il n'y a pas de tendances significatives à l'évolution des précipitations cumulées annuelles sur le Levant et au sud de l'Anatolie (sur les périodes 1950-2003 et des années 1960 aux années 2010, respectivement). À l'inverse, certains travaux semblent indiquer localement des résultats opposés à ceux observés dans cette thèse. Donat *et al.* (2014) constatent ainsi une augmentation significative des précipitations cumulées annuelles dans le nord de l'Algérie, et Trambly *et al.* (2013) une diminution significative sur le nord du Maroc (entre 1942 à 2011 selon les stations). Ces différences peuvent être attribués aux disparités entre les périodes étudiées et la localisation des stations utilisées par Trambly *et al.* (2013), Donat *et al.* (2014) et celles d'Afrique du nord intégrées dans le jeu de données E-OBS.

### 1.2.1.2 Fréquence saisonnière des précipitations et variabilité

Les plus forts cumuls pluviométriques observés au nord/nord-ouest du bassin méditerranéen s'accompagnent également d'une fréquence de jours de pluie plus importante (figure 1.8). Autrement dit, au nord/nord-ouest du bassin méditerranéen, il pleut plus et plus fréquemment. Sur certains secteurs de l'Europe, il pleut en moyenne un jour sur deux en saison humide. Sur les secteurs sud et est du bassin méditerranéen, on note une fréquence maximale d'apparition des jours de pluie de l'ordre de 35 % par saison humide, mais la fréquence moyenne est plus souvent comprise entre 10 % et 25 % (figure 1.8). Ce contraste spatial s'explique par des différences de circulations atmosphériques entre le nord et le sud du bassin méditerranéen qui sont connues depuis longtemps. Le secteur nord est sous l'influence de nombreux systèmes dépressionnaires, engendrés par des vents de sud-est/sud-ouest, au contact des eaux chaudes méditerranéennes des deux principaux golfes (du Lion et de Gênes) et des différents reliefs côtiers (Douguédroit, 1994). Le secteur sud méditerranéen est quant à lui beaucoup moins exposé à des configurations dépressionnaires, étant principalement affecté par des flux de nord-ouest (provenant de la mer) ou de sud-ouest (ayant contourné l'Atlas).

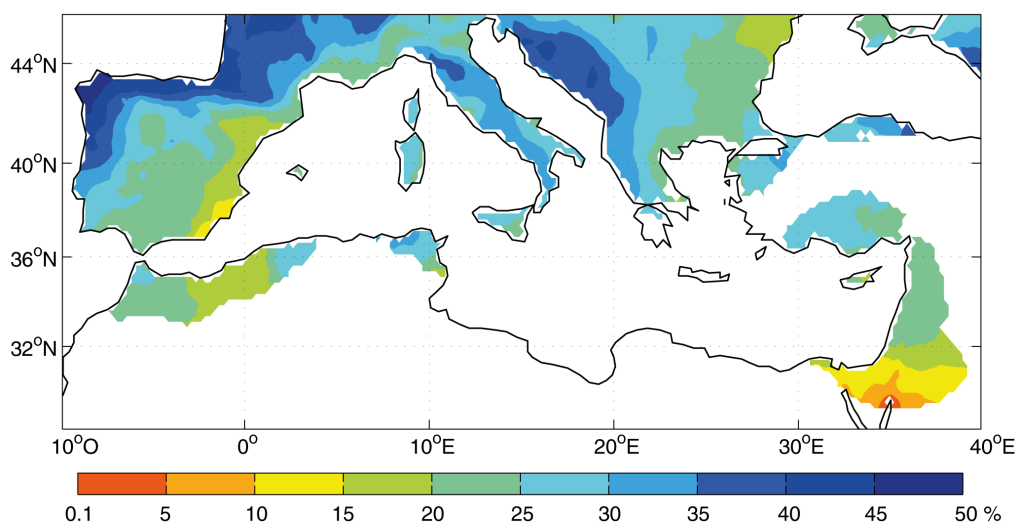


FIGURE 1.8 – Fréquence moyenne d’occurrence (en %) des jours de pluie par saison humide (septembre à avril) sur le bassin méditerranéen, pour la période 1951–2013 (données E-obs). En blanc, tous les points de grille E-OBS qui n’ont pas de données de précipitations.

Les tendances significatives de l’occurrence des jours de pluie par saison humide montrent une diminution de manière quasi-généralisée (figure 1.9). Le nord de l’Algérie, le nord de l’Anatolie, le sud-ouest et le sud-est des Balkans, la quasi-totalité de l’Italie, la Corse, le centre-nord de l’Espagne et le nord du Portugal affichent une diminution du nombre de jours de pluie allant de  $-0,04\%$  à  $-0,2\%$  par saison humide (figure 1.9).

Prenons l’exemple de la Corse, qui compte en moyenne 60 jours à 72 jours de pluie par saison humide (soit une fréquence de pluie située entre  $25\%$  et  $30\%$  des jours saisonniers (*cf.* figure 1.8)). On y constate une diminution significative de la fréquence d’apparition des jours de pluie par saison humide d’environ  $-0,1\%$  (figure 1.9). La Corse connaît finalement une diminution du nombre de jours de pluie moyen par saison humide compris entre  $-3,7$  jours et  $-4,5$  jours sur l’ensemble de la période étudiée. Ces tendances à la baisse du nombre de jours de pluie saisonniers vont dans le sens de la diminution globale des précipitations moyennes à l’échelle du bassin méditerranéen montrée précédemment. L’Italie semble être l’un des pays les plus touchés par cette diminution (figure 1.9). À titre de comparaison, Brunetti *et al.* (2001) soulignent également une baisse significative du

nombre de jours de pluie dans le nord-est de l'Italie (période 1920-1998), ou plus largement pour la quasi-totalité de l'Italie (Brunetti *et al.*, 2004; période 1951-1996). De même, López-Moreno *et al.* (2010) font cette observation pour le nord de l'Espagne (période 1955-2006). Comme montré sur la figure 1.9, Trambly *et al.* (2013) constatent également une baisse significative du nombre de jours de pluie dans le nord de l'Algérie, le nord du Maroc et de la Tunisie (période 1942-2011). Enfin, aucune tendance significative n'est ici observée pour le sud de l'Anatolie et sur le Levant, tout comme le soulignent Zhang *et al.* (2005) sur la période 1950-2003.

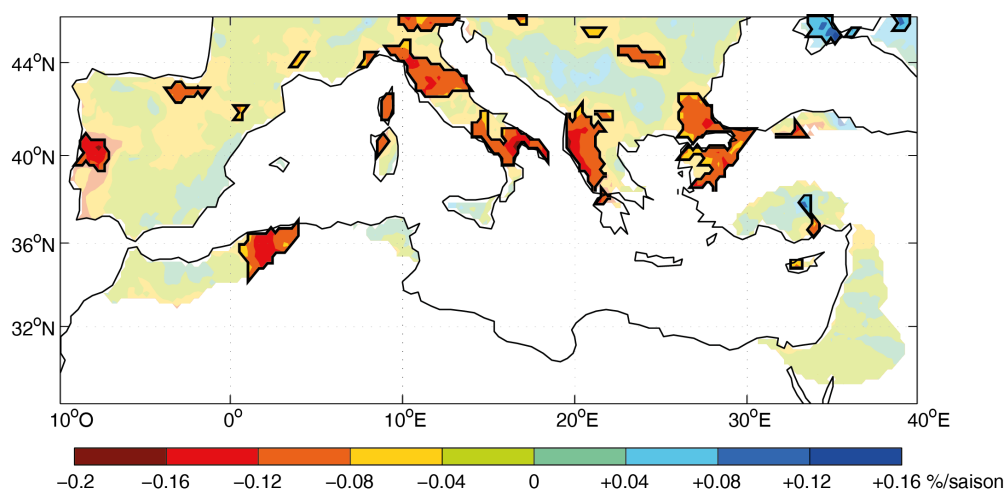


FIGURE 1.9 – Tendance (en %) des fréquences moyennes des jours de pluie par saison humide (septembre à avril) sur le bassin méditerranéen pour la période 1951-2013 (données E-obs). Les secteurs caractérisés par des couleurs vives et entourées en noir montrent les évolutions statistiquement significatives à un seuil de confiance de 0.05, d'après le test de Bravais-Pearson. En blanc, tous les points de grille E-OBS qui n'ont pas de données de précipitations.

Cette tendance à l'assèchement du bassin méditerranéen (*cf.* figure 1.7 et figure 1.9) est cohérente avec les conclusions publiées dans le dernier rapport du GIEC (IPCC, 2013). Celui-ci confirme le réchauffement des températures et la baisse des précipitations en Méditerranée au cours du XX<sup>ème</sup> siècle, en partie dus à la hausse de la concentration atmosphérique en gaz à effet de serre. Des modifications des forçages atmosphériques aux larges échelles seraient également à l'origine de l'assèchement du climat méditerranéen, notamment *via* la répétition de la phase positive de la NAO

durant ces dernières décennies (Cassou, 2004). En effet, en phase positive de la NAO (NAO+), les vents d'ouest sont renforcés, facilitant la pénétration des masses d'air océaniques, chaudes et humides, sur la moitié nord du continent européen (Cassou, 2004). La phase positive de la NAO favorise alors les hivers secs au niveau des côtes européennes de la Méditerranée. De plus, le réchauffement de la température de surface des océans (global, au niveau des tropiques ou de l'océan Indien) serait également l'un des forçages larges échelles participant à cet assèchement du bassin méditerranéen observé au XX<sup>ème</sup> siècle. D'après Hoerling *et al.* (2012), le réchauffement des océans faciliterait l'apparition de systèmes anticycloniques majoritairement centrés sur le bassin méditerranéen, expliquant la tendance vers un assèchement de cette région au cours du XX<sup>ème</sup> siècle.

### 1.2.2 Les extrêmes pluviométriques : les pluies intenses

Le bassin méditerranéen est affecté de façon répétitive par des épisodes de précipitations intenses aux forts impacts socioéconomiques et environnementaux (Toreti *et al.*, 2010). Or si l'assèchement climatique d'une partie du bassin méditerranéen est principalement dicté par une moindre fréquence des événements pluvieux, il peut aussi révéler des changements dans l'intensité des pluies. Inversement, une absence de tendance peut masquer une évolution contraire de la fréquence et de l'intensité des pluies. Quand il pleut en grande quantité d'un coup, l'apport en eau utile est faible, car l'abondance et la rapidité des précipitations va surtout favoriser le ruissellement, en plus de causer régulièrement de nombreuses pertes humaines et de nombreux dégâts matériels et environnementaux. Il est donc pertinent de faire un bilan des précipitations intenses en Méditerranée, pour répondre à certains questionnements récurrents de la société sur ces phénomènes : Y a-t-il de plus en plus d'événements de précipitations extrêmes sur le pourtour méditerranéen ? Sont-ils de plus en plus intenses ?

Plusieurs études se sont déjà penchées sur ces questions, à des échelles régionales/locales. Ainsi, Alpert *et al.* (2002) soulignent que le nombre d'évé-

nements de précipitations intenses a augmenté significativement en Espagne et en Italie entre 1950 et 1995, alors que ce n'est pas le cas pour Chypre et Israël. L'étude de Brunetti *et al.* (2004) confirme également une augmentation significative du nombre de jours affectés par des précipitations intenses en Italie pour la deuxième moitié du XX<sup>ème</sup> siècle, tout comme les études de Klein Tank et Konnen (2003) et Kostopoulou et Jones (2005). Cette dernière montre en revanche une diminution des précipitations intenses sur les Balkans, Chypre et la partie ouest de la Turquie. De manière très locale, Toreti *et al.* (2010) constatent une tendance à la baisse des jours de précipitations intenses pour quelques stations météorologiques situées en France, en Italie, en Grèce et à Chypre entre 1950 et 2006. L'évolution des précipitations intenses au cours de la deuxième moitié du XX<sup>ème</sup> siècle est déjà particulièrement étudiée pour certains sous-secteurs méditerranéens (principalement le secteur européen du bassin). En revanche, aucune étude à l'échelle de l'ensemble du domaine méditerranéen n'a été réalisée. Une telle analyse paraît intéressante car le bassin méditerranéen est caractérisé par une géographie extrêmement complexe et hétérogène. Cela permet alors de mettre en avant des disparités régionales au sein du bassin méditerranéen, en termes de variabilités des précipitations intenses.

Pour caractériser l'intensité des précipitations, le centile 95 (ou percentile 95, p95) est calculé pour chaque point de grille des données quotidiennes E-OBS, en excluant les jours sans pluie (seuil de 1 mm). Toutes les précipitations quotidiennes supérieures au centile 95 sont considérées comme étant des événements de précipitations intenses. Dans un premier temps, le centile 95 par points de grille est calculé sur l'ensemble des 62 saisons humides (septembre à avril) couvrant la période 1951-2013. Cela permet de dégager une tendance sur l'ensemble de la période considérée. Dans un deuxième temps, un centile 95 par points de grille et pour chacune des 62 saisons humides de 1951 à 2013 est calculé. Cela permet cette fois-ci d'appréhender les précipitations intenses propres à chacune des 62 saisons humides.

### 1.2.2.1 Les événements de précipitations intenses

On remarque une grande hétérogénéité des tendances des pluies intenses sur le bassin méditerranéen sur la période 1951-2013 (figure 1.10). Tout d'abord, certains secteurs sont soumis à une baisse significative. Il s'agit du nord de l'Algérie, du sud-est et du nord de l'Anatolie, de l'est/sud-est des Balkans, d'une partie du nord de l'Italie, du centre et du sud-ouest de la France et enfin du nord du Portugal (figure 1.10). À l'inverse, certains secteurs voient le nombre d'événements pluviométriques intenses augmenter de manière significative depuis 1951. Il s'agit cette fois-ci du nord du Maroc, du nord de la Tunisie, du sud-ouest de l'Anatolie, du nord-ouest/centre/est des Balkans, du centre de l'Italie, d'une partie de la Sicile, du massif alpin et enfin d'une partie du centre-ouest de l'Espagne (figure 1.10). La géographie des tendances du nombre d'événements intenses est relativement comparable à celle des pluies moyennes (*cf.* figure 1.7). Ainsi, les secteurs montrant une diminution/augmentation significative du nombre d'événements intenses par saison humide (figure 1.10) sont, dans la quasi-totalité, des secteurs sur lesquels sont observées des diminutions/augmentations des précipitations moyennes cumulées par saison humide (*cf.* figure 1.7). Certaines études localisées montrent également une augmentation du nombre d'événements intenses et le renforcement de leur intensité. C'est notamment le cas en Espagne et en Italie (Alpert *et al.*, 2002, période 1951-1995 ; Klein Tank et Konnen, 2003, période 1946-1999 ; Kostopoulou et Jones, 2005, période 1958-2000). Dans leur étude, Klein Tank et Konnen (2003) attestent également d'une diminution du nombre d'événements de précipitations intenses sur la partie ouest/sud-ouest des Balkans, comme cela est visible sur la figure 1.10.



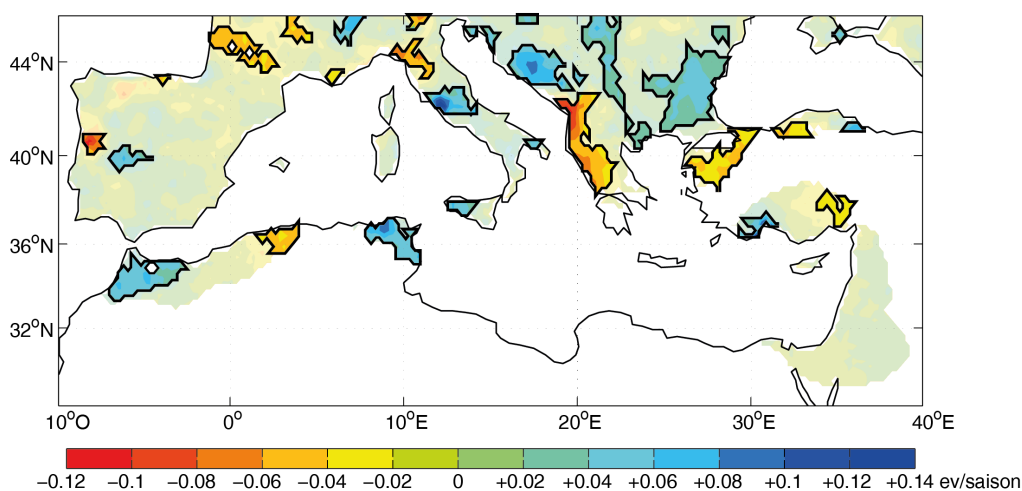


FIGURE 1.10 – Tendance (en nombre d'événements) moyenne du nombre d'événements de précipitations intenses (nombre de jours supérieurs au centile 95 total) par saison humide (septembre à avril) sur le bassin méditerranéen pour la période 1951-2013 (données E-obs). Les secteurs caractérisés par des couleurs vives et entourés en noir montrent les évolutions statistiquement significatives à un seuil de confiance de 0.05, d'après le test de Bravais-Pearson. En blanc, tous les points de grille E-OBS qui n'ont pas de données de précipitations.

### 1.2.2.2 Cumuls de pluie attribués aux précipitations intenses

La figure 1.11 présente la tendance des cumuls de précipitations des événements intenses sur la période 1951-2013. L'organisation spatiale observée sur la figure 1.11 semble similaire à celle rencontrée pour les précipitations cumulées par saison humide (*cf.* figure 1.7) et pour le nombre d'événements intenses (*cf.* figure 1.10). Les cumuls moyens des précipitations intenses augmentent/diminuent sur les secteurs observant une augmentation/diminution des précipitations moyennes par saison humide et du nombre d'événements de précipitations intenses. Les cumuls saisonniers des précipitations intenses augmentent de façon significative sur le nord du Maroc, le nord de la Tunisie, le sud-ouest de l'Anatolie, l'est et le nord-ouest des Balkans, le centre de l'Italie, la Sicile et enfin sur les Alpes (figure 1.11). À l'inverse, les cumuls saisonniers des précipitations intenses diminuent de manière significative sur le centre-nord de l'Algérie, sur le nord de l'Anatolie, sur l'ouest/sud-ouest des Balkans, sur le nord de l'Italie, une partie du sud de la France, une par-

tie du nord de l'Espagne et sur le nord du Portugal (figure 1.11). Certaines de ces observations sont également retrouvées dans les travaux d'Alpert *et al.* (2002) (période 1951-1995), Klein Tank et Konnen (2003) (1946-1999), Brunetti *et al.* (2004) (1951-1996), Kostopoulou et Jones (2005) (1958-2000) et López-Moreno *et al.* (2010) (1955-2006).

Donat *et al.* (2014) montrent un résultat différent, c'est-à-dire une augmentation significative des précipitations cumulées intenses sur le nord de l'Algérie (des années 1960 aux années 2010, variable selon les stations utilisées). Trambly *et al.* (2012) (période 1961-2007) ne remarquent aucune tendance significative des cumuls saisonniers de précipitations intenses dans le nord du Maroc ou plus largement sur tout le Maghreb (Trambly *et al.*, 2013) (de 1942 à 2011, période variable selon les stations utilisées).

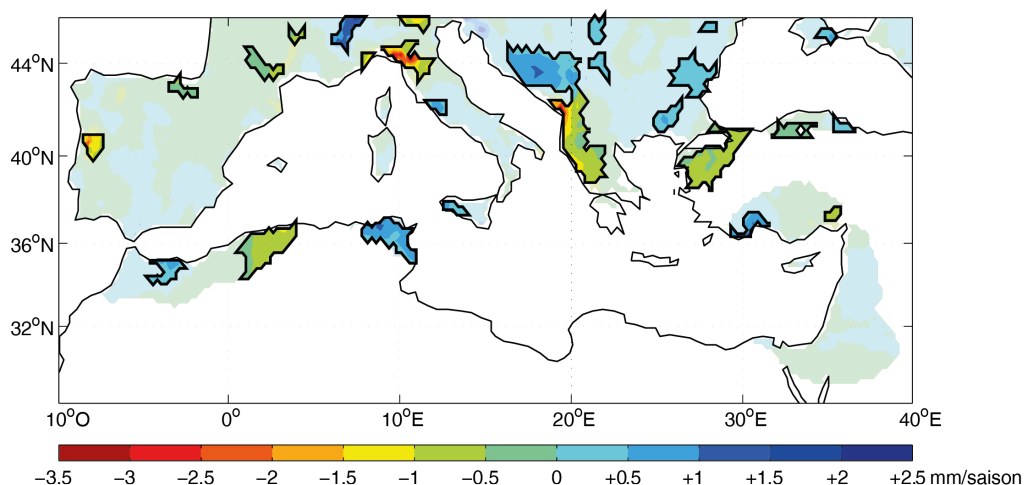


FIGURE 1.11 – Tendence (en mm) des cumuls de précipitations des événements intenses (supérieures au centile 95) par saison humide (septembre à avril) sur le bassin méditerranéen pour la période 1951-2013 (données E-obs). Les secteurs caractérisés par des couleurs vives et entourés en noir montrent les évolutions statistiquement significatives à un seuil de confiance de 0.05, d'après le test de Bravais-Pearson. En blanc, tous les points de grille E-OBS qui n'ont pas de données de précipitations.

En définitive, si un assèchement quasi-généralisé est constaté à l'échelle du bassin méditerranéen, à des échelles spatiales plus fines, les tendances montrent des évolutions de la pluviométrie beaucoup plus hétérogènes. C'est là toute la complexité de la géographie des précipitations moyennes mais

surtout des pluies intenses en Méditerranée, générées par des forçages agissant à différentes échelles spatio-temporelles (de l'échelle globale à l'échelle locale, de l'échelle séculaire à instantanée). Dünkelloh et Jacobeit (2003) et Ullmann *et al.* (2014) soulignent par exemple que les différents types de configurations pluviométriques observés dans le bassin méditerranéen s'expliquent par la localisation des systèmes dépressionnaires synoptiques associés. Ainsi, des précipitations sur le nord-est du bassin sont associées à des dépressions atmosphériques localisées sur le centre de l'Europe. Des précipitations sur l'ouest et le sud-ouest du bassin sont associées à des dépressions atmosphériques localisées au-dessus des côtes tunisiennes, algériennes et espagnoles. Enfin, des précipitations sur le nord-ouest du bassin méditerranéen sont associées à des dépressions atmosphériques centrées sur les Îles Britanniques. Des caractéristiques géographiques très locales, telles que l'escarpement de la côte, son orientation, la présence de relief, l'exposition des versants ou encore la direction des vents locaux influencent également la formation des événements de précipitations intenses (Doswell *et al.*, 1998 ; Cosma *et al.*, 2002 ; Gao *et al.*, 2006 ; Boudevillain *et al.*, 2009). Par exemple, un système anticyclonique sur le centre de l'Europe, entraînant des anomalies de vent de nord-est sur les Balkans (vent de continent), engendre une absence de précipitations sur les côtes sud-est des Balkans, mais également des précipitations potentiellement soutenues au contact des côtes siciliennes ou est-tunisiennes. En effet, le vent de nord-est se sera probablement chargé d'humidité en passant au-dessus de la mer Méditerranée et favorisera alors la formation de pluies intenses au contact de la rive sud de la Méditerranée.

### 1.2.2.3 Contribution des précipitations intenses aux précipitations moyennes

Avant d'étudier l'évolution moyenne de la part des précipitations intenses sur les cumuls moyens saisonniers, la figure 1.12 souligne trois principaux secteurs où les précipitations intenses contribuent fortement au cumul saisonnier. Il s'agit tout d'abord du secteur regroupant les côtes françaises méditerranéennes, la vallée du Rhône et les Cévennes, ainsi que les côtes est-espagnoles. Les événements de précipitations du type « cévenol » semblent

avoir un rôle important sur ces régions, où les événements intenses contribuent à environ 21 % des précipitations totales de chaque saison humide. Le deuxième secteur se situe dans les régions montagnardes du nord de l'Italie et le troisième secteur est localisé au nord-ouest de l'Arabie Saoudite, où la part des précipitations intenses sur le cumul total atteint même jusqu'à 36 %. En effet, ce dernier secteur est soumis à un climat aride, entraînant de très faibles précipitations (*cf.* figure 1.6) réparties sur un nombre de jours de pluie lui aussi très faible (*cf.* figure 1.8), comme vu précédemment. Ainsi, les quelques événements les plus intenses sur ce secteur influencent bien plus le faible cumul saisonnier des précipitations que sur un secteur où il pleut davantage et plus fréquemment.

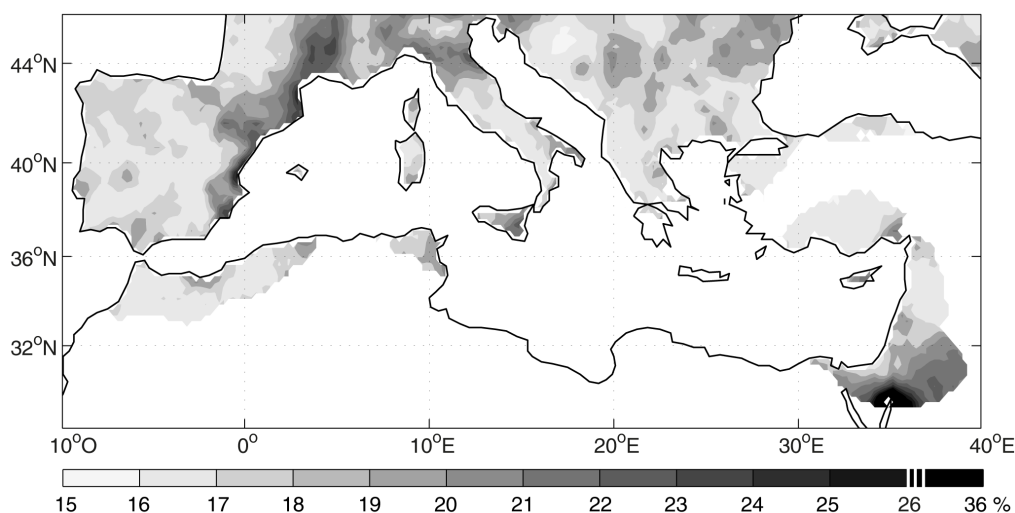


FIGURE 1.12 – Contribution moyenne (en %) des précipitations intenses (supérieures au centile 95) aux précipitations moyennes cumulées par saison humide (septembre à avril) sur le bassin méditerranéen pour la période 1951-2013 (données E-obs). En blanc, tous les points de grille E-OBS qui n'ont pas de données de précipitations.

Les tendances concernant l'évolution moyenne de la part des précipitations intenses sur les cumuls moyens saisonniers (figure 1.13) indiquent seulement trois secteurs extrêmement localisés (sur le nord de la frontière entre le Maroc et l'Algérie, au sud de l'Italie et dans le nord de la Grèce) où les précipitations intenses (supérieures au centile 95) contribuent significativement moins aux cumuls saisonniers (figure 1.13). Tous les autres résultats significatifs montrent des tendances à la hausse (figure 1.13). Six

principaux secteurs ressortent particulièrement : le sud-ouest de l'Anatolie, le sud-est/centre-ouest/centre-nord des Balkans, le nord-est et l'extrême sud de la Péninsule Ibérique (figure 1.13). Certaines de ces tendances à la hausse significatives restent cependant extrêmement localisées. On peut par exemple citer l'extrême nord-est de l'Italie, qui voit la contribution des pluies intenses au cumul saisonnier augmenter (figure 1.13), comme le constatent également Brunetti *et al.* (2001).

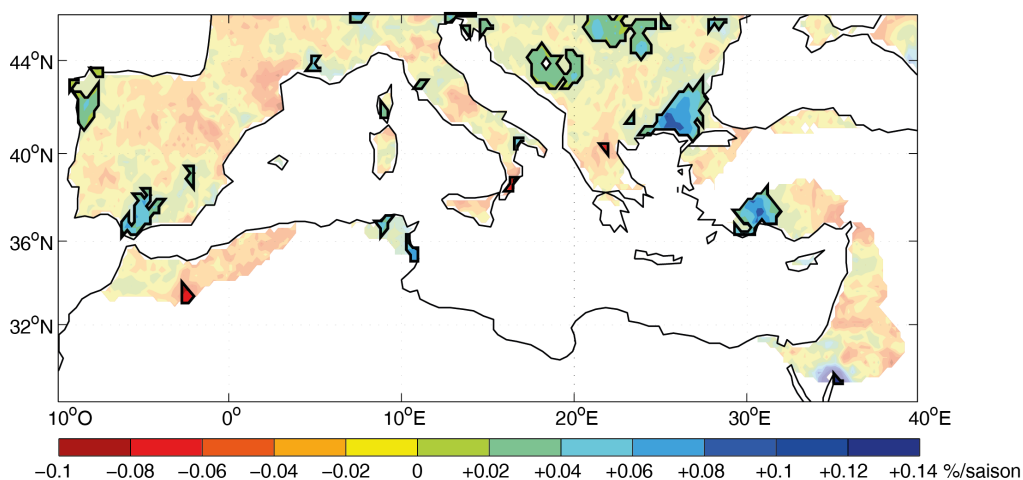


FIGURE 1.13 – Évolution moyenne (en %) de la part des précipitations cumulées intenses (supérieures au centile 95) sur les précipitations cumulées moyennes par saison humide (septembre à avril) sur le bassin méditerranéen pour la période 1951-2013 (données E-obs). Les secteurs caractérisés par des couleurs vives et entourés en noir montrent les évolutions statistiquement significatives à un seuil de confiance de 0.05, d'après le test de Bravais-Pearson. En blanc, tous les points de grille E-OBS qui n'ont pas de données de précipitations.

Ces résultats soulignent que pour un même secteur, il est possible d'observer une diminution du cumul moyen des précipitations et du nombre de jours de pluie, mais également une augmentation du nombre d'événements extrêmes et de leur intensité, ou de leur contribution au cumul saisonnier. C'est notamment le cas pour le sud-est de l'Anatolie (figure 1.7, figure 1.9, figure 1.10, figure 1.11 et figure 1.13). Ces évolutions opposées, qualifiées de paradoxales par Alpert *et al.* (2002), sont également observées en Italie sur la période 1951-1995, d'après leurs analyses.

On peut cependant noter que spatialement, les augmentations de la part

des précipitations intenses dans les cumuls saisonniers ne concernent finalement qu'une surface restreinte de l'ensemble du bassin méditerranéen. L'absence de tendances significatives y domine en somme très largement. En effet, là où le cumul saisonnier et les précipitations intenses n'affichent pas de tendance significative, ce qui est le cas pour une grande partie du bassin méditerranéen, il est logique que la contribution des pluies intenses au cumul saisonnier ne montre également pas de tendance significative.

Pour conclure, la géographie des précipitations à l'échelle du bassin méditerranéen est relativement complexe, car fortement hétérogène. Deux informations importantes se dégagent cependant de cette étude préliminaire sur les précipitations moyennes et intenses :

- à l'échelle du bassin méditerranéen pris globalement : on observe un assèchement, avec moins de pluie et moins de jours de pluie, même si ces observations ne sont pas significatives dans l'ensemble du bassin et même si certaines tendances diffèrent de la tendance générale. Cet assèchement généralisé du bassin sous-entend une évolution des forçages agissant à l'échelle globale du bassin, voire hémisphérique. Cette évolution climatique sur l'ensemble du bassin méditerranéen est pour partie une réponse au changement climatique global observé depuis le milieu du XX<sup>ème</sup> siècle ;
- à des échelles plus régionales/locales : les événements de précipitations intenses (phénomènes localisés et ponctuels) montrent des tendances opposées sur différents secteurs du bassin méditerranéen. Il est délicat de mettre en avant une tendance significative propre à l'ensemble du bassin car l'occurrence et l'intensité de ces phénomènes climatiques extrêmes restent influencées par des forçages atmosphériques locaux, soumis à des caractéristiques géographiques différentes selon les secteurs (reliefs, orientations, etc.).

Le fait que les tendances relatives à des éléments de répartition temporelle des pluies ne coïncident pas forcément avec celles constatées pour les cumuls saisonniers légitime l'examen d'une autre élément de répartition des précipitations : les séquences sèches.

### 1.2.3 Les extrêmes pluviométriques : les déficits/sécheresses en Méditerranée dans la littérature scientifique

Dans l'étude de la variabilité des précipitations, une approche concerne l'absence de précipitations. Celle-ci est complémentaire des analyses précédentes, dans la mesure où elle touche également à la distribution temporelle des précipitations au cours de la saison humide, potentiellement indépendamment du cumul pluviométrique de cette dernière. L'étude des sécheresses en Méditerranée est le point central de cette thèse. Des éléments bibliographiques concernant l'assèchement du bassin méditerranéen sont présentés dans cette section. Pour la grande majorité de ces études, la notion de sécheresse se traduit par l'étude des anomalies négatives sur les cumuls de précipitations, plutôt que par l'étude des longues séquences sèches, comme abordée dans cette thèse, traduisant une absence de pluie sur une longue durée.

#### 1.2.3.1 A l'échelle annuelle

De nombreuses études prenant en compte les 12 mois de l'année mettent en avant un assèchement dans le bassin méditerranéen au cours du XX<sup>ème</sup> siècle. À des échelles locales, d'après Born *et al.* (2008), le nord du Maroc connaît des tendances à l'assèchement (tendances négatives sur les cumuls annuels de précipitations, période 1951-2000). Ceballos *et al.* (2004) exposent une augmentation du nombre de séquences sèches au nord-ouest de l'Espagne dans la deuxième moitié du XX<sup>ème</sup> siècle. Dans leur étude, ils utilisent deux seuils pour appréhender les séquences sèches : 0,1 mm (seuil associé à la précision des pluviomètres) et 10 mm (seuil de nature appliqué, associé aux cumuls nécessaires pour une recharge utile en humidité des sols au delà des 5 premiers centimètres de profondeur). Polemio et Casarno (2008) présentent des tendances à l'assèchement dans le sud de l'Italie (tendances négatives sur les cumuls annuels de précipitations, période 1921-2001). Koleva et Alexandrov (2008) concluent à une augmentation de l'as-

sèchement en Bulgarie, plus particulièrement après les années 1980 (baisse du cumul annuel des précipitations). Croitoru *et al.* (2012) démontrent une diminution du nombre de périodes de sécheresse mais une augmentation de leur durée, pour la seconde moitié du XX<sup>ème</sup> siècle, dans l'est de la Roumanie. Körner *et al.* (2005) observent un assèchement du climat sur l'île de Samos (Grèce) au cours du XX<sup>ème</sup> siècle (baisse des cumuls annuels de précipitations). À l'inverse, Karabörk (2007) ne relève pas de tendances significatives à l'assèchement en Turquie, mais plutôt des conditions davantage humides sur certains secteurs (utilisation d'un indice d'humidité de surface, période 1951-1998). Törnros (2010) constate une augmentation de l'assèchement au Levant entre 1960 et 1991 (baisse des cumuls annuels de précipitations *via* des tendances sur des séries issues de stations météorologiques).

À des échelles régionales, Kostopoulou et Jones (2005) montrent une augmentation du nombre maximal de jours secs consécutifs dans la partie nord-est du bassin méditerranéen (période 1958-2000).

À l'échelle du bassin méditerranéen, Sousa *et al.* (2011) présentent un assèchement de la partie centrale et ouest du bassin, en se basant sur des déficits de précipitations au pas de temps mensuels (période 1901-2000).

### 1.2.3.2 En hiver

Plusieurs travaux se sont penchés sur l'étude des sécheresses hivernales en Méditerranée, spécifiquement sur l'hiver météorologique (couvrant de décembre à février). C'est le cas notamment à des échelles locales/régionales, avec Gonzalo-Hidalgo *et al.* (2001) qui montrent un assèchement dans la partie est de la Péninsule Ibérique (baisse des cumuls de précipitations, période 1960-1991). Brunetti *et al.* (2002) mettent en avant un assèchement sur l'ensemble de l'Italie (augmentation de la proportion en jours secs, période 1951-2000). Piccarreta *et al.* (2004) observent un assèchement dans le sud de l'Italie, avec un renforcement de cette tendance sur les 30 dernières années étudiées (baisse des précipitations hivernales moyennes, période 1923-2000).



A l'échelle du bassin méditerranéen, les travaux de Hoerling *et al.* (2012) montrent un assèchement sur l'ensemble du bassin (hiver défini comme allant de novembre à avril), principalement depuis les années 1970, à travers la baisse généralisée des cumuls de précipitations. En utilisant les cumuls moyens mensuels de précipitations pour la période 1950-2002, López-Moreno *et al.* (2010) soulignent un assèchement à l'est du bassin méditerranéen en janvier, un assèchement quasi-généralisé en février et un assèchement fortement prononcé sur l'ouest du bassin en mars.

### 1.2.3.3 Quelles tendances pour le XXI<sup>ème</sup> siècle ?

Les études prospectives abordent la notion de sécheresse dans le futur à travers des tendances observées sur les simulations des cumuls des précipitations. La majorité des scénarios climatiques (présentés en section 1.3.3) montrent un assèchement du bassin méditerranéen (Giorgi et Lionello, 2008). Cet assèchement du bassin se traduit par une diminution probable des précipitations moyennes annuelles cumulées, mise en avant tant par les modèles climatiques globaux (Giorgi et Bi, 2005) que régionaux (Gibelin et Déqué, 2003; Déqué *et al.*, 2005; Gao *et al.*, 2006; Ulbrich *et al.*, 2006; Born *et al.*, 2008; Somot *et al.*, 2008; Chenoweth *et al.*, 2011).

Lelieveld *et al.* (2012) indiquent un assèchement sur l'est du bassin d'ici à l'horizon 2100, en se basant sur l'évolution des précipitations moyennes annuelles simulées par un modèle régional de climat. Sanchez *et al.* (2011) précisent que la durée maximale des séquences sèches (nombre de jours secs maximum, seuil de 1mm) devrait sensiblement augmenter en Péninsule Ibérique, sur la période 2071-2100 par rapport à 1961-1990, d'après l'ancien scénario d'émission de gaz à effet de serre SRES A2 (projection pessimiste) pour le modèle régional de climat PROMES-RCM (Sanchez *et al.*, 2004). En analysant des simulations de 17 modèles globaux de climat au cours du XXI<sup>ème</sup> siècle (d'après le nouveau scénario de forçage radiatif RCP8.5, pessimiste), Zappa *et al.* (2015) associent l'assèchement du bassin méditerranéen à une réduction de l'activité des systèmes dépressionnaires extra-tropicaux et à une réduction des cumuls de précipitations générés par chacune de ces

dépansions atmosphériques.

A l'échelle saisonnière, Hertig et Trambly (2016) montrent que des modèles globaux simulent une augmentation des conditions de sécheresse en hiver (hiver défini par les mois d'octobre à avril dans leur étude) pour la période 2070-2100, tant en termes d'occurrence que d'intensité. Ils appréhendent ici les sécheresses en appliquant le Standardized Precipitation Index (SPI) à des séries de précipitations de stations météorologiques et à des séries simulées à partir d'un modèle global de climat. En utilisant un modèle de désagrégation statistique, Hertig *et al.* (2013) observent une probable augmentation/diminution des conditions de sécheresse dans l'ouest/l'est méditerranéen à l'automne (septembre à novembre), une augmentation/- diminution des conditions de sécheresse dans le centre et dans l'est/l'ouest du bassin en hiver (décembre à février), et une augmentation de la sécheresse généralisée à l'ensemble du bassin méditerranéen au printemps (mars à mai), à l'horizon 2100.

Pour résumer, les nombreux travaux portant sur les précipitations/les sécheresses en Méditerranée extraits de la littérature scientifique sont quasiment unanimes : le bassin méditerranéen est dans une dynamique d'assèchement depuis le milieu de XX<sup>ème</sup> siècle, et cette dynamique devrait se prolonger au cours du XXI<sup>ème</sup> siècle. La majorité des études aborde la notion de sécheresse sous le seul angle des cumuls annuels/saisonniers/mensuels et n'abordent pas la sécheresse comme un objet climatique associé à une absence de précipitations. Appréhender la sécheresse dans le bassin méditerranéen par des anomalies de cumuls annuels ne permet pas de distinguer si les années anormalement sèches sont, par exemple, dues à un été plus sec que la moyenne ou un hiver moins pluvieux, ce qui est totalement différent en termes d'impacts. Cela ne permet pas non plus d'étudier d'éventuelles modifications dans la distribution temporelle des précipitations, qui joue un rôle important sur la ressource en eau disponible. En plus des nombreuses études qui se focalisent sur la variation des cumuls annuels/saisonniers calendaires/mensuels de précipitations sur le bassin méditerranéen, il est important de réaliser un diagnostic sur les séquences sans pluie les plus longues dans le bassin méditerranéen durant les saisons humides, périodes où les précipi-

tations sont normalement les plus abondantes et les plus fréquentes. C'est ce qui est proposé au travers de cette thèse.

## 1.3 Les données climatiques

Trois catégories de données climatiques sont utilisées dans cette thèse : (i) des données d'observation sur les cumuls quotidiens des précipitations, (ii) des données de réanalyses atmosphériques et (iii) des données de simulation climatique issues de modèles numériques de climat.

### 1.3.1 Les données d'observation E-OBS

Les données quotidiennes de précipitations E-OBS v.10.0 sont utilisées comme données d'observation de référence. Fournie par le "European Climate Assessment & Dataset project" (ECA&D ; Klok et Klein Tank, 2009) sur la période 1950-2013, cette grille de données, ayant pour résolution  $0,25^\circ$  (environ 30 km en longitude et latitude), est le résultat de l'interpolation (combinant interpolation et krigeage) de plus de 2 300 séries issues de stations d'observation réparties à travers l'Europe, l'Asie occidentale et l'Afrique du Nord (Haylock *et al.*, 2008). Pour cette étude, les données d'observation E-OBS sont extraites sur le secteur centré sur le bassin méditerranéen, ayant comme limites  $10^\circ$  O à  $40^\circ$  E et  $28^\circ$  N à  $46^\circ$  N (figure 1.14), pour les 56 saisons humides couvrant la période 1957-2013. Comme mentionné par Hoftra *et al.* (2009), un tel jeu de données contient inévitablement un certain nombre d'erreurs et d'incertitudes, causées par exemple, par des changements de position des stations, des erreurs dans les mesures ou encore des incertitudes liées à l'interpolation des données. Avant d'opérer l'interpolation spatiale entre les différentes stations d'observation utilisées, une série de tests a été effectuée sur les données issues des stations, pour détecter d'éventuels problèmes dans les données et supprimer les valeurs suspectes (Haylock *et al.*, 2008). Ainsi, les précipitations inférieures à 0 mm et supérieures à 300 mm, les températures supérieures à  $60^\circ$  C, les tempé-

ratures minimales supérieures aux températures maximales et les séquences montrant durant plus de 10 jours consécutifs les mêmes cumuls de précipitations (non nuls) ont été écartées en amont de l'interpolation. Un contrôle de la qualité du produit final a également été effectué.

Haylock *et al.* (2008) indiquent que les incertitudes associées à la qualité du jeu de données dépendent fortement du nombre de stations utilisées. Ainsi, ils observent une incertitude plus élevée au début de la période couverte par les données E-OBS, du fait du plus faible nombre de stations disponibles et utilisées au début des années 1950. Les données E-OBS sont largement évaluées dans la littérature (Hoftra *et al.*, 2009; Hoftra *et al.*, 2010; Kyselý et Plavcová, 2010; Flaounas *et al.*, 2012; Herrera *et al.*, 2012). Il ressort de ces évaluations que les données E-OBS sont une base de données intéressante, mais qui doit être utilisée de manière appropriée. Par exemple, la base de données E-OBS n'est pas bien adaptée à l'étude approfondie d'événements climatiques extrêmes tels que les vagues de chaleurs ou les précipitations intenses, car les valeurs des températures et des précipitations extrêmes sont nettement sous évaluées par rapport aux observations ponctuelles. Les évaluations mettent également en garde contre la validité des données sur les secteurs à faible densité de stations météorologiques.

Ces différentes incertitudes dans les E-OBS amènent à écarter de nombreux points de grille dans la série (principalement localisés en Afrique du Nord et en Asie occidentale), car trop peu de stations météorologiques sont utilisées pour l'interpolation spatiale dans ces secteurs du bassin méditerranéen (Brunet *et al.*, 2014). Le choix a été fait d'écarter tous les points de grille montrant au moins une saison humide complète sans données. Ainsi, 2 438 points de grille sont finalement supprimés du jeu de données E-OBS. La figure 1.14a présente la grille E-OBS brute, avant l'élimination des points de grille lacunaires. La figure 1.14b montre la grille finalement retenue, une fois les 2 438 points de grille lacunaires supprimés. Un dernier contrôle sur les données est effectué, permettant de valider les points de grille pour lesquels on ne constate pas de d'absence de données les 56 saisons humides. Au final, sur les 14 400 points de grille du secteur étudié (comprenant ceux ayant des données et ceux sans données), seuls 4 343 sont finalement retenus.

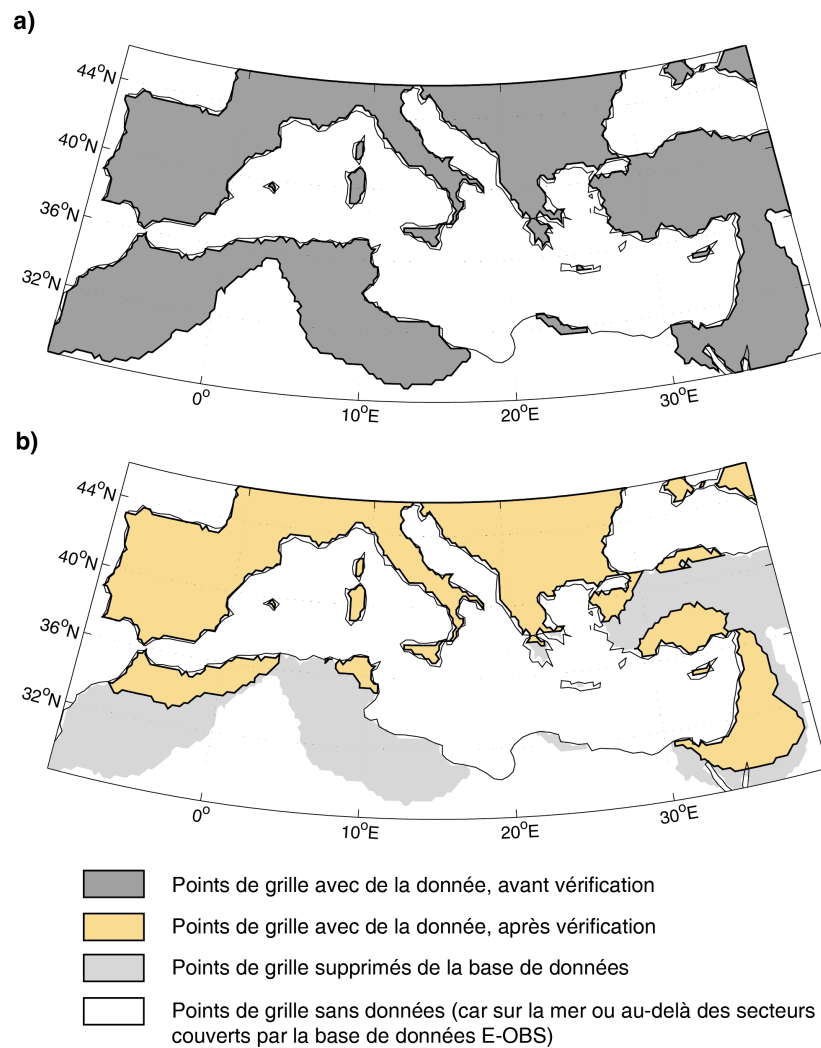


FIGURE 1.14 – État du jeu de données E-OBS avant vérification de la validité de l'ensemble des points de grille (a) et après vérification (b).

### 1.3.2 Les réanalyses atmosphériques

L'étude des champs atmosphériques est réalisée à partir des données de réanalyse. Ce type de donnée a été mis en place pour pallier les problèmes de disparités spatiales et temporelles des données et mesures disponibles sur le terrain. Les données de réanalyse sont représentées sur une grille uniforme couvrant l'ensemble de la planète et pour laquelle il ne manque aucune donnée. Les grilles de réanalyses sont issues de systèmes de modélisation fixes sur la période historique, intégrant différents types de données issues de l'observation directe ou indirecte (stations météorologiques, données provenant

de bateaux, d'avions, de bouées, de satellites, de radiosondages, etc.) et les données issues de la modélisation du climat (Poccard, 2000). La qualité des données pour chacun des champs atmosphériques concernés est établie au travers d'un classement prenant en compte l'importance des données d'observations par rapport aux données issues de modèles. Ainsi, les champs répertoriés en classe A sont considérés comme très fiables car essentiellement établis à partir de données d'observation, tandis qu'à l'inverse, ceux classés D sont peu fiables car uniquement déterminés par le modèle.

### 1.3.2.1 Les réanalyses NCEP-NCAR

Différents champs atmosphériques des réanalyses du National Center for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR; Kalnay *et al.*, 1996) sont utilisés : la pression réduite au niveau de la mer (Sea Level Pressure, SLP), l'altitude du géopotential 500 hPa (z500), le vent zonal et méridien (U&V), la vitesse verticale au géopotential 500 hPa (Omega,  $\Omega$  500), le rayonnement net ondes longues (Net Longwave Radiation, NLR) et le rayonnement net ondes courtes (Net Shortwave Radiation, NSR), l'humidité relative (Relative Humidity, RH), la couverture nuageuse totale (Total Cloud Cover, TCC) et l'eau précipitable (Precipitable Water, PW). Ces données, d'une résolution horizontale de  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  en longitude et latitude, sont disponibles sur un pas de temps horaire, quotidien et mensuel moyen, pour l'ensemble de la planète, depuis 1948 jusqu'à aujourd'hui (pour plus de détails, *cf.* : <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>). Les différents champs atmosphériques utilisés dans cette étude, résumés dans le tableau 1.1, sont extraits quotidiennement pour les saisons humides couvrant la période 1957-2013 (période sur laquelle sont détectés les épisodes secs, voir section 1.4.1). Pour étudier les champs atmosphériques sur la période 1957-2013, les réanalyses NCEP-NCAR sont préférées à d'autres données de réanalyses plus récentes, telles que les NCEP/DOE2 ou les ERA-Interim, car elles couvrent entièrement la période étudiée, à l'inverse des autres jeux de données, qui commencent uniquement en 1979.

TABLE 1.1 – Caractéristiques des différents champs atmosphériques de ré-analyses NCEP-NCAR utilisés dans cette étude, au pas de temps quotidien, pour les 56 saisons humides couvrant la période 1957-2013.

Variables et abréviations	Unités	Niveau étudié (hPa)	Classes
Pression réduite au niveau de la mer (SLP)	hPa	surface	A
Altitude géopotentielle (z)	m	500	A
Vent zonal (U)	m.s <sup>-1</sup>	995	A
Vent méridien (V)	m.s <sup>-1</sup>	995	A
Vitesse verticale ( $\Omega$ )	Pa.s <sup>-1</sup>	500	B
Eau précipitable (PW)	kg.m <sup>-2</sup>	hauteur totale de l'atmosphère considérée comme un unique niveau	B
Humidité relative (RH)	%	995	B
Rayonnement net ondes longues (NLR)	W.m <sup>-2</sup>	surface	C
Rayonnement net ondes courtes (NSR)	W.m <sup>-2</sup>	surface	C
Couverture nuageuse totale (TCC)	%	hauteur totale de l'atmosphère considérée comme un unique niveau	C

Les données de SLP et z500 sont extraites sur une fenêtre spatiale allant de 50° O à 80° E et 0° N à 70° N. Cette fenêtre couvre l'ensemble du domaine Euro-Atlantique et permet d'observer les circulations atmosphériques larges échelles associées aux séquences sèches les plus longues du bassin méditerranéen. Les autres champs (U, V, NLR, NSR, RH, TCC et PW) sont extraits sur le même domaine d'étude que les données E-OBS, à savoir 10° O à 40° E et 28° N à 46° N. Cela permet d'observer les circulations atmosphériques régionales et les flux de surface localisés à la verticale des secteurs affectés par les séquences sèches.

En plus des paramètres atmosphériques précédemment cités, les données d'humidité des sols (en %; classe C) NCEP-NCAR sont utilisées sur la période 1960-2013 (période commune avec les données de rendement agricole en Espagne, voir plus loin dans le manuscrit). Ces données, d'une résolution horizontale de 2,5° x 2,5° en longitude et latitude, sont divisées en deux catégories : l'humidité des sols en surface (entre 0 et 10 cm) et l'humidité des sols en profondeur (entre 10 cm et 200 cm). Les données d'humidité des sols NCEP-NCAR ne sont disponibles que pour les surfaces continentales, et sont extraites sur le domaine couvrant 10° O à 5° E et 36° N à 44° N, pour couvrir l'intégralité de la Péninsule Ibérique.

### 1.3.2.2 Les réanalyses ERA-Interim

Pour la pression réduite au niveau de la mer (SLP) et l'altitude du géopotential 500 hPa (z500) (classe A), les réanalyses européennes ERA-Interim sont également utilisées (Dee *et al.*, 2011). Fournies par l'European Center for Medium range Weather Forecasting (ECMWF), ces données sont disponibles depuis 1979 jusqu'à nos jours, pour un pas de temps horaire, quotidien et mensuel moyen, pour l'ensemble de la planète. Pour cette étude, les données sont extraites quotidiennement pour les 30 saisons humides couvrant la période 1979-2009 (commune à la période d'évaluation des modèles régionaux de climat, *cf.* section 1.3.3.2), sur la fenêtre spatiale allant de 50° O à 80° E et 0° N à 70° N, pour une résolution horizontale de 1° x 1° en longitude et latitude.

### 1.3.3 Les modèles de simulation numérique du climat

Les modèles de climat sont des représentations numériques du système climatique terrestre, et sont eux-mêmes constitués de plusieurs modèles représentant les différents milieux du système climatique (l'atmosphère, l'océan, les glaces marines, la végétation, les rivières, etc.). Ces outils numériques, qui s'appuient sur des lois physiques, modélisent le fonctionnement de chacun des différents milieux du système climatique, leurs interactions, ainsi que les échanges d'énergie et d'eau qui en résultent, entre autres. Leur utilisation présente un double intérêt : (i) mieux comprendre la dynamique atmosphérique du système climatique et les interactions entre l'atmosphère et d'autres composantes terrestres (océan, cryosphère, lithosphère et biosphère) ; (ii) établir des projections sur la variabilité future du climat terrestre. Dans le cas de cette thèse, les modèles de climat servent à étudier les variabilités futures des longs épisodes secs hivernaux dans le bassin méditerranéen, de façon directe (simulation de la pluie) ou indirecte (simulation des forçages atmosphériques associés).

L'évolution future du climat de la Terre est soumise à l'influence de deux paramètres : la réponse du système Terre aux changements de forçages ra-



diatifs naturels et les futures évolutions socio-économiques (économie, technologie, mode de vie, politiques publiques), qui, notamment, influencent la composition chimique de l'atmosphère *via* les rejets de gaz à effet de serre (GES) et d'aérosols. C'est la raison pour laquelle le GIEC (Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'évolution du Climat) a demandé à la communauté scientifique de mettre en place des scénarios sur l'évolution du forçage radiatif d'origine anthropique, relatifs aux émissions de gaz à effet de serre (GES), permettant de simuler différentes évolutions du climat, suivant différentes hypothèses de développement économique futur des sociétés de ce monde. Ainsi, quatre trajectoires de forçage radiatif, appelés RCP (Representative Concentration Pathway ; Moss *et al.*, 2010) sont retenus dans le cinquième rapport du GIEC (IPCC, 2013) :

**La simulation "historical"** : évolution historique des concentrations en gaz à effet de serre (GES) et des forçages naturels (les simulations historiques s'arrêtent toutes en 2005) ;

**La trajectoire RCP2.6** : forçage radiatif global de  $+2.6 \text{ W.m}^{-2}$  d'ici 2100 par rapport aux niveaux de l'ère pré-industrielle ;

**La trajectoire RCP4.5** : forçage radiatif global de  $+4.5 \text{ W.m}^{-2}$  d'ici 2100 par rapport aux niveaux de l'ère pré-industrielle ;

**La trajectoire RCP6.0** : forçage radiatif global de  $+6.0 \text{ W.m}^{-2}$  d'ici 2100 par rapport aux niveaux de l'ère pré-industrielle ;

**La trajectoire RCP8.5** : forçage radiatif global de  $+8.5 \text{ W.m}^{-2}$  d'ici 2100 par rapport aux niveaux de l'ère pré-industrielle.

La figure 1.15 montre le forçage radiatif des différents scénarios RCP, mais également celui correspondant aux anciens scénarios d'émission de gaz à effet de serre, utilisés dans les anciens rapports du GIEC (IS92 et SRES). Les simulations associées aux trajectoires RCP commencent toutes en 2006. Pour cette étude, deux trajectoires sont retenus : le RCP4.5 et le RCP8.5. Ces deux scénarios, qui prévoient une augmentation moyenne de la température à la surface de la Terre jusqu'à  $+2,6 \text{ }^\circ\text{C}$  (RCP4.5) et jusqu'à  $+4,8 \text{ }^\circ\text{C}$  (RCP8.5) à l'horizon 2081-2100 par comparaison avec la période 1986-2005 (réchauffement moyen observé à partir des simulations

CMIP5; IPCC, 2013), représentent les scénarios les plus souvent retenus dans la littérature scientifique. Le RCP4.5, qualifié d'optimiste, représente la trajectoire de réchauffement des températures à l'horizon 2100 si les émissions de GES augmentent jusqu'en 2040 puis diminuent pour se stabiliser dans les années 2080 (Sanford *et al.*, 2014). En revanche, le RCP8.5, qualifié de pessimiste, représente une trajectoire de réchauffement des températures extrêmement forte, dans le cas où les émissions de GES continueraient à croître régulièrement jusqu'en 2100. D'après Sanford *et al.* (2014), en l'état actuel des choses, les émissions de GES observées depuis les années 2000 semblent indiquer qu'on se dirige vers le scénario RCP8.5 si rien ne change. On observerait alors une augmentation des températures moyennes de +2 °C dès 2046 (réchauffement maximum pourtant souhaité pour l'horizon 2100 d'après la 21<sup>ème</sup> conférence des parties de Paris sur le climat en décembre 2015, la COP21).

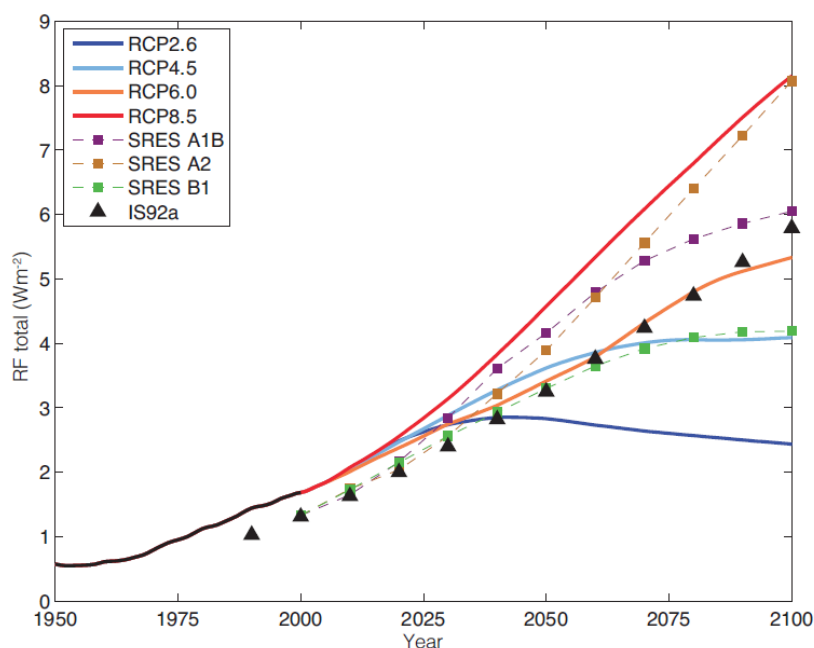


FIGURE 1.15 – Évolution du forçage radiatif anthropique total historique et projeté (1950-2100) pour les 3 familles de scénarios (IS92, SRES et RCP). Reproduit du 5<sup>ème</sup> rapport du GIEC; IPCC, 2013.

### 1.3.3.1 Les simulations du programme CMIP5

Les simulations des modèles climatiques globaux (Global Climate Model, GCM) du cinquième projet d'inter-comparaison des modèles climatiques du GIEC, appelé CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project ; Taylor *et al.*, 2012) sont utilisées (<https://esgf-node.llnl.gov/search/cmip5/>). Le cinquième projet d'inter-comparaison des modèles climatiques CMIP5 représente l'élément central sur lequel se base le cinquième rapport d'évaluation du GIEC (AR-5). Son premier volet, sorti fin 2013, s'appuie sur des simulations climatiques définies en 2008 par le groupe de travail sur les modèles couplés du PMRC (Programme Mondial de Recherche sur le Climat). Les modèles globaux de climat couvrent la planète entière en utilisant des mailles relativement grossières (généralement supérieures à 100 km). Cette faible résolution horizontale des modèles globaux induit une prise en compte du relief très imparfaite, des côtes, mais aussi de l'occupation des sols, résultant en une mauvaise restitution des précipitations (Kumar *et al.*, 2013; Sillmann *et al.*, 2013; Mehran *et al.*, 2014) et limitant les études sur les événements extrêmes, les études d'impact et de stratégies d'adaptation associées aux changements climatiques. À l'inverse, les modèles globaux de climat donnent une assez bonne restitution des températures (Kumar *et al.*, 2013; Sillmann *et al.*, 2013), et simulent correctement les circulations atmosphériques large échelle (Ullmann *et al.*, 2014).

Pour appréhender la variabilité future de la circulation atmosphérique associée aux longs épisodes secs en Méditerranée, on utilise la SLP au pas de temps quotidien. Cette variable est plutôt bien simulée par les GCM (Perez *et al.*, 2014). On utilise les simulations historiques et les simulations RCP4.5 et RCP8.5 de 12 modèles climatiques globaux (tableau 1.2). Les simulations historiques sont traitées sur la période 1975-2005 et constituent une période de référence la plus contemporaine possible recouvrant 30 saisons humides. En effet, dans le cas d'une étude climatique, l'organisation mondiale de météorologie (OMM) préconise d'utiliser une période de référence d'au moins 30 ans. Les simulations RCP couvrent, quant à elles, la période 2006-2100 (soit 94 saisons humides). Toutes les simulations de

SLP utilisées sont issues du même schéma de paramétrisation "r1i1p1". Ce schéma de paramétrisation recouvre trois éléments : "r" correspond numéro de la simulation effectué; "i" correspond au numéro de la méthode utilisée pour initialiser les modèles (la quasi-totalité des simulations CMIP5 sont issues de la méthode i1); "p" correspond au numéro de schéma physique utilisé par les modèles. Ici, r1i1p1 signifie que les simulations sont issues de la première simulation du premier schéma physique. Ce schéma de paramétrisation est le plus fréquemment utilisé pour les simulations numériques du climat, et c'est également le plus couramment retenu dans la littérature scientifique. Utiliser le même schéma de paramétrisation pour tous les modèles permet de comparer les simulations entre elles. Les données sont extraites sur la fenêtre spatiale allant de 50° O à 30° E et 20° N à 70° N, et sont ré-interpolées sur la même grille que les réanalyses NCEP-NCAR (voir section 1.3.2.1), d'une résolution horizontale de 2,5° x 2,5°, pour faciliter la comparaison entre les modèles et les réanalyses.

TABLE 1.2 – Les 12 modèles globaux CMIP5, dont les simulations de la SLP historiques et futures (RCP4.5 et RCP8.5), sont utilisées dans cette étude.

Organisme (pays)	Nom du modèle	Abréviation
Beijing Normal University (Chine)	BNU-ESM	BNU
Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici (Italie)	CMCC-CM	CMCC
Centre National de Recherches Meteorologiques (France)	CNRM-CM5	CNRM
Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (Australie)	CSIRO-Mk3.6.0	CSIRO
Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (USA)	GFDL-ESM2M	GFDL
Institute for Numerical Mathematics (Russie)	INM-CM4	INM
Institut Pierre-Simon Laplace (France)	IPSL-CM5A-MR	IPSL
Atmosphere and Ocean Research Institute (Japon)	MIROC5	MIROC
Max Planck Institute for Meteorology (Allemagne)	MPI-ESM-LR	MPI
Meteorological Research Institute (Japon)	MRI-CGCM3	MRI
National Center for Atmospheric Research (USA)	CCSM4	NCAR
Norwegian Climate Centre (Norvège)	NorESM1-M	NOR

Les modèles climatiques globaux permettent d'avoir des simulations climatiques pour l'ensemble de la planète. Malgré tout, la résolution spatiale grossière des simulations issues de ces modèles limite les études régionales ou locales du climat. Pour appréhender les variations climatiques à des échelles plus fines, il est intéressant d'utiliser des simulations issues de modèles climatiques régionaux.

### 1.3.3.2 Les simulations régionales HyMeX/Med-CORDEX

Les modèles climatiques régionaux (Regional Climate Model, RCM) sont des représentations numériques du climat sur une région donnée, utilisant des mailles plus fines que les modèles globaux (de l'ordre de quelques kilomètres à quelques dizaines de km de côté), ce qui leur permet de mieux prendre en compte les états de surface (le relief, les côtes, l'occupation des sols) et donc de mieux simuler des champs surfaciques tels que la pluviométrie. Les MCR sont, finalement, une désagrégation dynamique des données issues des modèles globaux sur une région donnée.

Les simulations régionales du climat utilisées dans cette étude sont produites dans le cadre du programme HyMeX (Drobinski *et al.*, 2014) et de l'initiative Med-CORDEX (Ruti *et al.*, 2015). Le programme HyMeX vise à améliorer la compréhension et la modélisation du cycle de l'eau en Méditerranée et à évaluer la vulnérabilité sociale et économique de cette région aux événements extrêmes et sa capacité d'adaptation. L'initiative Med-CORDEX a comme objectif une comparaison multi-modèles en Méditerranée, réalisée dans le cadre du Coordinated Downscaling Experiment (CORDEX) du World Climate Research Program (WCRP) (Giorgi *et al.*, 2009). Les séries de simulation Med-CORDEX sont disponibles sur le site <https://www.medcordex.eu/medcordex.php> ou sur <https://www.hymex.org>, sur la fenêtre couverte par le domaine Med-CORDEX (environ 10° O à 45° E et 27° N à 56° N; figure 1.16).

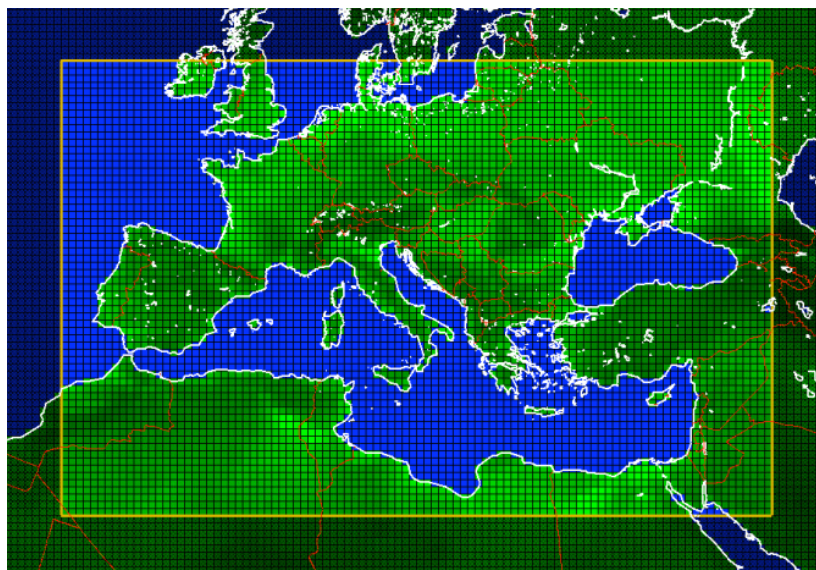


FIGURE 1.16 – Le domaine Med-CORDEX, sur lequel les simulations régionales du climat issues du programme HyMeX sont effectuées. Le domaine couvre le secteur allant de 10° O à 45° E et de 27° N à 56° N. *Reproduit du site <https://www.medcordex.eu>.*

Parmi les simulations climatiques régionales utilisées dans cette étude :

- trois sont issues de modèles régionaux à zone limitée utilisant les composantes du vent, d'humidité, de la température ou de la température potentielle et de la hauteur géopotentielle comme conditions aux limites : **CCLM4** (Rockel *et al.*, 2008); **Reg\_CM4** (Giorgi *et al.*, 2012); **ALADIN52** (Colin *et al.*, 2010; Herrmann *et al.*, 2011);
- deux sont issues du modèle climatique global ayant une capacité de zoom régional **LMDZ4** (Hourdin *et al.*, 2006) et de sa version couplée au modèle océanique **NEMOMED8** (Beuvier *et al.*, 2010) (ci-après appelé **LMDZ4-NEMOMED8**).

Différentes expériences de simulation sont utilisées pour les données de précipitations quotidiennes au cours des saisons humides :

- les simulations appelées "évaluation". Ces simulations sont respectivement alimentées aux bornes latérales par un modèle climatique global forcé par les réanalyses ERA-Interim, au pas de temps de 6 heures

(une GCM propre à chacun des RCM). Les cinq simulations climatiques régionales couvrent des périodes différentes (tableau 1.3). La période commune à toutes les simulations est 1979-2009, soit 30 saisons humides. En plus des champs de précipitations quotidiennes, les champs de SLP et de z500 sont utilisés pour la simulation "évaluation" des modèles CCLM4 et ALADIN52, sur la fenêtre Med-CORDEX allant de 10° O à 45° E et de 27° N à 56° N. Les simulations des champs de pression des autres modèles n'ont pas été accessibles ;

TABLE 1.3 – Liste des modèles utilisés dans cette étude, proposant les simulations climatiques régionales des précipitations, au pas de temps quotidien, pour les simulations d'évaluation, obtenues dans le cadre des programmes HyMeX et Med-CORDEX.

Organisme (abréviation ; pays)	Nom du modèle	Modèle couplé océan/atmosphère	Période couverte
[0.4cm] Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici (CMCC ; Italie)	CCLM4	Non	1979-2012
International Centre for Theoretical Physics (ICTP ; Italie)	Reg_CM4	Non	1979-2012
Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM ; France)	ALADIN52	Non	1979-2011
Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD ; France)	LMDZ4	Non	1979-2009
Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD ; France)	LMDZ4-NEMOMED8	Oui	1979-2009

- les simulations historiques (1961-2005, 44 saisons humides) et les simulations RCP4.5 et RCP8.5 (2006-2100, 94 saisons humides). Parmi les cinq modèles climatiques régionaux précédemment évalués, seuls deux modèles ont des données disponibles au pas de temps journalier pour les simulations historiques et les trajectoires RCP (tableau 1.4), et pouvant être utilisés dans cette thèse : le modèle régional du CNRM (ALADIN52) et le modèle global couplé du LMD (LMDZ4-NEMOMED8). Pour les mêmes raisons que sur les simulations d'évaluation, les simulations sont ré-échantillonnées sur la grille E-OBS d'une résolution de 0,25°, par le même procédé des plus proches voisins.

TABLE 1.4 – Les deux modèles utilisés dans cette étude proposant les simulations climatiques régionales des précipitations, au pas de temps quotidien, pour les simulations historiques et pour les trajectoires futures RCP.

Organismes	Nom du modèle	Modèle couplé océan/atmosphère	trajectoires RCP disponibles
CNRM	ALADIN52	Non	oui
LMD	LMDZ4-NEMOMED8	Oui	oui

L'ensemble des simulations régionales du climat (évaluations, historiques et futures) ont une résolution de base de  $0,44^\circ$  (Environ 50 km). Pour faciliter l'évaluation et l'inter-comparaison des simulations, par rapport aux épisodes secs les plus longs observés dans les données d'observation E-OBS, les simulations sont ré-échantillonnées sur la grille E-OBS, à une résolution de  $0,25^\circ$  sur la fenêtre allant de  $10^\circ$  O à  $40^\circ$  E et  $28^\circ$  N à  $46^\circ$  N. Pour passer de la grille Med-CORDEX, d'une résolution de  $0,44^\circ$ , à la grille E-OBS d'une résolution de  $0,25^\circ$ , on utilise la méthode des plus proches voisins (les points de grille Med-CORDEX sont ré-associés aux points de grille E-OBS les plus proches).

### 1.3.4 Les données des rendements agricoles et les données hydriques

Différentes données sont utilisées pour évaluer l'impact des longs épisodes secs hivernaux sur l'agriculture et certains indices hydriques. Des données des rendements agricoles annuels moyens en Espagne, issues de la FAO (Food and Agriculture Organization ; disponibles sur le site <http://www.fao.org/faostat/fr/#data>), sont exploitées pour l'orge, le blé, l'avoine et le maïs, pour la période 1961 (début des données) à 2013. Les données de rendement sont exprimées en hectogramme par hectare (hg/ha). Au vu des tendances linéaires à la forte augmentation des rendements d'orge, de blé, d'avoine et de maïs entre 1961 et 2013 en Espagne (voir chapitre 5), il est décidé de retirer les tendances linéaires des rendements bruts, pour obtenir des anomalies de rendement non influencées par leurs augmentations régulières et significatives au cours de la période 1961-2013. Entre les



années 1960 et aujourd'hui, l'agriculture a connu une mutation importante. Au milieu du XX<sup>ème</sup> siècle, l'agriculture était dite "traditionnelle", il y avait beaucoup de petites exploitations agricoles. Par la suite, l'agriculture s'est modernisée, devenant davantage industrielle, observant une réduction importante du nombre d'exploitations mais une augmentation de leur taille, un fort développement des outils agricoles (machines), de nouvelles méthodes de cultures intensives, l'augmentation de l'irrigation, les améliorations variétales, etc. Par exemple, entre 1960 et 2000, l'utilisation de fertilisants a fortement augmenté en Espagne, passant de 17,7 kg/ha à 34,4 kg/ha de P<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Trioxyde de Phosphore), de 14,9 kg/ha à 77,8 kg/ha de N (Azote) et de 5,4 kg/ha à 28,9 kg/ha de K<sub>2</sub>O (Oxyde de Potassium) (Clar *et al.*, 2015). Entre 1960 et 2000, le nombre de tracteurs a également fortement augmenté en Espagne, passant de 56 845 machines à 889 700 machines (soit une multiplication de plus de 15). Ces mutations agricoles et ces évolutions technologiques expliquent en grande partie la forte augmentation des rendements agricoles observée entre 1961 et 2013.

En plus de l'humidité des sols, issues des données NCEP-NCAR (vu précédemment), les données quotidiennes concernant le débit de la rivière Èbre sont utilisées. L'Èbre est l'un des plus importants fleuves d'Espagne, qui s'étend au nord-est du pays sur un bassin versant d'environ 85 500 km<sup>2</sup> (soit environ 18 % du territoire espagnol). La station à laquelle les débits sont mesurés est située sur la commune de Tortosa, juste en amont du delta de l'Èbre sur la mer Méditerranée (*cf.* annexe 1.1). Les données sont issues de la base de données du "Anuario de aforos del Ministerio de Agricultura y Pesca, Alimentación y Medio Ambiente (MAPAMA)" (ministère espagnol de l'agriculture et de la pêche, de l'alimentation et de l'environnement). Elles couvrent la période 1979-2013, exceptées les saisons humides 1984-1985, 1985-1986, 1988-1989 et 1989-1990 pour lesquelles plus de la moitié des données sur les débits quotidiens sont manquantes. Ce sont donc 30 saisons humides qui sont couvertes par les débits quotidiens de l'Èbre. Sachant que le débit de l'Èbre montre une très forte variabilité quotidienne, les données ont été centrées-réduites quotidiennement en utilisant, pour chacun des 242 jours, le débit moyen et l'écart-type moyen calculé sur les 30 saisons humides exploitées. Cela permet de faire des comparaisons intrasaisonniers

sur l'évolution des débits quotidiens.

## 1.4 Les méthodes statistiques

### 1.4.1 Les événements de très longs épisodes secs : détection et classification

Dans cette thèse, les séquences sans pluie sont appelées "épisodes secs". L'étude des épisodes secs hivernaux les plus longs en Méditerranée passe par différentes étapes, qui sont détaillées ci-dessous. Pour détecter les épisodes secs, on utilise les données quotidiennes de précipitations des E-OBS, présentées dans la section 1.3.1, sur le domaine ayant comme bornes  $10^\circ$  O à  $40^\circ$  E et  $28^\circ$  N à  $46^\circ$  N. Les données E-OBS sont d'abord utilisées sur les 34 saisons humides de la période climatique de référence 1979-2013, puis ensuite sur les 56 saisons humides de la période étudiée, couvrant de 1957 à 2013. Une méthodologie originale est ici développée pour aborder les épisodes secs les plus longs comme étant des objets climatiques singuliers, caractérisés par une localisation, une extension spatiale et une durée, respectivement.

Cette méthodologie, présentée ci-après, fait l'objet d'une publication scientifique dans la revue *Geophysical Research Letters* : *Florian Raymond, Albin Ullmann, Pierre Camberlin, Philippe Drobinski et Carmela Chateau Smith, (2016), Extreme dry spell detection and climatology over the Mediterranean Basin during the wet season, Geophysical research letters, 43, 7196-7204, DOI : 10.1002/2016GL069758.*

#### 1.4.1.1 Détection locale des différentes catégories d'épisodes secs

La première étape consiste à détecter les jours secs et les épisodes secs sur la période 1979-2013 : un jour est considéré comme sec quand le cumul quotidien des précipitations est inférieur au seuil de 1 mm, et ce pour

chacun des points de grille étudiés. La période 1979-2013 est ici utilisée car elle représente une période climatique de référence récente (au moins 30 ans, comme le préconise l'OMM), mais c'est également une période proche de celle couverte par les simulations d'évaluation des modèles climatiques régionaux (1979-2009, voir chapitre 3 section 1.3.3.2), étudiées ultérieurement pour appréhender la variabilité future des épisodes secs hivernaux. Le seuil de pluie de 1 mm/jour est régulièrement utilisé dans la littérature scientifique comme étant le seuil qui différencie les jours secs des jours avec précipitations (Zhang *et al.*, 2005; Lana *et al.*, 2006; Serra *et al.*, 2006; Sanchez *et al.*, 2011; Hertig *et al.*, 2013; Saaroni *et al.*, 2015). Le seuil de 1 mm/jour est moins exposé aux erreurs de mesure sur les pluies faibles faites par les pluviomètres (Frei *et al.*, 2003), c'est pourquoi il sert souvent de référence pour dissocier les jours pluvieux des jours secs.

Avec ce seuil de 1 mm de précipitations cumulées quotidiennes, le jeu de données E-OBS détecte 26 % de points de grille pluvieux sur la période de référence 1979-2013 (par rapport aux 4 343 points de grille étudiés sur les 8 228 jours concernés par la période 1979-2013). Le ratio de points de grille pluvieux fait référence au pourcentage total des points de grille concernés par des précipitations pour l'ensemble des jours étudiés (chacun des 4 343 points de grille étant considéré autant de fois qu'il y a de jours étudiés). Ici par exemple, sur les 35 734 204 valeurs associées aux points de grilles étudiées (4 343 points de grille \* 8 228 jours étudiés), 9 299 906 valeurs sont associées à des points de grille pluvieux, les 26 434 296 autres valeurs étant associées à des points de grille secs. Le rapport entre ces deux valeurs donne bien 26 % de points de grille pluvieux pour les 34 saisons humides de la période 1979-2013. À l'échelle d'un point de grille, un épisode sec est défini comme étant une succession de jours secs.

La deuxième étape consiste à retenir, pour chaque point de grille, les valeurs des durées uniques des épisodes secs détectés sur la période 1979-2013. On appelle ici "durées uniques", la gamme des valeurs de durée des épisodes, et non la distribution des durées de tous les épisodes secs détectés. Par exemple, pour un point de grille donné, quand plusieurs épisodes secs durent 3 jours, on ne retiendra qu'une seule fois la valeur de 3 jours dans la

gamme des valeurs uniques.

Quatre centiles sont ensuite calculés sur les durées uniques détectées sur la période 1979-2013, pour créer une typologie des différents épisodes secs, par point de grille : les très courts (Très Courts Épisodes Secs, TCES) ont une durée inférieure au centile 20, les courts (Courts Épisodes Secs, CES) une durée comprise entre le centile 20 et le centile 40, les moyens (Épisodes Secs Moyens, ESM) compris entre le centile 40 et le centile 60, les longs (Longs Épisodes Secs, LES) ont une durée comprise entre le centile 60 et le centile 80 et enfin les épisodes secs les plus longs (Très Longs Épisodes Secs, TLES) sont d'une durée supérieure au centile 80. Les centiles sont calculés à partir des durées uniques des épisodes secs, et non à partir de la distribution des durées de tous les épisodes secs détectés. Cela permet de réellement différencier les types d'épisodes secs selon leur durée.

Par exemple, la figure 1.17 montre un aperçu des centiles calculés sur les valeurs uniques de durées des épisodes secs détectées entre 1979 et 2013 pour le point de grille n° 8 977 (situé en Grèce). Pour ce point de grille, le centile 20 a une valeur de 8,1 jours, le centile 40 a une valeur de 15,7 jours, le centile 60 a une valeur de 23,3 jours et enfin le centile 80 a une valeur de 32,8 jours. Pour ce point de grille, un très long épisode sec aura une durée minimum d'au moins 33 jours consécutifs sans précipitations.

À l'inverse, si on considère les centiles calculés sur la distribution des durées de tous les épisodes secs détectés, pour le point de grille n° 8 977, le centile 20 aurait une valeur de 1 jour, le centile 40 aurait une valeur de 2 jours, le centile 60 aurait une valeur de 4 jours et le centile 80 aurait une valeur de 8 jours (non montré). Calculer les centiles sur la distribution des durées de tous les épisodes secs biaiserait alors la typologie, car les épisodes secs les plus courts représentent la grande majorité de l'effectif total des épisodes secs détectés. En effet, comme le montre la figure 1.18, pour le point de grille n° 8 977 sur la période 1979-2013, plus les épisodes secs détectés sont longs et moins leur nombre est important. Les épisodes secs de 1 jour, 2 jours et 3 jours sont au nombre de 247, 185 et 120, contre seulement 2 événements de 39 jours, un seul événement de 42 jours et un seul événement de

54 jours secs consécutifs. Une fois les différents types d'épisodes secs définis sur la période de référence 1979-2013, on identifie les épisodes secs sur la période d'étude 1957-2013, à partir des valeurs des centiles calculés sur la période de référence. Détecter les épisodes secs sur la période 1957-2013, à partir des centiles calculés sur la période 1979-2013, permet de détecter des tendances dans la fréquence des épisodes secs, et aussi d'augmenter la taille de l'échantillon pour l'étude diagnostique des liens entre les épisodes secs les plus longs et la circulation atmosphérique.

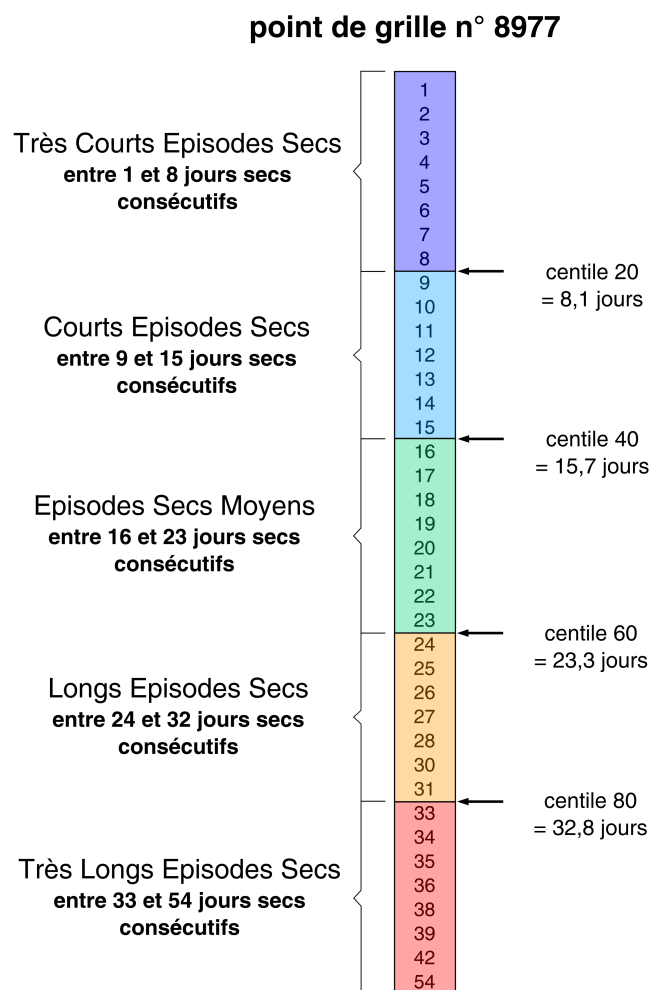


FIGURE 1.17 – Exemple des quatre centiles calculés sur les durées uniques des différents épisodes secs détectés pour le point de grille n° 8 977 (situé en Grèce), sur les 34 saisons (septembre-avril) de la période 1979-2013.

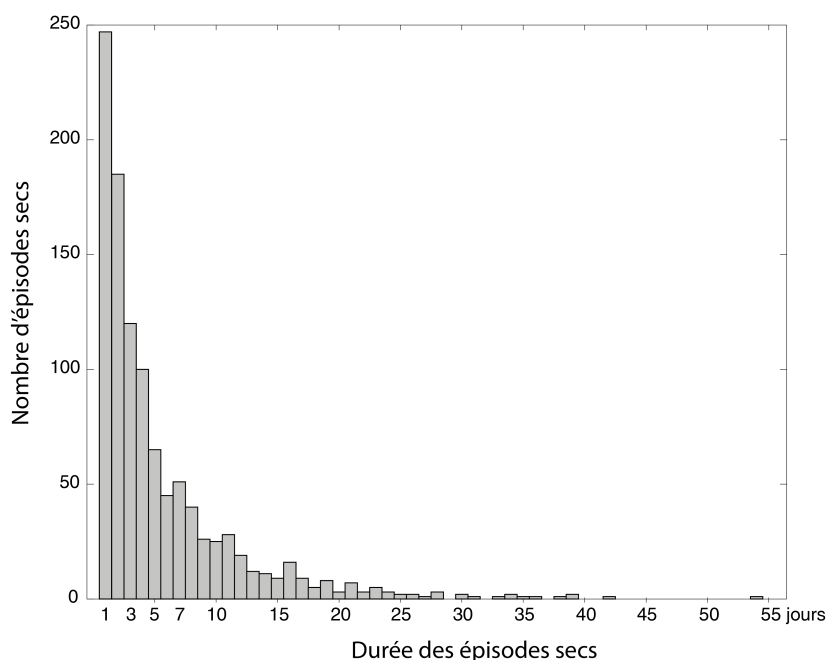


FIGURE 1.18 – Distribution de tous les épisodes secs détectés pour le point de grille n° 8 977 (situé en Grèce), sur les 34 saisons (septembre-avril) de la période 1979-2013.

#### 1.4.1.2 Détection des événements climatiques de très longs épisodes secs

Cette thèse se focalise sur les épisodes secs les plus longs, qui sont les plus rares en termes de fréquence d'apparition, mais qui concernent de nombreux jours lorsqu'ils se produisent, et qui sont les plus impactants. Comme pour les vagues de chaleur, les longs épisodes secs ne sont pas des phénomènes locaux. Une méthode est ici utilisée pour appréhender un événement de TLES (appelé **eTLES**) comme étant un "objet climatique", c'est-à-dire avec des caractéristiques spatiales (localisation et extension) et temporelles (date de début et de fin), et non plus comme de simples cumuls de jours secs appréhendés uniquement par point de grille. Pour détecter ces événements climatiques extrêmes, une matrice binaire est créée, avec la valeur "0" pour tous les points de grille sans données, tous ceux qui sont affectés par des précipitations (cumuls quotidiens de précipitations supérieurs à 1 mm) ou bien affectés par un épisode sec d'une durée inférieure au centile 80, respectivement. Sont codés avec la valeur "1" tous les points de grille affectés par

des épisodes secs d'une durée supérieure à la valeur du centile 80 propre à chacun d'entre eux. Pour étudier des eTLES ayant une certaine cohérence spatiale à l'échelle du bassin méditerranéen, une fenêtre glissante est appliquée sur la matrice binaire pour chacun des 13 552 jours étudiés (56 saisons humides de 242 jours, sur la période 1957-2013). Cette fenêtre glissante permet d'exclure de l'étude les eTLES locaux et les points de grilles isolés. La fenêtre glissante, de 6° de côté en longitude et latitude, se déplace tous les 0,5° sur le domaine étudié pour conserver uniquement les épisodes ayant une certaine cohérence spatiale et temporelle (voir figure 1.19). Ainsi, si 50 % des points de grille contenus dans la fenêtre sont codés en "1", le jour est automatiquement retenu comme étant un jour d'eTLES et tous les points de grille de la fenêtre sont conservés. La fenêtre ne prend pas en compte les points de grille situés sur la mer et ceux n'étant pas étudiés (un masque est utilisé).

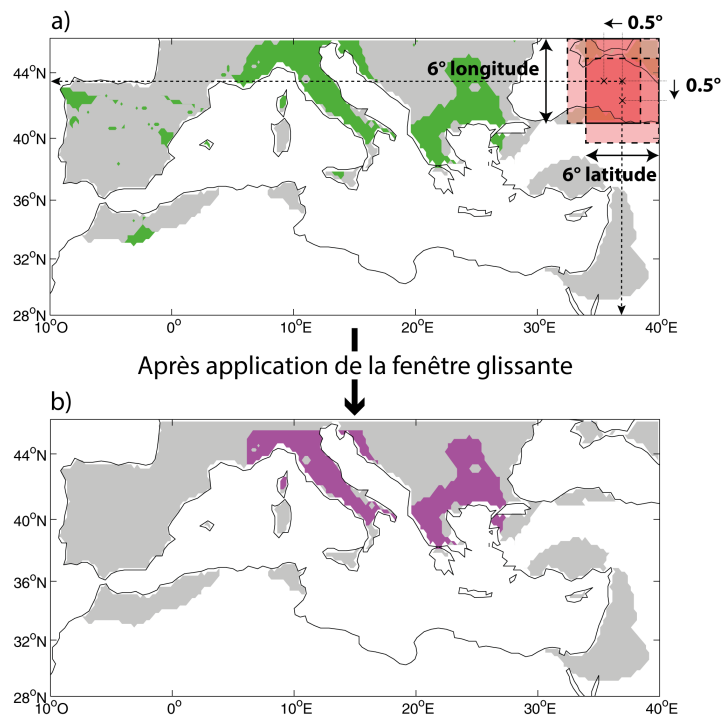


FIGURE 1.19 – Exemple d'application de la fenêtre glissante pour le 01/01/1989. Dans un premier temps, 1 060 points de grille sur les 4 343 ayant de la données sont codés en "1", étant affectés par un eTLES (a). Une fois la fenêtre glissante appliquée, il ne reste plus que 790 points de grille codés en "1", appartenant à des événements ayant une certaine cohérence spatiale (b). En blanc, tous les points de grille E-OBS qui n'ont pas de données de précipitations.

La sensibilité des résultats à la taille de la fenêtre glissante choisie et au pourcentage de points de grille codés en "1" retenus a été testée. Une fenêtre de moins de 6° de côté prend en compte des événements locaux et des points de grille isolés, sans réelle cohérence spatiale (de multiples petits secteurs très espacés les uns des autres sont affectés par un eTLES). Une fenêtre de plus de 6° de côté ne retient que quelques eTLES, affectant près de la moitié du bassin méditerranéen. Retenir un pourcentage de points de grille codés en "1" inférieur (supérieur) à 50 % a le même effet que retenir une fenêtre supérieure (inférieure) à 6° de côté.

Grâce à cette méthode de détection des très longs épisodes secs, 76 eTLES sont détectés sur la période 1957-2013, pour une durée totale de 4 423 jours (soit 33,1 % des 13 552 jours étudiés). Parmi ces 76 événements, 56 sont caractérisés comme étant des événements "simples", car un seul secteur est touché par l'eTLES. Les 20 événements restants sont quant à eux appelés "complexes" car ils affectent, de façon plus ou moins synchrone et pour des durées différentes, plusieurs secteurs distincts du bassin méditerranéen. Dans le cas d'eTLES complexes, deux secteurs sont qualifiés de distincts s'ils sont séparés par au moins une fenêtre de 6° de côté sans eTLES. Cette méthode de détection des très longs épisodes secs montrant une cohérence spatiale et temporelle est adaptée d'un projet portant sur les vagues de chaleur en Europe (Stéfanon *et al.*, 2012a).

#### 1.4.1.3 Classification en principales configurations des événements de très longs épisodes secs

Une Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) est appliquée aux 76 eTLES précédemment détectés. La méthode de la CAH est présentée dans la section 1.4.5.1. Compte tenu de la différence de durée de chaque eTLES, appliquer la CAH à partir de la totalité des 4 423 jours affectés par un eTLES biaiserait les résultats. En effet, les eTLES les plus longs seraient de fait sur-représentés par rapport aux plus courts. De plus, cette approche ne privilégierait pas l'aspect "événementiel" des eTLES. Chaque eTLES est donc représenté par un seul jour le plus représentatif possible de l'épisode.



Ainsi, le jour médian de chacun des 76 eTLES est retenu pour la CAH. Le jour médian correspond à la date se trouvant au milieu de la période affectée par l'eTLES. Par exemple, pour l'eTLES n° 10 (événement complexe, qui affecte 3 secteurs distincts), le premier jour affecté par l'événement est le 15 décembre 1963 (le premier secteur affecté par l'eTLES est le nord du Levant et le sud de l'Anatolie). Le dernier jour affecté par l'eTLES n° 10 est le 28 janvier 1964 (le dernier secteur affecté correspond aux Balkans). Le jour médian de l'eTLES n° 10 est le 6 janvier 1964 (figure 1.20a, 1.20b). Le 6 janvier 1964 se trouve à mi-chemin entre le 15 décembre 1963 et le 28 janvier 1964. Basé sur le même principe, le jour médian de l'eTLES complexe n° 55 est le 3 mars 1998 (figure 1.20c, 1.20d).

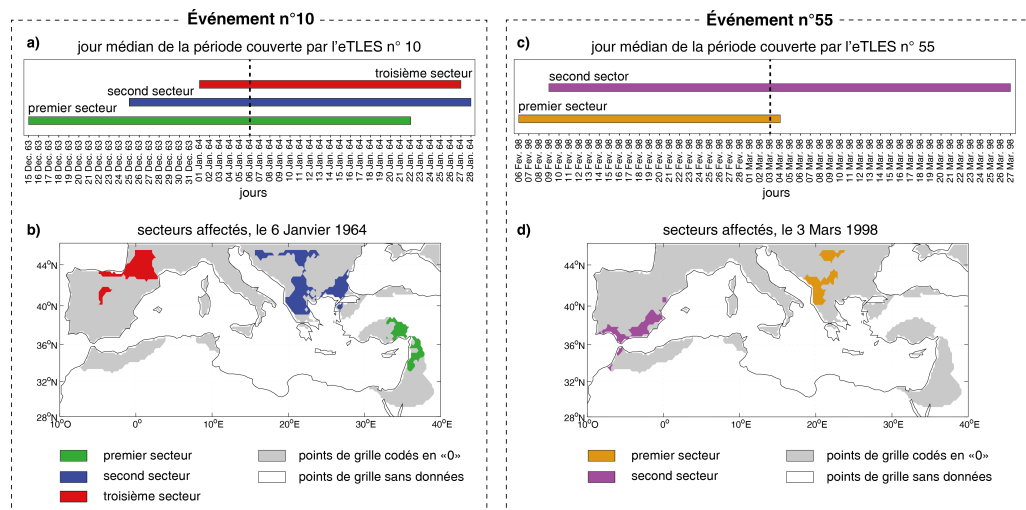


FIGURE 1.20 – Deux exemples d’eTLES complexes, affectant simultanément plusieurs secteurs distincts (l’eTLES n° 10, affectant 3 secteurs et l’eTLES n° 55, affectant 2 secteurs). La figure 1.20a (1.20c) présente la durée de l’eTLES n° 10 (n° 55) et le jour médian (ligne verticale en pointillés) de la période couverte par l’événement. Les figures 1.20b et 1.20d montrent la représentation spatiale des secteurs affectés durant le jour médian de chacun des deux événements (sous forme de matrice binaire). Les 4 343 points de grille avec de la donnée apparaissent en gris, lorsqu’ils ne sont pas concernés par un eTLES, ou en couleur, lorsqu’ils le sont. En blanc, tous les points de grille E-OBS qui n’ont pas de données de précipitations.

Un test est réalisé pour être certain que le jour médian de chacun des 76 eTLES soit suffisamment représentatif de l’extension maximale de chacun des événements. Pour chacun des 76 eTLES, on compare le nombre de

points de grille affectés par l'eTLES lors du jour médian avec le nombre maximum de points de grille affectés durant l'événement. Si le résultat est de 100 %, cela veut dire que pour cet eTLES, le jour médian correspond à l'extension maximale de l'événement (le nombre de points de grille maximum codés en "1"). Autrement dit, le jour médian est celui de l'extension maximale de l'événement. Si le résultat est de 90 %, cela signifie que pour cet eTLES, le jour médian est associé à un nombre de points de grille affectés qui représente 90 % du nombre maximal observé durant l'eTLES. La figure 1.21 montre que pour 50 des 76 eTLES (65 % des eTLES), le jour médian représente 100 % de l'extension maximale de l'événement. Pour 68 eTLES (89 % des eTLES), le jour médian représente au moins 90 % de l'extension maximale de l'événement. En définitive, le jour médian n'est pas vraiment représentatif de l'extension maximale pour seulement deux eTLES complexes (le n° 28 et le n° 74), pour lesquels trois secteurs distincts sont respectivement impactés par l'événement. Ainsi, pour chacun des 76 eTLES, le jour médian est bel et bien représentatif de l'extension spatiale maximale des événements.

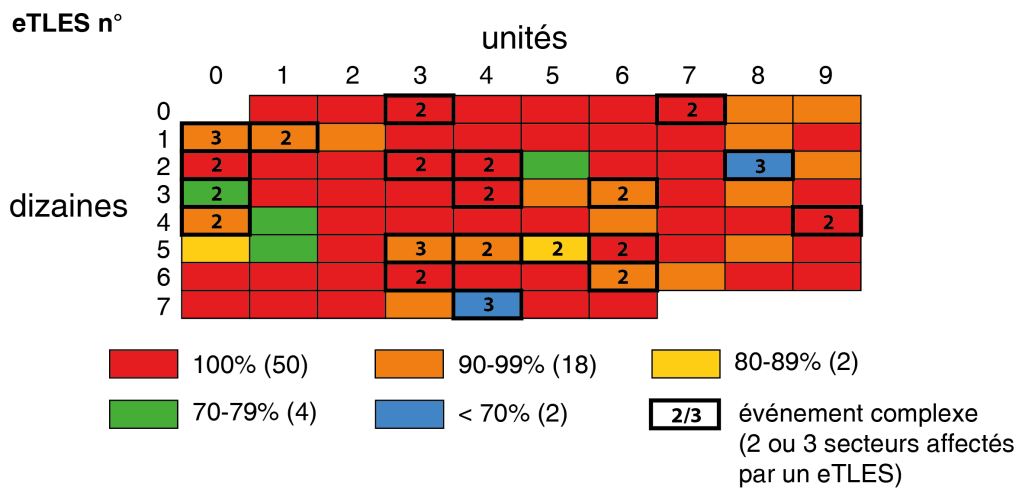


FIGURE 1.21 – Part de l'extension spatiale maximale représentée par les jours médians de chaque eTLES (en % de points de grille par rapport au nombre maximal de points de grille affectés durant l'épisode). Les 76 cases représentent les 76 eTLES. La case est rouge lorsque le jour médian est associé à 100 % de l'extension maximale de l'événement ; orange entre 90 % et 99 % ; jaune entre 80 % et 89 % ; verte entre 70 % et 79 % ; bleue moins de 70 %. Les encadrés en noir, avec un chiffre 2 ou 3 à l'intérieur, représentent les 20 eTLES complexes. Le chiffre 2 ou 3 renseigne le nombre de secteurs distincts impactés par l'eTLES.

Pour détecter les principales configurations d'eTLES, l'algorithme de CAH (utilisant la métrique de la distance euclidienne) est alors appliqué à la matrice binaire (définie dans la section 1.4.1.2) des jours médians de chacun des 76 événements (soit sur 76 jours). Lorsqu'on utilise une méthode de classification, le choix de la meilleure partition est un problème récurrent, se basant parfois même sur la subjectivité, qui est généralement dictée par l'expérience des chercheurs (Gong et Richman, 1995). Objectivement, une classification a pour but de maximiser la variance interclasse et de minimiser la variance intraclasse. D'après le dendrogramme et l'inertie du dendrogramme (figure 1.22a et figure 1.22b, le premier découpage qui montre une faible variabilité intraclasse est un découpage en 4 classes. La figure 1.22c montre que pour 4 classes, la variance interclasse explique une part importante de la variance locale des eTLES dans le bassin méditerranéen, avec trois secteurs qui ressortent : la Péninsule Ibérique, les Balkans et le Levant. Une classification basée sur 5, 6, 7 ou 8 classes entraîne des redondances dans la géographie des différentes configurations d'eTLES, pour au moins deux classes. De ce fait, la décision finale de garder 4 classes, représentant les principales configurations d'eTLES dans le bassin méditerranéen, se base autant sur des arguments quantitatifs, souvent utilisés dans les analyses en classes, que sur la pertinence des différentes configurations spatiales issues de la classification.

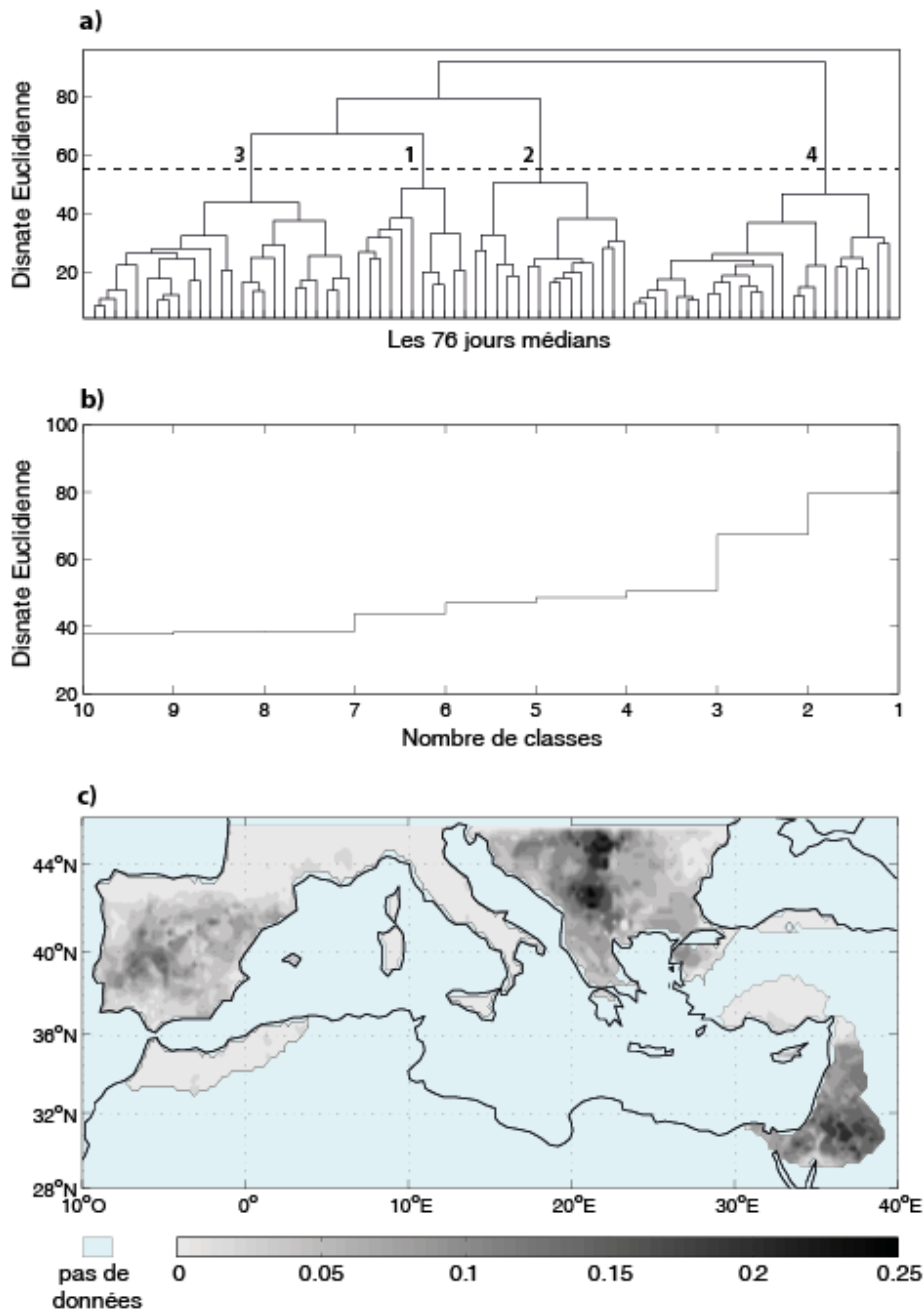


FIGURE 1.22 – (a) Dendrogramme de la Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) sur les 76 jours médians des eTLES. Le nombre de branches du dendrogramme correspond au nombre de classes. (b) Inertie du dendrogramme de la CAH (nombre de classes entre 2 et 10). Dans le graphique, pour un nombre de classes données, une grande distance euclidienne signifie que la variance intra-classe est grande. À l'inverse, une faible distance euclidienne signifie que la variance intra-classe est faible. Il est préférable de choisir un nombre de classes minimisant la variance intra-classe. (c) Du gris clair au gris foncé, variance interclasse entre les quatre classes retenues. La variance interclasse est obtenue, pour les 76 jours médians, en calculant le ratio d'eTLES affectant chaque points de grille, pour chaque classe. Les points de grille représentés en foncé sur le graphique sont ceux étant les mieux discrétisés par les 4 classes.

## 1.4.2 Corrélation et régression linéaire

Dans cette étude, ces deux méthodes statistiques permettent d'analyser la relation linéaire entre deux paramètres  $X$  et  $Y$ .

### 1.4.2.1 Corrélation linéaire et coefficient de détermination

La corrélation linéaire est un outil statistique qui permet de mesurer 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 de mettre en avant les impacts socio-environnementaux des très longs épisodes secs. Par exemple, on regarde l'impact des eTLES sur certains rendements agricoles, sur les précipitations moyennes par saisons ou encore sur des données liées à la recharge en eau des sols.

Pour obtenir le coefficient de corrélation entre deux vecteurs  $X$  et  $Y$  d'ordre  $n,1$  (c'est-à-dire, avec  $n$  observations sur une seule colonne), il faut d'abord calculer la variance puis l'écart-type pour chacune des variables, ainsi que la covariance entre les deux variables.

Variance de  $X$ , qui permet de caractériser la dispersion de cette population, par rapport à la moyenne :

$$\sigma_x^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n} \quad (1.1)$$

Ecart-type de  $X$ , qui est la racine carrée de la variance :

$$\sigma_x = \sqrt{\sigma_x^2} \quad (1.2)$$

Covariance entre les variables  $X$  et  $Y$ , qui est une mesure de la variation

simultanée des deux variables :

$$Cov(X, Y) = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) * (y_i - \bar{y})}{n} \quad (1.3)$$

Une fois ces deux paramètres statistiques calculés, on peut alors calculer le coefficient de corrélation entre la variable  $X$  et la variable  $Y$  :

$$r(X, Y) = \frac{Cov(X, Y)}{\sigma_x * \sigma_y} \quad (1.4)$$

La signification statistique du coefficient de corrélation est estimée par un test de Bravais-Pearson. Le coefficient de corrélation permet de vérifier l'existence d'une relation entre les deux variables  $X$  et  $Y$ , et d'en donner le sens. En revanche, il ne donne pas d'information sur l'intensité de la relation. Pour mesurer cette intensité, il faut utiliser le coefficient de détermination.

Coefficient de détermination :

$$r^2(X, Y) = r(X, Y) * r(X, Y) \quad (1.5)$$

#### 1.4.2.2 Régression et tendance linéaires

Une régression linéaire consiste à expliquer de façon linéaire la variabilité d'une variable  $Y$  (la variable à expliquer) par celle d'une variable  $X$ , qui est alors appelée la variable explicative. La régression linéaire traduit la relation entre  $X$  et  $Y$  par une relation affine dont le modèle est :

$$Y' = aX + b \quad (1.6)$$

Le calcul des coefficients  $a$  et  $b$  de la régression linéaire se base sur la méthode des moindres carrés, qui vise à minimiser la somme des écarts entre

les observations  $Y$  et les valeurs prédites par le modèle de régression  $Y'$ .

Coefficient  $a$  :

$$a = \frac{Cov(X, Y)}{\sigma_x} \quad (1.7)$$

Coefficient  $b$  :

$$b = \bar{Y} - a * \bar{X} \quad (1.8)$$

Lorsque la régression linéaire est établie à partir d'une seule variable climatique  $Y$  (avec comme variable explicative  $X$  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  $a$  représente la valeur de la pente de la régression et correspond à la vitesse d'évolution dans le temps. Pour une évolution de la variable temps  $X$  de 1 unité, le coefficient  $a$  donnera l'évolution de la variable  $Y$ . Dans cette étude, la régression linéaire permet d'observer des tendances sur plusieurs facteurs liés aux précipitations par saison (*cf.* section 1.2), sur différents paramètres liés aux eTLES et aux circulations atmosphériques associées, au fil des saisons, soit pour faire un constat des évolutions passées (période historique), soit pour faire de la prédiction sur les évolutions à venir (période future). La signification statistique d'une tendance est estimée par un test paramétrique de Bravais-Pearson, basé sur la significativité du coefficient de corrélation entre la variable climatique et la variable temps, dans le modèle de régression linéaire. Un deuxième test est effectué, en plus du test de Bravais-Pearson, pour vérifier la signification statistique des tendances détectées dans cette thèse : le test non paramétrique de Mann-Kendall. Les résultats obtenus avec le test de Mann-Kendall sont comparables à ceux obtenus avec le test de Bravais-Pearson. Une comparaison de la significativité des tendances sur les cumuls saisonniers de pluie de la période 1951-2013, évaluée par le test de Bravais-Pearson et par celui de Mann-Kendall, est visible en annexe 1.2.

### 1.4.3 Boîtes à moustaches

Dans cette étude, certaines figures sont représentées sous la forme de boîtes à moustaches, appelées "Box-plot" en anglais. Cet outil statistique permet de décrire de façon visuelle le profil d'une série statistique. La ligne centrale de la boîte représente la médiane (il existe autant de valeurs supérieures qu'inférieures à la médiane dans la série statistique). Les bords de la boîte correspondent au premier quartile (bord inférieur) et au troisième quartile (bord supérieur). Un quart des valeurs sont inférieures au premier quartile (trois quarts supérieures). À l'inverse, trois quarts des valeurs sont inférieures au troisième quartile (un quart supérieures). Les extrémités des moustaches sont calculées en utilisant 1,5 fois l'espace interquartile, qui correspond à la distance entre le premier et le troisième quartile. Les valeurs isolées qui se situent en dehors de la boîte à moustaches et qui sont représentées par des croix rouges sont considérées comme exceptionnelles, extrêmes.

### 1.4.4 Analyses composites

Pour mettre en avant les conditions atmosphériques associées aux très longs épisodes secs, la méthode des analyses composites est utilisée à de nombreuses reprises dans cette étude. Cette méthode est utilisée pour détecter si un signal déterminé dans un paramètre  $X$  (par exemple les eTLES) se retrouve dans un paramètre  $Y$  (par exemple la pression atmosphérique, le bilan radiatif, etc.) (Von Storch et Zwiers, 1999). Partant de là, des échantillons sont créés (les échantillons composites) contenant les valeurs prises par les différents paramètres atmosphériques, pour les jours associés aux eTLES. On calcule ensuite la valeur moyenne associée à chacun des points de grille, pour les différents échantillons. Les résultats de ces analyses composites sont présentés sous forme de cartes, utilisant le plus souvent deux types d'anomalies :

- les **anomalies désaisonnalisées** : elles permettent de faire fi des



variations saisonnières des conditions atmosphériques sur le domaine Euro-Atlantique. Ce sont les anomalies les plus utilisées dans cette thèse. Les anomalies désaisonnalisées sont calculées pour chacun des 242 jours qui composent les saisons, par rapport à la climatologie moyenne de chacun des 242 jours (dépendante de la période étudiée). Par exemple, sur la période 1957-2013, pour chacun des points de grille, on soustrait la valeur moyenne des 56 1<sup>ers</sup> septembre à chaque 1<sup>er</sup> septembre de la période étudiée pour obtenir les anomalies désaisonnalisées. On utilise le même procédé pour les 241 autres jours étudiés qui composent les saisons ;

- les **anomalies des régimes de circulation** : elles permettent d'observer les variations par rapport aux conditions moyennes de chacun des 4 régimes de circulation atmosphérique (présentés ci-après, en section 1.4.6). Ces anomalies des régimes de circulation sont calculées en soustrayant la valeur moyenne (la climatologie) du régime de circulation à chacun des jours appartenant à ce régime de circulation. Par exemple, pour obtenir les anomalies associées au régime de circulation atmosphérique n° 1, pour chacun des points de grille, on soustrait la climatologie du régime n° 1 à chacun des jours appartenant à ce régime.

Les anomalies associées aux échantillons sont ensuite testées individuellement par un test en T de Student, qui part de l'hypothèse nulle que l'anomalie moyenne détectée pour chacun des échantillons est égale à 0. La valeur prise par le T de Student indique la probabilité de rejeter par erreur l'hypothèse nulle.

## 1.4.5 Analyses multivariées

### 1.4.5.1 La classification ascendante hiérarchique (CAH)

Une classification ascendante hiérarchique (CAH) est une méthode statistique qui vise à partitionner une population en différentes classes. Pour

rassembler des individus sous forme de classes (les individus sont, par exemple, les 76 jours médians des eTLES), la CAH utilise un critère de ressemblance qui s'exprime sous la forme d'une matrice des distances (ici la distance euclidienne). Cette matrice des distances est appliquée à tous les couples d'individus. Lorsque deux individus sont identiques, la distance est nulle. À l'inverse, deux individus distincts seront caractérisés par une distance importante. La CAH va donc rassembler les individus de manière itérative, puis les individus isolés avec les classes déjà constituées, pour produire un dendrogramme. Le dendrogramme (ou arbre de classification) est un diagramme qui permet de visualiser chaque étape de l'agrégation en classe. La méthode de la CAH est régulièrement appliquée aux champs climatiques très variables dans le temps et dans l'espace, comme les précipitations (Ramos, 2001 ; Tennant et Hewitson, 2002 ; Muños-Dias et Rodrigo, 2004 ; Ullmann *et al.*, 2014). Cette méthode a pour avantage d'être hiérarchique au lieu de parvenir d'emblée à un nombre de classes fixé à l'avance (comme la méthode K-means, présentée ci-après). La CAH est appliquée aux jours médians de chacun des eTLES, pour détecter les principales configurations d'eTLES dans le bassin méditerranéen, comme évoqué précédemment.

#### 1.4.5.2 L'analyse en composante principale (ACP)

L'analyse en composantes principales (ACP) est un outil statistique régulièrement utilisé en climatologie, car il permet d'extraire le maximum d'informations d'une matrice spatio-temporelle. L'ACP permet d'obtenir les combinaisons linéaires et orthogonales d'un seul champ climatique (Moron, 2000). Réaliser une ACP revient à créer de nouvelles variables orthogonales 2 à 2 appelées composantes principales (CP), à partir des variables initiales corrélées entre elles. L'intérêt de cette méthode statistique est de permettre de ne retenir qu'un petit nombre de composantes expliquant un maximum de variance de la matrice initiale. Dans cette étude, l'ACP est la première étape dans la classification en principaux régimes de circulation atmosphérique, *via* la méthode des nuées dynamiques (ou K-means).

### 1.4.6 Classification en régimes de circulation atmosphérique

La classification en régimes de circulation atmosphérique est régulièrement utilisée, en climatologie, pour synthétiser les configurations récurrentes de circulation atmosphérique (Vautard, 1990 ; Michelangeli *et al.*, 1995 ; Plaut et Simonnet, 2001 ; Cassou *et al.*, 2004 ; Cassou et Terray, 2005 ; Ullmann et Moron, 2008 ; Ullmann *et al.*, 2014). Les différents régimes de circulation atmosphérique sont caractérisés par trois éléments : leur récurrence, la persistance de chacune des séquences et la stationnarité de la géographie barométrique qui les composent (Michelangeli *et al.*, 1995 ; Ghil et Robertson, 2002). Un régime est une circulation atmosphérique moyenne qui intègre de multiples conditions atmosphériques aux échelles plus fines. La méthode ici appliquée permet de détecter les principaux régimes de circulation atmosphérique récurrents sur le domaine Euro-Atlantique, puis d'étudier des associations préférentielles entre les régimes de circulation atmosphérique et les eTLES sur le bassin Méditerranéen.

Dans cette étude, la classification en régimes de circulation atmosphérique se concentre sur le domaine nord-atlantique/européen ( $50^{\circ}$  O à  $30^{\circ}$  E et  $20^{\circ}$  N à  $70^{\circ}$  N), domaine sur lequel la NAO, le mode dominant de la variabilité du climat dans la région nord-atlantique en hiver (Hurrell, 1995 ; Hurrell et Van Loon, 1997 ; Cassou, 2004), est la plus influente (Hurrell *et al.*, 2003). Comme Beck *et al.* (2016) le soulignent dans leur étude, le résultat d'une classification en régimes de circulation atmosphérique est influencé par la taille du domaine sur lequel la classification est effectuée. C'est pourquoi, dans cette étude, la classification est effectuée sur le domaine  $50^{\circ}$  O à  $30^{\circ}$  E et  $20^{\circ}$  N à  $70^{\circ}$  N, qui est davantage resserré sur la région nord-atlantique que le domaine sur lequel sont extraits les champs de pression atmosphérique des réanalyses NCEP-NCAR (voir section 1.3.2.1).

L'ACP est ici appliquée aux données quotidiennes de SLP, pour les 13 552 jours qui couvrent les 56 saisons sur la période 1957-2013. On utilise ici les champs bruts de SLP, et non les anomalies désaisonnalisées, car

les régimes de circulation atmosphérique sont partie intégrante des variations saisonnières des conditions atmosphériques associées aux jours étudiés. Ainsi, les cycles saisonniers des conditions atmosphériques sont conservés dans cette classification. Dans un premier temps, les données quotidiennes de SLP sont standardisées. Leurs moyennes sont alors égales à 0 et leur écart-type à 1. Cette action permet de diminuer l'échelle de dispersion du jeu de données, tout en conservant la forme des distributions conjointes. Dans un deuxième temps, les données standardisées sont pondérées par le cosinus des latitudes, afin de s'affranchir de la rotondité de la Terre. L'ACP permet de compresser la matrice initiale en 13 composantes principales, qui représentent 90 % de la variance totale. La méthode de classification des nuées dynamiques (ou K-means ; Diday et Simon, 1976) est alors appliquée aux 13 composantes principales, pour en extraire 4 classes, représentant chacune un régime de circulation atmosphérique récurrent sur le domaine Atlantico-Européen. L'algorithme utilisé dans la méthode du K-means se base sur la minimisation de la distance euclidienne au carré entre les 4 centres de gravité de départ, appelés centroïdes.

Pour s'assurer de la robustesse de la classification effectuée *via* la méthode du K-means, 500 classifications à partir de la même matrice d'origine sont 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 4 régimes de circulation atmosphérique déterminés (Michelangeli *et al.*, 1995). Le choix d'extraire 4 classes (plutôt que 3 ou 5, par exemple) résulte donc de ce test. Au final, les 13 552 jours de SLP, répartis en 56 saisons de 242 jours, sur la fenêtre 50° O à 30° E et 20° N à 70° N, sont classés en 4 régimes de circulation représentatifs du domaine Atlantico-Européen. Cette classification en régimes de circulation atmosphérique permet d'observer s'il existe un certain contrôle des 76 eTLES méditerranéens détectés sur la période 1957-2013 par les principaux régimes de circulation atmosphérique du domaine Euro-Atlantique.

Contrairement à la CAH, qui utilise une méthode hiérarchique, le K-means utilise un processus de "division" : on part d'une partition donnée

(un nombre "n" de centroïdes prédéfinis) et chacun des jours étudiés est ensuite alloué à un de ces centroïdes, en fonction de la distance euclidienne. Cette méthode, qui se base d'abord sur une ACP, est adaptée aux champs climatiques large échelle et stables, telle que la pression. La méthode du K-means est la plus utilisée dans les études qui réalisent une classification en régimes de temps (Michelangeli *et al.*, 1995; Plaut et Simonnet, 2001; Cassou *et al.*, 2004; Cassou et Terray, 2005; Ullmann et Moron, 2008; Cattiaux *et al.*, 2012; Ullmann *et al.*, 2014).

Le recensement de la durée de toutes les séquences des régimes de circulation atmosphérique est également effectué, pour observer si des courtes ou longues séquences des 4 régimes de circulation atmosphérique ont une influence préférentielle sur les eTLES. La durée d'une séquence d'un régime de circulation est matérialisée par le nombre de jours consécutifs appartenant à ce régime.

Dans le but d'appréhender l'influence des variations saisonnières des conditions atmosphériques du domaine Euro-Atlantique sur les potentiels contrôles des régimes de circulation sur les 76 eTLES méditerranéens détectés, une deuxième classification est effectuée. Cette classification se base exactement sur la même méthodologie que celle présentée ci-dessus, à cela près que cette fois-ci, l'ACP est appliquée aux données quotidiennes de SLP désaisonnalisées. Cela permet ainsi de supprimer le cycle saisonnier dans la nouvelle classification obtenue, contrairement à la classification précédente, et donc de dissocier les liens statistiques dus à une saisonnalité conjointe entre les régimes de circulations atmosphérique et les eTLES des réels liens climatiques entre ces deux variables. Les 13 552 jours de SLP désaisonnalisés sont également classés en 4 régimes de circulation représentatifs du domaine Atlantico-Européen.

### 1.4.7 Le V de Cramer

Pour mesurer l'association préférentielle entre les 4 principales configurations d'eTLES sur le bassin méditerranéen et les 4 principaux régimes de

circulation atmosphérique Euro-Atlantique, la valeur du  $V$  de Cramer est calculée (une valeur du  $V$  de Cramer pour chacune des 16 combinaisons possibles). Le  $V$  de Cramer est une amélioration du test du Khi-2 (qui permet de tester l'indépendance entre deux variables quantitatives discrètes ou qualitatives), et permet, au-delà de vérifier la présence ou non d'un lien statistique entre deux variables discrètes, de mesurer l'intensité du lien entre les deux variables en question (Cramér, 1999). Le  $V$  de Cramer se base sur un tableau de contingence, qui permet de répartir un effectif selon deux variables (une en ligne et une en colonne) découpées en modalités. Ici, l'effectif correspond aux jours étudiés, et les variables sont les régimes de circulation et les configurations d'eTLES, les modalités sont les 4 régimes et les 4 configurations. La valeur du  $V$  de Cramer s'obtient grâce à l'équation suivante :

$$V = \sqrt{\frac{\chi^2}{\chi_{max}^2}} = \sqrt{\frac{\chi^2}{n [\min(l, c) - 1]}} \quad (1.9)$$

où  $\chi^2$  est le test statistique du Khi-2,  $n$  la taille du tableau,  $l$  et  $c$  le nombre de configurations d'eTLES et le nombre de régimes de circulation atmosphérique. Une valeur du  $V$  de Cramer supérieure à 0.05 indique, de façon graduelle, un lien de plus en plus fort entre les deux variables (faible entre 0,05 et 0,2 et modéré à fort au-dessus de 0,2). En revanche, une valeur du  $V$  de Cramer inférieure à 0,05 indique une absence de lien statistique entre les deux variables.

### 1.4.8 Diagramme de Taylor

Les diagrammes de Taylor (Taylor, 2001) sont particulièrement utilisés dans l'évaluation des modèles de climat, car ils sont une manière graphique de rendre compte de la capacité des modèles à reproduire des classes observées dans la réalité. L'outil graphique du diagramme de Taylor est utilisé dans cette étude pour mesurer la capacité des modèles climatique à simuler de façon robuste les régimes de circulation atmosphérique observés. La si-

militude entre deux mêmes régimes (l'un issu d'un modèle CMPI5 et l'autre des NCEP-NCAR) est quantifiée en termes de corrélation spatiale, de variabilité de la SLP propre à chaque composite (écart-type, en hPa) et d'erreur quadratique moyenne (les biais du régime simulé par rapport au régime observé, en valeur absolue d'hPa).

## 1.5 Synthèse du chapitre 1

- Le terme "**bassin méditerranéen**" désigne le domaine d'étude de cette thèse, qui a pour limites, dans le cas présent : 10° O à 40° E et de 28° N à 46° N.
- Le terme "**saisons**" est désormais employé pour désigner les saisons humides sur lesquelles se basent les travaux de cette thèse, couvrant les mois de septembre à avril.
- Sont désignés comme "**eTLES**" (**événements de très longs épisodes secs**) les épisodes secs les plus longs qui ont une certaine cohérence spatiale et temporelle à l'échelle du bassin méditerranéen. Ils sont détectés une fois la méthode de la fenêtre glissante appliquée.
- Sont désignés comme "**jours d'eTLES**" tous les jours affectés par un eTLES.
- Deux types d'anomalies sont utilisées dans cette thèse : les **anomalies désaisonnalisées** (qui permettent de faire fi des variations saisonnières des conditions atmosphériques sur le domaine Euro-Atlantique) et les **anomalies des régimes de circulation** (qui permettent d'observer les variations par rapport aux conditions moyennes de chacun des 4 régimes de circulation atmosphérique).
- Au cours de cette thèse, différentes périodes de référence contemporaines sont utilisées : 1979-2013 dans le chapitre 2 ; 1979-2009 dans le chapitre 3 ; 1971-2005 dans le chapitre 4. Cette diversité est principalement due aux différentes disponibilités des jeux de données étudiés.



## Chapitre 2

# Événements de très longs épisodes secs hivernaux sur le bassin méditerranéen : variabilité spatio-temporelle et conditions atmosphériques (1957-2013)

En guise de préambule au 2<sup>ème</sup> chapitre, les caractéristiques spatio-temporelles de 5 types d'épisodes secs sont présentées : les très courts, les courts, les moyens, les longs et les très longs. La détection de ces différents types d'épisodes secs est le point de départ de l'étude des événements de très longs épisodes secs (eTLES), événements les plus rares mais surtout les plus impactants. Le travail se focalise ensuite pleinement et uniquement sur les eTLES. Dans un premier temps, les 76 eTLES sont appréhendés à travers différentes caractéristiques spatio-temporelles. Dans un second temps, une classification des événements permet de rassembler les eTLES en 4 configurations récurrentes et redondantes à l'échelle du bassin méditerranéen. Les conditions atmosphériques associées aux événements d'eTLES, agissants à

différentes échelles spatio-temporelles (des conditions atmosphériques régionales/locales aux régimes de circulation du domaine Euro-Atlantique) sont ensuite présentées.

Une grande partie des résultats présentés dans ce chapitre 2 font l'objet d'une publication scientifique dans la revue *Climate Dynamics* : Florian Raymond, Albin Ullmann, Pierre Camberlin, Boutheina Oueslati et Philippe Drobinski (2017), *Atmospheric conditions and weather regimes associated with extreme winter dry spells over the Mediterranean basin*, *Climate Dynamics*, first online published 8 september 2017, DOI : 10.1007/s00382-017-3884-6.

## 2.1 Les différents types d'épisodes secs en Méditerranée

Cette section présente les caractéristiques et les variations spatio-temporelles des différents types d'épisodes secs détectés sur la période 1957-2013, à partir des centiles (centile 20, 40, 60 et 80) calculés sur les durées uniques des épisodes secs détectés sur la période de référence 1979-2013. Dans cette section, les épisodes secs sont abordés à l'échelle des points de grille (*cf.* section 1.4.1.1).

### 2.1.1 Caractéristiques des différents types d'épisodes secs

La figure 2.1 présente les valeurs des 4 centiles calculés sur les durées uniques des épisodes secs détectés au cours des 34 saisons de la période de référence 1979-2013. Ces 4 centiles servent ensuite à détecter les différents types d'épisodes secs sur la période d'étude couvrant les années 1957 à 2013.

Le centile 20, qui permet de dissocier les très courts épisodes secs (TCES) des courts épisodes secs (CES), est compris entre 5 et 10 jours secs consé-

cutifs pour la grande majorité du bassin méditerranéen, sauf pour certains secteurs de la Péninsule Ibérique, du Maghreb, du nord de l'Italie, de l'Anatolie (figure 2.1a). Le Levant montre des valeurs de centile 20 comprises entre 10 et 15 jours secs consécutifs, allant même jusqu'à 20 jours secs consécutifs à l'extrême sud.

Le centile 40, qui permet de dissocier les CES des épisodes secs moyens (ESM), est compris entre 10 et 15 jours secs consécutifs pour l'extrême nord de la Péninsule Ibérique, la majorité de la France, l'Italie et la moitié ouest des Balkans (figure 2.1b). Sur la moitié est des Balkans, les valeurs du centile 40 sont comprises entre 15 et 20 jours secs consécutifs. Pour la majorité de la Péninsule Ibérique, le Maghreb, le nord de l'Italie et l'Anatolie, les valeurs du centile 40 sont comprises entre 15 et 25 jours secs consécutifs. Une fois de plus, le Levant se démarque, avec des valeurs du centile 40 comprises entre 15 et 20 jours secs consécutifs (nord du Levant), et jusqu'à 45 jours secs consécutifs (extrême sud du Levant).

Comme pour le centile 40, le centile 60, qui permet de dissocier les ESM des longs épisodes secs (LES), présente les valeurs les plus faibles sur l'extrême nord de la Péninsule Ibérique, en France, sur la majorité de l'Italie et sur la moitié ouest des Balkans, avec des valeurs comprises entre 15 et 25 jours secs consécutifs (figure 2.1c). Le Maghreb, la majorité de la Péninsule Ibérique, le nord de l'Italie, la moitié est des Balkans et l'Anatolie affichent des valeurs du centile 60 comprises entre 20 et 35 jours secs consécutifs, alors que le Levant montre des valeurs du centile 60 atteignant jusqu'à 65 jours secs consécutifs à l'extrême sud. La figure 2.1d indique les valeurs du centile 80, qui permet de dissocier les LES des très longs épisodes secs (TLES).

Pour chacun des points de grille, la valeur du centile 80 semble dépendre du ratio de jours de pluie par saison, présenté dans le premier chapitre de la thèse (*cf.* section 1.2.1.2). C'est aussi vrai pour les centiles 20, 40 et 60, mais c'est encore plus marqué pour les centiles 80. Les secteurs qui sont les plus régulièrement exposés à des jours de précipitations montrent une valeur du centile 80 comprise entre 20 et 40 jours secs consécutifs. Il s'agit du nord de

la Péninsule Ibérique, de la France, de la majorité de l'Italie et de la côte ouest des Balkans (figure 2.1d). À l'inverse, les secteurs les moins exposés à des jours de pluie affichent des valeurs du centile 80 plus élevées, comprises entre 40 et 60 jours secs consécutifs. Il s'agit de la moitié sud de la Péninsule Ibérique, du Maghreb (nord du Maroc et nord-ouest de l'Algérie) et du nord de l'Italie. Le Levant, sous-région méditerranéenne où les précipitations sont peu fréquentes (taux de jours de pluie maximum par saison proche de 15 %), présente des valeurs du centile 80 bien supérieures au reste du bassin Méditerranéen, comprises entre 50 et jusqu'à 100 jours secs consécutifs. Les secteurs les plus régulièrement soumis à des jours de pluie montrent les valeurs de centile les plus faibles, car les séquences sèches sont, de fait, en moyenne moins longues que celles des secteurs moins fréquemment soumis à des jours de pluie.

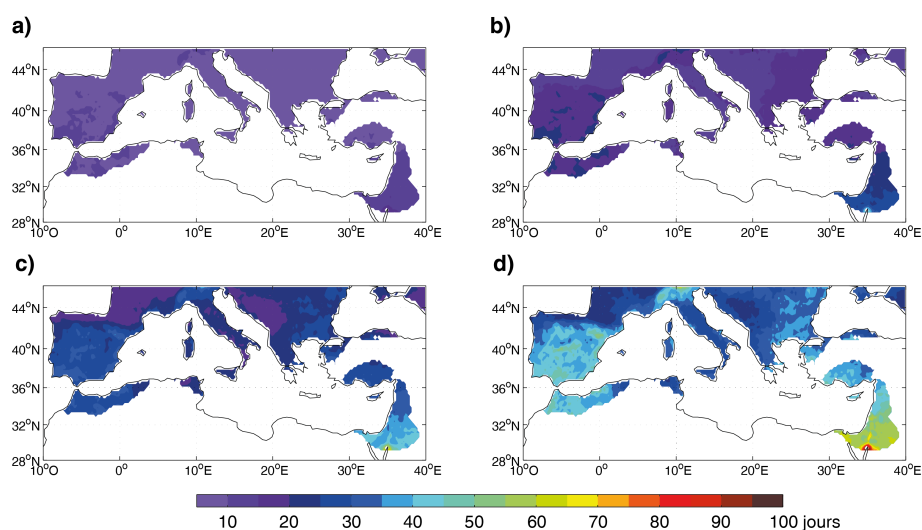


FIGURE 2.1 – Les valeurs a) du centile 20, b) du centile 40, c) du centile 60 et d) du centile 80 (en nombre de jours secs consécutifs, seuil de 1 mm), pour chacun des 4 343 points de grille E-OBS étudiés, calculés sur les durées uniques des épisodes secs détectés sur les 34 saisons (septembre à avril) de la période 1979-2013. En blanc, tous les points de grille E-OBS qui n'ont pas de données de précipitations.

Grâce aux 4 centiles calculés dans la période de référence 1979-2013, 5 types d'épisodes secs sont détectés sur la période 1957-2013, par point de grille : les TCES, les CES, les ESM, les LES et les TLES. La figure 2.2 montre, par point de grille, la part représentée par chacun des 5 types

d'épisodes secs sur l'ensemble des épisodes secs détectés pour les 56 saisons étudiées sur la période contemporaine.

Comme il avait déjà été évoqué dans le chapitre 1, les TCES représentent la grande majorité des épisodes secs détectés. Sur la quasi-totalité du bassin méditerranéen, les TCES représentent entre 65 % et 85 % des épisodes secs détectés (figure 2.2a). Seul le sud du Levant affiche une part moins importante prise par les TCES, qui représente entre 40 % et 75 % de l'ensemble des épisodes secs. Les TCES, qui sont les plus nombreux en termes de récurrence, sont en revanche les moins impactants, car lorsqu'ils se produisent, pour la grande majorité du bassin méditerranéen, ils ne dépassent pas 10 jours secs consécutifs (comme vu précédemment avec les valeurs du centile 20).

Les CES sont les deuxièmes types d'épisodes secs les plus fréquents dans le bassin méditerranéen (après les TCES). D'une durée généralement comprise entre 5 et 25 jours secs consécutifs (entre le centile 20 et le centile 40, voir précédemment), les CES représentent entre 10 % et 24 % de l'ensemble des épisodes secs (figure 2.2b).

D'une durée généralement comprise entre 10 et 35 jours secs consécutifs (entre le centile 40 et le centile 60, voir précédemment), les ESM représentent entre 2 % et 12 % de l'ensemble des épisodes secs (figure 2.2c).

D'une durée généralement comprise entre 15 et 60 jours secs consécutifs (entre le centile 60 et le centile 80, voir précédemment), les LES représentent entre 0,01 % et 4 % de l'ensemble des épisodes secs (figure 2.2d).

D'une durée minimale de 20 jours secs consécutifs, les TLES représentent moins de 2 % du nombre total d'épisodes secs détectés, pour la quasi-totalité du bassin méditerranéen (figure 2.2e). Cependant, les TLES représentent jusqu'à 10 % des épisodes secs détectés sur l'extrême sud du Levant, car c'est une région où les précipitations sont concentrées sur une période restreinte (*cf.* section 1.1), favorisant les longues séquences sans pluie en début et en fin de saison. La figure 2.2e montre à quel point ces TLES sont des phénomènes climatiques rares, en termes d'occurrence, car ils ne représentent

qu'une part minime de l'ensemble des épisodes secs. En revanche, comme il a été vu précédemment (valeurs du centile 80), lorsqu'ils se produisent, les TLES représentent au minimum 20 jours secs consécutifs en France et sur l'ouest des Balkans, au minimum 25 jours secs consécutifs au Maghreb, en Péninsule Ibérique, en Italie, sur la moitié ouest des Balkans et en Anatolie, au minimum 35 jours secs consécutifs au nord du Levant et au moins 50 jours au sud du Levant. Les jours associés aux TLES représentent jusqu'à 15 % des jours secs totaux sur la majorité du bassin méditerranéen, et même jusqu'à 30 % des jours secs à l'extrême sud du Levant (*cf.* annexe 2.1). Les épisodes secs les plus longs sont les plus impactants sur la ressource en eau notamment, car lorsqu'ils se produisent, ils privent de pluie sur une longue durée les secteurs concernés.

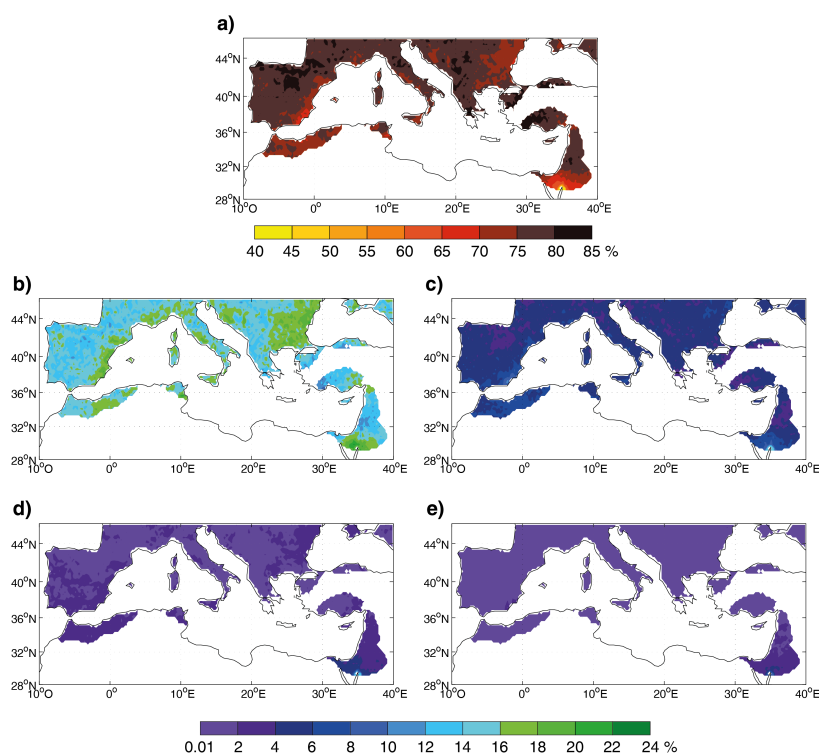


FIGURE 2.2 – Part des a) TCES, b) CES, c) ESM, d) LES et e) TLES sur l'ensemble des épisodes secs détectés, par point de grille, sur les 56 saisons (septembre à avril) de la période 1957-2013 grâce aux données des précipitations quotidiennes cumulées de la grille E-OBS. La légende ayant des valeurs comprises entre 40 % et 85 % concerne le panel a), la légende ayant des valeurs comprises entre 0,01 % et 24 % concerne les panels b),c),d) et e). En blanc, tous les points de grille E-OBS qui n'ont pas de données de précipitations.

La figure 2.2 montre que la méthode utilisée, basée sur les centiles calculés sur les durées uniques des épisodes secs détectés pour la période 1979-2013, permet de réellement dissocier les épisodes secs les plus longs, qui sont les plus rares, des autres épisodes secs, moins rares, moins longs et donc moins impactants. Ainsi, si les différents centiles avaient été calculés sur la distribution des durées de tous les épisodes secs détectés, la typologie des épisodes secs aurait été bien différente de celle-ci. En effet, les TCES auraient eu une durée de 1 jour sec, car le centile 20 aurait eu une valeur de "1" pour la quasi-totalité du bassin méditerranéen. Les jours sans pluie isolés sont de loin les plus nombreux, comme observé dans le chapitre 1 avec l'exemple des épisodes secs du point de grille n° 8 977 en Grèce. Les TLES, censés être les plus longs et les plus rares, auraient été d'une durée minimale comprise entre 6 et 14 jours secs consécutifs pour la majorité du bassin méditerranéen (*cf.* annexe 2.2). Cela n'aurait finalement pas permis de détecter les épisodes secs réellement les plus longs, qui sont les plus rares et les plus impactants, comme souhaité dans cette thèse.

### 2.1.2 Variations spatio-temporelles des différents types d'épisodes secs

À l'échelle de l'ensemble du bassin méditerranéen, les TCES sont les seuls types d'épisodes secs qui semblent avoir légèrement diminué, en termes de nombre d'épisodes par saison, au cours de la période 1957-2013. La figure 2.3a montre que la droite de régression linéaire qui accompagne le nombre total de TCES détectés pour l'ensemble des points de grille étudiés par saison décroît légèrement, avec environ -55,2 TCES par saison pour l'ensemble du bassin méditerranéen (soit environ -3 091 TCES en 56 saisons). À l'inverse, le nombre total de CES (figure 2.3b), d'ESM (figure 2.3c), de LES (figure 2.3d) et de TLES (figure 2.3e) semble légèrement augmenter sur le bassin méditerranéen au cours de la période 1957-2013, avec environ +14,4 CES détectés par saison (soit environ +806 CES en 56 saisons), +6,4 ESM détectés par saison (soit environ +358 ESM en 56 saisons), +3,4 LES détectés par saison (soit environ +190 LES en 56 saisons)

2 CHAPITRE 2 - Événements de très longs épisodes secs hivernaux sur le bassin méditerranéen : variabilité spatio-temporelle et conditions atmosphériques (1957-2013)

et +1,8 TLES détectés par saison (soit environ +100 TLES en 56 saisons). Cependant, aucun de ces résultats n'est significatif (seuil de confiance de 0.05 du test de Bravais-Pearson).

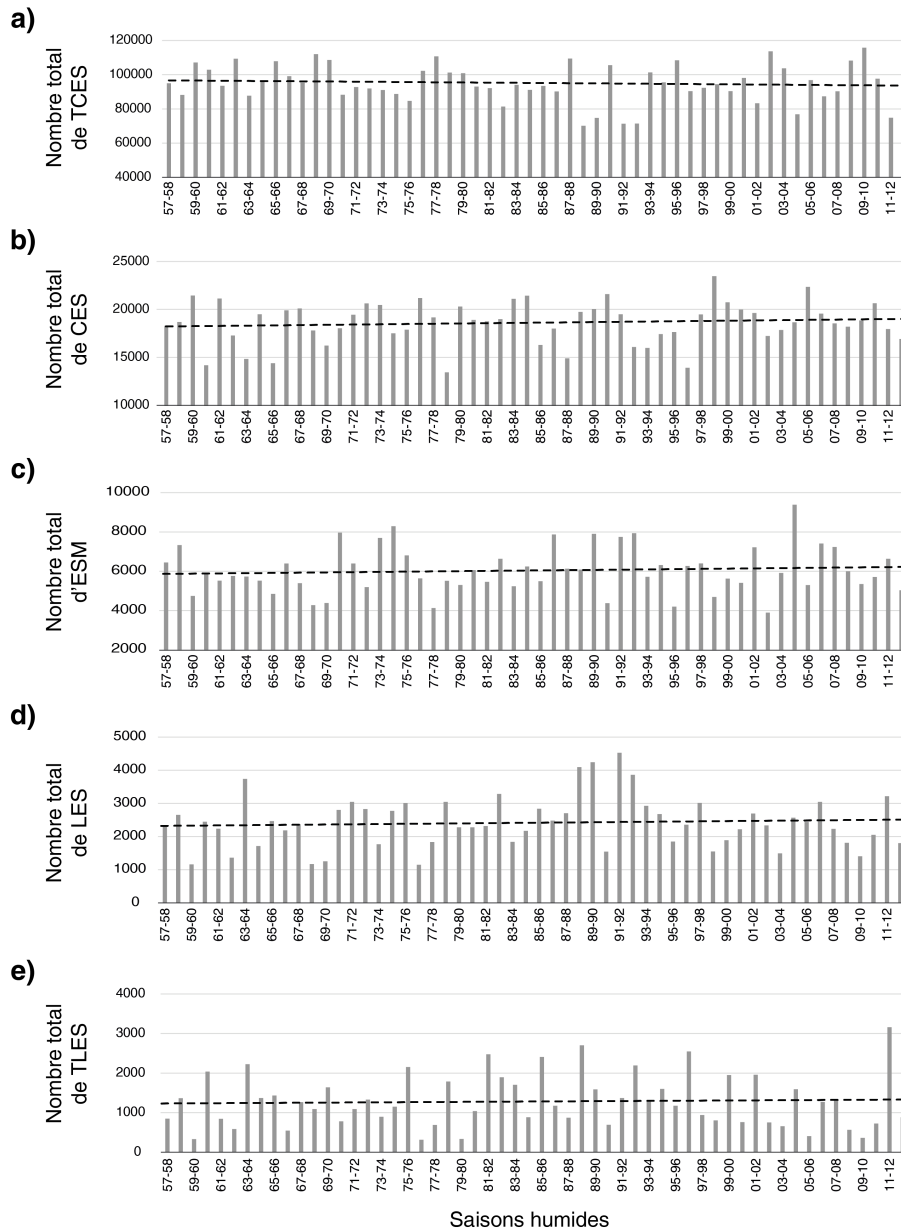


FIGURE 2.3 – Nombre de a) TCES, b) CES, c) ESM, d) LES et e) TLES par saisons (septembre à avril) pour la totalité des points de grille étudiés sur le bassin méditerranéen, pour chacune des 56 saisons de la période 1957-2013. Les droites de régression linéaire sont renseignées en pointillés, dont les équations sont : (TCES)  $Y = -55,227 x + 96\ 694$  (coefficient de corrélation de 0,08) ; (CES)  $Y = 14,366 x + 18\ 200$  (coefficient de corrélation de 0,11) ; (ESM)  $Y = 6,4494 x + 5\ 856,7$  (coefficient de corrélation de 0,09) ; (LES)  $Y = 3,4267 x + 2\ 319,2$  (coefficient de corrélation de 0,07) ; (TLES)  $Y = 1,7783 x + 1\ 233,6$  (coefficient de corrélation de 0,04).



La figure 2.4 permet de spatialiser, sur l'ensemble du bassin méditerranéen (par point de grille), les tendances précédemment observées. Sur la période 1957-2013, les TCES ont tendance à diminuer de manière significative au nord-ouest du secteur algérien couvert par le jeu de donnée E-OBS (jusqu'à -0,2 TCES par saison), à l'est et au nord-est de la Péninsule Ibérique et au sud-ouest des côtes méditerranéennes françaises (jusqu'à -0,25 TCES par saison), sur un petit secteur du nord de l'Italie (jusqu'à -0,15 TCES par saison), à l'extrême sud des Balkans (jusqu'à -0,15 TCES par saison) et au nord de l'Anatolie (jusqu'à -0,2 TCES par saison ; seuil de confiance de 0.05 du test de Bravais-Pearson ; figure 2.4a). À l'inverse, les TCES semblent augmenter de façon significative au nord-ouest de la Péninsule Ibérique (jusqu'à +0,15 TCES par saison) et au centre des Balkans (jusqu'à +0,25 TCES par saison). Sur la période 1957-2013, les CES augmentent de manière significative au centre du bassin méditerranéen (jusqu'à +0,1 épisodes par saison en Tunisie, en Italie et au nord-ouest des Balkans ; figure 2.4b), les ESM augmentent de façon significative sur le sud de la France et au centre du Levant (jusqu'à +0,05 épisodes par saison ; figure 2.4c), les LES augmentent de manière significative au sud du Levant (jusqu'à +0,1 épisodes par saison ; figure 2.4d) et les TLES semblent augmenter de façon significative au nord de l'Anatolie (jusqu'à +0,1 épisodes par saison ; figure 2.4e).

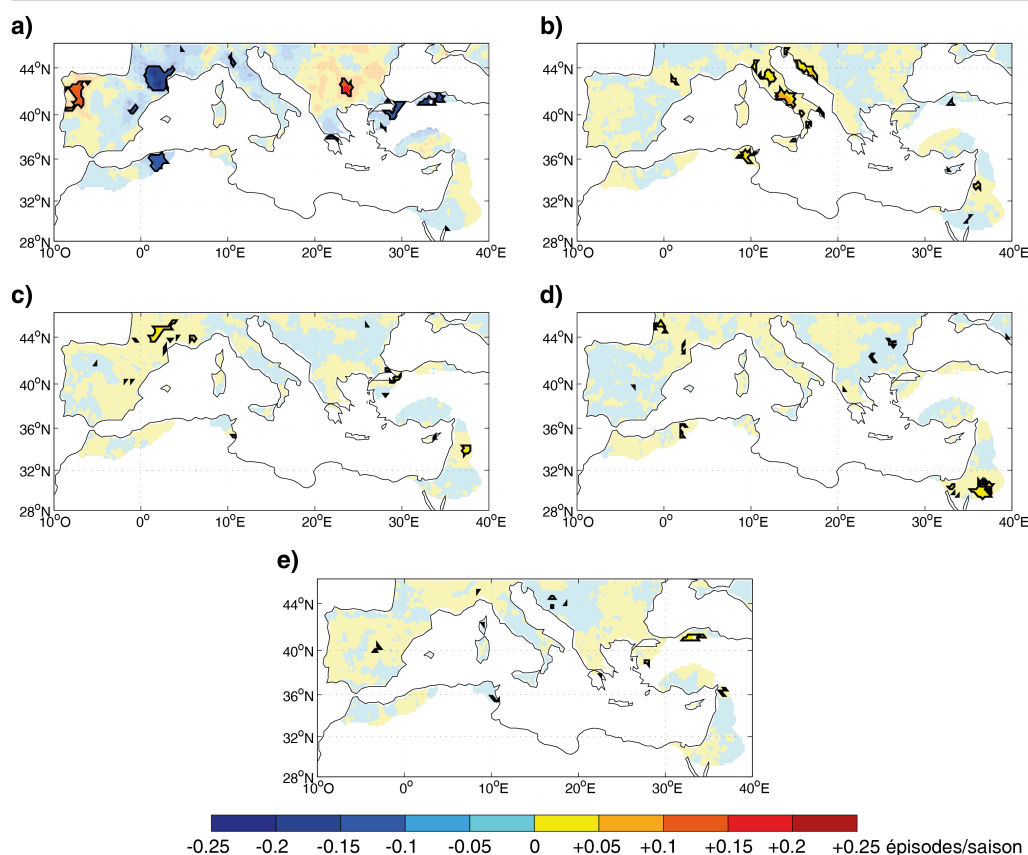


FIGURE 2.4 – Tendances sur le nombre de a) TCES, b) CES, c) ESM, d) LES et e) TLES, par saison (septembre à avril) et par point de grille, pour la période 1957-2013 (en % par saison). En blanc, tous les points de grille E-OBS qui n'ont pas de données de précipitations.

Les TCES sont le seul type d'épisodes secs à observer des diminutions significatives au cours la période 1957-2013, en termes de nombre d'épisodes par saison. Plus globalement, par saison, les TCES ont davantage tendance à diminuer qu'à augmenter, que ce soit de manière significative ou non. Cela explique pourquoi la tendance du nombre de TLES est à la baisse à l'échelle globale du bassin méditerranéen, sur la période 1957-2013, comme il a été montré précédemment. À l'inverse, lorsqu'elles sont significatives, les tendances des 4 autres types d'épisodes secs montrent des augmentations du nombre d'épisodes. Cela explique alors les légères tendances à l'augmentation globale du nombre de CES, ESM, LES et TLES sur le bassin méditerranéen, comme montré précédemment.

Il semble donc qu'entre 1957 et 2013, les épisodes secs les plus courts

(TCES) ont été de moins en moins fréquents, au détriment des épisodes secs plus longs (CES, ESM, LES et TLES). Ces observations sont le résultat, entre autres, d'une diminution moyenne quasi-généralisée de l'occurrence des jours de pluie par saison depuis l'année 1951 dans le bassin méditerranéen, comme il a été montré précédemment dans le chapitre 1 (section 1.2). Logiquement, moins il y a de jours de pluie, plus les séquences sèches vont durer longtemps sur le bassin méditerranéen, comme observé ci-dessus.

## **2.2 Les événements de très longs épisodes secs sur le bassin méditerranéen**

Cette thèse se concentre désormais uniquement sur les séquences sèches les plus longues : les événements de très longs épisodes secs (eTLES). Les impacts associés aux eTLES ne sont pas proportionnels à leur fréquence. Bien qu'ils ne représentent qu'une part infime des épisodes secs, les eTLES, lorsqu'ils se produisent, perdurent durant plusieurs dizaines de jours secs consécutifs. Les secteurs concernés sont alors exposés à de nombreux risques socio-économiques et environnementaux, souvent dépendant de leur vulnérabilité face à l'aléa "eTLES".

### **2.2.1 Les 76 événements de très longs épisodes secs détectés**

Dans la suite de ce chapitre 2, lorsqu'on parle d'eTLES, sont considérés uniquement les 76 événements ayant une cohérence spatiale et temporelle, c'est-à-dire les épisodes détectés une fois la fenêtre glissante appliquée (*cf.* section 1.4.1.2). Les 76 eTLES détectés sur les 56 saisons de la période 1957-2013 concernent 4 423 jours sur les 13 552 jours étudiés (soit 33,1 %). Les données situées en Tunisie, bien que validées, sont ici absentes, car la fenêtre glissante n'a pas permis de détecter le moindre eTLES spatialement cohérent dans cette région du bassin méditerranéen. Comme évoqué dans le

chapitre 1, parmi les 76 eTLES détectés, 20 sont caractérisés comme étant complexes. Au premier abord, chacun de ces 20 eTLES complexes étaient respectivement considérés comme étant "multiple", avec l'idée que plusieurs eTLES se produisaient en même temps, sur des périodes partiellement distinctes et des secteurs différents. Après vérifications des circulations atmosphériques associées à chacun des 20 eTLES complexes, il s'avère finalement que chacun des 20 eTLES complexes est respectivement considéré comme étant un seul et même événement (voir section 2.3.1.1).

Le premier eTLES détecté commence le 1<sup>er</sup> septembre 1957 dans le sud du Levant. Le dernier eTLES détecté se termine le 24 octobre 2012 au sud de l'Anatolie et au Levant. Les saisons 1994-1995 et 2001-2002 sont toutes deux affectées par 3 eTLES, soit le nombre d'événements le plus élevé dans une seule saison (pour un total de respectivement 142 jours et 150 jours d'eTLES). En revanche, la saison la plus impactée, en termes de nombre de jours d'eTLES, est la saison 1999-2000, avec deux événements simples répartis au total sur 167 jours (soit environ 69 % des jours de la saison). Sur ces 167 jours, le premier événement dure 89 jours, entre le 1<sup>er</sup> septembre et le 28 novembre 1999, et concerne le Levant. Le deuxième événement s'étale sur 78 jours, entre le 14 janvier et le 1 avril 2000, et concerne la Péninsule Ibérique et le Maghreb.

La figure 2.5 met en avant les paramètres de centralité et la variabilité des 76 eTLES précédemment détectés sur la période 1957-2013, en termes de durée et d'extension spatiale moyenne des événements. La durée moyenne des 76 eTLES est de 58,2 jours (la médiane est de 57,5 jours). On voit cependant qu'en termes de durée, la variabilité entre les 76 eTLES est importante. L'eTLES le plus court, considéré comme simple (un seul secteur concerné), s'étale sur 23 jours (du 29 novembre au 21 décembre 2001) et couvre le nord de la Péninsule Ibérique et le sud-ouest de la France (figure 2.5a). L'eTLES le plus long, considéré comme complexe, se déroule sur 136 jours consécutifs, affectant premièrement l'Anatolie et les Balkans sur 97 jours consécutifs (du 1<sup>er</sup> septembre au 6 décembre 2011) ainsi que la Péninsule Ibérique et le Maghreb sur une première période de 51 jours (du 2 septembre au 22 octobre 2011), puis durant une deuxième période de 43

jours (du 3 décembre 2011 au 14 janvier 2012).

L'extension spatiale moyenne des 76 eTLES est d'environ 377 000 km<sup>2</sup> (soit, pour comparer, plus que la surface de l'Italie, qui couvre quelques 300 000 km<sup>2</sup>), et la médiane est d'environ 326 000 km<sup>2</sup> (figure 2.5b). Comme pour la durée, l'extension spatiale moyenne est très variable entre les 76 eTLES. L'événement qui a l'extension spatiale moyenne la plus petite, de 103 500 km<sup>2</sup> (soit, pour comparer, un peu plus que la surface du Portugal, qui couvre quelques 92 000 km<sup>2</sup>), affecte le nord du Maroc du 1<sup>er</sup> septembre au 17 octobre 1982 (durant 47 jours). À l'inverse, l'eTLES ayant l'extension moyenne la plus importante, d'environ 891 900 km<sup>2</sup> (pour comparer, approximativement les surfaces de la Péninsule Ibérique et de l'Italie réunies, qui couvrent à elles deux quelques 880 000 km<sup>2</sup>), est un événement complexe, qui affecte dans un premier temps les Balkans et l'Italie (du 13 janvier au 13 février 1997, soit 32 jours) puis le Maghreb, la Péninsule Ibérique et le sud de la France (du 24 janvier au 18 avril 1997, soit 85 jours).

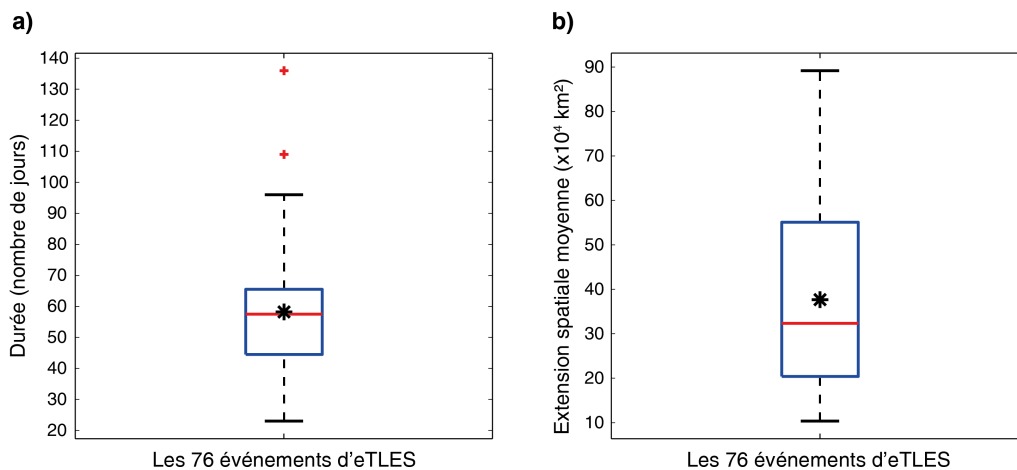


FIGURE 2.5 – Boîtes à moustaches de a) la durée (en nombre de jours) et de b) l'extension spatiale moyenne (en km<sup>2</sup>) des 76 eTLES détectés sur 56 saisons (septembre à avril) de la période 1957-2013. Les différents éléments d'une boîte à moustaches sont détaillés dans le chapitre 1 (en section 1.4.3). Les étoiles noires correspondent aux moyennes.

La figure 2.6 permet de localiser les secteurs du bassin méditerranéen les moins/plus touchés par les 76 eTLES, en termes de pourcentage de jours d'eTLES, par rapport aux 13 552 jours étudiés de la période contemporaine.

Ici, le ratio se fait à l'échelle de chacun des points de grille étant affecté par au moins un eTLES. Le secteur le moins concerné par les eTLES se situe au centre-nord du bassin (France et Italie). Moins de 3 % des 13 552 jours sont affectés par des eTLES sur ce secteur du bassin méditerranéen (soit moins de 400 jours d'eTLES sur la période 1957-2013). À l'inverse, le Levant est la sous-région la plus touchée par les eTLES, avec jusqu'à 13 % des jours étudiés concernés par des eTLES (soit jusqu'à 1 760 jours d'eTLES sur la période 1957-2013). La grande moitié sud de la Péninsule Ibérique et le Maghreb sont également fortement affectés par les eTLES, avec jusqu'à 9% des jours étudiés concernés par des eTLES (soit jusqu'à 1 220 jours d'eTLES).

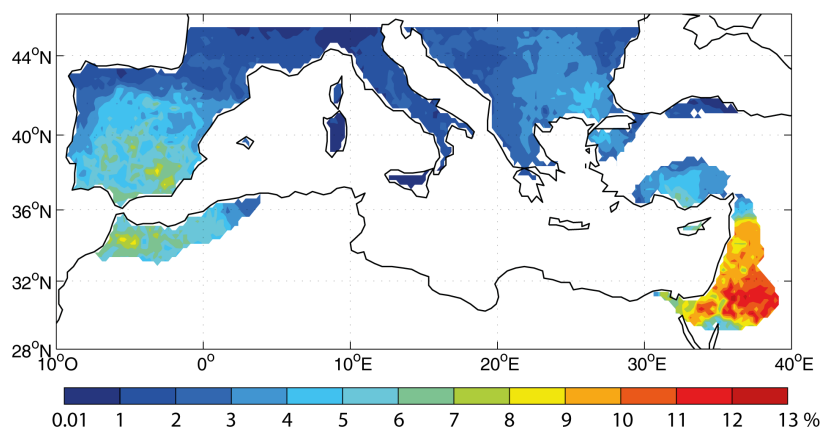


FIGURE 2.6 – Ratio (en %), par point de grille, des jours d'eTLES par rapport à l'ensemble des 13 552 jours étudiés (56 saisons couvrant les mois de septembre à avril) sur la période 1957-2013. En blanc, les points de grille n'étant concernés par aucun des 76 eTLES, ou n'ayant pas de données de précipitations.

## 2.2.2 Configurations récurrentes des événements de très longs épisodes secs

Cette sous-partie propose d'appréhender les principales configurations spatiales récurrentes des eTLES à l'échelle du bassin méditerranéen. Une Classification Ascendante Hiérarchique est appliquée aux 76 jours médians des eTLES (jours représentatifs de l'extension spatiale maximale des événements) et permet de les regrouper en 4 classes.

### **2.2.2.1 Les 4 configurations spatiales des événements de très longs épisodes secs**

La Figure 2.7 met en avant les 4 configurations d'eTLES. La première configuration, appelée "Nord-Est" (N-E), regroupe 11 événements centrés sur les Balkans, dont 6 sont considérés comme complexes, car ils affectent les Balkans mais également d'autres secteurs distincts sur le bassin méditerranéen (figure 2.7a). La seconde configuration, appelée "Ouest" (O), regroupe 15 événements centrés sur la Péninsule Ibérique, dont 1 complexe (figure 2.7b). La troisième configuration, appelée "événements Dispersés & Restreints" (D&R), rassemble 25 événements répartis sur l'ensemble du bassin méditerranéen, dont 3 complexes (figure 2.7c). La quatrième et dernière configuration, appelée "Sud-Est" (S-E), regroupe 25 événements centrés sur le Levant (figure 2.7b). Parmi les 25 eTLES regroupés dans la configuration Sud-Est, 10 sont considérés comme complexes, car ils affectent secondairement, en plus du Levant, la partie ouest du bassin méditerranéen (Péninsule Ibérique et Maghreb). La géographie des eTLES à l'échelle du bassin méditerranéen, présentée au travers de ses configurations spatiales les plus récurrentes, est fortement contrainte par la disponibilité des données traitées. L'absence de toute structure récurrente en rive sud de la Méditerranée est surtout le reflet de l'insuffisance des données sur ce secteur méditerranéen, plutôt qu'une réalité climatique.

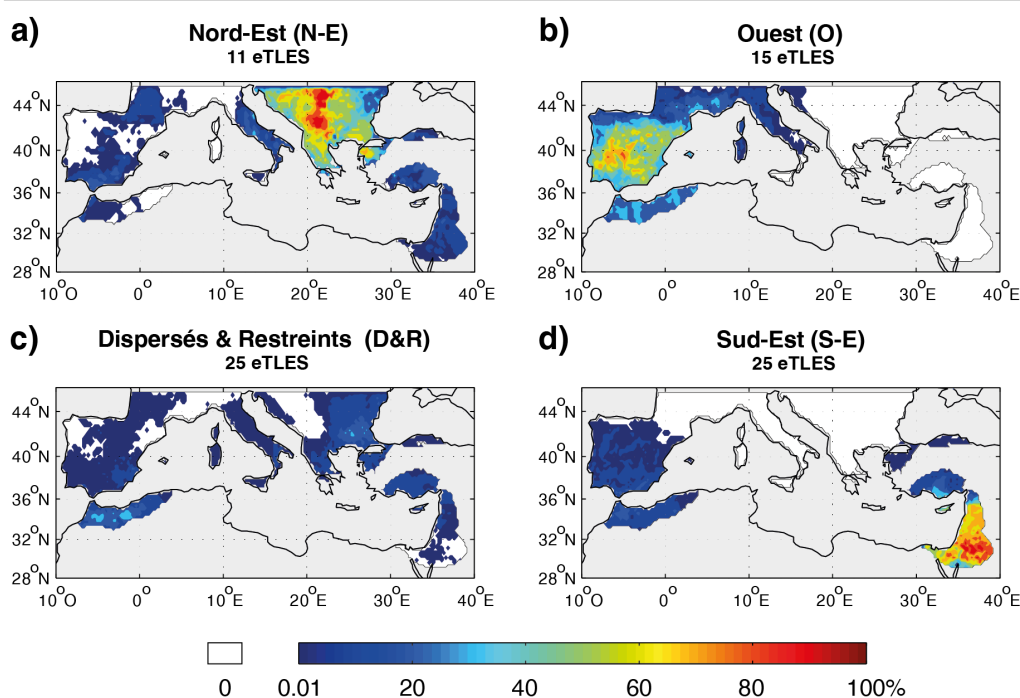


FIGURE 2.7 – Les 4 principales configurations récurrentes d'eTLES à l'échelle du bassin méditerranéen, pour les 56 saisons (septembre à avril) couvrant la période 1957 à 2013 : a) "Nord-Est" (N-E), b) "Ouest" (O), c) "Dispersés & Restreints" (D&R) et d) "Sud-Est" (S-E). Pour chacune des 4 classes, la palette de couleurs indique le pourcentage d'eTLES affectant chacun des points de grille. Un pourcentage de 100 % indique que tous les eTLES regroupés dans la classe concernée affectent le point de grille en question. En gris, les points de grille n'étant touchés par aucun des 76 eTLES, ou n'ayant pas de données de précipitations.

### 2.2.2.2 Caractéristiques spatio-temporelles des 4 configurations d'événements de très longs épisodes secs

Pour la période 1957-2013, aucune tendance n'est détecté sur le nombre d'eTLES par saison, car le nombre d'événements est bien trop faible (entre 0 et 3 événements par saison). Observer une tendance sur le nombre d'eTLES par saison n'a pas de sens, car ce sont des événements rares et extrêmement variables, en termes de durée (entre 23 et 136 jours dans cette étude). Il est donc plus intéressant de se focaliser sur le nombre de jours d'eTLES par saison, plutôt que sur le nombre d'événements par saison.

La figure 2.8 montre la fréquence des eTLES pour chacune des 56 saisons



couvrant la période 1957-2013, décrite par le nombre de jours d'eTLES, selon les 4 configurations précédemment détectées. À l'échelle du bassin méditerranéen, une légère augmentation du nombre de jours d'eTLES par saison est observée au cours de la période 1957-2013, mais cette observation n'est statistiquement pas significative. Aucune des 4 configurations d'eTLES ne présente de tendance significative sur le nombre de jours d'eTLES entre 1957 et 2013. Parmi les 56 saisons, 6 sont vierges d'eTLES : 1959-1960, 1976-1977, 1979-1980, 2002-2003, 2005-2006 et 2009-2010. Ces 6 saisons ne sont pas nécessairement plus pluvieuses que les autres, mais elles sont simplement touchées par des épisodes secs plus courts que durant les 50 autres saisons.

Il paraît assez surprenant de voir que la saison 2002-2003 n'est pas concernée par au moins un eTLES, car plusieurs études soulignent que cette saison a été exposée à des sécheresses extrêmes au printemps, entraînant une importante vague de chaleur en Europe durant l'été 2003 (Fink *et al.*, 2004 ; Ferranti et Viterbo, 2006 ; Fischer *et al.*, 2007). Pour autant, ce n'est pas un paradoxe, car cette étude se concentre uniquement sur les séquences sèches les plus longues. Une période de sécheresse extrême peut prendre différentes formes et être définie selon différents critères. Par exemple, elle peut être caractérisée par une anomalie négative de précipitations sur une certaine durée (qualifiée de sécheresse "agricole"), sans pour autant être touchée par de longs épisodes secs. De plus, le printemps 2003 est tout de même affecté par un long épisode sec (LES : d'une durée comprise entre le centile 60 et 80), sur la Péninsule Ibérique, la France, et les Balkans (non montré).

Inversement, trois saisons sont fortement impactées par des eTLES, avec au moins 150 jours d'eTLES sur les 242 jours saisonniers (soit plus de 62 % de la saison), et se déroulent toutes les trois au cours des 13 années les plus contemporaines de la période d'étude : 1999-2000, 2001-2002 et 2011-2012 (figure 2.8). La configuration Nord-Est est largement dominante durant la saison 2011-2012, avec l'eTLES le plus long de tous (complexe, durant 136 jours), touchant l'Anatolie, les Balkans, la Péninsule Ibérique et le Maghreb. Pour cette même saison, un autre eTLES de type Ouest (simple, sur 30 jours), affectant la Péninsule Ibérique et la France, est détecté. Dans leur étude, Trigo *et al.* (2013) mettent également en avant des conditions de forte

sécheresse en Péninsule Ibérique durant l'hiver 2011-2012.

Le bassin méditerranéen est donc globalement soumis à une légère augmentation du nombre de jours d'eTLES entre 1957 et 2013, mais ce n'est pas statistiquement significatif. Cependant, cette observation va dans le sens de l'assèchement du bassin méditerranéen observé sur la deuxième moitié du XX<sup>ème</sup> siècle, mis en avant dans le chapitre 1 (section 1.2). Une approche par point de grille est également réalisée, pour spatialiser l'information sur des potentielles tendances du nombre de jours d'eTLES par saison au cours de la période 1957-2013, mais aucun résultat n'est significatif (non montré).

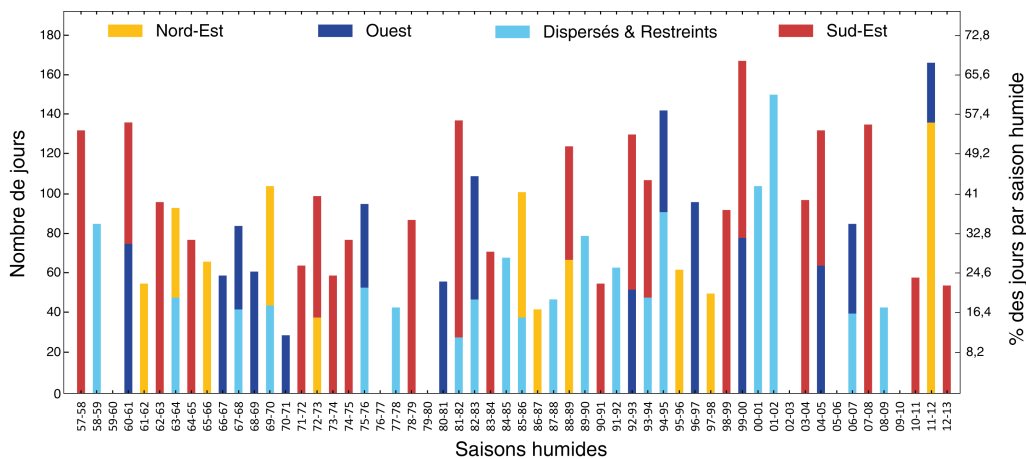


FIGURE 2.8 – Variabilité intersaisonnière du nombre de jours d'eTLES pour chacune des 56 saisons (septembre à avril) de la période 1957-2013, réparties selon les 4 configurations précédemment détectées : Nord-Est, Ouest, Dispersés & Restreints et Sud-Est. En ordonnée gauche, le nombre de jours d'eTLES par saison. En ordonnée droite, le pourcentage des jours d'eTLES comparativement au nombre total de jours par saison.

La figure 2.9 montre les paramètres de centralité et la variabilité des eTLES dans chacune des 4 configurations précédemment détectées, en termes de durée des événements et d'extension spatiale moyenne. La configuration Nord-Est est associée à la plus grande variabilité dans la durée des eTLES, et possède l'événement le plus long (136 jours, considérée ici comme valeur exceptionnelle). La configuration Dispersés & Restreints rassemble des eTLES plus courts, avec en moyenne 46 jours par événement (figure 2.9a). La configuration Sud-Est (centrée sur le Levant) rassemble des eTLES parmi

les plus longs, avec une durée moyenne des 25 événements de l'ordre de 69 jours par événement. La durée moyenne des eTLES est de 62 jours par événement pour la configuration Nord-Est (centrée sur les Balkans), et de 56 jours par événement pour la configuration Ouest (centrée sur la Péninsule Ibérique ; figure 2.9a). Ces résultats peuvent s'expliquer par la fréquence des jours de pluie dans le bassin méditerranéen (*cf.* section 1.4.1.3). Durant la saison humide, il pleut entre 20 % et 40 % des jours sur la Péninsule Ibérique et les Balkans. Au Levant, la fréquence d'apparition des précipitations est bien plus faible en saison humide (entre 0,1 % et 25 % des jours), ce qui favorise des périodes sèches plus longues que dans le reste du bassin méditerranéen. De plus, le plus grand nombre d'événements complexes dans les configurations Sud-Est et Nord-Est (10 et 6) explique également les durées moyennes plus élevées que pour la configuration Ouest (1 événement complexe). Les événements complexes sont, en moyenne, plus longs que les événements simples, car ils affectent de façon plus ou moins synchrone différents secteurs sur le bassin méditerranéen. Les 20 événements complexes durent en moyenne 72 jours, contre 53 jours pour les 56 événements simples.

La configuration Ouest montre la plus grande variabilité en termes d'extension spatiale moyenne, avec des événements affectant, en moyenne, entre 140 400 km<sup>2</sup> et 891 900 km<sup>2</sup>. En plus de rassembler les événements les plus courts, la configuration Dispersés & Restreints rassemble également les événements les moins étendus, avec une extension moyenne de 226 044 km<sup>2</sup> par événement et est associée à la variabilité la plus faible, avec des événements allant de 103 500 km<sup>2</sup> à 438 300 km<sup>2</sup> (figure 2.9b). La configuration D&R regroupe donc des eTLES plus courts et les plus régionaux/locaux, répartis dans l'ensemble du bassin, d'où son nom. Contrairement aux 3 autres configurations, ce n'est pas sur un critère de proximité géographique que se singularise cette configuration (les eTLES ne sont pas centrés sur un secteur en particulier), mais principalement sur des critères statistiques liés à l'extension spatiale des événements. En effet, la classification se basant sur les jours médians (*cf.* section 1.4.1.3), seule la notion d'extension spatiale des eTLES est prise en compte pour effectuer la classification. Il s'agit alors d'une configuration résiduelle regroupant des eTLES mal classables, ayant en commun leur faible extension.

La configuration Nord-Est rassemble des eTLES spatialement étendus, avec en moyenne 566 182 km<sup>2</sup> par événement (figure 2.9b). Les configurations Ouest et Sud-Est rassemblent des eTLES un peu moins étendus que la configuration Nord-Est, avec en moyenne respectivement 474 720 km<sup>2</sup> et 385 560 km<sup>2</sup> par événement. Une fois de plus, le nombre d'événements complexes influence l'extension moyenne des événements de la configuration Nord-Est (6 complexes sur 11). Les événements complexes sont, en moyenne, plus étendus que les événements simples, car ils affectent plusieurs secteurs distincts du bassin méditerranéen. Les 20 événements complexes s'étendent en moyenne sur 514 134 km<sup>2</sup>, contre 327 807 km<sup>2</sup> pour les 56 événements simples. Les événements de la configuration Ouest ont une extension moyenne supérieure à ceux de la configuration Sud-Est (malgré les 10 eTLES complexes de cette dernière), car ils affectent généralement une bonne partie de la moitié ouest du bassin, alors que les 25 événements de la configuration Sud-Est affectent principalement le Levant, qui est une sous-région plus petite que la Péninsule Ibérique et le Maghreb réunis. Pour autant, on observe que l'extension moyenne des 25 événements de S-E est bien supérieure à la médiane, du fait des 10 événements complexes qui affectent, en plus du Levant, certains secteurs de l'ouest du bassin méditerranéen (figure 2.9b).

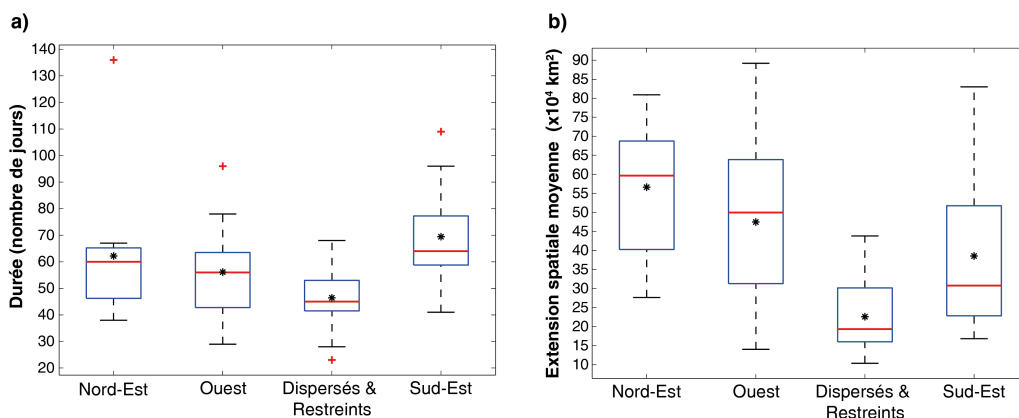


FIGURE 2.9 – Boîtes à moustaches de a) la durée (en nombre de jours) et de b) l'extension spatiale moyenne (en km<sup>2</sup>) des 76 eTLES répartis dans les 4 principales configurations de très longs épisodes secs : Nord-Est, Ouest, Dispersés & Restreints et Sud-Est. Les différents éléments d'une boîte à moustaches sont détaillés dans le chapitre 1 (en section 1.4.3). Les étoiles noires correspondent aux moyennes.

La figure 2.10 montre la saisonnalité des 4 configurations d'eTLES. L'étude de la saisonnalité se base ici sur le mois durant lequel chacun des 76 eTLES débute. Cette méthode permet d'appréhender au mieux la période sur laquelle se déroule l'événement. Il faut prendre garde au fait qu'un événement qui commence en septembre ne signifie pas qu'il affecte seulement le mois de septembre, mais potentiellement aussi le(les) mois suivant(s), selon sa durée, surtout si l'eTLES commence à la fin du mois. C'est pourquoi le nombre de jours d'eTLES total par mois pour chacune des 4 configurations est également renseigné sur la figure 2.10.

La configuration Sud-Est (S-E; eTLES centrés au Levant) affiche clairement une saisonnalité. Près de 90 % des 25 événements regroupés dans cette configuration débutent en septembre, plus précisément le 1<sup>er</sup> septembre pour chacun des 22 eTLES concernés. De ce fait, la grande majorité des jours d'eTLES de la configuration S-E se retrouvent en septembre (660 jours), octobre (653 jours), voir novembre (226 jours). À l'inverse, aucun jour d'eTLES n'est détecté en janvier dans cette configuration, qui correspond au mois recevant le plus de pluie au Levant. Les trois eTLES restants se produisent à la fin de la saison (début en février dans deux cas, et le dernier en mars; figure 2.10).

Comment expliquer cette forte saisonnalité dans l'occurrence des eTLES pour la configuration S-E? Saaroni *et al.* (2015) notent que beaucoup de longues périodes de sécheresse sont observées en septembre/octobre, et en mars/avril au Levant, et proposent, de ce fait, de restreindre la saison pluvieuse de mi-novembre à mi-mars au Levant. Comme il est montré dans la section 1.1, au travers du diagramme ombrothermique du Levant, le cumul moyen des précipitations, entre mai et septembre, est d'environ 7 mm. En moyenne, il y a moins de 2 mm de pluie en septembre sur cette sous-région méditerranéenne. Ainsi, les eTLES détectés au Levant qui commencent au 1<sup>er</sup> septembre sont la continuité de la saison sèche estivale. Ce ne sont donc pas des épisodes secs au sens strict et on peut les qualifier de "saisonniers". Lorsqu'un eTLES est détecté au Levant en début de saison, cela veut dire que la saison humide commence a priori tardivement sur ce secteur. Les saisons pour lesquelles il n'y a pas d'eTLES détectés au Levant en septembre

indiquent un début de la saison pluvieuse a priori plus avancé sur ce secteur. Ainsi, la forte saisonnalité dans l'occurrence des eTLES observée pour la configuration S-E (au Levant) est à prendre avec précaution, car les événements sont dus à des conditions climatiques saisonnières installées à cette période, et non pas à des conditions climatiques particulières et anormales favorisant le développement d'eTLES.

Pour les mêmes raisons, la saisonnalité observée pour la configuration Dispersés & Restreints (D&R) est à relativiser, car parmi les 10 eTLES qui commencent en septembre, 5 sont localisés uniquement au Levant et commencent au 1<sup>er</sup> septembre de la saison (ce sont donc également des événements saisonniers). Ces 5 événements sont regroupés dans cette configuration plutôt que dans la S-E car ils possèdent une extension spatiale moyenne plus faible que ceux de la configuration S-E. Ainsi, dans la classe D&R, hormis les 5 événements saisonniers au Levant, les eTLES commencent indifféremment tout au long de la saison. Cela explique la répartition relativement homogène des jours d'eTLES dans chacun des 8 mois, de 78 jours en avril à 279 jours en octobre, malgré les 5 eTLES saisonniers du Levant.

Plus de la moitié des eTLES de la configuration Nord-Est (N-E ; centrée sur les Balkans) commencent en septembre (6 sur les 11 ; figure 2.10). Parmi les 6 eTLES qui commencent en septembre, 5 commencent le 1<sup>er</sup> septembre. Sur ces 5 eTLES, 2 événements multiples concernent le Levant à partir 1<sup>er</sup> septembre (événements saisonniers) mais également d'autres secteurs à partir de mi ou fin septembre. Les 6 eTLES commençant en septembre dans la configuration N-E sont donc bien des longues séquences sèches anormales, car ils concernent des secteurs généralement pluvieux en septembre. La configuration N-E présente donc une saisonnalité dans l'occurrence des eTLES, marquée en début de saison. On retrouve cette saisonnalité dans la répartition mensuelle des jours d'eTLES, avec deux pics : (i) le premier, en septembre (172 jours) et octobre (180 jours), correspondant aux 6 événements commençant en septembre, et (ii) le deuxième, en décembre (106 jours), correspondant aux 4 événements commençant en novembre et décembre. Le mois d'avril n'est affecté par aucun jour d'eTLES dans la configuration N-E.

La configuration Ouest (événements centrés en Péninsule Ibérique) est également marquée par une saisonnalité. Parmi les 15 eTLES regroupés dans cette configuration, 10 commencent au milieu de la saison, en décembre ou janvier (soit 66 %; figure 2.10). Pourtant, la figure 1.5b montrait que ces deux mois sont parmi ceux recevant le plus de pluie en Péninsule Ibérique (environ 75 mm en décembre et 65 mm en janvier). La saisonnalité observée pour les 15 eTLES de la configuration Ouest est donc paradoxale, car les événements sont détectés dans les mois où il pleut en moyenne le plus. Cette saisonnalité se retrouve dans la répartition mensuelle des jours d'eTLES, avec 144 jours d'eTLES en décembre, 256 jours en janvier, 158 jours en février et 122 jours en mars, correspondant principalement aux 10 eTLES commençant en décembre et janvier. À l'inverse, les mois de septembre (30 jours d'eTLES), octobre (56 jours), novembre (26 jours) et avril (52 jours) sont bien moins marqués par des jours d'eTLES. Ces résultats laissent présager du fort impact qu'engendrent les longs épisodes secs en Péninsule Ibérique sur la ressource en eau, en milieu de saison humide.

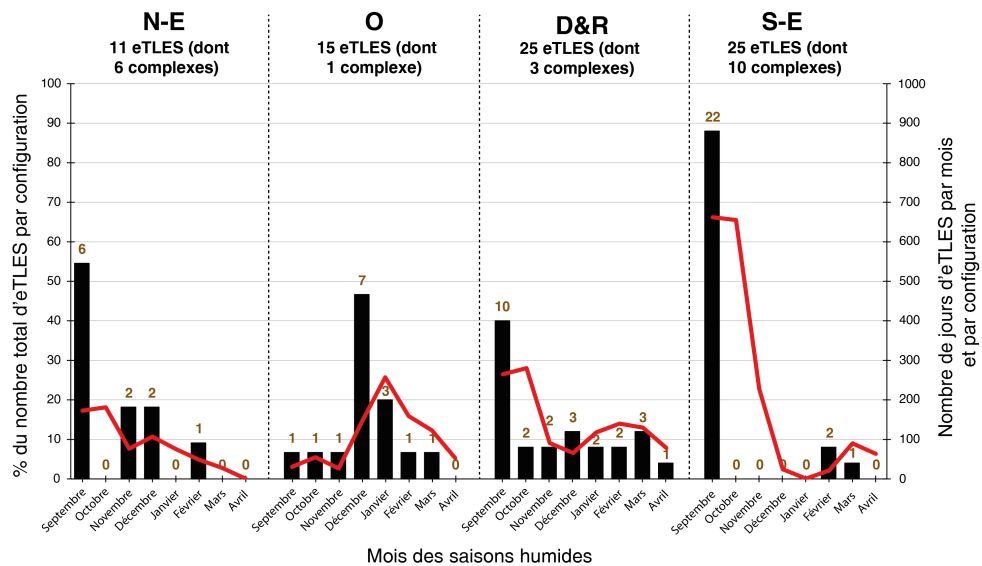


FIGURE 2.10 – Saisonnalité des événements répartis dans chacune des 4 configurations d'eTLES sur le bassin méditerranéen pour la période 1957-2013. La saisonnalité des événements se base sur le mois de début de chacun des 76 eTLES. Les histogrammes montrent le pourcentage d'événements débutant pour chacun des 8 mois étudiés, et se réfèrent à l'ordonnée de gauche. Le nombre de jours d'eTLES total par mois et par configuration est renseigné par les courbes rouges, qui se réfèrent à l'ordonnée de droite. Le nombre d'événements débutant pour chacun des mois est indiqué en marron au-dessus des histogrammes.

Retenir le mois de septembre dans l'étude des longs épisodes secs en Méditerranée impacte le type d'événements touchant le Levant. Les eTLES détectés dès septembre ne sont pas des événements climatiques rares, mais des conditions saisonnières continuant l'été sec. La figure 2.11 montre la sensibilité des valeurs du centile 80, calculées sur les durées uniques des épisodes secs, au mois de septembre (*cf.* section 1.4.1.1). Cette figure présente la comparaison entre les valeurs du centile 80 calculées sur les saisons de septembre à avril et les valeurs du centile 80 calculées sur des saisons d'octobre à avril. Retenir le mois de septembre dans les saisons étudiées influence les valeurs du centile 80 principalement sur l'est du bassin méditerranéen (sud Anatolie et Levant) avec des écarts proches de +20 jours entre les deux différentes saisons considérées. Le fait de retenir le mois de septembre dans la définition de la saison n'a, en revanche, aucun impact notable dans le reste du bassin méditerranéen, car il pleut régulièrement en septembre. Il faut donc garder en tête que les eTLES détectés au Levant en début de saison, contrairement aux eTLES détectés sur le reste du bassin méditerranéen, sont influencés par la présence du mois de septembre dans le calcul du centile 80. C'est là toute la complexité d'étudier dans son ensemble un vaste secteur soumis à des modalités climatiques régionales en partie différentes.

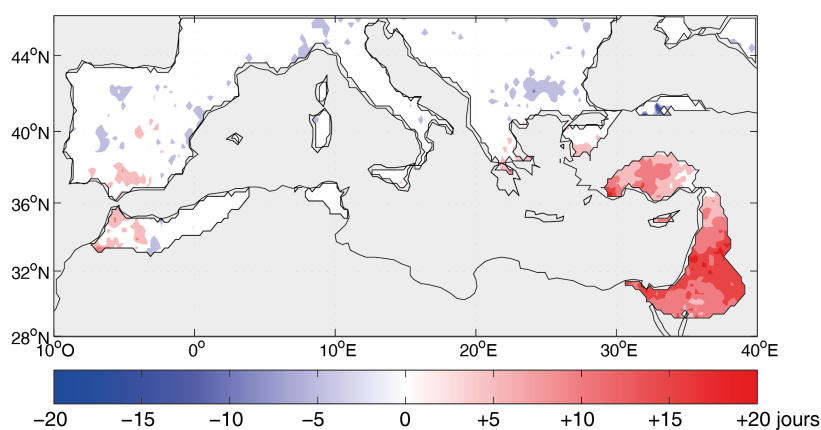


FIGURE 2.11 – Ecart entre les valeurs du centile 80 calculées par point de grille sur la durée des épisodes secs détectés sur la période 1979-2013 pour les saisons humides allant de septembre à avril, par rapport au centile 80 calculé pour les saisons humides allant d'octobre à avril.



## 2.3 Les principales conditions atmosphériques associées aux événements de très longs épisodes secs

Cette section présente les principales conditions atmosphériques associées aux 4 configurations d'eTLES, pour tenter de comprendre les dynamiques atmosphériques qui sont à l'origine des événements détectés dans le bassin méditerranéen au cours de la période 1957-2013.

### 2.3.1 Configurations d'événements de très longs épisodes secs et conditions atmosphériques associées

#### 2.3.1.1 Pression atmosphérique et vent

La figure 2.12 décrit principalement les circulations atmosphériques aux larges échelles associées aux 4 configurations de eTLES. On retrouve les anomalies désaisonnalisées de SLP, de z500 et du vent à 995 hPa (U&V). Les composites sont obtenus en moyennant les anomalies désaisonnalisées des jours appartenant aux 76 eTLES respectivement regroupés dans les 4 configurations.

La configuration Nord-Est, regroupant 11 eTLES centrés sur les Balkans, est associée à des anomalies de SLP positives et significatives au-dessus de la majeure partie de l'Europe, et à des anomalies de SLP négatives et significatives au-dessus de l'Islande et du nord de l'Europe (figure 2.12a). Des anomalies de z500 positives et significatives sont également observées sur une grande partie de l'Europe, mais les anomalies les plus prononcées sont situées au-dessus de l'Allemagne, plutôt que sur les Balkans. Des anomalies de z500 négatives et significatives sont observées sur l'Islande et la Russie. Ces conditions atmosphériques décrivent une situation de blocage anticy-

clonique sur l'Europe centrale, qui donne lieu à des anomalies de vent de nord-est sur la partie est du bassin méditerranéen, incluant les Balkans.

La configuration Ouest, regroupant 15 eTLES centrés sur la Péninsule Ibérique, est associée à des anomalies de SLP positives et significatives au-dessus de l'Europe de l'Ouest et de l'Atlantique nord, et des anomalies de SLP négatives et significatives au nord de l'Europe (figure 2.12b). Des anomalies de z500 positives et significatives sont également observées sur l'Europe de l'ouest et l'Atlantique Nord, ainsi que des anomalies de z500 négatives et significatives sur le nord et l'est de l'Europe. La situation de blocage anticyclonique observée sur l'ouest de l'Europe et le nord de l'océan Atlantique donne lieu à des anomalies de vent de nord-est sur la partie ouest du bassin méditerranéen, incluant la Péninsule Ibérique et le Maghreb.

Comme on pouvait l'anticiper, des blocages anticycloniques sont donc associés aux eTLES regroupés dans les configurations Nord-Est et Ouest. Il est cependant important de constater que pour les Balkans (configuration Nord-Est) comme pour la Péninsule Ibérique (Configuration Ouest), les conditions anticycloniques accompagnant les eTLES sont localisées à environ 1 000 km au nord-ouest des secteurs touchés par les événements de sécheresse (figures 2.12a et 2.12b). Ces blocages atmosphériques sont également associés à de la subsidence d'un air sec au-dessus et autour des secteurs affectés par les eTLES. Les champs bruts puis les anomalies désaisonnalisées de la vitesse verticale de l'altitude du géopotential 500 hPa ( $\Omega$ , en  $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ ) associés aux 4 configurations d'eTLES sont également étudiés. On observe alors des valeurs positives de la vitesse verticale sur les secteurs concernés par des eTLES, témoignant d'un mouvement de subsidence des masses d'aires présentes (*cf.* annexe 2.3). Ces conditions anticycloniques, du fait de leurs positions particulières vis-à-vis des secteurs touchés par les événements, favorisent l'occurrence des eTLES sur ces deux sous-régions méditerranéennes (Balkans et Péninsule Ibérique) par : (i) le report des perturbations plus au nord et/ou plus au sud du bassin méditerranéen, sous l'effet du blocage anticyclonique, (ii) la subsidence d'un air sec à proximité du cœur de l'anticyclone, et (iii) une advection horizontale d'air froid et sec sur le flanc est de la zone anticyclonique, en provenance des latitudes bo-

réales. Ces différents éléments vont conjointement favoriser un ciel dégagé (sans nuages) et une absence de précipitations.

Contrairement aux configurations Nord-Est et Ouest, la configuration Dispersés & Restreints ne regroupe pas des eTLES centrés sur une région spécifique du bassin méditerranéen, mais 25 événements, en moyenne moins étendus (et moins longs) que les autres, qui sont dispersés sur l'ensemble du bassin. Cette configuration est associée à des anomalies négatives et significatives de SLP et de z500 sur l'Islande et des anomalies positives et significatives de SLP et de z500 sur la partie ouest de la mer Méditerranée, donnant lieu à de faibles anomalies de vent anti-horaires sur le bassin méditerranéen (figure 2.12c). Les conditions anticycloniques associées à la configuration Dispersés & Restreints sont cette fois-ci localisées au-dessus de la partie ouest de la mer Méditerranée. La relative faiblesse des conditions anticycloniques associées à cette configuration s'explique par le fait que la classe Dispersés & Restreints regroupe des événements dispersés sur l'ensemble du bassin, et non pas préférentiellement sur un secteur particulier, comme pour les configurations Nord-Est et Ouest.

Comme évoqué dans la section 2.2.2.2, la configuration Sud-Est est particulière, car elle regroupe quasi-exclusivement des eTLES qui commencent le 1<sup>er</sup> septembre au Levant, appelés eTLES saisonniers et caractérisés comme étant la continuation de l'été sec sur cette sous-région méditerranéenne. Malgré tout, comme vu précédemment, parmi les 25 eTLES regroupés dans cette configuration, 10 sont complexes (affectant également la partie ouest du bassin méditerranéen). C'est pourquoi de très faibles anomalies positives de SLP et de z500 sont associées à la configuration Sud-Est au-dessus du Levant et au-dessus de la partie nord-ouest de la Péninsule Ibérique (figure 2.12d). À l'inverse, de faibles anomalies négatives de SLP et de z500 sont observées au-dessus de l'Europe, donnant lieu à des anomalies de vent horaires sur le bassin méditerranéen. Les faibles anomalies positives de SLP et de z500 sur le Levant, pour les jours concernés par les eTLES, signifient que la pression atmosphérique est légèrement plus élevée qu'en moyenne sur ce secteur, où le géopotential z500 est généralement encore très élevé en septembre, contrairement à la SLP, qui est plutôt basse, car sous l'influence

des basses pressions de surface qui coiffent le sud de l'Asie (*cf.* annexe 2.4). Cela rend alors compte d'un début de la saison pluvieuse légèrement retardé dans cette sous-région méditerranéenne.

À titre de comparaison, Saaroni et al. (2015) effectuent une analyse des conditions synoptiques associées à des séquences sèches prolongées au Levant, détectées entre le 15 novembre et le 15 mars sur la période 1950-2012, pour éviter les séquences sèches saisonnières du début de l'automne. Pour détecter leurs séquences sèches, ils utilisent des stations météorologiques réparties sur le Levant. Pour être qualifiées de longues, les séquences sèches détectées doivent dépasser 7 jours secs consécutifs. Ils identifient 3 régimes de longues séquences sèches : subtropical, baroclinic et polaire. Chacun des trois types de régimes est associé à des conditions atmosphériques particulières. Le régime subtropical est associé à une expansion des hautes pressions subtropicales sur la majeure partie du bassin méditerranéen. Le régime baroclinic est associé à un front stationnaire prononcé du type onde de Rossby (voir section 2.3.3). Le régime polaire est le résultat d'une intrusion d'air froid boréal continental sur le bassin méditerranéen.

La figure 2.12 montre que, excepté pour les eTLES localisés au Levant, des conditions anticycloniques sont associées aux eTLES. La localisation de ces conditions anticycloniques est différente suivant les régions affectées par les longues sécheresses, une co-localisation n'est pas nécessairement observée entre les secteurs impactés par les eTLES et les conditions anticycloniques.

Dans le cas des eTLES complexes qui n'intègrent pas d'événements saisonniers localisés au Levant, un seul et même système anticyclonique est à l'origine des différents secteurs spatialement distincts concernés (non montré). C'est pourquoi ces événements sont finalement appelés "complexes", et non pas "multiples", car ce ne sont pas plusieurs eTLES sur des périodes partiellement distinctes (associés à plusieurs blocages anticycloniques distincts), mais un seul et même eTLES affectant différents secteurs distincts.

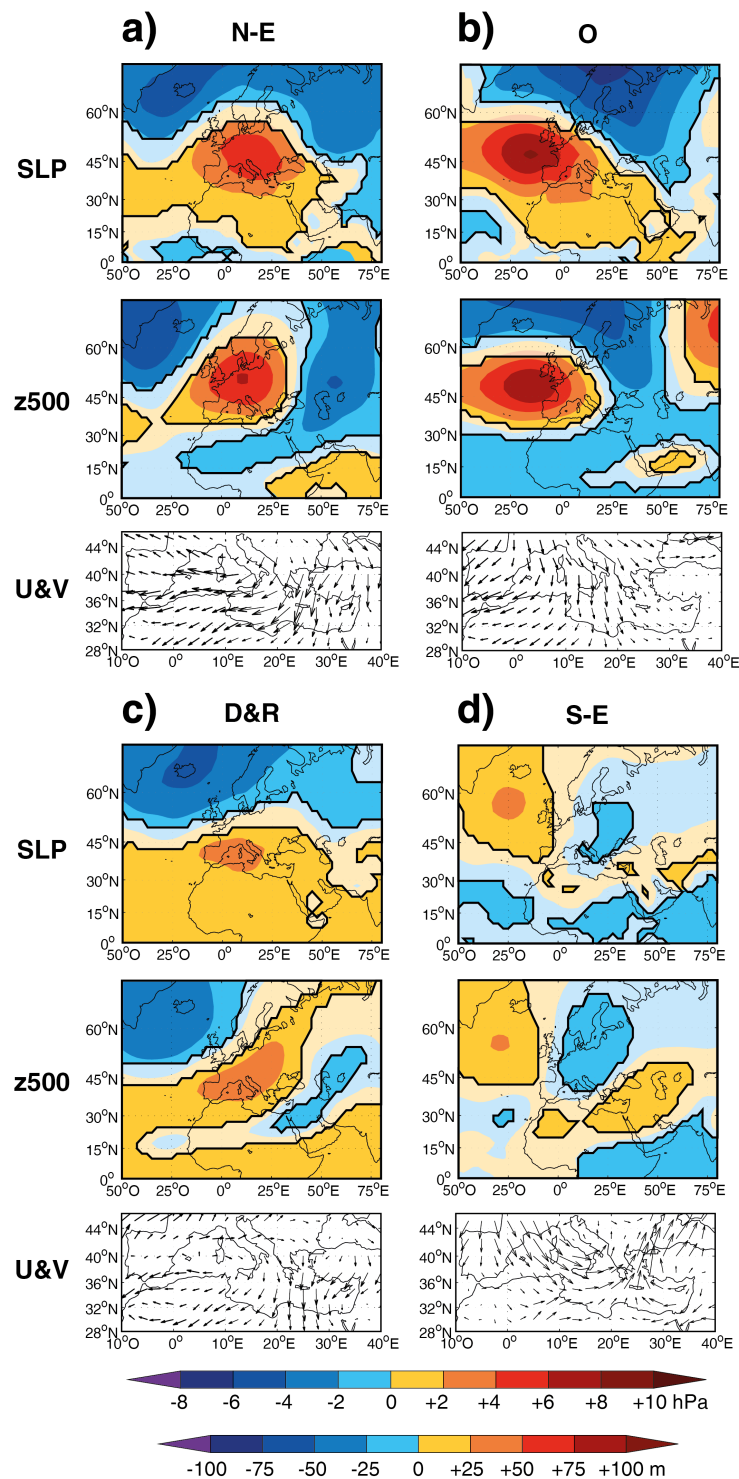


FIGURE 2.12 – Anomalies désaisonnalisées de SLP (en hPa; pannel du haut), de z500 (en mètre; pannel du milieu) et des vents à 995 hPa (U&V, en m.s<sup>-1</sup>; pannel du bas) associés aux jours d'eTLES regroupés dans les 4 configurations : a) Nord-Est, b) Ouest, c) Dispersés & Restreints et d) Sud-Est. Les anomalies significatives au seuil de confiance de 0.05 d'après le test de Student apparaissent en couleurs vives et sont entourées en noir.

### 2.3.1.2 Couverture nuageuse, bilan radiatif, humidité relative et eau précipitable

La figure 2.13a révèle que les configurations Nord-Est et Ouest sont associées à des anomalies négatives et significatives de couverture nuageuse totale (TCC) sur la quasi-totalité du bassin méditerranéen (davantage prononcées sur les secteurs impactés par des eTLES). Cela confirme les conditions de ciel dégagé en présence d'eTLES, dues aux blocages anticycloniques, à la subsidence d'un air sec et à l'advection horizontale d'un air froid et sec en provenance des latitudes boréales (*cf.* section 2.3.1.1). Ces conditions de ciel dégagé sont également confirmées par les anomalies positives et significatives de rayonnement net ondes courtes (NSR) et par les anomalies négatives et significatives de rayonnement net ondes longues (NLR), sur la quasi-totalité du bassin méditerranéen, avec les anomalies les plus prononcées sur les secteurs impactés par les eTLES (figures 2.13b et 2.13c). Les anomalies positives de NSR impliquent qu'une plus grande part des ondes courtes émises par le soleil est absorbée par la surface de la terre sur les secteurs impactés par les eTLES, car la réflectance et l'absorption de cette énergie solaire est réduite du fait de l'absence de nuages. À l'inverse, les anomalies négatives de NLR indiquent qu'une proportion moins importante d'infra-rouges est rediffusée en direction de la Terre du fait de l'absence de nuages dans l'atmosphère.

Les configurations Nord-Est et Ouest sont également associées à des anomalies négatives et significatives d'humidité relative (RH, à 995 hPa) et d'eau précipitable (PW, sur l'ensemble de la colonne atmosphérique), davantage localisées sur les secteurs impactés par les eTLES (figures 2.13d et 2.13e). Pour l'eau précipitable, on retrouve les anomalies négatives et significatives uniquement sur la partie est des Balkans et sur l'Anatolie pour la configuration Nord-Est, et sur la totalité du bassin méditerranéen pour la configuration Ouest, même si elles sont davantage prononcées au-dessus du détroit de Gibraltar. Ces anomalies négatives d'humidité relative et d'eau précipitable sont éloignées des centres de haute pression observés sur la figure 2.12, mais elles sont associées à l'advection d'un flux froid, stable et sec

provenant du nord et du nord-est de l'Europe, du fait des conditions anticycloniques localisées à environ 1 000 km au nord-ouest des secteurs affectés par les eTLES. Les circulations atmosphériques associées à la configuration Nord-Est sont cohérentes avec la forte sécheresse affectant la Croatie durant l'hiver 2011-2012 (principalement en novembre et mars), associée à des conditions synoptiques similaires (Cindric *et al.*, 2016). De même, Garcia-Herrera *et al.* (2007) montrent que la forte sécheresse observée durant l'hiver 2004-2005 en Péninsule Ibérique est due à l'advection d'un air froid et sec provenant des latitudes boréales durant la période couvrant décembre à février (au plus fort en février). Cette advection d'air froid et sec, comme observé par Garcia-Herrera *et al.* (2007), est la conséquence d'un fort gradient de pression nord-ouest/sud-est en surface et en altitude, associé à des conditions anticycloniques sur le nord de l'océan Atlantique. La sécheresse de l'hiver 2011-2012, mise en avant par Cendric *et al.* (2016), est détectée dans cette étude comme étant un événement de eTLES complexe, affectant, entre autre, la moitié nord des Balkans pour une durée de 51 jours consécutifs entre le 17 octobre et le 6 décembre 2011. Cet événement est l'un des 11 eTLES regroupés dans la configuration Nord-Est. La sécheresse de l'hiver 2004-2005 mise en avant par Garcia-Herrera *et al.* (2007) est également détectée dans cette étude, comme étant un eTLES simple, affectant la Péninsule Ibérique durant 64 jours consécutifs entre le 5 décembre et le 8 février 2005. Cet événement est l'un des 15 eTLES regroupés dans la configuration Ouest.

2 CHAPITRE 2 - Événements de très longs épisodes secs hivernaux sur le bassin méditerranéen : variabilité spatio-temporelle et conditions atmosphériques (1957-2013)

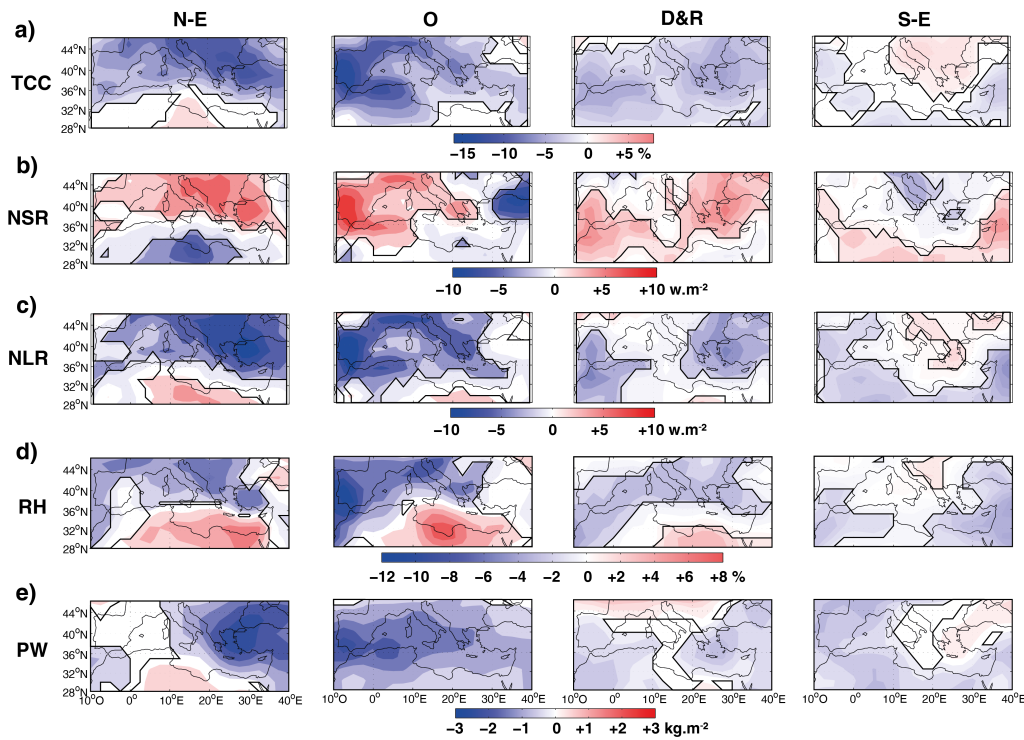


FIGURE 2.13 – Anomalies désaisonnalisées de a) couverture nuageuse totale (TCC, en %), b) radiation nette des ondes courtes (NSR, en  $W.m^{-2}$ ), c) radiation nette des ondes longues (NLR, en  $W.m^{-2}$ ), d) humidité relative (RH, en %), et e) eau précipitable (PW, en  $kg.m^{-2}$ ), associées aux jours d'eTLES regroupés dans les 4 configurations : Nord-Est (N-E), Ouest (O), Dispersés & Restreints (D&R) et Sud-Est (S-E). Les anomalies significatives au seuil de confiance de 0.05 d'après le test en T de Student apparaissent en couleurs vives et sont entourées en noir.

De faibles anomalies négatives et significatives de couverture nuageuse totale couvrant entièrement le bassin méditerranéen (un peu plus fortes sur le nord-est et le sud-ouest du bassin) sont associées à la configuration Dispersés & Restreints (figure 2.13a). Comme pour les configurations Nord-Est et Ouest, des anomalies positives et significatives de rayonnement net ondes courtes (NSR) et des anomalies négatives et significatives de rayonnement net des ondes longues (NLR) sont associées à la configuration Dispersés & Restreints, mais seulement sur les parties nord-est et sud-ouest du bassin méditerranéen (figures 2.13b et 2.13c). Ces observations vont à nouveau dans le sens d'un ciel dégagé au-dessus du bassin méditerranéen. De faibles anomalies négatives et significatives d'humidité relative couvrent également la quasi-totalité du bassin, et de faibles anomalies négatives et significatives



d'eau précipitable sont observées sur l'ouest et l'est du bassin (figures 2.13d et 2.13e). À l'inverse, des faibles anomalies positives et significatives d'eau précipitable couvrent le nord du bassin méditerranéen. Comme pour les anomalies de SLP et de z500, les anomalies de TCC, NSR, NLR, RH et PW associées à la configuration Dispersés & Restreints vont dans le sens de celles observées pour les configurations Nord-Est et Ouest (ciel dégagé et absence de précipitations), mais elles sont plus faibles et davantage généralisées à l'ensemble du bassin, du fait du caractère particulier de cette configuration. Enfin, la configuration Sud-Est est associée à des conditions atmosphériques régionales comparables, car elle est associée, sur le Levant mais aussi sur l'ouest du bassin, à de faibles anomalies négatives et significatives de TCC, des faibles anomalies positives de NSR et négatives de NLR et des faibles anomalies négatives de RH et de PW, malgré le caractère saisonnier de la plupart des eTLES.

La figure 2.13 montre que les eTLES sont associés à des anomalies de TCC, NSR, NLR, RH et PW de même signe pour les 4 configurations, bien que l'intensité et la localisation de ces anomalies diffèrent selon les secteurs impactés par les eTLES. Des anomalies négatives (positives) de TCC, de NLR (NSR), de RH et de PW indiquent que les conditions anticycloniques associées aux eTLES entraînent une non-saturation en vapeur d'eau de l'atmosphère, favorisant un ciel dégagé et l'absence de précipitations, ce qui est propice au développement de longues périodes sèches.

### **2.3.2 Déroulé spatio-temporel des événements de très longs épisodes secs : décomposition de deux événements**

Deux eTLES sont pris en exemple afin d'analyser la variabilité interne aux eTLES : (i) le 17<sup>ème</sup> événement détecté, un eTLES simple qui fait partie de la configuration Nord-Est et qui affecte les Balkans durant 60 jours (du 9 septembre au 7 novembre 1969) et (ii) le 54<sup>ème</sup> événement détecté, un eTLES complexe qui fait partie de la configuration Ouest et qui affecte

les Balkans puis l'ouest du bassin méditerranéen, pour une durée totale de 96 jours (du 13 janvier au 18 avril 1997). La variabilité de la circulation atmosphérique interne à ces deux eTLES est analysée à partir des anomalies désaisonnalisées de SLP, moyennées tous les 5 jours sur la durée totale de l'événement. Le choix des deux événements d'eTLES pris en exemple peut-être discuté, cependant, un événement est sélectionné dans chacune des deux configurations d'eTLES les plus représentatives (Nord-Est et Ouest), et on dispose des deux types d'événements (simple et complexe).

Durant les 10 premiers jours du 17<sup>ème</sup> eTLES, seuls les rivages de la mer Égée sont affectés par l'événement (figure 2.14). La sécheresse s'étend ensuite sur la quasi-totalité des Balkans, jusqu'à la fin de l'événement, 60 jours après son déclenchement. L'extension spatiale de l'événement est remarquablement stable.

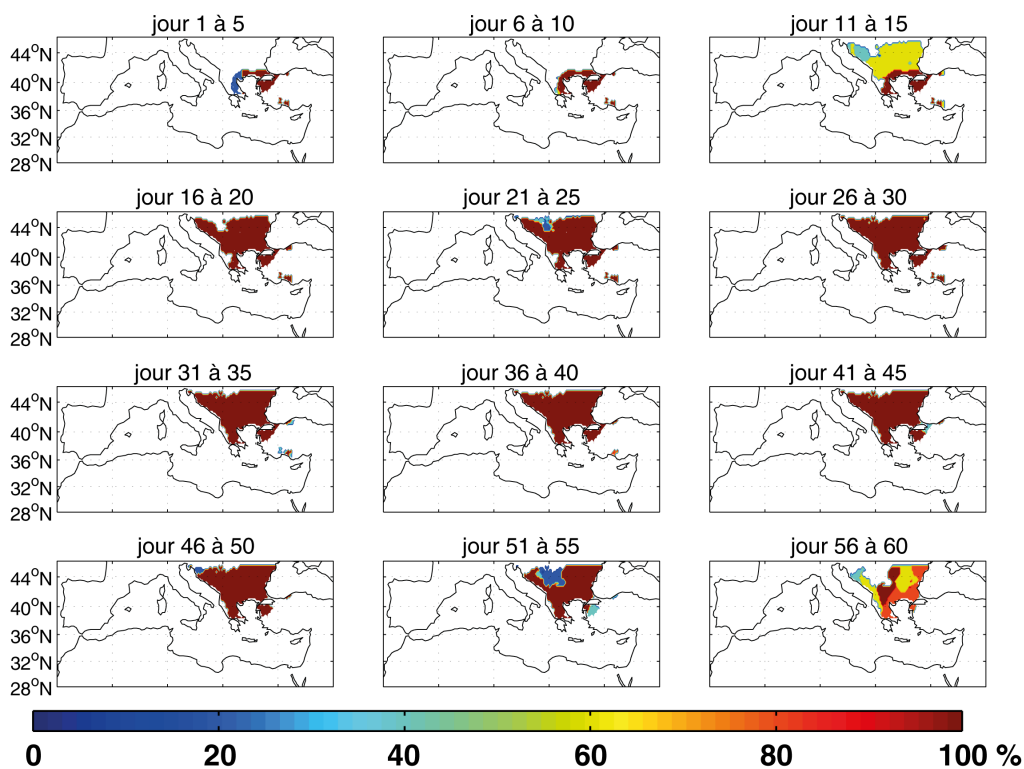


FIGURE 2.14 – Localisation des secteurs affectés par l'eTLES simple n° 17 d'une durée de 60 jours. L'événement est découpé en périodes de 5 jours sur toute la durée de l'événement. Pour chacune des périodes de 5 jours et pour chacun des points de grille, la palette de couleurs informe sur le pourcentage de jours impactés par l'eTLES. Un pourcentage de 100 % indique que l'eTLES impacte sur les 5 jours le secteur en question. En blanc, les points de grille n'étant pas concernés par le 17<sup>ème</sup> eTLES.

Les anomalies désaisonnalisées moyennes de SLP des sous-périodes de 5 jours de cet eTLES sont présentées sur la figure 2.15. Les 5 premiers jours sont associés à des anomalies positives de SLP sur l'est de l'Europe, et des anomalies négatives sur l'ouest de l'Europe. Le blocage atmosphérique observé sur l'est de l'Europe est certainement à l'origine du début de l'événement sur les rivages de la mer Égée. Entre le jour 6 et le jour 10, on observe des anomalies négatives sur l'ouest de l'Europe, et des anomalies positives au nord de l'Europe. Les conditions de basse pression (dépression atmosphérique) observées sur l'Europe ne sont, a priori, pas les plus favorables à des conditions de sécheresse, et l'eTLES reste limité aux bords de la mer Égée, en marge de la zone dépressionnaire. En effet, à partir du 16 septembre 1969 (jour 8), des précipitations affectent l'ouest et la moitié nord des Balkans (non montré). À partir des jours 11 à 15, on remarque des conditions anticycloniques s'installant sur l'ouest de l'Europe, produisant une extension vers le nord des Balkans de l'aire de l'eTLES. Le dernier épisode de pluie avant l'extension de l'événement à lieu le 20 septembre 1969 (jour 12) sur l'ensemble de la moitié nord des Balkans. À partir des jours 26 à 30, ces conditions anticycloniques se localisent sur l'Europe puis vont se décaler au nord de l'Europe. Comme pour les conditions atmosphériques associées à la configuration Nord-Est (*cf.* figure 2.12a), on remarque que le centre du système anticyclonique associé au 17<sup>ème</sup> eTLES se situe au nord du secteur touché par la longue sécheresse. Au cours des 15 derniers jours de l'événement (jour 46 à 60), les conditions anticycloniques sont situées sur l'ouest de l'Europe et au nord de l'océan Atlantique, avec des conditions de basses pressions atmosphériques sur l'est de l'Europe (figure 2.15). Des conditions anticycloniques sur l'Europe (avec certaines variations dans la localisation du centre du système anticyclonique) affectant les Balkans sur la quasi-totalité de la durée du eTLES sont donc à l'origine de l'événement de sécheresse intense détecté sur cette sous-région méditerranéenne durant 60 jours consécutifs.

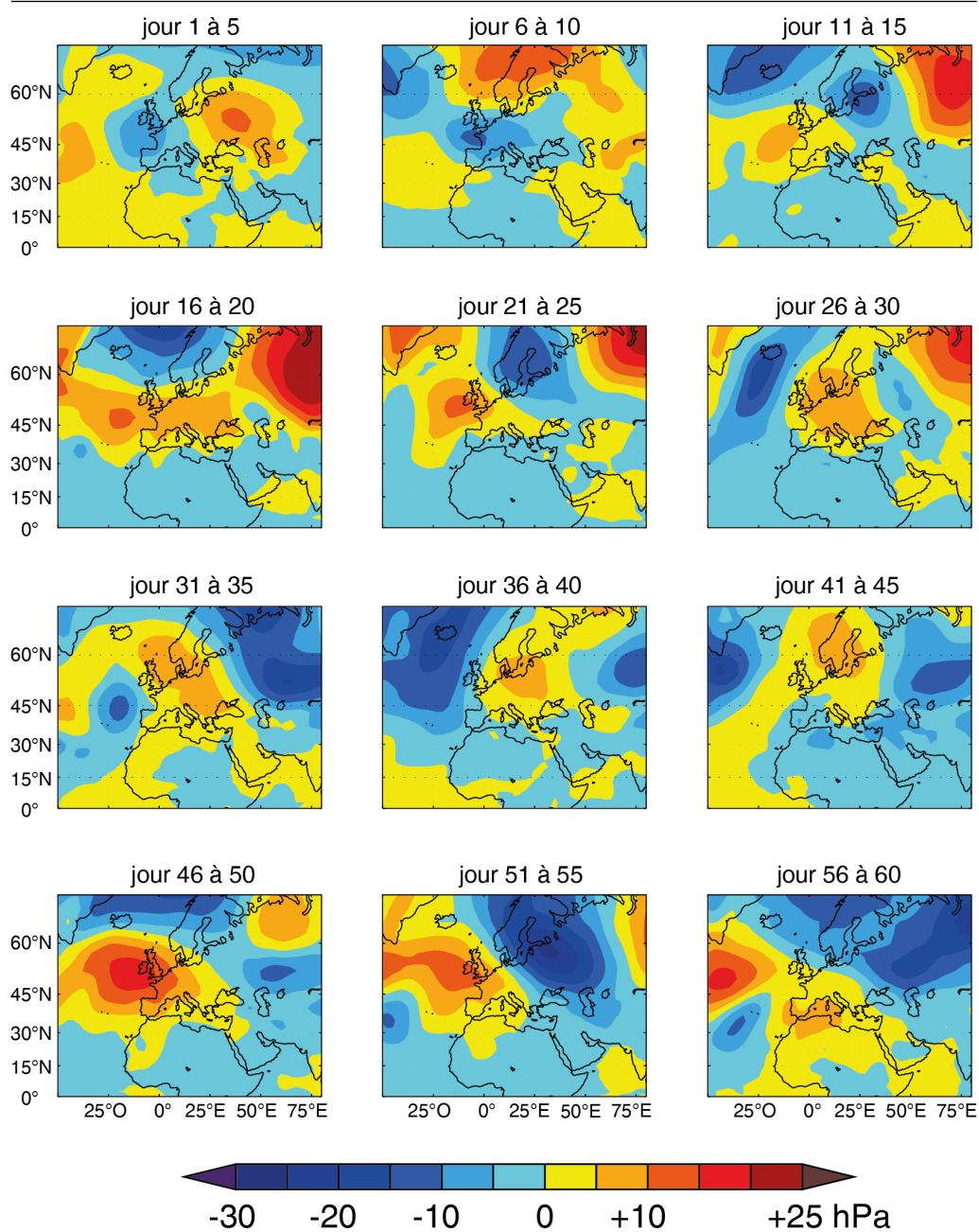


FIGURE 2.15 – Anomalies désaisonnalisées de SLP (hPa) associées à chacune des périodes de 5 jours appartenant à l'eTLES n° 17, d'une durée totale de 60 jours.

Le même exercice est effectué pour l'eTLES complexe n° 54, d'une durée totale de 96 jours. Lors des 10 premiers jours, l'eTLES affecte le centre des Balkans et l'extrême sud-est de l'Italie (figure 2.16). Le sud de la Péninsule Ibérique et le nord-ouest du Maghreb sont également affectés par l'événement par la suite, à partir de la période couvrant le jour 11 au jour 15.

Progressivement, la quasi-totalité de la Péninsule Ibérique et du Maghreb sont concernés par l'eTLES, mais également le sud de la France. Le premier secteur touché (centre des Balkans et extrême sud-est de l'Italie) n'est plus concerné par l'événement à partir de la période couvrant le jour 36 au jour 40. Sur la fin de l'eTLES, le Maghreb n'est plus affecté, tout comme la moitié sud de la Péninsule Ibérique (figure 2.16).

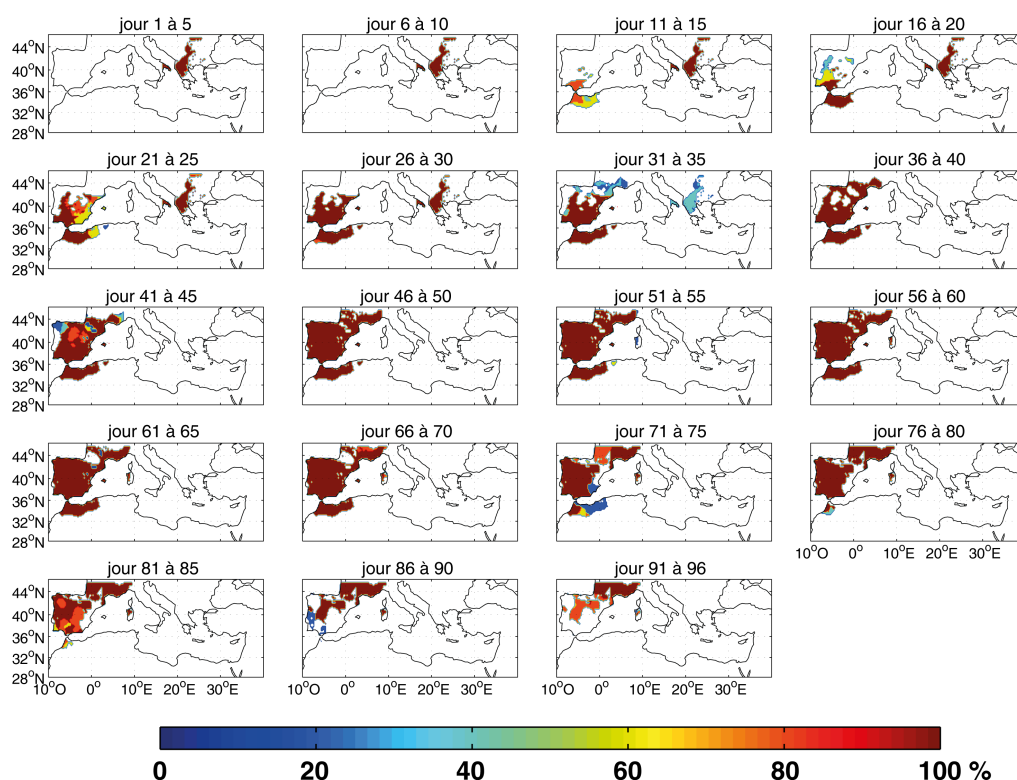


FIGURE 2.16 – Localisation des secteurs affectés par l'eTLES complexe n° 54 d'une durée de 96 jours. L'événement est découpé en périodes de 5 jours sur toute la durée de l'événement. La dernière période dure 6 jours. Pour chacune des périodes de 5 jours et pour chacun des points de grille, la palette de couleurs informe sur le pourcentage de jours impactés par l'eTLES. Un pourcentage de 100 % indique que l'eTLES impacte sur les 5 jours le secteur en question. En blanc, les points de grille n'étant pas concernés par le 54<sup>ème</sup> eTLES.

Les 10 premiers jours sont associés à des anomalies positives de SLP localisées sur l'Europe centrale et à des anomalies négatives sur l'Atlantique et le nord-est de l'Europe (période jours 1 à 5) puis à des anomalies positives de SLP sur le nord de l'océan Atlantique et l'est du bassin méditerranéen, et

à des anomalies négatives de SLP sur l'ouest du bassin méditerranéen et le nord-est de l'Europe (période des jours 6 à 10 ; figure 2.17). Les anomalies de SLP observées durant les 10 premiers jours de l'événement expliquent pourquoi, dans un premier temps, seuls le centre des Balkans et le sud-est de l'Italie sont affectés, et pas encore la Péninsule Ibérique et le Maghreb, qui subissent des précipitations presque quotidiennement entre le jour 3 et le jour 13 (non montré). À partir de la période couvrant du jour 11 au jour 15, l'anomalie positive de SLP se développe sur la majeure partie de l'Europe et du bassin méditerranéen, pour se décaler progressivement sur l'ouest de l'Europe et du bassin.

Le premier secteur concerné par le 54<sup>ème</sup> eTLES (Balkans et sud Italie) n'est plus affecté par l'événement à partir de la période couvrant du jour 36 au jour 40, bien que des conditions anticycloniques affectent encore ces deux sous-régions méditerranéennes sur de nombreux jours par la suite (figure 2.17). Sur la période couvrant du jour 31 au jour 35 (période sur laquelle le premier secteur n'est progressivement plus concerné par l'eTLES), on remarque des anomalies négatives de SLP sur les Balkans, associées à des conditions dépressionnaires sur le nord-est de l'Europe. Ces anomalies négatives de SLP sont associées à des précipitations, qui commencent au nord-ouest des Balkans le 13 février 1997 (jour 32) pour ensuite atteindre l'ensemble des Balkans et la moitié sud de l'Italie le 16 février 1996 (jour 35 ; non montré), ce qui explique que l'eTLES n'affecte plus les Balkans et le sud de l'Italie dès de cette période. À partir de la période couverte par les jours 21 à 25, on observe un blocage anticyclonique centré sur le bassin méditerranéen, qui va durer sur une trentaine de jours consécutifs, avant de finalement se décaler plus au nord. Les 7 dernières périodes de l'événement (jour 61 au jour 96) montrent un blocage anticyclonique localisé au-dessus des Îles Britanniques, soit au nord-ouest des secteurs touchés par l'eTLES (Maghreb, Péninsule Ibérique et sud de la France), comme pour les conditions de SLP associées à la configuration Ouest (vu précédemment, *cf.* figure 2.12b). Des conditions dépressionnaires sont généralement observées au nord et/ou à l'est de l'Europe. Des anomalies négatives de SLP sont observées sur l'extrême sud-ouest du bassin méditerranéen sur les quatre périodes couvrant du jour 66 au jour 85. Ces anomalies négatives de SLP sont

accompagnées de précipitations sur les côtes est de la Péninsule Ibérique à partir du 24 mars 1997 (jour 71) et sur la majorité du Maghreb (excepté le nord-ouest du Maroc) à partir du 25 mars 1997 (jour 72). Cela explique pourquoi le Maghreb et la moitié sud de la Péninsule Ibérique ne sont progressivement plus affectés par l'eTLES à partir de la période couvrant les jours 71 à 75 (*cf.* figure 2.16).

La dernière période, couvrant les jours 91 à 96, montre une perturbation dépressionnaire arriver de l'ouest du domaine étudié (océan Atlantique), qui est à l'origine de la fin de l'eTLES. Dès le 16 avril 1997 (jour 94), des précipitations affectent le nord-ouest et le sud-est de la Péninsule Ibérique, pour s'étendre sur l'ensemble de la Péninsule le 18 avril 1997 (jour 96) puis également sur la France et le nord de l'Italie le 19 avril 1997 (marquant le premier jour post-eTLES).

Grâce aux analyses des variations de SLP pendant ces deux exemples d'eTLES, on observe une fois de plus, sans surprise, que des conditions anticycloniques (d'intensité et d'extension variables) sont à l'origine des longues sécheresses détectées en différents secteurs du bassin méditerranéen. Cependant, on remarque parfois des paradoxes entre les secteurs affectés par un eTLES et les conditions atmosphériques associées. À une échelle temporelle fine, les secteurs concernés par un eTLES ne sont pas en permanence associés à des anomalies positives de SLP. Ceci peut s'expliquer par le fait que des conditions dépressionnaires (anomalies négatives de SLP), même si elles sont favorables aux précipitations, n'y sont pas automatiquement associées.

2 CHAPITRE 2 - Événements de très longs épisodes secs hivernaux sur le bassin méditerranéen : variabilité spatio-temporelle et conditions atmosphériques (1957-2013)

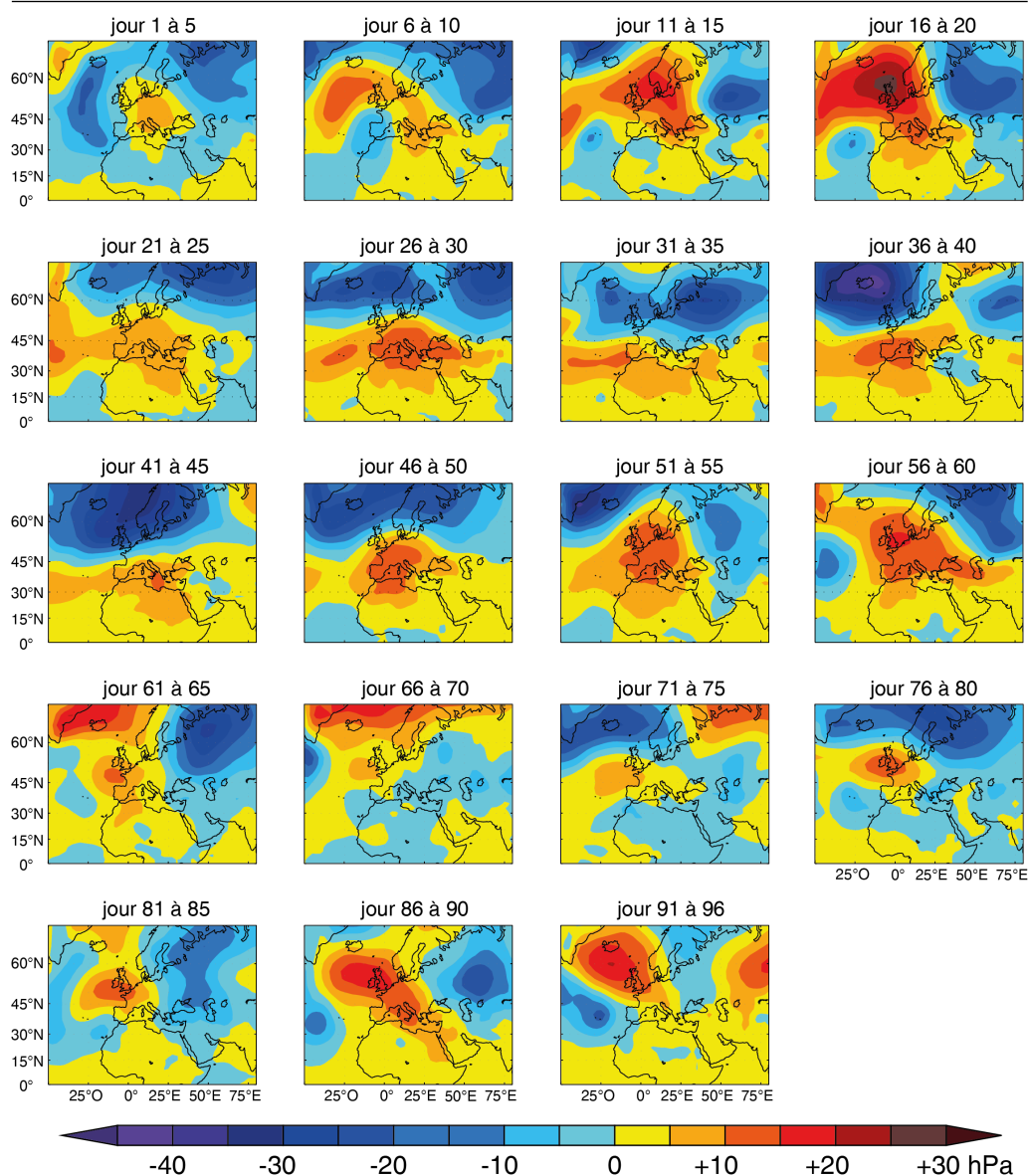


FIGURE 2.17 – Anomalies désaisonnalisées de SLP (hPa) associées à chacune des périodes de 5 jours appartenant à l'eTLES n° 54, d'une durée totale de 96 jours. La dernière période dure 6 jours, car la durée de l'événement n'est pas un multiple de 5.

L'étude de la variabilité spatio-temporelle interne à ces deux eTLES permet de mettre en avant que : (i) la forme et la position des cellules anticycloniques varient fortement pendant les événements, mais que malgré tout, certains secteurs restent coiffés de hautes pressions pendant quasiment toute la durée de l'eTLES ; (ii) des phases relativement longues (autour de 30 jours) pendant lesquelles les configurations barométriques présentent des points communs évidents, en termes de localisation des anomalies et de



leurs intensités, sont observables. Ces structures atmosphériques robustes dans l'espace et dans le temps peuvent laisser supposer un rôle des grands régimes de circulation atmosphérique du domaine Euro-Atlantique. Les potentiels contrôles de ces régimes sur les eTLES sont étudiés plus loin dans ce chapitre, en section 2.4. La différence entre un eTLES plutôt court et un eTLES long, voire très long, semble principalement résider dans la persistance des blocages anticycloniques.

### **2.3.3 Conditions atmosphériques antérieures et postérieures aux événements de très longs épisodes secs**

#### **2.3.3.1 Circulations atmosphériques pré-événements de très longs épisodes secs**

Les anomalies de SLP désaisonnalisées sont calculées pour chacune des configurations d'eTLES, pour la période des 4 jours précédant le début des événements et celle des 4 jours suivant la fin des événements. Le premier jour de chacun des eTLES est également observé, tout comme le dernier. Comme certains événements commencent le 1<sup>er</sup> septembre (36 événements), au tout début de la saison, et d'autres finissent le 30 avril (2 événements), à la toute fin de la saison, on ne sait pas si les jours précédant/suivant ces événements sont secs ou pluvieux, car c'est la définition de la saison humide qui conditionne le début/la fin de ces événements. De plus, la grande majorité des eTLES commençant le 1<sup>er</sup> septembre sont des eTLES saisonniers localisés au Levant. Il est alors décidé d'exclure ces épisodes pour cette analyse. La configuration Nord-Est conserve finalement 6 événements d'eTLES sur les 11 (5 commencent un 1<sup>er</sup> septembre), la configuration Ouest conserve 14 eTLES sur les 15 (1 commence un 1<sup>er</sup> septembre), la Dispersés&Restreints en conserve 16 sur les 25 (8 commencent un 1<sup>er</sup> septembre et 1 se termine un 30 avril), la Sud-Est conserve seulement 2 eTLES sur les 25 (22 commencent un 1<sup>er</sup> septembre et 1 se termine un 30 avril).

En moyenne, 4 jours avant l'apparition des eTLES regroupés dans la configuration Nord-Est, on observe un anticyclone au nord de l'océan Atlantique (anomalies positives désaisonnalisées de SLP) et des anomalies négatives de SLP sur la Scandinavie (figure 2.18a). Progressivement, le système anticyclonique se décale vers l'est ( $j-3$  à  $j-1$ ), sur les Îles Britanniques et l'Europe de l'ouest, pour affecter l'Europe centrale lors du premier jour des eTLES. Il semble que les jours précédant les eTLES regroupés dans la configuration Ouest soient soumis à une dynamique atmosphérique comparable à celle des eTLES de la configuration Nord-Est. Des anomalies positives désaisonnalisées de SLP sont localisées sur l'océan Atlantique (entre  $30^\circ$  N et  $55^\circ$  N) et sur le centre-est du bassin méditerranéen (au niveau des Balkans) à  $j-4$ , et des anomalies négatives sur le nord de l'Europe, qui se décalent petit à petit vers le sud de l'Europe (figure 2.18b). Progressivement, le système anticyclonique localisé sur l'océan Atlantique se renforce, sans se déplacer vers l'est, contrairement au cas documenté pour la configuration N-E. Le système anticyclonique localisé sur la partie est du bassin méditerranéen se renforce légèrement, tout en s'étendant à l'est. La cellule dépressionnaire se décale plus au sud, pour atteindre les Îles Britanniques et le sud de la Scandinavie la veille du début des eTLES (figure 2.18b). Paradoxalement, lors du premier jour des eTLES, la cellule dépressionnaire est localisée au-dessus des Îles Baléares. Cependant, comme il est dit précédemment, une cellule dépressionnaire n'est pas systématiquement associée à des précipitations. Le premier jour des eTLES, l'anticyclone localisé sur l'océan Atlantique s'est encore renforcé, et légèrement décalé vers l'est, atteignant le nord des Îles Britanniques. À l'inverse, le blocage anticyclonique sur la partie est du bassin s'est affaibli et s'est décalé vers l'est. Il semble que la dynamique atmosphérique à l'origine des eTLES regroupés dans la configuration Ouest, affectant principalement la Péninsule Ibérique et le Maghreb, fasse intervenir un système anticyclonique localisé sur le Proche-Atlantique, au nord-ouest de la Péninsule Ibérique, dont l'intensité se renforce progressivement, entraînant un arrêt des précipitations sur la partie ouest du bassin méditerranéen.

Il n'est pas possible d'observer une dynamique atmosphérique particulière pour les jours qui précèdent les eTLES regroupés dans les configura-

tions Dispersés & Restreints et Sud-Est (figures 2.18c et 2.18d). Pour la configuration D&R, on remarque tout de même que le domaine étudié est coupé en deux, avec des anomalies positives désaisonnalisées de SLP au sud et des anomalies négatives sur le nord. Cependant, le premier jour des eTLES est associé à de faibles anomalies positives sur la quasi-totalité du bassin méditerranéen. Pour les deux seuls eTLES conservés dans la configuration Sud-Est, qui ne sont pas saisonniers, on remarque un déplacement global vers l'est des systèmes atmosphériques présents au cours des jours qui précèdent le début des événements : (i) deux cellules dépressionnaires, l'une localisée sur l'océan Atlantique (centrée au niveau de la latitude  $45^\circ$  N), qui va progressivement atteindre les Îles Britanniques, et une autre, localisée sur l'Europe de l'est, qui va progressivement atteindre la Sibérie, et (ii) un blocage anticyclonique, localisé au-dessus de l'Islande, qui va progressivement atteindre la Scandinavie, pour se rétracter au nord de la Scandinavie. Les deux eTLES de la configuration Sud-Est peuvent être comparés aux longues séquences sèches du type "baroclinic" de l'étude de Saaroni *et al.* (2015). Ces longues séquences sèches sont le résultat d'un front anticyclonique stationnaire en altitude sur la partie est du bassin méditerranéen, associé à une cellule dépressionnaire sur l'Europe, étant caractéristique d'un système du type ondes de Rossby. Il semble que ce soit également le cas ici, car en altitude, on observe bien le blocage anticyclonique qui s'installe progressivement sur l'est du bassin méditerranéen (non montré).

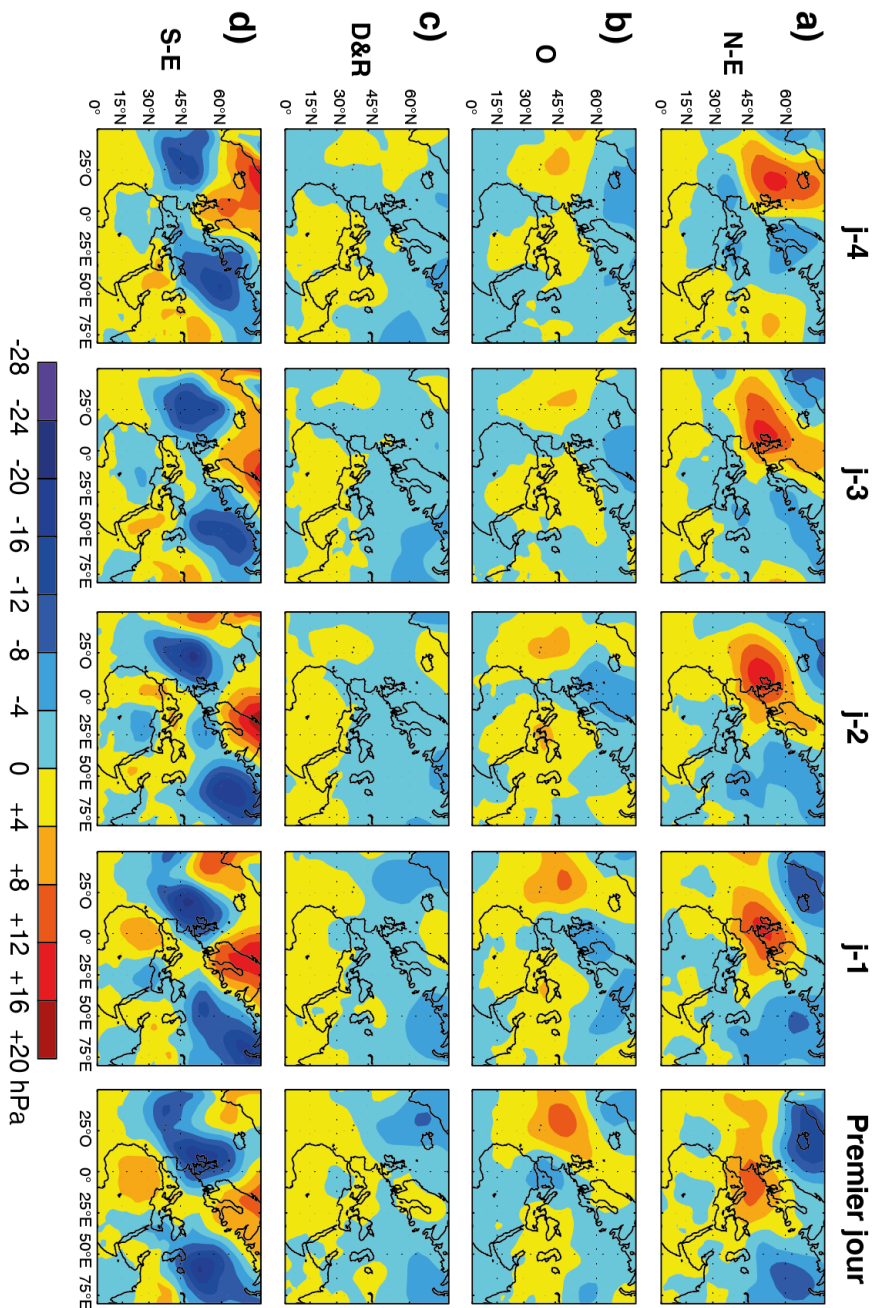


FIGURE 2.18 – Anomalies désaisonnalisées moyennes de SLP (hPa) des 4 jours précédant les eTLES répartis dans chacune des 4 configurations d'eTLES : a) Nord-Est, b) Ouest, c) Dispersés & Restreints et d) Sud-Est. Les anomalies désaisonnalisées moyennes de SLP associées aux premiers jours des eTLES sont également observées. Les événements commençant un 1<sup>er</sup> septembre ou se terminant un 30 avril ont été exclus de cette analyse. Les composites "j-4" montrent les pressions moyennes présentes 4 jours avant le début des eTLES

### 2.3.3.2 Circulations atmosphériques post-événements de très longs épisodes secs

Les 6 eTLES regroupés dans la configuration Nord-Est prennent fin avec l'arrivée de conditions atmosphériques dépressionnaires provoquant des précipitations au nord du bassin méditerranéen, et mettant fin aux longues séries de jours secs consécutifs. On observe de fortes anomalies négatives désaisonnalisées de SLP sur le nord de l'Europe dès le dernier jour des eTLES, qui s'apparente à un renforcement de la dépression islandaise. Ces anomalies négatives s'étendent ensuite vers le sud de l'Europe et persistent durant plusieurs jours, tout en perdant de l'intensité (figure 2.19a). La forme de la dépression atmosphérique observée dès le dernier jour des eTLES fait penser à une forme caractéristique des ondes de Rossby. Les ondes de Rossby sont des méandres détectés dans la circulation atmosphérique, qui forment une succession de systèmes dépressionnaires descendant du pôle vers l'équateur et de systèmes anticycloniques montant de l'équateur vers le pôle, se propageant généralement d'ouest en est. Sur l'hémisphère nord, les ondes se propagent souvent depuis l'Europe jusqu'au golfe Persique (Hoskins et Ambrizzi, 1993 ; Ambrizzi et Hoskins, 1997). La forme présente sur la figure 2.19a semble donc s'apparenter à des ondes de Rossby, avec un talweg descendant du nord de l'Europe jusqu'en Italie et aux Balkans. De part et d'autre de cette zone de basse pression, on distingue deux systèmes anticycloniques de faible intensité sur l'océan Atlantique et l'ouest du bassin méditerranéen, et sur l'Asie Occidentale. De plus, ces deux systèmes anticycloniques et ce système dépressionnaire semblent se décaler vers l'est au cours du temps (de  $j+1$  à  $j+4$  ; figure 2.19a), comme ce qui est couramment observé dans le cas des ondes de Rossby.

Les 14 eTLES regroupés dans la configuration Ouest prennent fin avec la formation de cellules dépressionnaires centrées sur la Péninsule Ibérique (figure 2.19b). Le dernier jour est associé à de fortes anomalies positives de SLP au-dessus de l'Islande, et inversement, à de faibles anomalies négatives sur le centre de l'océan Atlantique (entre  $15^\circ$  N et  $45^\circ$  N) et sur la moitié ouest du bassin méditerranéen. Les anomalies positives sur le nord-ouest de

l'Europe s'affaiblissent entre  $j+1$  et  $j+4$ , à l'inverse des anomalies négatives sur la partie ouest du bassin, qui se renforcent à  $j+1$  et  $j+2$ , témoignant ainsi de cellules dépressionnaires en provenance de l'océan Atlantique. Ce type de configuration atmosphérique fait penser à une phase négative de l'Oscillation Nord-Atlantique, qui se traduit par un affaiblissement conjoint de la dépression islandaise et de l'anticyclone des Açores, comme il semble être le cas ici. Cela laisse supposer à nouveau un rôle des grands régimes de circulation atmosphérique du domaine Euro-Atlantique (étudié par la suite). Les systèmes dépressionnaires localisés sur la Péninsules Ibérique et observés sur la figure 2.19b provoquent des précipitations sur la Péninsule Ibérique et le Maghreb (non montré), mettant fin aux longues séries de jours secs consécutifs sur ces deux sous-régions du bassin méditerranéen.

Les 16 eTLES regroupés dans la configuration Dispersés & Restreints prennent fin avec la formation de cellules dépressionnaires affectant le bassin méditerranéen en différents secteurs. On observe des faibles anomalies négatives de SLP sur la quasi-totalité du bassin méditerranéen les 4 jours qui suivent la fin des eTLES regroupés dans la configuration D&R (figure 2.19c).

Les 2 eTLES regroupés dans la configuration Sud-Est prennent fin avec l'arrivée d'un talweg dépressionnaire au-dessus de la Méditerranée orientale, qui s'étend jusqu'à la mer Noire, observable en altitude (non montré) mais pas forcément en surface, où la SLP au-dessus du Levant est légèrement positive (figure 2.19d). Au contact des eaux chaudes de la mer Méditerranée, l'advection d'un air froid associé à ce talweg dépressionnaire va engendrer des conditions atmosphériques instables au-dessus du Levant, apportant des précipitations sur ce secteur méditerranéen, comme l'ont montré Ziv *et al.*, en 2006.

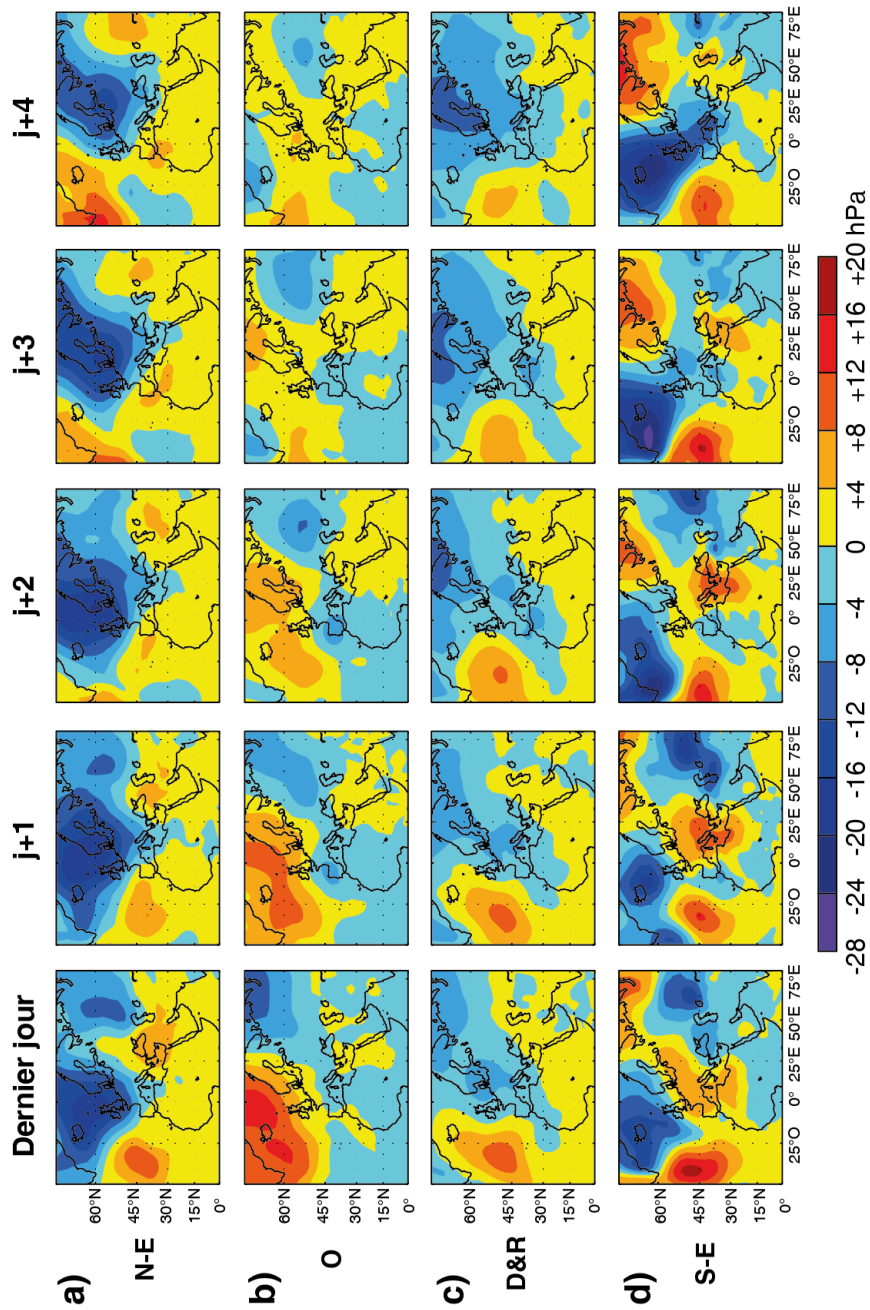


FIGURE 2.19 – Anomalies désaisonnalisées moyennes de SLP (hPa) des 4 jours suivant les événements eTLES répartis dans chacune des 4 configurations d'eTLES : a) Nord-Est, b) Ouest, c) Dispersés & Restreints et d) Sud-Est. Les anomalies désaisonnalisées moyennes de SLP associées aux derniers jours des eTLES sont également observées. Les événements commençant un 1<sup>er</sup> septembre ou se terminant un 30 avril on été exclus de cette analyse. Les composites "j+4" montrent les pressions moyennes présentées 4 jours après la fin des eTLES.

## 2.4 Les régimes de circulation atmosphérique du domaine Euro-Atlantique associés aux configurations d'événements de très longs épisodes secs

En climatologie, les régimes de circulation atmosphérique sont régulièrement utilisés pour appréhender les principales configurations récurrentes de circulation atmosphérique extratropicale (Vautard, 1990 ; Michelangeli *et al.*, 1995 ; Plaut et Simonnet, 2001 ; Cassou et Terray, 2005 ; Ullmann et Moron, 2008). Les principaux régimes de circulation atmosphérique du domaine Euro-Atlantique sont ici détectés afin d'étudier leurs liens avec les eTLES sur le bassin méditerranéen.

### 2.4.1 Les principaux régimes de circulation atmosphérique

#### 2.4.1.1 Composites des 4 régimes de circulation atmosphérique

Sur le domaine Euro-Atlantique, 4 régimes de circulations atmosphériques sont détectés : le blocage atmosphérique sur l'océan Atlantique, appelé communément "Atlantic Ridge" (AR), le blocage est-Atlantique, ou blocage scandinave, également appelé "East-Atlantic" (EA) et les deux phases de l'Oscillation Nord-Atlantique, appelées "North-Atlantic Oscillation" (NAO) phase positive (NAO+) et phase négative (NAO-). Ces 4 régimes de circulation sont cohérents avec les travaux de plusieurs autres auteurs (Vautard, 1990 ; Michelangeli *et al.*, 1995 ; Plaut et Simonnet, 2001 ; Cassou *et al.*, 2004 ; Yiou et Nogaj, 2004 ; Cassou et Terray, 2005 ; Cattiaux *et al.*, 2012 ; Cattiaux *et al.*, 2013 ; Ullmann *et al.*, 2014).

Sur la période étudiée (56 saisons humides de 1957 à 2013), le régime Atlantic Ridge (AR) rassemble 35% des jours. Ce régime de circulation



met en avant un système anticyclonique sur le nord de l'océan Atlantique (anomalies positives et significatives de SLP, en anomalies désaisonnalisées), et des conditions atmosphériques moyennes sur le centre de l'Europe et sur la mer Méditerranée (faibles anomalies négatives et significatives de SLP ; figure 2.20a). Le système de basses pressions, centré au sud de l'Europe, engendre des anomalies de vent anti-horaires localisées sur le golfe de Gênes.

Le régime East-Atlantic (EA) rassemble 25 % des jours étudiés et met en avant un large système anticyclonique centré sur l'Europe, avec des anomalies positives et significatives de SLP centrées sur la Manche (figure 2.20b). Le régime EA entraîne des anomalies de vent de nord-est sur le bassin méditerranéen, générées par les conditions anticycloniques situées au nord-ouest du bassin.

Les deux derniers régimes de circulation atmosphérique capturent les phases positives (NAO+) et négatives (NAO-) de la NAO, et représentent respectivement 23 % et 17 % des jours étudiés (figures 2.20c et 2.20d). La NAO est caractérisée par la covariance en opposition de phase entre la dépression islandaise (mesure barométrique à Reykjavik, capitale de l'Islande) et l'anticyclone des Açores (mesure barométrique à Lisbonne, capitale du Portugal). La NAO est le mode de variabilité atmosphérique majeur régissant le climat en hiver de la région nord-Atlantique (Hurrell 1995 ; Hurrell et Van Loon, 1997 ; Cassou, 2004). Dans la phase positive de la NAO, on observe des anomalies positives de SLP sur le secteur de l'anticyclone des Açores, et négatives sur le secteur de la dépression islandaise, mettant en avant un renforcement synchrone de ces deux centres d'actions (figure 2.20c). À l'inverse, la phase négative de la NAO présente des anomalies négatives de SLP sur le secteur de l'anticyclone des Açores, et des anomalies positives sur le secteur de la dépression islandaise, marquant un affaiblissement synchrone des deux centres d'actions (figure 2.20d). La phase positive de la NAO montre de faibles anomalies de vent de nord sur la moitié sud du bassin méditerranéen, sous l'action de l'anticyclone des Açores. La phase négative de la NAO présente de faibles anomalies de vent de sud-ouest sur la partie ouest du bassin méditerranéen. La phase positive de la NAO favorise les hivers frais et secs sur la partie sud de l'Europe et la phase négative de

la NAO favorise des hivers doux mais pluvieux sur la partie sud de l'Europe (Cassou, 2004).

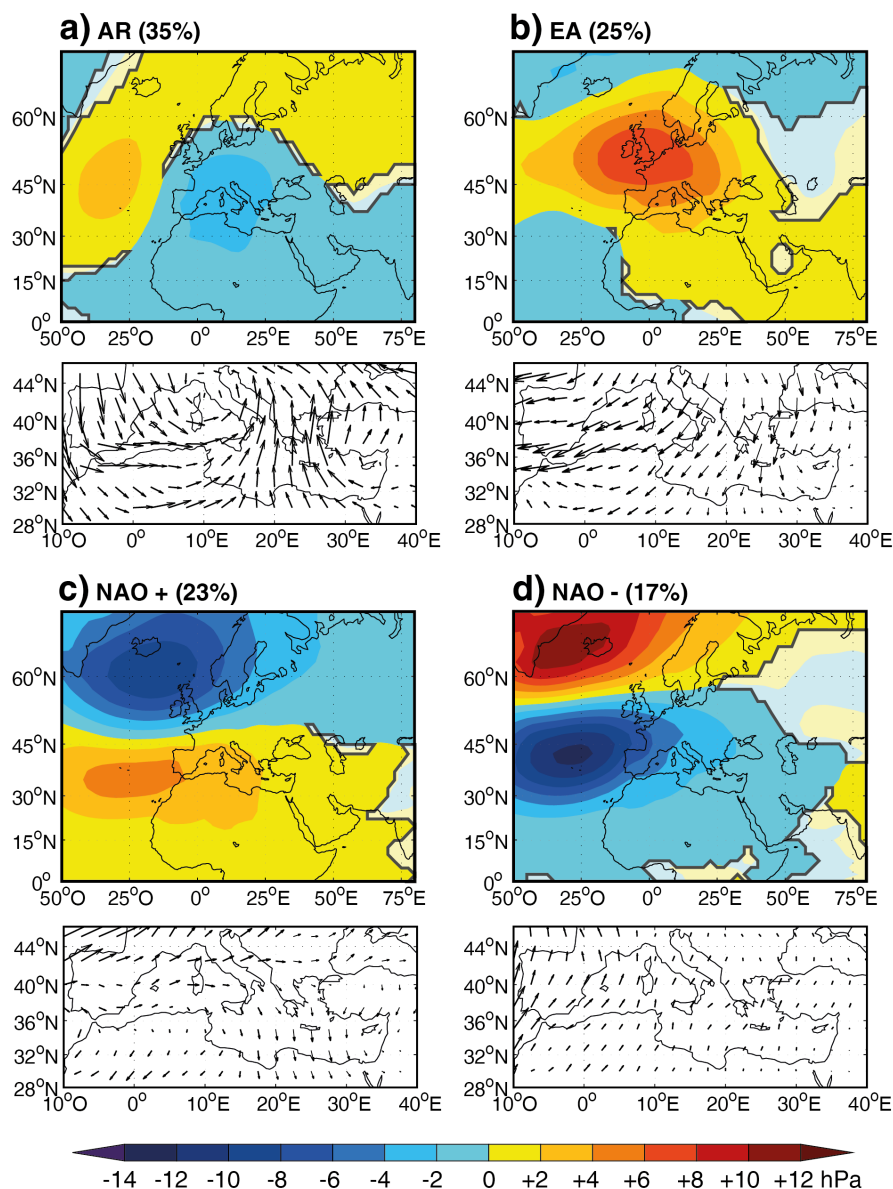


FIGURE 2.20 – Anomalies désaisonnalisées moyennes de SLP (en hPa ; panel du haut) et des vents à 995 hPa (U&V, en m.s<sup>-1</sup> ; panel du bas) associés aux jours appartenant aux 4 régimes de circulations atmosphériques : a) Atlantic Ridge (AR), b) East Atlantic (EA), c) phase positive de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO+) et d) phase négative de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO-). Les 4 régimes de circulation sont détectés grâce aux champs quotidiens de SLP des réanalyses NCEP-NCAR pour les 56 saisons couvrant la période 1957-2013. Les anomalies significatives de SLP au seuil de confiance de 0.05 d'après le test en T de Student apparaissent en couleurs vives et sont entourées en noir.

La deuxième classification effectuée, qui se base cette fois-ci sur des données quotidiennes de SLP désaisonnalisées, détecte également les mêmes 4 régimes de circulation atmosphérique. En revanche, le cycle saisonnier des circulations atmosphériques étant cette fois supprimé, les 13 552 jours sont répartis de façon plus homogène entre les 4 régimes : le régime AR représente 25 % des jours étudiés, le régime EA 28 % des jours étudiés, le régime NAO+ 26 % des jours étudiés et le régime NAO- 21 %. Les anomalies de pression désaisonnalisées associées à ces 4 régimes de circulation sont proches de celles issues de la classification prenant en compte les cycles saisonniers (*cf.* annexe 2.5). Le régime AR est marqué par des anomalies positives et significatives localisées plus au nord (juste en-dessous de l'Islande), les anomalies positives et significative du régime EA sont également localisées légèrement plus au nord (centrées sur le sud de la Scandinavie), tout comme les anomalies négatives et significatives associées au régime NAO- (à l'ouest des Îles Britanniques).

Il existe, à titre de comparaison, différentes analyses des régimes de circulation atmosphériques du domaine Euro-Atlantique en saison hivernale, synthétisées dans le tableau 2.1. Vautard (1990) détecte des régimes à partir des champs quotidiens d'altitude du géopotential 700 hPa, issues du National Meteorological Center (NMC), sur les saisons hivernales (11 novembre au 31 mars) de 1949 à 1986. Il utilise la méthode du Kmeans, comme dans cette étude, et utilise des données pour lesquelles le cycle saisonnier est écarté. Vautard (1990) détecte 4 régimes de circulation sur le domaine Euro-Atlantique : le régime Blocking (BL ; équivalent à notre régime EA) représente 17 % des jours étudiés, le régime Zonal (ZO ; équivalent à notre régime NAO+) représente 31 % des jours étudiés, le régime Greenland Anticyclone (GA ; équivalent à notre régime NAO-) représente 22 % des jours étudiés, le régime de circulation Atlantic Ridge (AR) représente 30 % des jours étudiés.

Michelangeli *et al.* (1995) identifient des régimes de circulation atmosphérique sur le domaine Euro-Atlantique (méthode du Kmeans) à partir des champs quotidiens d'altitude du géopotential 700 hPa, pour lesquels le cycle saisonnier est conservé, issus de la National Oceanic and Atmospheric

Administration (NOAA), sur les 44 saisons hivernales (15 novembre au 31 mars) couvrant de 1949 à 1992. Ainsi, ils détectent 4 régimes de circulation comparables à ceux ici observés : le régime "cluster 1", équivalent à notre régime NAO-, représente 21 % des jours étudiés ; le régime "cluster 2", équivalent à notre régime EA, représente 26 % des jours étudiés ; le régime "cluster 3", équivalent à notre régime NAO+, représente 28 % des jours étudiés ; le régime "cluster 4", équivalent à notre régime AR, représente 25 % des jours étudiés.

Dans le même esprit, Plaut et Simonnet (2001) détectent les 4 mêmes régimes de circulation sur le domaine Euro-Atlantique (méthode du Kmeans), dans les champs quotidiens d'altitude du géopotential 700 hPa, pour lesquels le cycle saisonnier est conservé, issus des réanalyses NCEP-NCAR, sur les 44 saisons hivernales (novembre à mars) couvrant de 1958 à 1998. Dans leur étude, le régime de circulation Atlantic Ridge (AR) représente 25 % des jours étudiés, le régime Blocking (BL ; équivalent à notre régime EA) représente 27 % des jours étudiés, le régime Greenland Anticyclone (GA ; équivalent à notre régime NAO-) représente 20 % des jours étudiés, le régime Zonal (ZO ; équivalent à notre régime NAO+) représente 28 % des jours étudiés. Ils ont également effectué une classification en régime de circulation avec des données pour lesquelles le cycle saisonnier a été écarté, pour comparaison. Les pressions atmosphériques moyennes, associées aux 4 régimes de circulation, sont comparables entre leurs deux types de classification.

Enfin, Ullmann *et al.* (2014) utilisent les champs de SLP quotidiens des réanalyses ERA-Interim, pour lesquels les cycles saisonniers sont conservés, sur les hivers (octobre à mars) de la période 1979-2005, pour détecter les 4 mêmes régimes de circulation sur le domaine Euro-Atlantique (méthode des Kmeans) : AR (27 % des jours étudiés), EA (26 %), NAO+ (23 %) et NAO- (24 %). Que ce soit dans les études précédemment citées ou dans notre étude, on observe qu'en hiver, les régimes AR, EA et NAO+ sont généralement plus fréquents que le régime NAO-.

## *2.4 Les régimes de circulation atmosphérique du domaine Euro-Atlantique associés aux configurations d'événements de très longs épisodes secs*

TABLE 2.1 – Résumé de certaines classifications en régimes de circulation atmosphérique du domaine Euro-Atlantique en période hivernale observées dans la littérature. Les deux classifications des régimes de circulation sur la période contemporaine effectuées au cours de cette thèse sont également présentes. Sont renseignés : le nom et l'année de publication, la saison couverte et la période étudiée, si les données utilisées sont désaisonnalisées, le ratio (en %) des 4 régimes de circulation détectés.

Nom (année)	saison couverte (période étudiée)	données désaisonnalisées	AR (%)	EA (%)	NAO+ (%)	NAO- (%)
Vautard (1990)	11 novembre au 31 mars (1949 à 1986)	oui	30	17	31	22
Michelangeli et al. (1995)	15 novembre au 31 mars (1949 à 1992)	non	25	26	28	21
Plaut et Simmonet (2001)	novembre à mars (1958 à 1998)	non	25	27	28	20
Ullmann et al. (2014)	octobre à mars (1979 à 2005)	non	27	26	23	24
Notre classification	septembre à avril (1957 à 2013)	non	35	25	23	17
Notre classification	septembre à avril (1957 à 2013)	oui	25	28	26	21

### 2.4.1.2 Régimes de circulation atmosphérique : variabilité intra-saisonnière et tendance

La figure 2.21 présente la saisonnalité moyenne des 4 régimes de circulation atmosphérique sur les saisons de la période 1957-2013 (occurrence moyenne mensuelle). Le régime AR montre une forte saisonnalité, avec une occurrence maximale à l'automne et au printemps, représentant en moyenne 76 % des jours de septembre et 39 % des jours d'octobre ainsi que 38 % des jours de mars et 77 % des jours d'avril. Inversement, l'occurrence minimale du régime AR se trouve en hiver, avec en moyenne environ 12 % des jours de décembre, 7 % en janvier et 16 % en février. Le régime NAO+ affiche également une forte saisonnalité, inverse au régime AR. L'occurrence maximale moyenne de ce régime de circulation est observée en hiver (40 % en décembre, 54 % en janvier et 41 % en février) et l'occurrence la plus faible à l'automne et au printemps (0,3 % en septembre et 5 % en octobre puis 20 % en mars et 2 % en avril). Comme il est confirmé par Hurrell et Van Loon (1997), les variations de la NAO sont plus prononcées durant la saison hivernale (décembre à janvier). Contrairement aux régimes AR et NAO+, les

régimes EA et NAO- ne montrent pas de saisonnalité prononcée. Le régime EA révèle une faible saisonnalité, avec une occurrence davantage prononcée à l'automne, en octobre et novembre (38 % et 42 %), et une occurrence plutôt faible en avril (10 %). Le régime NAO- apparaît de façon quasi-régulière tout au long de la saison, représentant en moyenne 17 % des jours de chacun des 8 mois, avec l'occurrence minimale en septembre (5 %) et la maximale en mars (22 %).

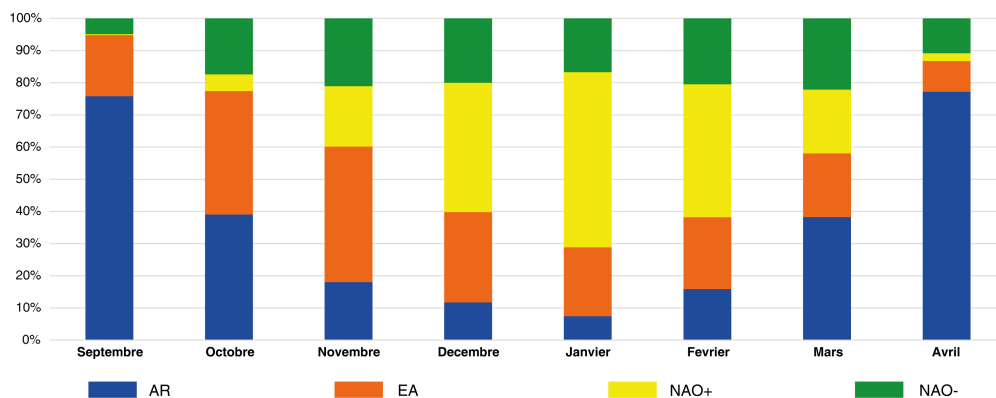


FIGURE 2.21 – Occurrence moyenne mensuelle des 4 régimes de circulation atmosphérique détectés pour les 56 saisons étudiées (septembre à avril) couvrant la période 1957-2013 : Atlantic Ridge (AR) en bleu, East-Atlantic (EA) en orange, la phase positive de la NAO (NAO+) en jaune et la phase négative de la NAO (NAO-) en vert. Le graphique représente le ratio moyen de jours concernés par les 4 régimes de circulation atmosphérique sur l'ensemble des jours respectifs de chacun des 8 mois (en pourcentage).

La figure 2.22 montre le nombre de jours associés à chacun des 4 régimes de circulation atmosphérique pour les 56 saisons couvrant la période 1957-2013, et les droites de régression linéaire associées. Sur la période 1957-2013, le régime AR affiche une tendance significative à la baisse, d'après le test de Bravais-Pearson appliqué au coefficient de corrélation entre la variable  $Y$  (le nombre de jours de AR par saison) et la variable  $X$  (les 56 saisons). Cette tendance est marquée en début de période d'étude, sur les 20 premières saisons, et semble plus modérée sur les 36 saisons suivantes (figure 2.22a). Inversement, le régime EA présente une tendance significative à la hausse sur la période 1957-2013. Tout comme pour le régime AR, cette tendance à la hausse semble plus prononcée durant les 20 premières saisons et paraît

2.4 Les régimes de circulation atmosphérique du domaine Euro-Atlantique associés aux configurations d'événements de très longs épisodes secs

plus modérée sur les 36 saisons restantes (figure 2.22a). La phase positive de la NAO montre une tendance significative à la hausse sur la période 1957-2013, contrairement à la phase négative, qui affiche une tendance à la baisse, mais non significative, d'après le test de Bravais-Pearson (figure 2.22b).

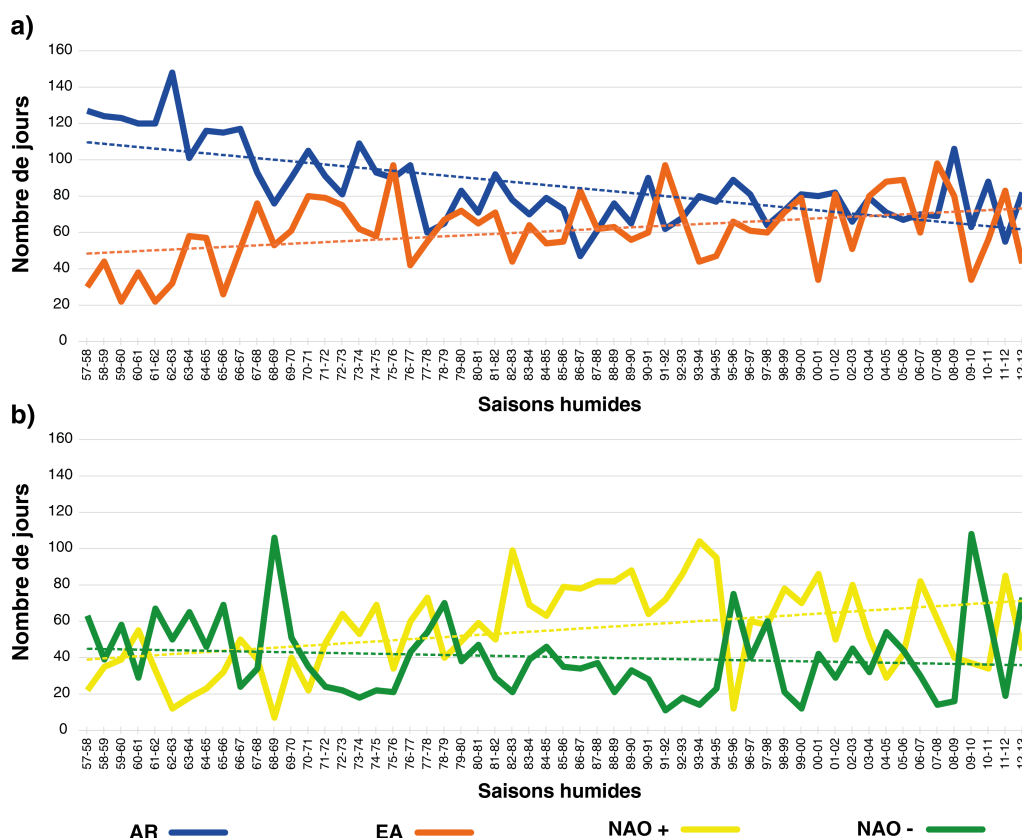


FIGURE 2.22 – Nombre de jours des 4 régimes de circulation atmosphérique pour les 56 saisons (septembre à avril) de la période couvrant 1957-2013 : (a) Atlantic Ridge (AR, en bleu) et East-Atlantic (EA, en orange) ; (b) Oscillation Nord-Atlantique phase positive (NAO+, en jaune) et négative (NAO-, en vert). Pour chacun des 4 régimes de circulation, la droite de régression linéaire est renseignée en pointillés, dont l'équation est : (AR)  $Y = -0,87x + 110,5$  (coefficient de corrélation de 0,67) ; (EA)  $Y = 0,45x + 47,9$  (coefficient de corrélation de 0,39) ; (NAO+)  $Y = 0,58x + 38,4$  (coefficient de corrélation de 0,40) ; (NAO-)  $Y = -0,16x + 45$  (coefficient de corrélation de 0,12). La significativité des tendances linéaires est vérifiée avec le test de Bravais-Pearson (seuil de confiance de 0.05).

Dans son étude, Hurrell (1995) détecte une augmentation de la fréquence d'apparition de la phase positive de la NAO depuis les années 1970 en hiver (décembre à mars), tout comme Hurrell et Van Loon (1997). Pour observer

ces tendances associées à la NAO, ils utilisent un indice de la NAO qui se base sur le différentiel de pression entre Reykjavik et Lisbonne. En utilisant le même indice de NAO, Cassou *et al.* (2004) soulignent également une tendance positive et significative à l'apparition du régime NAO+ depuis les années 1970, en hiver (décembre à février), au détriment de la phase négative de la NAO (NAO-). De plus, ils révèlent une forte variabilité multi-décennale à décennale et interannuelle (d'un hiver à l'autre) entre les deux phases de la NAO, comme il est observé dans cette étude (figure 2.22b), entre la saison n° 11 (1967-1968 ; 39 jours de NAO+ et 34 jours de NAO-) et la saison n° 12 (1968-1969 ; 7 jours de NAO+ et 106 jours de NAO-), entre la saison n° 38 (1994-1995 ; 95 jours de NAO+ et 23 jours de NAO-) et la saison n° 39 (1995-1996 ; 12 jours de NAO+ et 75 jours de NAO-) ou encore entre la saison n° 54 (2010-2011 ; 34 jours de NAO+ et 64 jours de NAO-) et la saison n° 55 (2011-2012 ; 85 jours de NAO+ et 19 jours de NAO-).

Hurrell et Deser (2009) soulignent également une grande variabilité décennale et interannuelle entre les phases positives et négatives de la NAO en hiver (décembre à mars) entre 1950 et 2006. En outre, ils observent que la phase positive de la NAO est faiblement détectée durant les années 1960 (contrairement à la phase négative de la NAO), et que cela s'inverse dans les années 1990, avec un régime NAO+ davantage présent que le régime NAO-. Ce résultat est appuyé par une tendance à l'augmentation de l'occurrence de la phase positive de la NAO depuis les années 1970. Ces deux études ne montrent, en revanche, aucune tendance significative concernant les régimes AR et EA sur la deuxième moitié du XX<sup>ème</sup> siècle. Cassou *et al.* (2004) se concentrent sur la saison couvrant décembre à février et Hurrell et Deser (2009) sur la période couvrant décembre à mars.

Plaut et Simonnet (2001) observent eux des tendances à la forte baisse de l'occurrence du régime AR en hiver (novembre à mars) entre les années 1960 et 1970, puis une augmentation entre les années 1970 et 1980, et une nouvelle baisse entre les années 1980 et 2000. Ils notent également une hausse de l'occurrence du régime EA depuis les années 1970, tout comme pour le régime NAO+. Enfin, ils observent une diminution de l'occurrence du régime NAO- entre les années 1970 et les années 1980, puis une augmentation entre



les années 1980 et 1990, et une nouvelle baisse entre les années 1990 et 2000. Les tendances observées dans cette étude, concernant les 4 régimes de circulation, sont cohérentes avec ce qui est relevé dans les autres études.

Comme le l'indiquent Eden et Jung (2000), Msadek *et al.* (2011) et Peings et Magnusdottir (2014), la variabilité multi-décennale à décennale associée à la répétition de la phase positive ou négative de la NAO peut s'expliquer en partie par l'influence de l'Oscillation Atlantique Multidécennale (OAM). L'OAM est un indice climatique qui se base sur la variation de la température de surface de l'océan Atlantique dans l'hémisphère nord (sea surface temperature, SST ; Kerr, 2000). Dans sa phase positive, l'OAM est associée à des anomalies positives de SST sur l'Atlantique, inversement à sa phase négative. La phase positive de l'OAM favorise la répétition des séquences du régime NAO+. À l'inverse, la phase négative de l'OAM favorise la répétition des séquences du régime NAO-.

#### 2.4.1.3 Régimes de circulation atmosphérique : persistance moyenne

La durée des séquences des 4 régimes de circulation est définie comme étant le nombre de jours consécutifs associés à un même régime de circulation atmosphérique. La figure 2.23 montre une plus grande variabilité dans la durée des séquences du régime NAO+ (entre 1 jour et 63 jours consécutifs) et du régime AR (de 1 à 49 jours) que dans la durée des séquences du régime NAO- (de 1 à 33 jours) et du régime EA (de 1 à 29 jours). La moitié des séquences dure moins de 4 jours consécutifs pour les 4 régimes de circulation (médianes). Cependant, les régimes AR et NAO+ affichent des séquences plus longues (6,2 jours en moyenne) que les régimes EA et NAO- (respectivement 4,5 jours et 4 jours en moyenne). Bien que le régime EA (3 406 jours) soit plus présent que le régime NAO+ (3 086 jours) sur la période étudiée, il se caractérise par des séquences plus courtes. Les régimes AR et NAO+ ont donc tendance à durer plus longtemps que les régimes EA et NAO-, lorsqu'ils sont observés. Avec la classification en régime de circulation atmosphérique excluant le cycle saisonnier, la durée des séquences des 4 régimes de circulation alors détectés est comparable : les séquences du

régime AR durent en moyenne 4,1 jours, celles du régime EA en moyenne 4 jours, celles du régime NAO+ et du régime NAO- en moyenne 4,2 jours, respectivement.

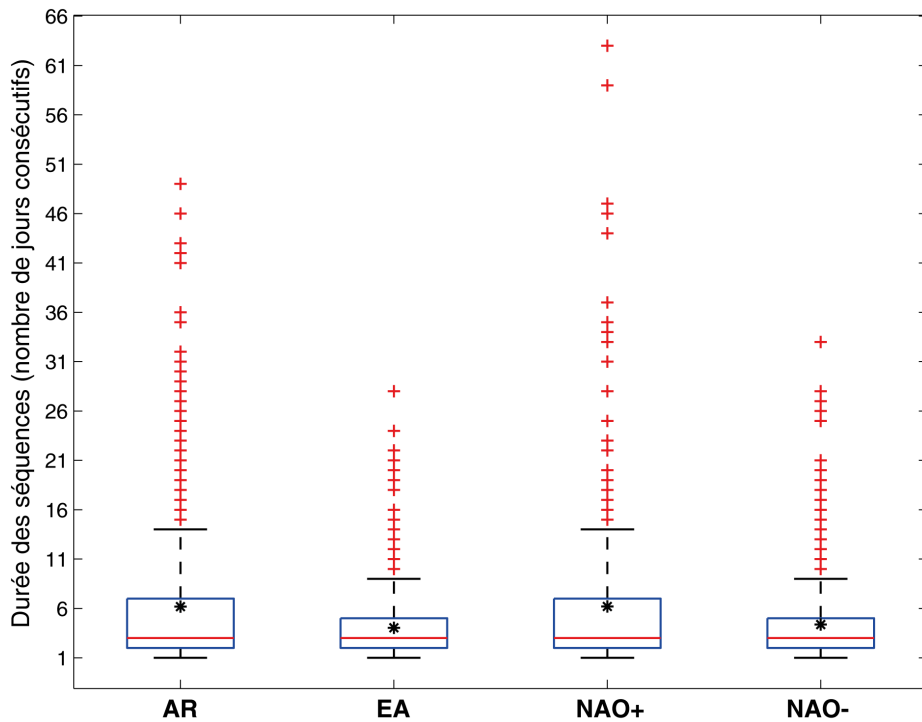


FIGURE 2.23 – Boîtes à moustaches de la durée (en nombre de jours) des différentes séquences de chacun des 4 régimes de circulation atmosphérique détectés sur les 56 saisons (septembre à avril) de la période 1957-2013 : Atlantic-Ridge (AR), East-Atlantic (EA), phase positive et négative de l’Oscillation Nord-Atlantique (NAO+ et NAO-). Une séquence représente le nombre de jours consécutifs associés à un même régime de circulation. Les différents éléments d’une boîte à moustaches sont détaillés dans le chapitre 1 (en section 1.4.3). Les étoiles noires correspondent aux moyennes.

## 2.4.2 Relations entre les régimes de circulation atmosphérique et les configurations d'événements de très longs épisodes secs

### 2.4.2.1 Régimes de circulation atmosphérique conservant le cycle saisonnier

Le tableau 2.2 montre la distribution des 4 423 jours des 76 eTLES suivant les 4 configurations d'eTLES et les 4 régimes de circulation atmosphérique. La configuration Nord-Est, regroupant 11 eTLES centrés sur les Balkans, dont 6 commencent en septembre, est principalement associée à 3 régimes de circulation atmosphérique (en colonne) : EA (33 % des jours de eTLES de la configuration Nord-Est), AR (31 %) et NAO+ (29 %). La configuration Ouest, regroupant 15 eTLES centrés sur la Péninsule Ibérique, dont la majorité commencent entre décembre et janvier, est principalement associée aux deux régimes de circulation atmosphérique observés en milieu de saison (*cf.* section 2.4.1.2 : NAO+ (42 % des jours d'eTLES de la configuration Ouest) et EA (33 %)). La configuration Dispersés & Restreints, comptant 25 eTLES répartis sur l'ensemble du bassin méditerranéen, est principalement associée à trois régimes de circulation atmosphérique : AR (36 % des jours d'eTLES de la configuration D&R), NAO+ (29 %) et EA (27 %). La configuration Sud-Est, qui regroupe 25 eTLES centrés sur le Levant, dont 22 commencent au 1<sup>er</sup> septembre (eTLES saisonniers), est principalement associée aux régimes de circulation atmosphérique présents en début de saison : AR (53 % des jours d'eTLES de la configuration S-E) et EA (30 %). La saisonnalité des configurations d'eTLES, observée dans la section 2.2.2.2, semble être corrélée avec la saisonnalité des régimes de circulation atmosphérique associés. Le régime NAO- est le seul à ne montrer aucune association préférentielle avec une configuration d'eTLES, représentant un faible pourcentage de jours d'eTLES pour chacune des configurations.

Le tableau 2.2 précise que le régime de circulation AR est le plus représenté parmi les jours d'eTLES (38 % ; en ligne), mais ce n'est pas le régime

le plus associé aux eTLES. 35 % des jours du régime AR (qui représente également 35 % des 13 552 jours étudiés) sont associés à des eTLES. La majorité des jours du régime AR associés aux eTLES sont regroupés dans la configuration Sud-Est (54 %). À l'inverse, seuls 9 % des jours du régime AR sont associés à la configuration d'eTLES Ouest. Le régime EA est le second régime le plus représenté parmi les jours d'eTLES (31 %), mais c'est le régime le plus associé aux eTLES. 40 % des jours de EA (qui représente 25 % des jours étudiés) sont associés à des eTLES. Le régime EA n'indique pas de saisonnalité marquée, par rapport aux régimes AR et NAO+ (*cf.* section 2.4.1.2). Ceci explique en partie pourquoi le régime EA est le plus associé aux jours d'eTLES, car il est associé à des événements d'eTLES qui apparaissent tout au long de la saison. Une part importante des jours du régime EA associés aux eTLES l'est avec la configuration Sud-Est (39 %), et une part moins importante l'est avec la configuration Nord-Est (16 %). Le régime NAO+ représente 22 % des jours d'eTLES, mais 32 % des jours de ce régime sont associés à des eTLES (NAO+ représentant 23 % des jours étudiés). Contrairement aux régimes AR et EA, qui sont principalement associés à la configuration d'eTLES Sud-Est, le régime NAO+ est surtout associé à la configuration Ouest et Dispersés & Restreints (respectivement 36 % et 35 %). Le régime de circulation NAO- est le moins représenté parmi les jours d'eTLES (seulement 9 %), et c'est également le régime le moins associé aux eTLES. Seulement 17 % des jours de NAO- (qui représente également 17 % des jours étudiés) sont associés à des eTLES. La majorité des jours de NAO- associés aux eTLES est inscrite dans la configuration Sud-Est (52 %).

Trois régimes de circulation semblent préférentiellement être associés aux eTLES détectés sur le bassin méditerranéen : AR, EA et NAO+. Ces trois régimes de circulation permettraient alors le développement des configurations atmosphériques favorables à l'apparition de longues sécheresses. On note cependant que seuls les régimes EA et NAO+ sont associés à des anomalies de SLP anticycloniques sur le bassin méditerranéen (à l'ouest pour le régime NAO+ et sur l'ensemble du bassin pour le régime EA ; *cf.* figures 2.20a et 2.20b). À l'inverse, le régime AR est associé à de faibles anomalies négatives de SLP sur le bassin méditerranéen (*cf.* figure 2.20c). Le

2.4 Les régimes de circulation atmosphérique du domaine Euro-Atlantique associés aux configurations d'événements de très longs épisodes secs

régime NAO-, qui est également associé à des anomalies négatives de SLP sur l'ensemble du bassin méditerranéen (cf. figure 2.20d) semble à l'inverse être défavorable au développement d'un eTTLES.

	N-E		O		D&R		S-E		% de jours des régimes associés aux eTTLES
<b>AR</b>	<b>213</b>	31% 13%	<b>159</b>	19% 9%	<b>415</b>	36% 24%	<b>914</b>	53% 54%	<b>1701</b> (38%) 100%
<b>EA</b>	<b>223</b>	33% 16%	<b>281</b>	33% 21%	<b>318</b>	27% 24%	<b>526</b>	30% 39%	<b>1348</b> (31%) 100%
<b>NAO+</b>	<b>199</b>	29% 20%	<b>350</b>	42% 36%	<b>338</b>	29% 35%	<b>92</b>	5% 9%	<b>979</b> (22%) 100%
<b>NAO-</b>	<b>49</b>	7% 12%	<b>52</b>	6% 13%	<b>90</b>	8% 23%	<b>204</b>	12% 52%	<b>395</b> (9%) 100%
	<b>684</b> (16%)	<b>100%</b>	<b>842</b> (19%)	<b>100%</b>	<b>1161</b> (26%)	<b>100%</b>	<b>1736</b> (39%)	<b>100%</b>	<b>4423 jours</b>

TABLE 2.2 – Tableau de contingence montrant la distribution des 4 423 jours impactés par les 76 eTTLES détectés dans les 56 saisons (septembre à avril) de la période 1957-2013, suivant les 4 configurations d'eTTLES (Nord-Est, NE; Ouest, O; Dispersés & Restreints, D&R; Sud-Est, S-E) et les 4 régimes de circulation atmosphérique (Atlantic Ridge, AR; East-Atlantic, EA; phase positive de l'Oscillation Nord-Atlantique, NAO+; phase négative de l'Oscillation Nord-Atlantique, NAO-). En noir, le nombre de jours associés à chacune des 16 combinaisons possibles. En rouge (par ligne), le nombre de jours d'eTTLES associés à chaque régime de circulation (et les pourcentages associés) répartis entre les 4 configurations d'eTTLES. En bleu (par colonne), le nombre de jours d'eTTLES associés à chaque configuration d'eTTLES (et les pourcentages associés) répartis entre les 4 régimes de circulation. En orange, les statistiques sur les 4 423 jours d'eTTLES (et le pourcentage associé) répartis entre les 4 configurations d'eTTLES et entre les 4 régimes de circulation atmosphérique. En vert, le ratio de jours d'eTTLES pour chacun des 4 régimes de circulation atmosphérique.

Le tableau 2.3 présente la valeur de la statistique du V de Cramer, qui mesure ici l'intensité du lien entre un régime de circulation atmosphérique et une configuration de eTLES donnée. Le V de Cramer est calculé pour les 16 combinaisons possibles, pour observer si l'un des 4 régimes de circulation est favorable (association positive) ou défavorable (association négative) à l'occurrence d'eTLES sur des sous-régions du bassin méditerranéen, représentés par les 4 configurations d'eTLES. Le régime AR favorise en partie l'occurrence des eTLES de la configuration Sud-Est (centrés sur le Levant ; eTLES saisonniers) mais est défavorable à l'occurrence des eTLES de la configuration Ouest. Si le régime EA est fréquemment associé à des eTLES (40 % des jours où il prévaut appartiennent à des événements d'eTLES (*cf.* tableau 2.2), alors que ce régime ne représente que 25 % des jours étudiés), il ne favorise ou ne défavorise aucune des 4 configurations d'eTLES. Comme il est indiqué précédemment, le régime EA est associé à des événements d'eTLES sur la saison entière et répartis sur l'ensemble du bassin méditerranéen. Inversement au régime AR, le régime NAO+ favorise en partie l'occurrence des eTLES de la configuration Ouest (centrés sur la Péninsule Ibérique) mais est défavorable à l'occurrence des eTLES de la configuration Sud-Ouest. Logiquement, au vu des associations mises en avant dans le tableau 2.2, le régime NAO- est défavorable au développement des eTLES de la majorité des configurations d'eTLES (Nord-Est, Ouest et Dispersés & Restreints), excepté pour la configuration particulière Sud-Est (légèrement favorable).

D'après le V de Cramer, seules les configurations d'eTLES Ouest et Sud-Est sont favorablement influencées par certains régimes de circulation. À l'inverse, le régime AR est défavorable au développement d'eTLES sur l'ouest du bassin méditerranéen, tout comme le régime NAO+ sur l'est du bassin. Cependant, la saisonnalité conjointe des configurations d'eTLES et des régimes de circulation est un facteur à prendre en compte lorsqu'on mesure le sens et l'intensité des différents liens entre ces deux types d'éléments climatiques car elle peut finalement biaiser le lien apparent entre un régime et une configuration d'eTLES. C'est pourquoi, une deuxième classification en régime de circulation a été effectuée, à partir des anomalies désaisonnalisées de SLP, pour obtenir des régimes de circulation atmosphérique non

soumis au cycle saisonnier.

TABLE 2.3 – Mesure de l'intensité des liens entre les 4 régimes de circulation atmosphérique (Atlantic Ridge, AR ; East-Atlantic, EA ; phase positive de l'Oscillation Nord-Atlantique, NAO+ ; phase négative de l'Oscillation Nord-Atlantique, NAO-) et les 4 configurations d'eTLES (Nord-Est, NE ; Ouest, O ; Dispersés & Restreints, D&R ; Sud-Est, S-E), quantifiée par la valeur statistique du V de Cramer. Ici, les 4 régimes de circulation atmosphérique sont issus de la classification des champs de SLP quotidien bruts, conservant le cycle saisonnier. Le V de Cramer est appliqué aux 16 combinaisons possibles. En rouge, les associations positives entre les régimes de circulation atmosphérique et les configurations de très longs épisodes secs, en bleu les associations négatives. Les étoiles noires signalent un lien statistique avéré entre le régime de circulation et la configuration d'eTLES (V de Cramer supérieur à 0,05). Une valeur du V de Cramer supérieure à 0,05 indique, de façon graduelle, un lien de plus en plus fort entre les régimes de circulation et les configurations d'eTLES (faible entre 0,05 et 0,2 et modéré à fort au-dessus de 0,2)

	N-E	O	D&R	S-E
AR	0.0206	0.0889 *	0.0021	0.1382 *
EA	0.0397	0.0489	0.0159	0.0457
NAO+	0.0348	0.0519 *	0.0463	0.1597 *
NAO-	0.0589 *	0.0726 *	0.0734 *	0.0508 *

#### 2.4.2.2 Régimes de circulation atmosphérique écartant le cycle saisonnier

Le tableau 2.4 donne la valeur de la statistique du V de Cramer entre un régime de circulation atmosphérique et une configuration d'eTLES donnée, pour des régimes de circulation qui, cette fois-ci, ne considèrent pas le cycle saisonnier. Le tableau 2.4 se base sur la nouvelle distribution des 4 423 jours impactés par les 76 eTLES suivant les 4 configurations d'eTLES et les 4 régimes de circulation atmosphérique excluant le cycle saisonnier (*cf.* annexe 2.6). Associer le tableau 2.4 au tableau 2.3, précédemment analysé, permet finalement de dissocier les liens dus à une saisonnalité conjointe entre le régime de circulation et la configuration d'eTLES, et les liens réellement climatiques entre les régimes et les configurations d'eTLES. Précédemment, le lien positif le plus fort était entre le régime AR et la configuration Sud-

Est. Avec la classification en régime de circulation atmosphérique qui écarte le cycle saisonnier, ce lien n'est finalement plus statistiquement avéré, même si l'association reste positive. À l'inverse, le tableau 2.4 confirme bien que le lien entre le régime NAO+ et la configuration Ouest est d'ordre climatique, et non pas du fait d'une saisonnalité conjointe entre ces deux variables. Plus globalement, le tableau 2.4 indique que le régime AR est logiquement défavorable aux eTLES localisés sur les Balkans (configuration Nord-Est), et plus largement sur l'ensemble du bassin méditerranéen (configuration Dispersés & Restreints). En effet, le régime AR est associé à des anomalies négatives de pression sur l'ensemble du bassin méditerranéen, comme vu précédemment. Le tableau 2.4 confirme l'absence de lien statistique entre le régime EA et les 4 configurations d'eTLES.

Le régime NAO+, favorable au développement des eTLES sur la partie ouest du bassin méditerranéen, est également favorable au développement des eTLES sur l'ensemble du bassin méditerranéen, car un lien statistique positif avéré est aussi observé avec la configuration Nord-Est et Dispersés & Restreints, dans le tableau 2.4. Ce résultat paraît logique, car le régime NAO+ représente un renforcement et une extension vers l'est de l'anticyclone des Açores, favorisant l'apparition de blocages atmosphériques sur le bassin méditerranéen. Le régime NAO- est donc défavorable aux eTLES localisés sur la partie ouest du bassin méditerranéen (lien statistique négatif avéré), même si les autres associations entre le régime NAO- et les configurations d'eTLES sont négatives (mais non statistiquement avérés). Inversement au régime NAO+, le régime NAO- représente un affaiblissement de l'anticyclone des Açores, favorisant les précipitations sur le sud de l'Europe et sur la partie ouest du bassin méditerranéen, ce qui justifie ce résultat.

Une fois le cycle saisonnier des régimes de circulation écarté, les régimes AR, NAO+ et NAO- montrent tout de même un certain contrôle sur les eTLES. Cependant, seul le régime NAO+ est finalement favorable au développement des eTLES, les régimes AR et NAO- étant défavorables aux eTLES, sur certains secteurs ou sur l'ensemble du bassin méditerranéen. Avec ou sans le cycle saisonnier, le régime EA ne présente aucun contrôle



sur l'occurrence des eTLES.

TABLE 2.4 – Mesure de l'intensité des liens entre les 4 régimes de circulation atmosphérique (Atlantic Ridge, AR; East-Atlantic, EA; phase positive de l'Oscillation Nord-Atlantique, NAO+; phase négative de l'Oscillation Nord-Atlantique, NAO-) et les 4 configurations d'eTLES (Nord-Est, NE; Ouest, O; Dispersés & Restreints, D&R; Sud-Est, S-E), quantifiée par la valeur statistique du V de Cramer. Ici, les 4 régimes de circulation atmosphérique sont issus de la classification des champs de SLP quotidien désaisonnalisés, écartant le cycle saisonnier. Le V de Cramer est appliqué aux 16 combinaisons possibles. En rouge (bleu), les associations positives (négatives) entre les régimes de circulation atmosphérique et les configurations de très longs épisodes secs. Les étoiles noires signalent un lien statistique avéré entre le régime de circulation et la configuration d'eTLES (V de Cramer supérieur à 0,05). Une valeur du V de Cramer supérieure à 0,05 indique, de façon graduelle, un lien de plus en plus fort entre les régimes de circulation et les configurations d'eTLES (faible entre 0,05 et 0,2 et modéré à fort au-dessus de 0,2)

	N-E	O	D&R	S-E
AR	0.0561 *	0.0081	0.0711 *	0.0329
EA	0.0206	0.0066	0.0203	0.0275
NAO+	0.06 *	0.0894 *	0.0966 *	0.0224
NAO-	0.0129	0.0808 *	0.0056	0.0414

Comme il est dit en introduction de cette thèse, la majorité des études portant sur les sécheresses en Méditerranée se basent sur des anomalies de précipitations. Maheras et al. (1999) indiquent que les anomalies négatives sur les cumuls mensuels de précipitations en hiver sont associées avec la phase positive de la NAO, comme le confirment Dünkeloh et Jacobeit (2003) et Xoplaki et al. (2004). Kelley et al. (2012) indiquent aussi que le régime NAO+ est corrélé avec une diminution des précipitations. Cependant, bien que l'assèchement semble se généraliser à l'ensemble du bassin méditerranéen sur la deuxième moitié du XX<sup>ème</sup> siècle, Kelley et al. (2012) constatent que l'influence du régime NAO+ concerne principalement la partie ouest du bassin. Iqbal et al. (2013) observent qu'il existe une corrélation négative entre les variations interannuelles des précipitations hivernales au Moyen-Orient et les hautes pressions des Açores. Ils notent également que le décalage vers l'ouest des hautes pressions atmosphériques du nord de

l'océan Indien impactent les précipitations à l'est du bassin méditerranéen. Oikonomou et al. (2010) montrent qu'en hiver et au printemps, une large anomalie positive et significative de SLP sur le Groenland et l'Arctique, associée à une anomalie négative et significative de SLP sur l'Atlantique et le sud de l'Europe (soit une configuration de NAO-), est associée avec une réduction de la durée des périodes de sécheresse sur la partie est du bassin méditerranéen. Törnros (2013) indique que les précipitations dans le sud du Levant sont associées à la phase positive de la MOI (Mediterranean Oscillation Index) et à la présence de dépressions atmosphériques localisées sur Chypre. La MOI fait référence à l'activité dépressionnaire sur le bassin méditerranéen : dans sa phase positive, on observe un renforcement de l'activité des dépressions atmosphériques dans le bassin méditerranéen, et dans sa phase négative, un affaiblissement de l'activité des dépressions atmosphériques (Supic *et al.*, 2004).

A une échelle plus large, des études constatent des télé-connexions importantes entre les modes de température de surface de la mer dans les tropiques (SST) et les régimes de précipitations des domaines Euro-Atlantique et Méditerranéen. Comme le soulignent Brönnimann et al. (2007), l'oscillation ENSO (El Niño Southern Oscillation), principal mode de la variabilité climatique interannuelle, influence les régimes de précipitations en Europe et en Méditerranée. L'oscillation ENSO est liée à une variation de la pression atmosphérique entre l'est et l'ouest du domaine pacifique, couplé à des modifications des courants océaniques le long de l'équateur et à des modifications des régimes de vent, qui va perturber la température de surface de l'océan Pacifique (Trenberth, 1997 ; Holbrook *et al.*, 2009). Le phénomène ENSO entraîne des conditions de sécheresse à l'ouest du Pacifique et des fortes pluies à l'est en phase El Niño, et des conditions de sécheresse à l'est du Pacifique et des fortes pluies à l'ouest en phase La Niña. ENSO peut impacter le climat européen en modulant la NAO. En hiver, une configuration du type El Niño favorise une circulation atmosphérique du type NAO- sur le domaine Euro-Atlantique, une configuration du type La Niña favorise à l'inverse une circulation atmosphérique du type NAO+ (Brönnimann, 2007 ; Brönnimann *et al.*, 2007). Zanchettin *et al.* (2008) montrent qu'un événement du type El Niño favorise une augmentation des précipitations

hivernales en Europe (principalement sur l'ouest Européen), et à l'inverse, un événement du type La Niña engendre une diminution des précipitations hivernales en Europe. Mariotti et al. (2002) indiquent que, dans la partie occidentale du bassin méditerranéen, il y a une augmentation des précipitations d'environ +10 % à l'automne précédant un événement El Niño, et une diminution des précipitations d'environ -10 % au printemps suite à un événement El Niño. Cela se traduit par une saison sur le bassin méditerranéen qui commence plus tôt qu'en moyenne, mais qui se termine également plus tôt. Dans leur étude, Gaetani *et al.* (2011) montrent que la position du jet stream a également une influence sur les régimes de précipitations Euro-Atlantique et méditerranéenne. En hiver, les précipitations sont abondantes sur la partie orientale du bassin méditerranéen lorsque que le jet Atlantique atteint la Scandinavie et que le jet africain est dans une position la plus à l'ouest possible.

Ces résultats montrent qu'il existe un certain contrôle des eTLES méditerranéens par les principaux régimes de circulation atmosphérique du domaine Euro-Atlantique. Cependant, seul le régime NAO+ révèle un contrôle positif sur les eTLES. Pour mieux comprendre les mécanismes associés à ces contrôles et les facteurs additionnels qui déterminent l'occurrence des eTLES, une analyse composite des conditions atmosphériques conjointement associées aux configurations de eTLES et aux régimes de circulation est nécessaire.

### **2.4.3 Les mécanismes de contrôle des régimes de circulation atmosphérique sur les configurations d'événements de très longs épisodes secs**

Les résultats suivants se basent sur la classification en régime de circulation atmosphérique conservant le cycle saisonnier, car les régimes de circulation sont partie intégrante des variations saisonnières des conditions atmosphériques associées aux jours étudiés. Néanmoins, pour vérifier que les résultats restent cohérents entre les deux approches, les mêmes méthodes

sont appliquées pour la classification en régime de circulation excluant le cycle saisonnier.

#### 2.4.3.1 Conditions atmosphériques conjointement associées aux configurations d'événements de très longs épisodes secs et aux régimes de circulation atmosphérique

Comme il a été vu précédemment, le régime NAO+ est le seul régime de circulation qui est favorable au développement des eTLES. Cependant, les autres régimes de circulation sont, dans une moindre mesure, également associés à des jours d'eTLES. Cela veut dire que certaines situations particulières des régimes AR, EA et NAO- peuvent tout de même déboucher sur des eTLES. La figure 2.24 présente, pour chacun des 4 régimes de circulation, les anomalies désaisonnalisées de SLP associés aux jours de chacune des 4 configurations d'eTLES. La figure 2.25 montre elle, pour chacun des 4 régimes de circulation, les anomalies de SLP des régimes de circulation associées aux jours de chacune des 4 configurations d'eTLES. Ces deux figures complémentaires permettent, dans un premier temps, d'observer les conditions atmosphériques moyennes associées à chacune des 16 combinaisons possibles, puis dans un second temps, d'observer les conditions atmosphériques propres aux régimes de circulation lorsqu'ils sont associés aux eTLES, par rapport à leur climatologie respective.

Même si le régime AR semble ordinairement défavorable au développement des événements d'eTLES, de nombreux jours d'eTLES sont malgré tout associés à ce régime de circulation atmosphérique. La figure 2.24a montre que les jours de AR répartis dans les 4 configurations d'eTLES sont en moyenne associés à des anomalies désaisonnalisées positives et significatives de SLP sur l'océan Atlantique, et des anomalies désaisonnalisées négatives et significatives de SLP sur l'Europe et le bassin méditerranéen. L'intensité et la position des anomalies diffèrent un peu entre les 4 configurations d'eTLES, mais pour autant, les conditions atmosphériques moyennes associées aux configurations restent proches des conditions atmosphériques moyennes du régime AR, décrites précédemment, au début de

la section 2.4.1. Pour la configuration Nord-Est, les anomalies négatives et positives (significatives) sont plutôt faibles (entre -4 hPa et +4 hPa). Les anomalies positives sont centrées autour de la latitude 40° N dans l'océan Atlantique, et les anomalies négatives sur la partie ouest de l'Europe et du bassin méditerranéen (figure 2.24a). Lorsque le régime AR est associé à des eTLES sur les Balkans (configuration Nord-Est), la pression atmosphérique est légèrement plus forte sur le centre/sud de l'Europe (jusqu'à +4 hPa) par rapport à la climatologie du régime AR (figure 2.25a). Pour la configuration Ouest, les anomalies désaisonnalisées positives et significatives atteignent jusqu'à +10 hPa et sont centrées au large des Îles Britanniques, vers 50° N de latitude, et les anomalies désaisonnalisées négatives sont centrées sur les Balkans (jusqu'à -6 hPa; figure 2.24a). Lorsque le régime AR est associé à des eTLES sur la Péninsule Ibérique (configuration Ouest), la pression atmosphérique est plus forte depuis l'ouest de l'Europe jusqu'au large des Îles Britanniques (jusqu'à +6 hPa) par rapport à la climatologie du régime AR (figure 2.25a). Pour les deux autres configurations d'eTLES (D&R et S-E), les conditions atmosphériques associées sont très proches de la climatologie du régime AR (figure 2.24a), avec seulement de faibles anomalies positives et significatives de SLP centrées sur le bassin méditerranéen (jusqu'à +2 hPa), comparativement aux conditions moyennes de ce régime (figure 2.25a).

Même si le régime EA ne semble pas exercer le moindre contrôle sur les eTLES, de nombreux jours d'eTLES sont pourtant associés à ce régime de circulation atmosphérique. La figure 2.24b montre que les jours de EA répartis dans les 4 configurations d'eTLES sont en moyenne associés à des anomalies désaisonnalisées positives et significatives de SLP centrées sur la partie ouest de l'Europe. L'intensité et la position des anomalies diffèrent un peu entre les 4 configurations d'eTLES, mais pour autant, les conditions atmosphériques moyennes associées aux configurations restent proches des conditions atmosphériques moyennes du régime EA. Pour la configuration Nord-Est, les anomalies désaisonnalisées positives et significatives sont centrées sur les Pays-Bas, et atteignent jusqu'à +10 hPa (figure 2.24b). Lorsque le régime EA est associé à des événements d'eTLES sur les Balkans, la pression atmosphérique est légèrement plus forte sur l'Europe centrale (jusqu'à

+4 hPa) par rapport à la climatologie du régime EA (figure 2.25b). Pour la configuration Ouest, les anomalies désaisonnalisées positives et significatives sont centrées au large des Îles Britanniques, et atteignent jusqu'à +12 hPa (figure 2.24b). Lorsque le régime EA est associé à des eTLES en Péninsule Ibérique, la pression atmosphérique est plus forte depuis l'ouest de l'Europe jusqu'au large des Îles Britanniques (jusqu'à +6 hPa) par rapport à la climatologie du régime EA (figure 2.25b). Pour les deux autres configurations d'eTLES (D&R et S-E), les conditions atmosphériques associées sont très proches de la climatologie du régime EA (figure 2.24b), avec seulement de faibles anomalies positives de SLP centrées sur le bassin méditerranéen pour la configuration D&R (jusqu'à +2 hPa), et de faibles anomalies négatives et significatives sur le pourtour du bassin méditerranéen pour la configuration S-E, comparativement aux conditions moyennes de ce régime (figure 2.25b).

Comme vu précédemment, le régime NAO+ est le seul à favoriser l'apparition des eTLES, sur l'ensemble du bassin méditerranéen. Les jours de NAO+ répartis dans les 4 configurations d'eTLES sont associés à des anomalies désaisonnalisées positives et significatives de SLP sur le bassin méditerranéen, et des anomalies désaisonnalisées négatives et significatives de SLP sur l'Islande et sur le nord de l'Europe (figure 2.24c). À nouveau, l'intensité et la position des anomalies diffèrent un peu entre les 4 configurations d'eTLES, mais pour autant, les conditions atmosphériques moyennes associées aux configurations restent proches des conditions atmosphériques moyennes du régime NAO+. Pour la configuration Nord-Est, les anomalies désaisonnalisées positives et significatives sont centrées sur l'Italie, et couvrent l'ensemble du bassin méditerranéen, atteignant jusqu'à +8 hPa (figure 2.24c). Lorsque le régime NAO+ est associé à des eTLES sur les Balkans, la pression atmosphérique est plus forte sur le nord-ouest de l'Europe (jusqu'à +6 hPa) par rapport à la climatologie du régime NAO+ (figure 2.25c). Pour la configuration Ouest, les anomalies désaisonnalisées positives et significatives sont centrées nord-ouest de la Péninsule Ibérique, et atteignent jusqu'à +10 hPa (figure 2.24c). Lorsque le régime NAO+ est associé à des eTLES en Péninsule Ibérique, la pression atmosphérique est plus forte au nord-ouest de l'Europe (sud-est de Îles Britanniques, jusqu'à +10 hPa) par rapport à la climatologie du régime NAO+ (figure 2.25c).

Pour les deux autres configurations d'eTLES (D&R et S-E), les conditions atmosphériques associées sont très proches de la climatologie du régime NAO+ (figure 2.24c). On observe seulement de faibles anomalies positives de SLP centrées sur l'Italie pour la configuration D&R (jusqu'à +4 hPa), et pas d'anomalies significatives pour le régime S-E, comparativement aux conditions moyennes du régime NAO+ (figure 2.25c).

Même si le régime NAO- semble a priori défavorable au développement des eTLES, des jours d'eTLES sont pourtant associés à ce régime de circulation atmosphérique. La figure 2.24d montre que les jours de NAO- répartis dans les 4 configurations d'eTLES sont en moyenne associés à des anomalies désaisonnalisées négatives et significatives de SLP centrées sur l'océan Atlantique (entre -8 hPa et -16 hPa), autour de la latitude 45° N, et des anomalies positives et significatives au-dessus de l'Islande (entre +4 hPa et +12 hPa). L'intensité et la position des anomalies diffèrent un peu entre les 4 configurations d'eTLES, mais pour autant, les conditions atmosphériques moyennes associées aux configurations restent également proches des conditions atmosphériques moyennes du régime NAO-. Lorsque le régime NAO- est associé à des eTLES sur les Balkans, la pression atmosphérique est plus forte au centre de l'Europe (jusqu'à +8 hPa) par rapport à la climatologie du régime NAO- (figure 2.25d). Lorsque le régime NAO- est associé à des eTLES en Péninsule Ibérique, la pression atmosphérique est plus forte au sud-ouest des Îles Britanniques (jusqu'à +8 hPa) par rapport à la climatologie du régime NAO-. Lorsque le régime NAO- est associé à la configuration D&R, la pression atmosphérique est légèrement plus forte sur la moitié ouest du bassin méditerranéen (jusqu'à +4 hPa) par rapport à la climatologie du régime NAO-. Lorsque le régime NAO- est associé à la configuration S-E, la pression atmosphérique est plus forte au niveau de la latitude 50° N au-dessus de l'océan Atlantique (jusqu'à +8 hPa), et légèrement plus forte sur le centre et l'est de la mer Méditerranée (jusqu'à +2 hPa) par rapport à la climatologie du régime NAO- (figure 2.25d).

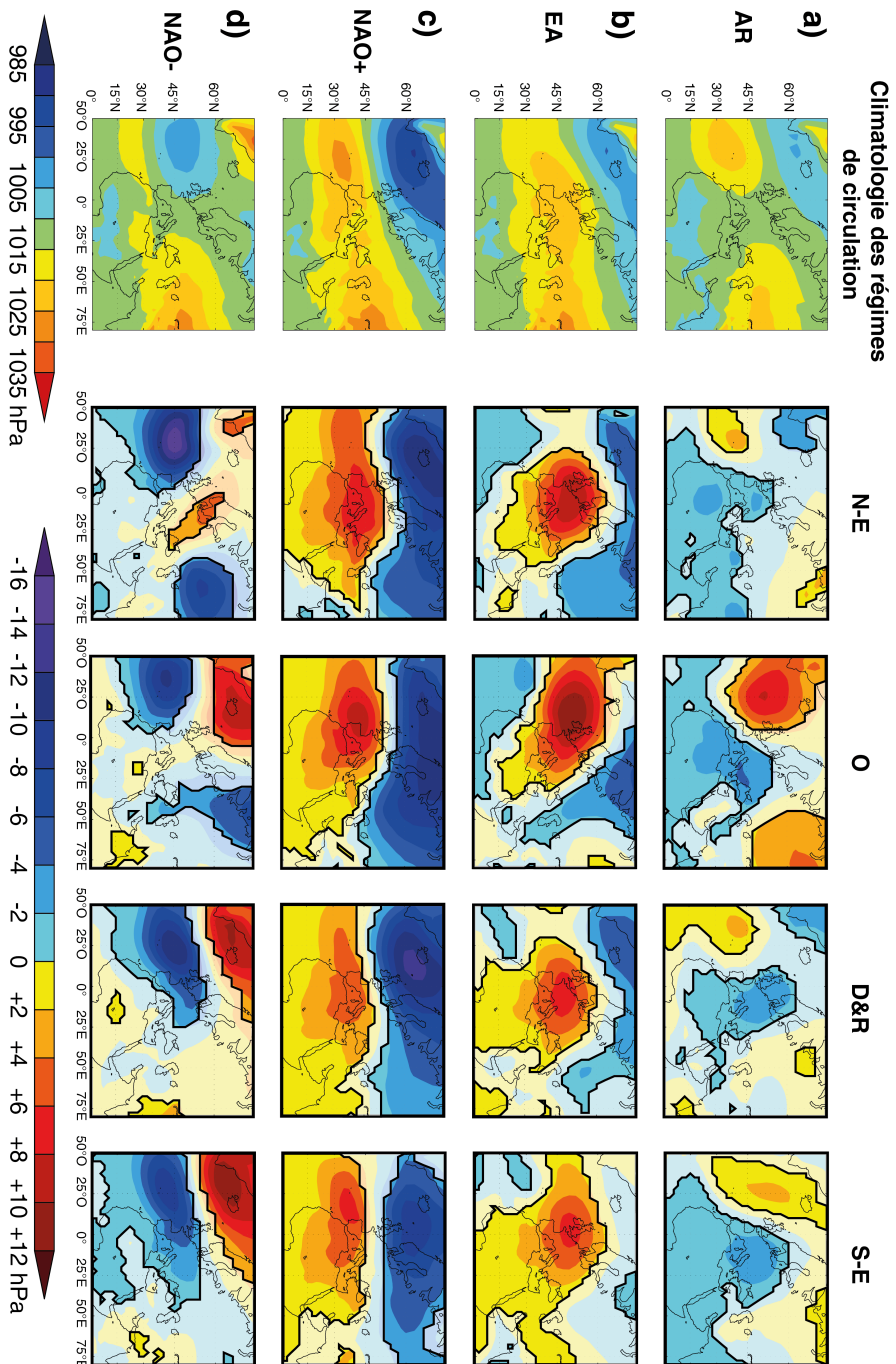


FIGURE 2.24 – SLP moyennes (en hPa, panel de gauche) des 4 régimes de circulation et anomalies désaisonnalisées de SLP (en hPa) pour chacun des régimes de circulation : a) Atlantic Ridge (AR), b) East Atlantic (EA), c) phase positive de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO+) et d) phase négative de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO-), associés aux jours appartenant aux 4 configurations d'eTTLES (Nord-Est, N-E; Ouest, O; Dispersés & Restrincts, D&R; Sud-Est, S-E). Les anomalies significatives de SLP au seuil de confiance de 0.05 d'après le test en T de Student apparaissent en couleurs vives et sont entourées en noir.



2.4 Les régimes de circulation atmosphérique du domaine Euro-Atlantique associés aux configurations d'événements de très longs épisodes secs

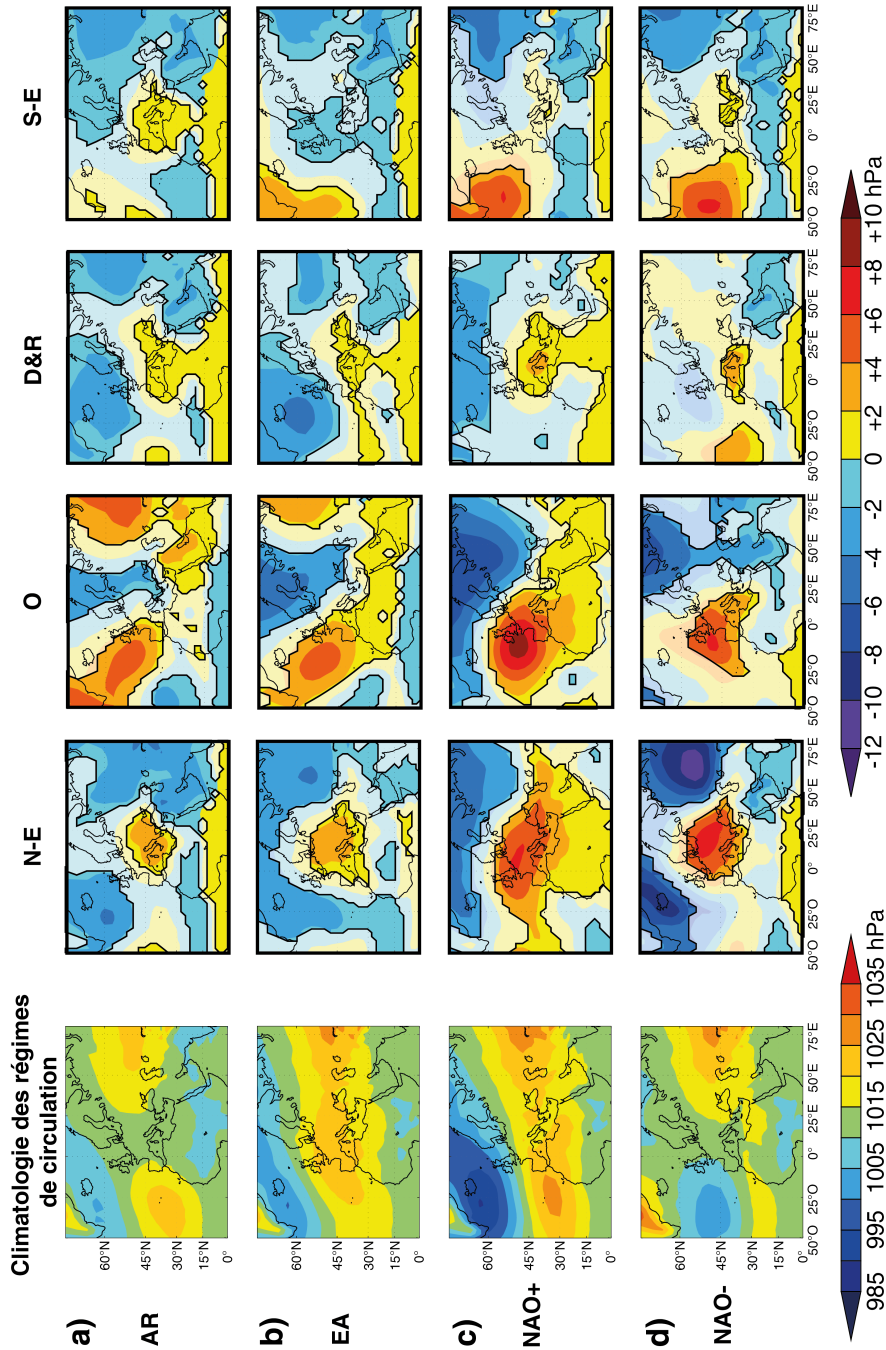


FIGURE 2.25 – SLP moyennes (en hPa, panel de gauche) des 4 régimes de circulation et anomalies de SLP (en hPa) par rapport à la climatologie respective de chacun des régimes de circulation (anomalies des régimes de circulation) : a) Atlantic Ridge (AR), b) East Atlantic (EA), c) phase positive de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO+) et d) phase négative de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO-), associés aux jours appartenant aux 4 configurations d'eTTLES (Nord-Est, N-E; Ouest, O; Dispersés & Restrincts, D&R; Sud-Est, S-E). Les anomalies utilisées dans cette figure sont des anomalies des régimes de circulation. Les anomalies significatives de SLP au seuil de confiance de 0.05 d'après le test en T de Student apparaissent en couleurs vives et sont entourées en noir.

Pour résumer, le régime NAO+ favorise le développement des eTLES sur la totalité du bassin méditerranéen, car ce régime est associé à un renforcement de l'anticyclone des Açores, qui entraîne un blocage atmosphérique au-dessus de la partie ouest du bassin méditerranéen, voire au-dessus de l'ensemble du bassin, lorsqu'il se renforce encore davantage et/ou se décale plus à l'est. Ces hautes pressions sur le nord-est de l'océan Atlantique, caractéristiques du régime NAO+, favorisent le développement des eTLES en Péninsule Ibérique et au Maghreb, et plus largement sur l'ensemble du bassin lorsque l'anticyclone se décale plus à l'est. Bien que le régime EA ne montre aucun contrôle sur les eTLES, et que les régimes AR et NAO- soient défavorables au développement d'eTLES sur la quasi-totalité du bassin méditerranéen, il arrive que ces régimes soient pourtant associés à des eTLES.

De ce fait, pour qu'un eTLES se produise malgré tout sur les Balkans lors de l'un de ces trois régimes de circulation atmosphérique, il est nécessaire :

- en cas de régime AR : que le blocage atmosphérique localisé sur l'océan Atlantique soit décalé ou étendu vers l'est ;
- en cas de régime EA : que le système anticyclonique présent sur le nord-ouest de l'Europe continentale se renforce sur le nord du bassin méditerranéen et le centre de l'Europe ;
- en cas de régime NAO- : que l'anticyclone des Açores, très faible, laisse place à un blocage atmosphérique sur l'Europe centrale.

Pour qu'un eTLES se produise malgré tout sur la Péninsule Ibérique et le Maghreb lors de l'un de ces trois régimes de circulation atmosphérique, il est nécessaire :

- en cas de régime AR : que le blocage atmosphérique localisé sur l'Atlantique soit décalé ou étendu vers le nord ;
- en cas de régime EA : que le système anticyclonique présent sur le nord-ouest de l'Europe continentale se renforce et atteigne le nord de

l'océan Atlantique ;

- en cas de régime NAO- : que l'anticyclone des Açores (très faible) se décale vers le nord pour atteindre les Îles Britanniques.

Les conditions moyennes de pression associées aux 16 combinaisons possibles, prenant en compte la classification des régimes de circulation atmosphérique ne conservant pas le cycle saisonnier, sont comparables aux 16 combinaisons précédemment observées (*cf.* annexe 2.7).

### 2.4.3.2 Influence de la durée des séquences des régimes de circulation atmosphérique sur les événements de très longs épisodes secs

Les analyses précédentes mettent en évidence certaines relations entre les longs épisodes secs et les régimes de circulation atmosphérique, mais ne tiennent pas compte du facteur chronologique, c'est-à-dire de la persistance temporelle des régimes. Cette section a donc pour objectif d'étudier le rôle d'une persistance des régimes de circulation atmosphérique sur l'occurrence des eTLES. La figure 2.26 montre la relation entre la durée des séquences des 4 régimes de circulation atmosphérique et les 76 eTLES. Cette figure renseigne, pour les différentes gammes de durée des séquences des 4 régimes de circulation, le pourcentage de jours d'eTLES. La durée d'une séquence de régime de circulation est représentée par le nombre de jours consécutifs appartenant à ce régime. Pour faciliter l'analyse de la figure 2.26, les gammes de durée des séquences sont divisées en 3 classes d'amplitude égale (pour chacun des 4 régimes) : séquences les plus courtes, séquences moyennes et séquences les plus longues. La part des jours d'eTLES est ensuite moyennée sur l'ensemble des jours associés à chacune des classes : en vert pour les séquences les plus courtes, en orange pour les séquences d'une durée moyenne et en rouge pour les séquences les plus longues.

Les plus longues séquences des régimes AR (figure 2.26a), EA (figure 2.26b) et NAO+ (figure 2.26c) sont davantage associées aux eTLES que les courtes séquences. Pour le régime AR, 32 % des jours appartenant aux courtes sé-

quences (première classe, séquences qui durent entre 1 et 16 jours consécutifs) sont concernés par des eTLES (figure 2.26a). Ce ratio reste le même pour les séquences moyennes (deuxième classe, séquences qui durent entre 17 et 32 jours), mais augmente à 77 % pour les séquences les plus longues (troisième classe, séquences qui durent entre 33 et 49 jours). Cette augmentation du ratio de jours d'eTLES est significative, d'après le test en T de Student (pour un seuil de confiance de 0.05). Pour le régime EA, 35 % des jours appartenant aux courtes séquences sont affectés par des eTLES (séquences qui durent entre 1 et 9 jours consécutifs ; figure 2.26b). Ce ratio monte à 48 % pour les séquences moyennes (d'une durée comprise entre 10 et 18 jours), et augmente à 68 % pour les séquences les plus longues (séquences qui durent entre 19 et 28 jours). Ces augmentations successives du ratio de jours d'eTLES sont significatives pour le régime EA, d'après le test en T de Student (pour un seuil de confiance de 0.1). Pour le régime NAO+, 26 % des jours appartenant aux courtes séquences sont affectés par des eTLES (séquences qui durent entre 1 et 21 jours ; figure 2.26c). Ce ratio monte à 41 % pour les séquences moyennes (d'une durée comprise entre 22 et 42 jours), et augmente à 59 % pour les séquences les plus longues (séquences qui durent entre 43 et 63 jours). Ces augmentations successives du ratio de jours d'eTLES sont également significatives pour le régime NAO+, d'après le test en T de Student (pour un seuil de confiance de 0.05).

À l'inverse, les séquences les plus longues du régime NAO- semblent défavoriser l'occurrence des eTLES contrairement aux séquences les plus courtes (les différences ne sont cependant pas significatives ; figure 2.26d). Ce résultat n'est pas illogique, le régime NAO- étant globalement peu favorable aux eTLES. Il est associé à des fortes anomalies négatives de SLP sur la moitié ouest du bassin méditerranéen et faiblement négatives sur la partie est (*cf.* section 2.4.1.1). Ainsi, plus ces anomalies négatives sont persistantes, et moins cela favorise le développement d'une longue sécheresse. On pourrait penser que les longues séquences du régime AR ont le même effet que les longues séquences de NAO-, car le régime AR est également associé à des anomalies négatives (faibles) sur le bassin méditerranéen (*cf.* figure 2.20a). Cependant, l'étude des conditions atmosphériques associées aux longues séquences du régime AR montre finalement des conditions plutôt favorables

2.4 Les régimes de circulation atmosphérique du domaine Euro-Atlantique associés aux configurations d'événements de très longs épisodes secs

aux eTLES (voir ci-après).

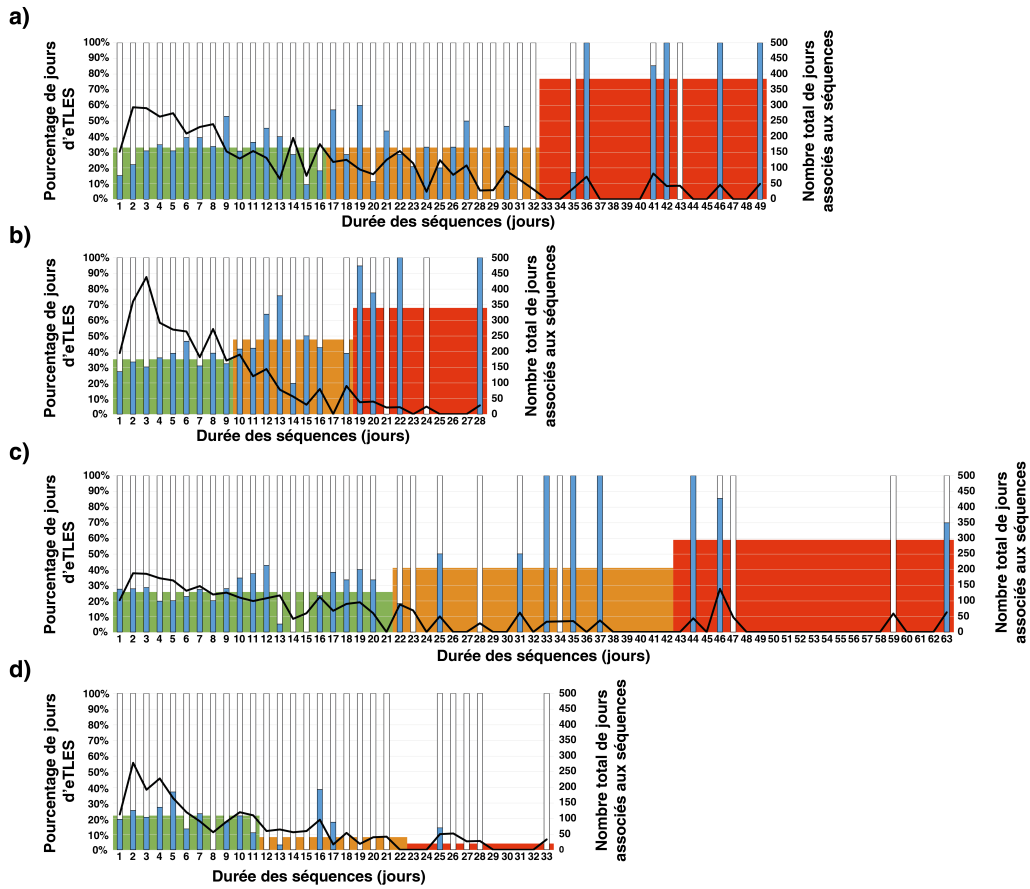


FIGURE 2.26 – Pourcentage de jours d’eTLES pour les différentes gammes de durée des séquences des 4 régimes de circulation : a) Atlantic Ridge (AR), b) East Atlantic (EA), c) phase positive de l’Oscillation Nord-Atlantique (NAO+) et d) phase négative de l’Oscillation Nord-Atlantique (NAO-). Les histogrammes représentent l’ensemble des gammes de durée des séquences des 4 régimes : la part des jours impactés par les eTLES est en bleu, la part des jours non impactés par des eTLES est en blanc. Les courbes noires renseignent le nombre total de jours correspondant aux gammes de durée des 4 régimes de circulation. Pour chacun des 4 régimes de circulation, les gammes de durée des séquences sont divisées en 3 classes d’amplitude égale : les séquences les plus courtes des régimes de circulation (la première classe, couleur verte), les séquences d’une durée moyenne (la deuxième classe, couleur orange), et les séquences les plus longues (la troisième classe, couleur rouge).

La figure 2.27 montre les conditions atmosphériques associées aux jours appartenant aux courtes séquences des 4 régimes de circulation atmosphérique (première classe) et aux séquences les plus longues (troisième classe). Les panels de gauche affichent les conditions moyennes SLP associées aux

séquences, le panel de droite les anomalies moyennes de SLP des régimes de circulation.

Pour les 4 régimes de circulation, les séquences les plus courtes sont associées à des conditions atmosphériques comparables à la climatologie respective de chacun des 4 régimes de circulation (*cf.* panel de gauche de la figure 2.25). Aucune anomalie significative n'est observée pour les conditions de SLP associées aux séquences les plus courtes, comparativement à la climatologie respective des 4 régimes de circulation (partie "séquences courtes" de la figure 2.27). Comme le définissent Michelangeli *et al.* (1995), les régimes de circulation atmosphérique sont des configurations atmosphériques stationnaires, stables. Comme le suggèrent Sanchez-Gomez et Teray (2005), cet équilibre atmosphérique est généralement rompu par la formation de cellules dépressionnaires sur le domaine Euro-Atlantique, entraînant la fin du régime en cours, et le début du régime suivant. Les courtes séquences des régimes de circulation sont donc a priori associées à une répétition de systèmes dépressionnaires, empêchant les régimes de circulation d'être persistant dans le temps. De ce fait, la répétition de dépressions atmosphériques, favorisant les précipitations, ne sont pas favorables au développement des longues séquences sèches. C'est pourquoi les courtes séquences de AR, EA et NAO+ sont peu associées aux eTLES.

A l'inverse, des longues séquences des régimes de circulation NAO+ et NAO- sont associées à des renforcements dans le temps et dans l'espace des conditions atmosphériques moyennes associées respectivement à ces deux régimes (partie "séquences longues" de la figure 2.27c et de la figure 2.27d). Des anomalies positives et significatives de SLP sont observées sur l'ensemble du bassin méditerranéen pour le régime NAO+ (jusqu'à +4 hPa), et des anomalies négatives et significatives de SLP sont observées sur la quasi-totalité du bassin méditerranéen pour le régime NAO- (jusqu'à -4 hPa), atteignant même jusqu'à -10 hPa sur l'océan Atlantique (au niveau de la latitude 45° N), comparativement à leur climatologie respective.

Pour le régime AR, les longues séquences sont associées à un renforcement de la pression atmosphérique sur le sud de l'Europe et sur le centre

du bassin méditerranéen, avec des anomalies positives et significatives atteignant jusqu'à +4 hPa, comparativement à la climatologie du régime AR (partie "séquences longues" de la figure 2.27a).

En revanche, les longues séquences du régime EA ne présentent pas d'anomalies significatives particulières à proximité du bassin méditerranéen, comparativement à la climatologie de ce régime (partie "séquences longues" de la figure 2.27b). Cependant, la climatologie du régime EA est associée à des hautes pressions sur l'Europe et sur le bassin méditerranéen.

Des longues séquences de AR, EA et NAO+ entraînent une certaine stabilité atmosphérique durable dans le temps, ce qui est favorable au développement des eTLES. Inversement, des longues séquences du régime NAO- renforcent les basses pressions atmosphériques sur l'Europe et le bassin méditerranéen (anomalies négatives et significatives de SLP), ce qui est favorable au maintien d'une certaine instabilité atmosphérique et donc défavorable au développement d'eTLES (partie "séquences longues" de la figure 2.27d).

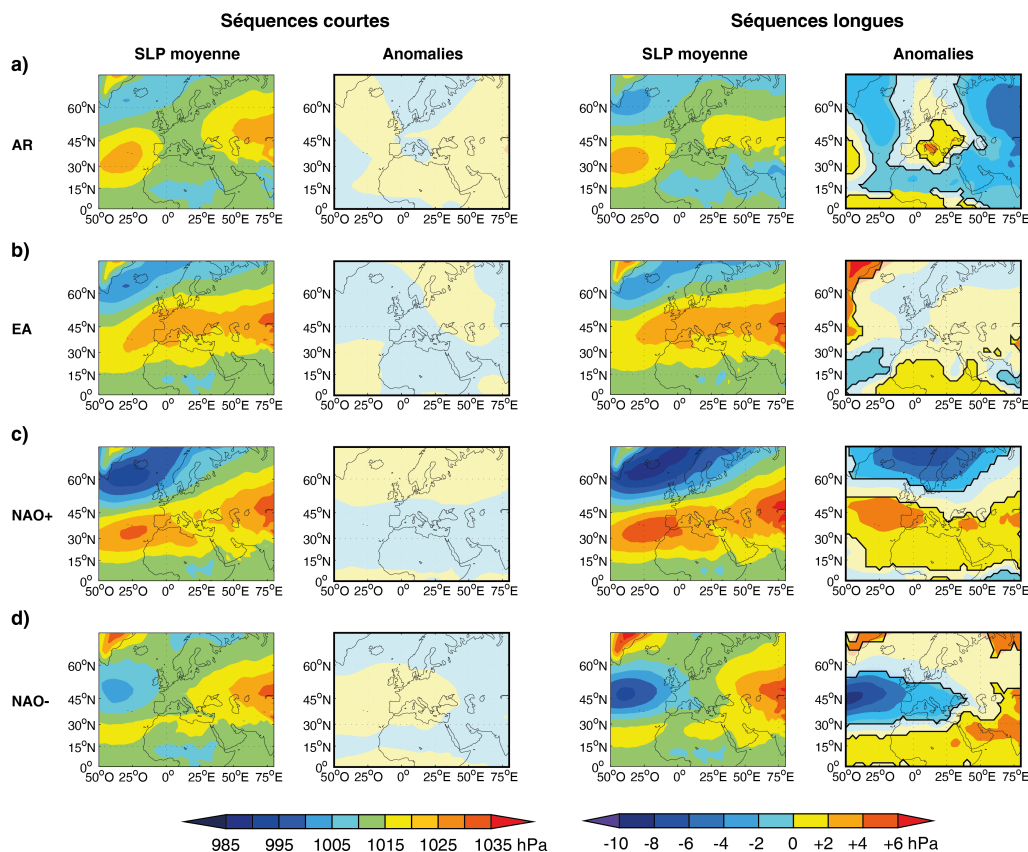


FIGURE 2.27 – Conditions moyennes de SLP (en hPa, panel de gauche) et anomalies de SLP (hPa, panel de droite) associées aux séquences courtes (à gauche) et séquences longues (à droite) des 4 régimes de circulation atmosphérique : a) Atlantic Ridge, b) East-Atlantic, c) phase positive de l’Oscillation Nord-Atlantique, d) phase négative de l’Oscillation Nord-Atlantique (NAO-). Les anomalies présentées dans cette figure sont des anomalies des régimes de circulation. Les anomalies significatives de SLP au seuil de confiance de 0.05 d’après le test en T de Student apparaissent en couleurs vives et sont entourées en noir. La légende de gauche, comprise entre 985 hPa et 1 035 hPa, concerne les cartes des conditions moyennes de SLP. La légende de droite, comprise entre -10 hPa et 6 hPa, concerne les cartes des anomalies de SLP.



## 2.5 Synthèse du chapitre 2

Au cours des 56 saisons de la période 1957-2013, 76 eTLES sont détectés. Une légère augmentation du nombre de jours d'eTLES par saison est observée sur la période 1957-2013, mais cette tendance n'est pas significative. Ces 76 eTLES sont ensuite répartis dans 4 configurations récurrentes : Nord-Est (11 eTLES centrés sur les Balkans), Ouest (15 eTLES centrés sur la Péninsule Ibérique), Dispersés & Restreints (25 eTLES répartis sur différentes régions du bassin méditerranéen et caractérisés par des extensions spatiales et durées moyennes moins importantes que les autres eTLES) et Sud-Est (25 eTLES centrés sur le Levant, principalement à caractère "saisonnier", car ils sont pour la grande majorité la continuation de l'été sec observé à l'est du bassin méditerranéen). Les configurations d'eTLES sont associées à **des blocages anticycloniques principalement localisés à environ 1 000 km au nord-ouest des secteurs affectés par des eTLES**. Ces blocages entraînent, à des échelles régionales, la subsidence d'un air sec au-dessus des secteurs concernés par les eTLES et l'advection horizontale d'un air sec et froid en provenance des latitudes boréales, favorisant un ciel dégagé et l'absence de précipitations, ce qui est propice à l'occurrence de longues périodes sèches. Les eTLES localisés sur les Balkans prennent fin avec le développement de dépressions atmosphériques apparentées à des **ondes de Rossby**, caractérisées par un talweg descendant du nord de l'Europe, apportant des précipitations sur les Balkans. Les eTLES localisés en Péninsule Ibérique et au Maghreb prennent fin avec la formation de **cellules dépressionnaires en provenance de l'océan Atlantique**, qui vont apporter des précipitations sur la Péninsule Ibérique et le Maghreb. Ces configurations atmosphériques font penser à des phases négatives de la NAO.

Les relations entre les principaux régimes de circulation atmosphérique du domaine Euro-Atlantique et les eTLES sont ensuite observées. Les 4 principaux régimes de circulation sur ce domaine sont : Atlantic Ridge (AR), caractérisé par un blocage atmosphérique sur l'océan Atlantique; East-Atlantique (EA), caractérisé par un blocage atmosphérique sur le nord-ouest de l'Europe continentale; la phase positive de la NAO (NAO+), ca-

ractérisée par un renforcement de la dépression islandaise et de l'anticyclone des Açores ; la phase négative de la NAO (NAO-), caractérisée par un affaiblissement de la dépression islandaise et de l'anticyclone des Açores. Seul **le régime NAO+ favorise le développement des eTLES**, le régime EA ne montrant pas de contrôle sur les eTLES, et les régimes AR et NAO- étant généralement défavorables aux eTLES. Cependant, des eTLES sont pourtant associés aux régimes AR, EA et NAO-. Pour cela, il faut que ces trois régimes de circulation soient combinés à des pressions atmosphériques légèrement plus élevées en marge des secteurs impactés par les eTLES, comparativement à leur climatologie respective. **Les longues séquences des régimes AR, EA et NAO+, représentatives d'une certaine stabilité atmosphérique durable dans le temps, sont préférentiellement associées aux eTLES, contrairement aux courtes séquences de ces trois régimes.** À l'inverse, les longues séquences du régime NAO-, renforçant les basses pressions atmosphériques sur l'Europe et le bassin méditerranéen, sont peu associées aux eTLES.

## Chapitre 3

# Les événements de très longs épisodes secs dans les simulations climatiques régionales

Plusieurs études montrent que les modèles numériques globaux et régionaux simulent une diminution des précipitations moyennes annuelles cumulées à venir sur le bassin méditerranéen (Gibelin et Déqué, 2003; Déqué *et al.*, 2005; Giorgi et Bi, 2005; Gao *et al.*, 2006; Ulbrich *et al.*, 2006; Born *et al.*, 2008; Somot *et al.*, 2008; Chenoweth *et al.*, 2011).

Dans ce contexte d'assèchement du bassin méditerranéen, et pour appréhender la variabilité future des eTLES, il est indispensable de prolonger le diagnostic réalisé dans le chapitre 2 à partir des observations couvrant la période contemporaine en ayant recours aux simulations produites par les modèles climatiques. Le chapitre 3 a pour objectif d'évaluer les champs de précipitations issus des simulations climatiques régionales Med-CORDEX appelées "évaluation", en observant la capacité des modèles à reproduire les eTLES sur la période contemporaine de référence 1979-2009, commune à l'ensemble des simulations climatiques régionales étudiées. Cette évaluation est réalisée dans l'optique d'utiliser ensuite ces modèles pour prévoir

l'occurrence des eTLES au cours du XXI<sup>ème</sup> siècle, ce qui sera fait dans le chapitre 4. Dans un premier temps, les modèles sont évalués en termes de robustesse à reproduire les valeurs du centile 80 de la durée des épisodes secs, puis la durée, l'extension spatiale et la géographie des eTLES sur le bassin méditerranéen, par rapport aux observations (issues des données E-OBS). Dans un second temps, on étudie la capacité des modèles à reproduire les configurations d'eTLES observées.

Les principaux résultats présentés dans ce chapitre 2 font l'objet d'une publication dans la revue *International Journal of Climatology* : *Florian Raymond, Philippe Drobinski, Albin Ullmann et Pierre Camberlin (2017), Extreme dry spells over the Mediterranean Basin during the wet season : assessment of HyMeX/Med-CORDEX regional climate simulations, International Journal of Climatology, accepté.*

### 3.1 Détection des événements de très longs épisodes secs

Pour détecter les eTLES dans les simulations régionales du climat, on utilise exactement la même méthode que celle appliquée aux données E-OBS sur la période 1957-2013, décrite dans la section 1.4.1. Les simulations utilisées dans cette étude sont issues de 5 modèles climatiques : le modèle régional **CCLM4** du Centro Euro-Mediterraneo per I Cambiamenti Climatici (CMCC ; Italie), le modèle régional **Reg\_CM4** de l'International Centre for Theoretical Physics (ICTP ; Italie), le modèle régional **ALADIN52** du Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM ; France), le modèle global **LMDZ4** du Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD ; France) et le modèle global **LMDZ4-NEMOMED8** du même organisme (modèles globaux ayant une capacité de zoom régional). Les simulations régionales sont plus largement présentées dans le chapitre 1 (*cf.* section 1.3.3.2). Les données quotidiennes de précipitations issues des simulations régionales du climat sont évaluées par rapport aux données d'observation E-OBS sur la période 1979-2009, période commune à l'ensemble des 5 modèles numériques

du climat. Les cinq simulations ont une résolution de base de  $0,44^\circ$  (Environ 50 km), mais sont ré-échantillonnées sur la grille E-OBS (d'une résolution de  $0,25^\circ$ ) pour faciliter l'évaluation et l'intercomparaison des simulations, par rapport aux eTLES détectés dans les données d'observation.

### 3.1.1 Le centile 80 sur les durées uniques des épisodes secs

La figure 3.1 montre les valeurs du centile 80, par point de grille, calculées sur les durées uniques des épisodes secs observés sur la période 1979-2009, et les biais dans les simulations d'évaluation des modèles (centile 80 modélisé - centile 80 observé). Les valeurs du centile 80 calculées dans le jeu de données E-OBS pour la période 1979-2009 (figure 3.1a) sont extrêmement proches des valeurs présentées dans le chapitre 2 pour la période 1957-2013 (*cf.* section 2.1.1). Les valeurs du centile 80 (entre 40 et 95 jours secs consécutifs) sont plus importantes sur les secteurs les moins arrosés du bassin méditerranéen (moitié sud de la Péninsule Ibérique, Maghreb, nord de l'Italie et surtout le sud du Levant). À l'inverse, les valeurs du centile 80 sont plus faibles sur les secteurs les plus arrosés (nord de la Péninsule Ibérique, France, Italie (excepté le nord), côte ouest des Balkans), où il est compris entre 20 et 35 jours secs consécutifs.

Tous les modèles climatiques, excepté le CCLM4, sous-estiment d'environ -10 jours secs consécutifs les valeurs du centile 80 sur la quasi-totalité du bassin méditerranéen, par rapport au centile 80 observé (figure 3.1b). Inversement, le modèle CCML4 a tendance à surestimer le centile 80 sur la majeure partie du bassin. L'exception à la sous-estimation quasi-généralisée du centile 80 dans les modèles se distingue au Levant. Sur cette sous-région méditerranéenne, trois modèles surestiment fortement le centile 80 sur la quasi-totalité de la région (entre +10 jours et +94 jours ; CCLM4, LMDZ4 et LMDZ4-NEMOMED8 ; figures 3.1b, 3.1e et 3.1f). Les deux autres modèles surestiment également le centile 80 au Levant, mais uniquement au sud de cette sous-région, modérément pour ALADIN52 (entre +10 jours et +20 jours ; figure 3.1d) et fortement pour Reg\_CM4 (jusqu'à +90 jours ; fi-

gure 3.1c). Comment expliquer la sous-estimation quasi-générale des valeurs du centile 80 dans les modèles comparativement aux valeurs du centile 80 calculées dans le jeu de données E-OBS? Comment expliquer de tels biais sur le Levant dans les modèles?

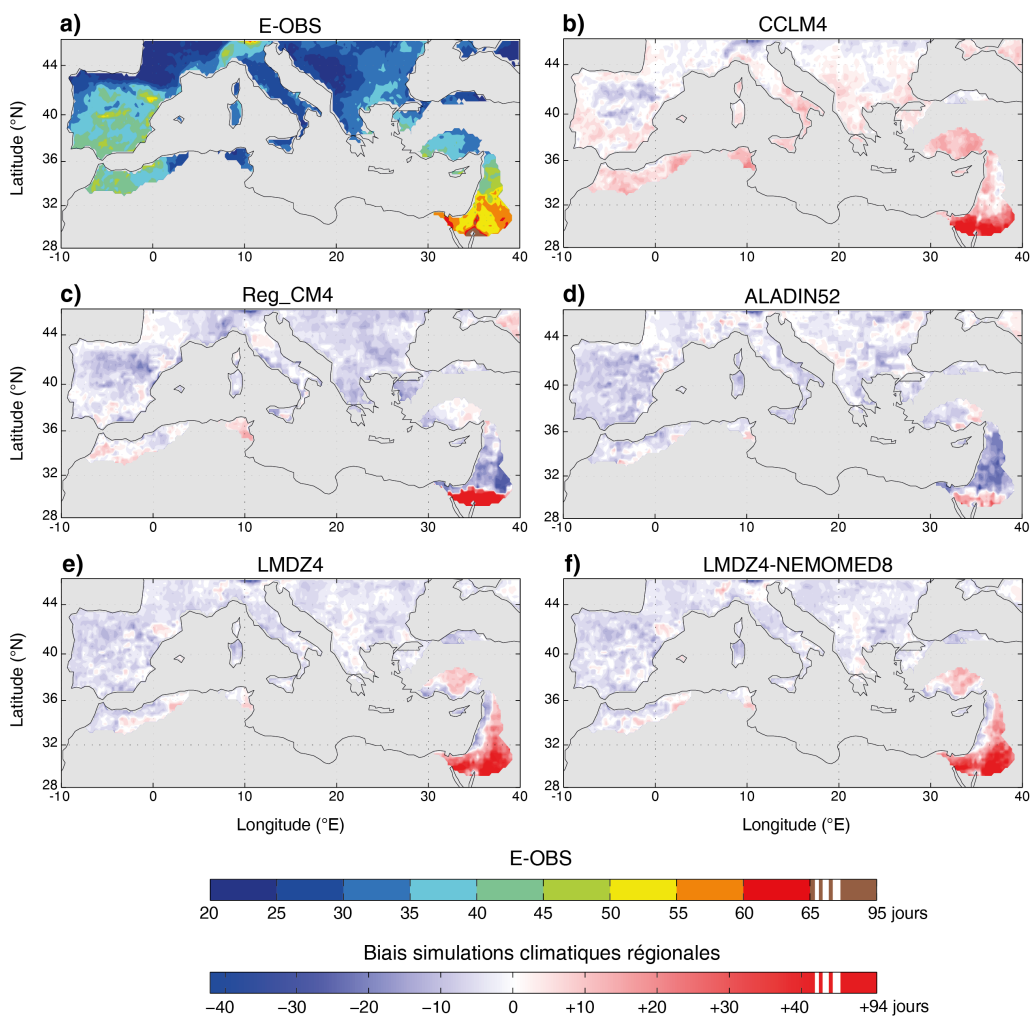


FIGURE 3.1 – Les valeurs du centile 80 calculée sur a) le jeu de données E-OBS, et les biais associés aux centiles 80 simulés par les modèles par rapport au centile 80 observé (centile 80 modélisé - centile 80 observé) : b) CCLM4, c) Reg\_CM4, d) ALADIN52, e) LMDZ4 et f) LMDZ4-NEMOMED8. Pour les 6 jeux de données, les valeurs du centile 80 sont calculées pour chacun des 4 343 points de grille analysés sur les durées uniques des épisodes secs détectés sur les 30 saisons (septembre à avril) de la période 1979-2009 (seuil de 1 mm). En gris, tous les points de grille qui n'ont pas de données de précipitations dans le jeu de données E-OBS.

Ayar *et al.* (2016) comparent des données de précipitations quotidienne

simulées par 5 modèles régionaux (2 du programme Euro-CORDEX, Jacob *et al.*, 2014; 3 du programme Med-CORDEX) dans le jeu de données E-OBS. Dans leur étude, la comparaison s'effectue en hiver (de mi-octobre à mi-avril), sur la période 1989-2008. Ils montrent que la part des jours secs en hiver (seuil de 1 mm) est généralement sous-évaluée dans les modèles, à l'échelle du bassin méditerranéen. Ayar *et al.* (2016) notent que les modèles régionaux ont tendance à simuler de la pluie trop fréquemment. Comme le soulignent Dai en 2006, d'une manière générale, les modèles globaux du climat ont également tendances à surestimer la fréquence des précipitations.

Dans cette thèse, pour les saisons de la période 1979-2009, le jeu de données E-OBS affiche 25,9 % des points de grille pluvieux (seuil de 1 mm ; sont considérés les 4 343 points de grille étudiés sur les 7 260 jours concernés par la période 1979-2009). Pour rappel, le ratio de points de grille pluvieux fait référence au pourcentage total des points de grille concernés par des précipitations pour l'ensemble des jours étudiés (chacun des 4 343 points de grille étant considéré autant de fois qu'il y a de jours étudiés). Parmi les cinq simulations climatiques régionales, les modèles Reg\_CM4 (28,3 %), ALADIN52 (30,6 %), LMDZ4 (27,4 %) et LMDZ4-NEMOMED8 (27 %) surestiment ce ratio, confirmant qu'ils simulent de la pluie trop fréquemment comparativement aux observations. Ces résultats expliquent la sous-estimation quasi-généralisée des valeurs du centile 80 dans ces quatre modèles, car les épisodes secs, sur lesquels sont calculées les valeurs du centile 80, sont de ce fait moins longs. À l'inverse, le modèle CCLM4 sous-estime le ratio de points de grille pluvieux (22,4 %) comparativement aux observations, ce qui explique la surestimation quasi-généralisée des valeurs du centile 80 dans ce modèle.

Hoftra *et al.* (2009) ont testé le jeu de données E-OBS et ne détectent aucun problème particulier concernant la fréquence des précipitations dans le sud du Levant dans ce jeu de données. Dans leur étude, Ayar *et al.* (2016) montrent que les modèles régionaux du climat ont tendance à fortement surestimer la part des jours secs au sud du Levant. Ils attribuent cette forte surestimation aux biais engendrés par l'influence de la zone de guidage aux bornes du domaine couvert par le RCM, également appelée

zone de relaxation. Les RCM, qui sont une désagrégation dynamique des données des GCM, nécessitent d'être "guidés" par les GCM aux bornes du domaine qu'ils couvrent. Le guidage consiste à contraindre le RCM à ne pas s'écarter de la trajectoire imposée par le GCM, qui reflète l'évolution de l'état atmosphérique de grande échelle, en ajoutant un terme "de relaxation" dans les équations d'évolution du vent, de la température et de l'humidité, entre autres, aux bornes du domaine couvert par le RCM, pour que celui-ci puisse simuler des phénomènes petite échelle sur la région définie, tels que les précipitations (Omrani *et al.*, 2013 ; Omrani *et al.*, 2015).

Ces études expliquent donc en grande partie pourquoi 4 des 5 modèles utilisés dans cette thèse ont tendance à sous-estimer le centile 80 observé, et pourquoi les trois modèles régionaux CCLM4, Reg\_CM4 et ALADIN52 surestiment plus ou moins fortement le centile 80 au sud du Levant (figures 3.1e et 3.1f). Les GCM LMDZ4 et LMDZ4-NEMOMED8 surestiment également le centile 80 au Levant, car, comme l'indiquent Evans *et al.* (2004) et Evans (2009), les modèles globaux du climat ont du mal à reproduire les précipitations au Proche Orient, du fait de la grande variabilité intra-annuelle et interannuelle des pluies sur cette région du monde.

### 3.1.2 Durée et extension spatiale des événements de très longs épisodes secs

Le nombre d'eTLES détectés sur la période 1979-2009 (méthode de la fenêtre glissante) pour le jeu de données E-OBS et pour chacune des 5 simulations climatiques régionales est reporté dans le tableau 3.1. Pour le jeu de données E-OBS, 45 événements d'eTLES sont détectés, pour une durée totale de 2 062 jours (soit 36 % des jours étudiés). Les simulations climatiques régionales détectent un nombre d'eTLES proche de celui observé : 47 événements pour la simulation régionale issue du modèle CCLM4 (42 % des jours étudiés), 38 eTLES pour le modèle Reg\_CM4 (27 %), 41 eTLES pour ALADIN52 (28 %), 46 eTLES pour LMDZ4 (39 %) et 48 eTLES pour LMDZ4-NEMOMED8 (40 %). Les 5 simulations détectent toutes au moins 70 % d'eTLES communs avec ceux observés. On considère comme com-



muns des eTLES issus des E-OBS et des simulations climatiques lorsque les eTLES sont détectés sur une période comparable (au moins deux jours en commun) et sur des secteurs comparables (au moins 2 points de grille en commun). Le pourcentage élevé d'événements considérés comme communs entre les eTLES observés et les eTLES des modèles s'explique par le fait que les simulations d'évaluation des modèles climatiques sont toutes forcées par les données de réanalyses ERA-Interim. Ces données de réanalyses étant établies à partir de données climatiques issues de l'observation (voir section 1.3.2 du chapitre 1), il n'est pas anormale que les simulations climatiques régionales détectent de nombreux eTLES communs avec les observations.

TABLE 3.1 – Nombre d'eTLES détectés (seconde ligne), nombre de jours d'eTLES (troisième ligne) et nombre d'eTLES communs entre ceux détectés dans le jeu de données E-OBS et ceux détectés dans les simulations climatiques régionales issues des modèles CCLM4, Reg\_CM4, ALADIN52, LMDZ4 et LMDZ4-NEMOMED8 (quatrième ligne). Les ratios correspondant sont indiqués en %.

	<b>E-OBS</b>	CCLM4	Reg_CM4	ALADIN52	LMDZ4	LMDZ4-NEMOMED8
Nombre d'eTLES détectés	<b>45</b>	47	38	41	46	48
Nombre total de jours d'eTLES (ratio jours étudiés)	<b>2602</b> <b>(36 %)</b>	3040 (42 %)	1987 (27 %)	2001 (28 %)	2814 (39 %)	2901 (40 %)
Nombre d'eTLES communs avec les E-OBS (ratio)		35 (74 %)	29 (76 %)	31 (76 %)	35 (76 %)	35 (73 %)

La figure 3.2 présente les paramètres de centralité et la variabilité des eTLES dans chacune des séries étudiées, que ce soit les E-OBS ou les simulations climatiques régionales issues des 5 modèles du climat, en termes de durée des événements et d'extension spatiale moyenne. La variabilité de la durée des eTLES est moins importante pour les événements observés (de 24 à 109 jours) que pour ceux détectés dans les modèles (excepté pour la simulation ALADIN52, de 17 à 98 jours) (figure 3.2a). Les simulations LMDZ4 et LMDZ4-NEMOMED8 montrent la variabilité la plus importante en termes de durée des eTLES (de 12 jours à 135 jours et de 13 jours à 136 jours,

respectivement). La durée moyenne des eTLES observés est de 58 jours par événement. La variabilité inter-modèle ne dépasse pas en moyenne +/- 10 jours, avec deux modèles (ALADIN52 et Reg\_CM4) qui sous-estiment la durée moyenne des eTLES (49 jours/eTLES et 52 jours/eTLES, respectivement) et trois modèles (CCLM4, LMDZ4 et LMDZ4-NEMOMED8) qui surestiment la durée moyenne des eTLES (65 jours/eTLES, 61 jours/eTLES et 60 jours/eTLES, respectivement). Seul le modèle ALADIN52 affiche une durée moyenne significativement inférieure à celle des eTLES observés (d'après le test en T de Student, seuil de confiance de 0.05). Toutes les simulations, exceptée celle issue du modèle CCLM4 (62 jours), sous-estiment légèrement la valeur médiane de la durée des événements de eTLES, comparativement aux observations (entre 50 et 56 jours, contre 57 jours pour les E-OBS). Cela signifie que les modèles détectent de courts eTLES en plus grande quantité que les E-OBS, du fait de la surestimation des fréquences de pluie dans les modèles, comme discuté précédemment. Cependant, les modèles détectent également des eTLES plus longs que dans les observations, ce qui explique qu'ils obtiennent une moyenne plus élevée que leur médiane, contrairement aux E-OBS (excepté pour ALADIN52). La surestimation des valeurs du centile 80 au Levant conduit à une surestimation de la durée des eTLES dans cette sous-région, ce qui influence la durée moyenne des événements (voir ci-après). En effet, les valeurs extrêmes influencent uniquement les moyennes, pas les médianes. La durée moyenne des événements détectés dans ALADIN52 est légèrement inférieure à la médiane, car ce modèle ne surestime que légèrement le centile 80 au Levant, ce qui n'a pas le même effet sur la durée globale des eTLES que pour les quatre autres modèles.

La figure 3.2b montre que la variabilité liée à l'extension spatiale moyenne de chacun des eTLES est plus importante pour les observations (entre 103 500 km<sup>2</sup> et 90 910 km<sup>2</sup>) que pour les simulations climatiques régionales (excepté pour le modèle CCLM4) : entre 115 340 km<sup>2</sup> et 784 330 km<sup>2</sup> pour Reg\_CM4, entre 81 900 km<sup>2</sup> et 844 240 km<sup>2</sup> pour ALADIN52, entre 90 520 km<sup>2</sup> et 85 2970 km<sup>2</sup> pour LMDZ4 et entre 91 090 km<sup>2</sup> et 854 010 km<sup>2</sup> pour LMDZ4-NEMOMED8. De son côté, le modèle CCLM4 est associé à la plus grande variabilité, avec des événements ayant une extension comprise entre 95 500 km<sup>2</sup> et 1 495 600 km<sup>2</sup>, mais également une extension moyenne

plus élevée que pour les observations (en moyenne  $454\,000\text{ km}^2/\text{eTLES}$  contre  $404\,100\text{ km}^2/\text{eTLES}$ , respectivement). Les modèles qui montrent une variabilité d'extension spatiale inférieure aux observations regroupent également des eTLES en moyenne moins étendus que ceux détectés dans les E-OBS :  $335\,700\text{ km}^2/\text{eTLES}$  en moyenne pour le modèle Reg\_CM4,  $327\,600\text{ km}^2/\text{eTLES}$  pour ALADIN52,  $351\,000\text{ km}^2/\text{eTLES}$  pour LMDZ4 et  $345\,600\text{ km}^2/\text{eTLES}$  pour LMDZ4-NEMOMED8. Cependant, aucun des 5 modèles ne constate une extension spatiale moyenne significativement différente des observations (Test en T de Student, seuil de confiance de 0.05).

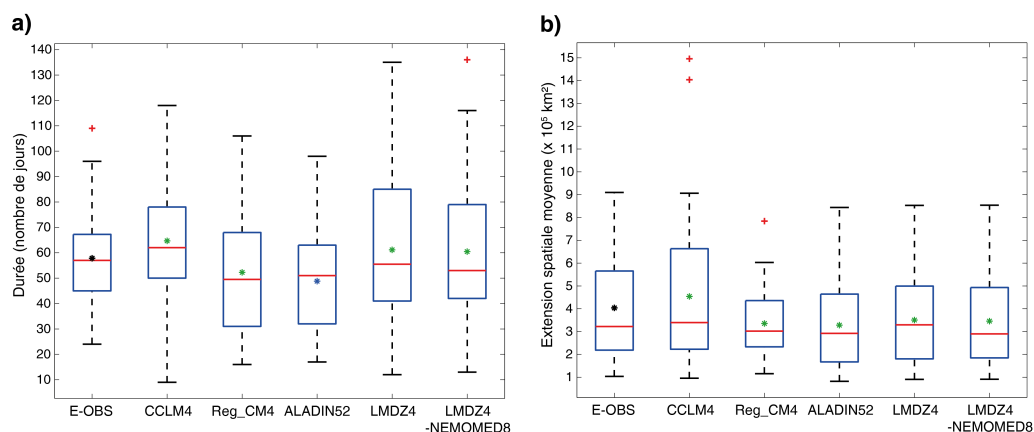


FIGURE 3.2 – Boîtes à moustaches de a) la durée (nombre de jours) et de b) l'extension spatiale moyenne (en  $\text{km}^2$ ) des eTLES détectés dans le jeu de données E-OBS (première boîte à moustaches en partant de la gauche) et dans les simulations climatiques issues des modèles CCLM4 (deuxième boîte à moustaches), Reg\_CM4 (troisième boîte à moustaches), ALADIN52 (quatrième boîte à moustaches), LMDZ4 (cinquième boîte à moustaches) et LMDZ4-NEMOMED8 (sixième boîte à moustaches) sur les 30 saisons (septembre à avril) de la période 1979-2009. Les différents éléments d'une boîte à moustaches sont détaillés dans le chapitre 1 (en section 1.4.3). Les étoiles noires correspondent aux moyennes pour la série de référence E-OBS. Les étoiles bleues correspondent aux moyennes des simulations climatiques qui sont significativement inférieures à E-OBS (seuil de confiance de 0.05 d'après le test en T de Student). Les étoiles vertes correspondent aux moyennes des simulations climatiques qui sont dans la gamme d'incertitude, comparativement à la série E-OBS.

Pour résumer, les modèles climatiques ont tendance à simuler une majorité d'eTLES plus courts que les E-OBS, mais également certains eTLES plus longs que ceux détectés dans les observations (une plus grande va-

riabilité dans la durée des eTLES). La forte surestimation des valeurs du centile 80 au Levant (sauf pour le modèle ALADIN52) influence automatiquement la durée des eTLES modélisés sur ce secteur, ce qui, plus largement, influence la durée moyenne des eTLES à l'échelle du bassin méditerranéen. Sans ces forts biais au Levant, les modèles auraient vraisemblablement tendance à sous-estimer la durée des événements d'eTLES à l'échelle du bassin méditerranéen, du fait de leur surestimation de la fréquence des précipitations. D'une manière générale, les modèles du climat ont également tendance à sous-estimer l'extension spatiale moyenne des eTLES par rapport aux observations, probablement pour les mêmes raisons. Pour affiner le diagnostic sur la capacité des simulations régionales à reproduire les eTLES, et pour quantifier l'impact de la surestimation du centile 80 au Levant par les 5 modèles, il est intéressant de faire les mêmes analyses par sous-région méditerranéenne.

### 3.1.3 Secteurs affectés par les événements de très longs épisodes secs

Le tableau 3.2 montre la durée et l'extension moyenne des eTLES détectés dans les E-OBS et dans les 5 simulations climatiques régionales, pour les 7 sous-régions méditerranéennes précédemment définies dans la thèse (*cf.* chapitre 1). On considère une sous-région comme étant touchée par un eTLES lorsqu'au moins deux points de grille de cette sous-région sont concernés par un eTLES. D'une manière générale, les simulations climatiques régionales reproduisent bien les principales caractéristiques des eTLES sur les 7 sous-régions méditerranéennes, en termes de durée moyenne et d'extension spatiale moyenne. Pour le jeu de données E-OBS, les eTLES les plus longs sont situés au Levant, au Maghreb, en Péninsule Ibérique et en Anatolie (eTLES de 59 jours, 52 jours, 52 jours et 48 jours en moyenne, respectivement). Dans les modèles, ces 4 sous-régions sont également celles étant affectées par les eTLES les plus longs. À l'inverse, la France, l'Italie et les Balkans sont touchés par les eTLES en moyenne les plus courts dans les observations (35 jours, 43 jours et 43 jours, respectivement) et égale-

ment dans les simulations climatiques régionales (tableau 3.2). En termes d'extension spatiale, le Levant, la Péninsule Ibérique et les Balkans sont les sous-régions les plus largement concernées par les eTLES, avec plus de 200 000 km<sup>2</sup> en moyenne dans les observations, tout comme pour les modèles climatiques (excepté au Levant pour les modèles Reg\_CM4 et ALADIN52). À l'inverse, la France et l'Anatolie sont les deux sous-régions les moins largement affectées, avec moins de 100 000 km<sup>2</sup> en moyenne dans les observations et dans les modèles (tableau 3.2). Il faut cependant garder en tête que les 7 sous-régions ne font pas la même surface, ce qui peut influencer l'extension spatiale des eTLES dans chacune des 7 sous-régions méditerranéennes.

La plupart des écarts entre les eTLES détectés dans les E-OBS et ceux détectés dans les simulations régionales du climat ne sont pas significatifs. Le modèle CCLM4 a tendance à surestimer la durée moyenne des eTLES pour toutes les sous-régions (excepté l'Italie), ce qui est cohérent avec la surestimation quasi-généralisée de la valeur du centile 80 par ce modèle, vue précédemment. Le modèle CCLM4 surestime de façon significative la durée moyenne des eTLES en Anatolie et au Levant (60 et 75 jours par événement, respectivement) comparativement aux observations (48 et 59 jours, respectivement). Ce résultat est cohérent avec la forte surestimation du centile 80 dans cette sous-région par le modèle CCLM4. Globalement, les quatre autres modèles (Reg\_CM4, ALADIN52, LMDZ4 et LMDZ4-NEMOMED8) ont tendance à sous-estimer (de façon non significative) la durée moyenne des événements dans les 7 sous-régions méditerranéennes, ce qui est cohérent avec la sous-estimation quasi-généralisée des valeurs du centile 80 pour ces quatre modèles. Plus précisément, le modèle Reg\_CM4 sous-estime de manière significative la durée moyenne des eTLES en Italie et aux Balkans (26 et 30 jours, respectivement), par rapport aux observations (43 et 43 jours, respectivement; seuil de confiance de 0.05 d'après le test en T de Student). Le modèle ALADIN52 sous-estime de façon significative la durée moyenne des eTLES au Levant (44 jours) comparativement aux observations (59 jours). Cette sous-estimation générale du modèle ALADIN52 sur la durée moyenne des eTLES pour les 7 sous-régions, dont de façon significative au Levant, explique pourquoi ce modèle est le seul à montrer une moyenne significativement inférieure à celle des observations pour la du-

rée moyenne des eTLES sur le bassin dans son ensemble (*cf.* figure 3.2a). Les modèles LMDZ4 et LMDZ4-NEMOMED8 surestiment fortement et de manière significative la durée des eTLES au Levant (80 et 75 jours, respectivement) ce qui est cohérent avec la forte surestimation du centile 80 dans cette sous-région par ces deux simulations.

La plupart des simulations climatiques sous-estiment l'extension spatiale moyenne des événements d'eTLES au Maghreb, en Péninsule Ibérique, en France, en Italie et aux Balkans, mais de façon non significative (tableau 3.2). Toutefois, le modèle CCLM4 surestime de façon significative l'extension spatiale des eTLES en Anatolie (130 500 km<sup>2</sup>) comparativement aux E-OBS (76 000 km<sup>2</sup>), tandis que les modèles Reg\_CM4 et ALADIN sous-estiment de manière significative l'extension spatiale des événements d'eTLES au Levant (141 300 km<sup>2</sup> et 136 000 km<sup>2</sup> par événement, respectivement) comparativement aux observations (229 500 km<sup>2</sup>; seuil de confiance de 0.05 d'après le test en T de Student). Le tableau 3.2 confirme que d'une manière générale, les simulations climatiques régionales ont tendance à restituer des eTLES moins étendus que dans l'observation. Ces résultats sont également cohérents avec une sous-estimation quasi-généralisée des valeurs du centile 80 par les simulations climatiques régionales, du fait de la pluie trop fréquemment simulée par les modèles globaux et régionaux du climat.

Pour résumer, la durée moyenne des eTLES est fortement surestimée par trois des cinq modèles sur le Levant (CCLM4, LMDZ4 et LMDZ4-NEMOED8), comparativement aux observations, alors qu'à l'inverse le modèle ALADIN52 sous-estime fortement la durée des eTLES dans cette sous-région. Ces résultats sont cohérents avec la figure 3.1 présentée précédemment, qui indiquent une tendance à la forte surestimation du centile 80 au Levant et une sous-estimation du centile 80 dans le reste du bassin méditerranéen, excepté pour le modèle CCLM4. La sous-estimation du centile 80 par les modèles se traduit également par une sous-estimation quasi-généralisée de l'extension moyenne des eTLES pour les 7 sous-régions méditerranéennes, excepté, une fois de plus, pour le modèle CCLM4.

TABLE 3.2 – Caractéristiques des eTLES (durée moyenne et extension spatiale moyenne) pour les 7 sous régions méditerranéennes et pour chacun des 6 jeux de données étudiés : E-OBS, CCLM4, Reg\_CM4, ALADIN52, LMDZ4 et LMDZ4-NEMOMED8. Les valeurs en noir correspondent aux caractéristiques des eTLES de la série de référence E-OBS. Le test en T de Student (seuil de confiance de 0.05) est appliqué aux valeurs issues des simulations régionales du climat pour savoir si elles sont significativement différentes des valeurs E-OBS. Les valeurs en bleu sont significativement sous-estimées, les valeurs en rouge sont significativement surestimées, les valeurs en vert sont dans la gamme d'incertitude.

	E-OBS	CCLM4	Reg_CM4	ALADIN52	LMDZ4	LMDZ4-NEMOMED8
Durée moyenne des eTLES (jours)	Maghreb	59	55	48	49	54
	Péninsule Ibérique	52	57	44	47	51
	France	35	42	31	38	37
	Italie	43	41	26	30	30
	Balkans	43	48	30	37	35
	Anatolie	48	60	43	46	54
	Levant	59	75	54	44	80
Extension spatiale moyenne ( $\times 10^4$ km <sup>2</sup> )	Maghreb	11,7	10,7	8,8	10,3	10,2
	Péninsule Ibérique	23,3	21,1	23,4	20,9	23,9
	France	8,2	6,7	5,1	6,4	5,8
	Italie	11,8	13,9	5,9	10,5	8,4
	Balkans	26,1	24	21,5	23,9	23,7
	Anatolie	7,6	13	9,4	8,8	7,4
	Levant	22,9	23,4	14,1	13,6	20,4

La figure 3.3 est une synthèse des résultats précédemment mis en avant, car elle montre les secteurs qui sont les moins/plus affectés par les eTLES, en termes de pourcentage de jours d'eTLES, par rapport aux 7 260 jours étudiés sur la période 1979-2009. Ici, le ratio se fait à l'échelle de chacun des points de grille étant concernés par au moins un eTLES dans les observations. La figure 3.3 présente également les biais associés aux cinq simulations climatiques régionales, comparativement aux E-OBS.

Les eTLES observés affectent majoritairement le sud-ouest (sud de la Péninsule Ibérique et nord-ouest du Maghreb), avec entre 4 % et 10 % de jours d'eTLES sur la période étudiée, et le sud-est du bassin méditerranéen (région du Levant), avec entre 6 % et 14 % de jours d'eTLES (figure 3.3a).

Les modèles Reg\_CM4 et ALADIN52 sous-estiment le pourcentage de jours d'eTLES sur la quasi-totalité du bassin méditerranéen (entre -2 % et -6 %), et fortement sur le Levant (jusqu'à -12 %; figures 3.3c et 3.3d). De même, le modèle CCLM4 sous-estime le pourcentage de jours d'eTLES au centre et nord-est de la Péninsule Ibérique, en France et au nord-ouest de l'Italie, tout comme au sud du Levant (entre -2 % et -4 %; figure 3.3b). À l'inverse, le modèle CCLM4 a tendance à surestimer le pourcentage de jours d'eTLES au sud de la Péninsule Ibérique et au Maghreb (entre +2 % et +4 %), tout comme en Anatolie et sur la moitié nord du Levant (entre +2 % et +8 %). Les modèles LMDZ4 et LMDZ4-NEMOMED8 ont également tendance à surestimer le pourcentage de jours d'eTLES au sud de l'Anatolie et sur la quasi-totalité du Levant (entre +2 % et +8 %), voire même fortement à l'extrême sud du Levant (jusqu'à +14 %; figures 3.3e et 3.3f). Malgré tout, les modèles LMDZ4 et LMDZ4-NEMOMED8 sous-estiment le pourcentage de jours d'eTLES sur la quasi-totalité du reste du bassin méditerranéen, que ce soit au Maghreb, en Péninsule Ibérique, en France, en Italie, sur les Balkans ou au nord de l'Anatolie (entre -2 % et -6 %).



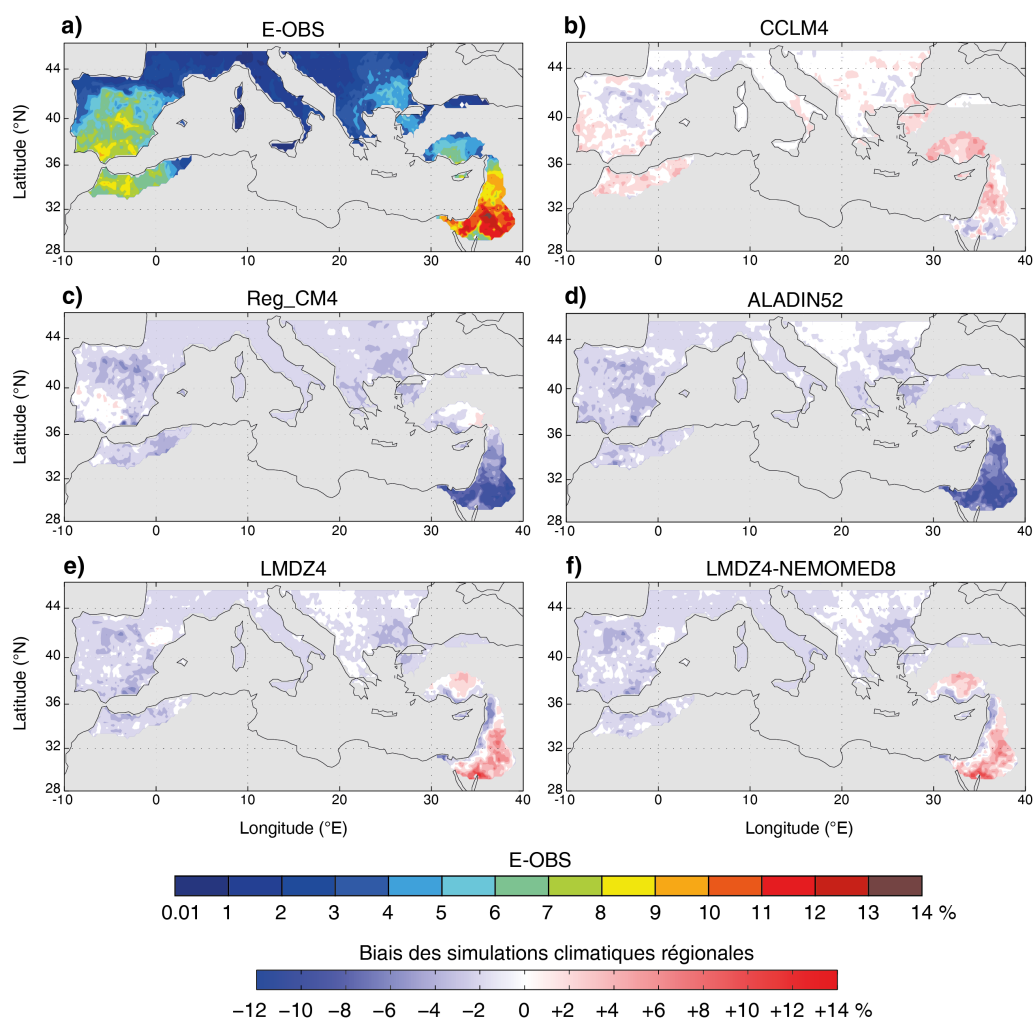


FIGURE 3.3 – Ratio (en %), par point de grille, de jours d’eTLES pour a) le jeu de données E-OBS, et les biais (en %) relatifs aux simulations climatiques régionales des modèles b) CCLM4, c) Reg\_CM4, d) ALADIN52, e) LMDZ4 et f) LMDZ4-NEMOMED8, par rapport à l’ensemble des 7 260 étudiés (30 saisons couvrant de septembre à avril) sur la période 1979-2009. En gris, les points de grille étant concernés par aucun eTLES.

La surestimation de la part du nombre de jours d’eTLES par les modèles climatiques peut-avoir 3 origines : (i) le nombre d’eTLES des modèles est plus important que celui observé, (ii) la durée des eTLES des modèles est plus longue, (iii) les eTLES des modèles ont une extension spatiale plus importante que dans les observations. À l’inverse, la sous-estimation du ratio de jours d’eTLES par les modèles climatiques peut-avoir 3 origines : (i) le nombre d’eTLES des modèles est moins important que celui observé, (ii) la durée des eTLES des modèles est moins longue, (iii) les eTLES ont une extension spatiale moins importante que ceux observés.

La tendance majoritaire à la sous-estimation du ratio de jours d'eTLES, constatée sur la figure 3.3, se traduit par le fait que les modèles tendent à détecter des eTLES moins longs et moins étendus que ceux observés. Par exemple, les modèles Reg\_CM et ALADIN52 sous-estiment fortement la part du nombre de jours d'eTLES au Levant car ils sous-estiment tous les deux la valeur du centile 80 sur la majorité du Levant (excepté au sud), ce qui influence directement la durée des eTLES. De plus, ces deux modèles détectent un nombre d'eTLES inférieur à ceux détectés dans les E-OBS, notamment sur le Levant (voir section 3.1.4), et sous-estiment également la durée moyenne et l'extension spatiale moyenne des eTLES au Levant. Ces résultats se répercutent sur la part des jours d'eTLES au Levant, sensiblement inférieure pour ces deux modèles par rapport aux observations. Lorsque les modèles sous-estiment les valeurs du centile 80 sur des secteurs donnés, cela se ressent dans le pourcentage de jours d'eTLES sur ces secteurs, généralement inférieur aux observations, et inversement. Les valeurs du centile 80, calculées sur les durées uniques des épisodes secs, influencent en grande partie les caractéristiques spatio-temporelles des eTLES détectés par la suite.

### 3.1.4 Saisonnalité des événements de très longs épisodes secs

La figure 3.4 illustre la saisonnalité des eTLES qui sont détectés dans chacun des 6 jeux de données utilisés, et qui affectent chacune des 7 sous-régions méditerranéennes sur la période 1979-2009. Pour étudier la saisonnalité des événements d'eTLES dans chacune des 7 sous-régions méditerranéennes, on repère le mois pour lequel chacun des événements commence à affecter une des sous-régions méditerranéennes données. Contrairement aux saisonnalités constatées dans le chapitre 2 (section 2.2.2.2), on se base ici sur le mois pour lequel les eTLES débutent, mais pour chacune des 7 sous-régions étudiées, ce qui signifie qu'un même eTLES apparaît dans la saisonnalité propre à chacune des sous-régions qu'il affecte. Un même eTLES affecte vraisemblablement plusieurs de ces 7 sous-régions méditerra-

néennes (mais pas forcément de façon synchrone), c'est pourquoi la somme des eTLES associés à l'ensemble des 7 sous-régions dépasse largement le nombre d'eTLES réellement détectés pour le jeu de données en question. Par exemple, comme vu précédemment, 45 eTLES sont détectés dans le jeu de données E-OBS sur la période 1979-2009. Cependant, si on additionne l'ensemble des eTLES associés aux saisonnalités des 7 sous-régions du jeu de données E-OBS (histogrammes noirs dans la figure 3.4), on arrive à un total de 129 événements, s'expliquant par le fait que les 45 événements détectés dans les E-OBS affectent en général plusieurs sous-régions.

On voit clairement que les eTLES affectent principalement le Levant et l'Anatolie en début de saison, avec la majorité des événements qui commencent en septembre, dans les observations et dans les modèles (figures 3.4f et 3.4g). Ces résultats concordent avec ceux présentés dans le chapitre 2, pour les principales configurations d'eTLES sur la période 1957-2013. Ces eTLES commencent presque tous au 1<sup>er</sup> septembre, car ils s'intègrent dans la continuité de l'été sec au Levant mais également sur la majorité de l'Anatolie (eTLES saisonniers). Les figures 3.4f et 3.4g montrent que pour les données E-OBS, plus de 60 % des événements affectant l'Anatolie commencent en septembre, et plus de 80 % pour le Levant. Les modèles restituent bien cette forte saisonnalité, avec de 60 % (ALADIN52) à 90 % (CCLM4) des événements affectant l'Anatolie qui commencent en septembre, et avec de 70 % (ALADIN52) et 100 % (CCLM4) des événements affectant le Levant qui commencent en septembre. Les 5 simulations climatiques régionales surestiment le ratio d'eTLES qui commencent en septembre aux Balkans (figure 3.4e). Les eTLES observés qui affectent le Maghreb, la Péninsule Ibérique, la France et l'Italie commencent généralement tout au long de la saison, avec cependant deux périodes préférentielles : au début (septembre) et au milieu (décembre) de la saison (figures 3.4a, 3.4b, 3.4c et 3.4d). En moyenne, les modèles restituent plutôt bien ces deux périodes.

La figure 3.4g permet de confirmer, comme il est évoqué dans la section précédente, que le nombre d'eTLES qui affecte le Levant est fortement sous-estimé par les modèles Reg\_CM4 et ALADIN52 (13 et 14 événements, respectivement), comparativement aux observations (20 événements).

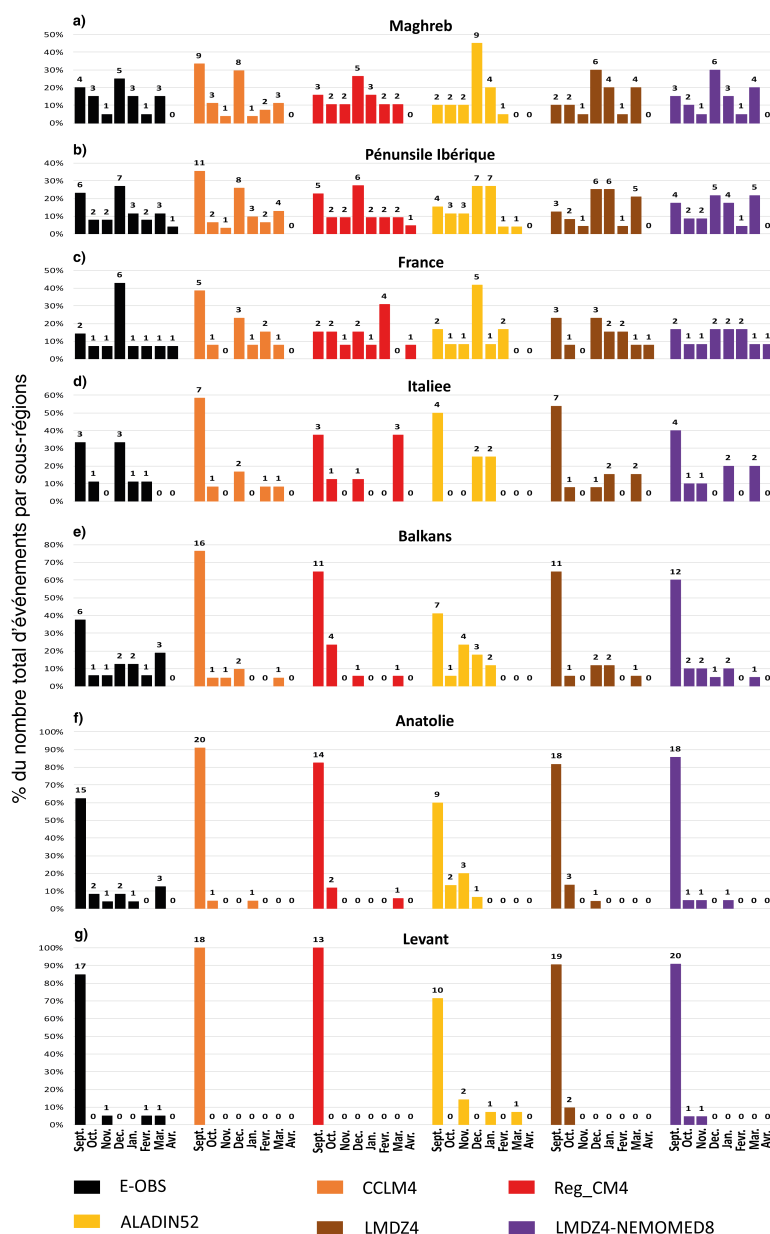


FIGURE 3.4 – Saisonnalité des eTLES détectés dans le jeu de données E-OBS (histogrammes noirs) et dans les simulations régionales du climat issues des modèles du climat CCLM4 (histogrammes oranges), Reg\_CM4 (histogrammes rouges), ALADIN52 (histogrammes jaunes), LMDZ4 (histogrammes marrons) et LMDZ4-NEMOMED8 (histogrammes violets), affectant chacune des 7 sous-régions méditerranéennes : a) le Maghreb, b) la Péninsule Ibérique, c) la France, d) l'Italie, e) les Balkans, f) l'Anatolie et g) le Levant. Les eTLES sont détectés dans les saisons (septembre à avril) couvrant la période 1979-2009. Pour étudier la saisonnalité des événements, on se base sur le mois du début de chacun des eTLES affectant la sous-région. Les histogrammes montrent le pourcentage d'événements débutant pour chacun des 8 mois étudiés. Le nombre d'eTLES débutant pour chacun des mois est indiqué en noir au-dessus des histogrammes.

## 3.2 Les configurations d'événements de très longs épisodes secs dans les modèles

Comme pour la classification des eTLES de la période 1957-2013 en configurations récurrentes (chapitre 2), une CAH est appliquée aux jours médians des eTLES détectés dans le jeu de données E-OBS et dans les simulations climatiques régionales sur la période 1979-2009. Les valeurs du centile 80 sont ici calculées sur une période légèrement différente de celle du chapitre 2 (1979-2009 contre 1979-2013), et les eTLES sont ici uniquement détectés sur cette même période 1979-2009 (et non pas 1957-2013), c'est pourquoi les résultats de la classification sont ici légèrement différents de ceux du chapitre 2. Pour les jours médians des 45 événements observés sur la période 1979-2009, le premier découpage qui montre une faible variabilité intraclasse est un découpage en 5 classes (*cf.* annexe 3.1), contrairement aux 4 classes détectées sur la période 1957-2013 dans le chapitre 2. Une classification basée sur 6, 7, 8 ou 9 classes entraîne des redondances dans la géographie des différentes configurations d'eTLES, pour au moins deux classes.

De ce fait, la classification se fait en 5 classes. Pour étudier la capacité des modèles à restituer ces principales configurations, on retient également un découpage en 5 classes pour les eTLES des 5 modèles climatiques, même si ce découpage ne présente pas systématiquement la plus faible variabilité intraclasse. Une fois les 5 classes obtenues pour chacun des modèles, on utilise l'algorithme des  $k$  plus-proches voisins, appelé  $k$ -nearest neighbors algorithm ( $k$ -NN), pour ré-associer les classes issues des modèles aux classes issues des E-OBS. Cette méthode se base sur la distance euclidienne pour rassembler les configurations spatiales en fonction de leur similarité par rapport à une configuration de référence (Zouhal et Denoeux., 1997).

### 3.2.1 Comparaison des configurations

La figure 3.5 présente les 5 configurations d'eTLES issues de la classification des 45 jours médians des eTLES observés sur la période 1979-2009 : la première classe, appelée "Généralisés", regroupe 2 événements d'eTLES qui couvrent une majeure partie du bassin méditerranéen ; la seconde classe, appelée "Nord-Est", regroupe 12 eTLES centrés sur la moitié est des Balkans et l'ouest de l'Anatolie ; la troisième classe, appelée "Dispersés", regroupe 15 eTLES dispersés majoritairement sur la moitié ouest du bassin méditerranéen ; la quatrième classe, appelée "Sud-Est", regroupe 12 eTLES principalement centrés au Levant, dont certains affectent également l'ouest du bassin méditerranéen ; la cinquième classe, appelée "Ouest", regroupe 4 événements principalement centrés sur la Péninsule Ibérique et le Maghreb. Seule la classe "Généralisés" est différente des configurations d'eTLES obtenues sur la période 1957-2013 dans le chapitre 2, les 4 autres ici détectées étant comparables.

La figure 3.5 présente également les cinq configurations d'eTLES issues des modèles climatiques (CCLM4, Reg\_CM4, ALADIN52, LMDZ4, LMDZ4-NEMOED8) ré-associées aux 5 configurations d'eTLES observées. D'une manière générale, les configurations des modèles climatiques sont proches des configurations observées. Dans le détail, des différences sont néanmoins à constater. Le modèle ALADIN52 ne reproduit pas très robustement la configuration Nord-Est. En effet, la classe qui se rapproche le plus de cette configuration regroupe 26 eTLES répartis sur l'ensemble du bassin méditerranéen, alors que la configuration Nord-Est montre, pour les 4 autres modèles, des événements davantage centrés sur l'ensemble des Balkans comparativement aux observations. Les modèles LMDZ4 et LMDZ4-NEMOMED8 échouent à reproduire la configuration Généralisés. Elle regroupe en effet 6 événements localisés à l'ouest du bassin pour LMDZ4, et 2 eTLES affectant uniquement l'ouest et l'est du bassin méditerranéen pour LMDZ4-NEMOMED8.

Si l'on occulte ces quelques différences, dans l'ensemble, les configurations d'eTLES des modèles sont proches de celles observées, avec des biais

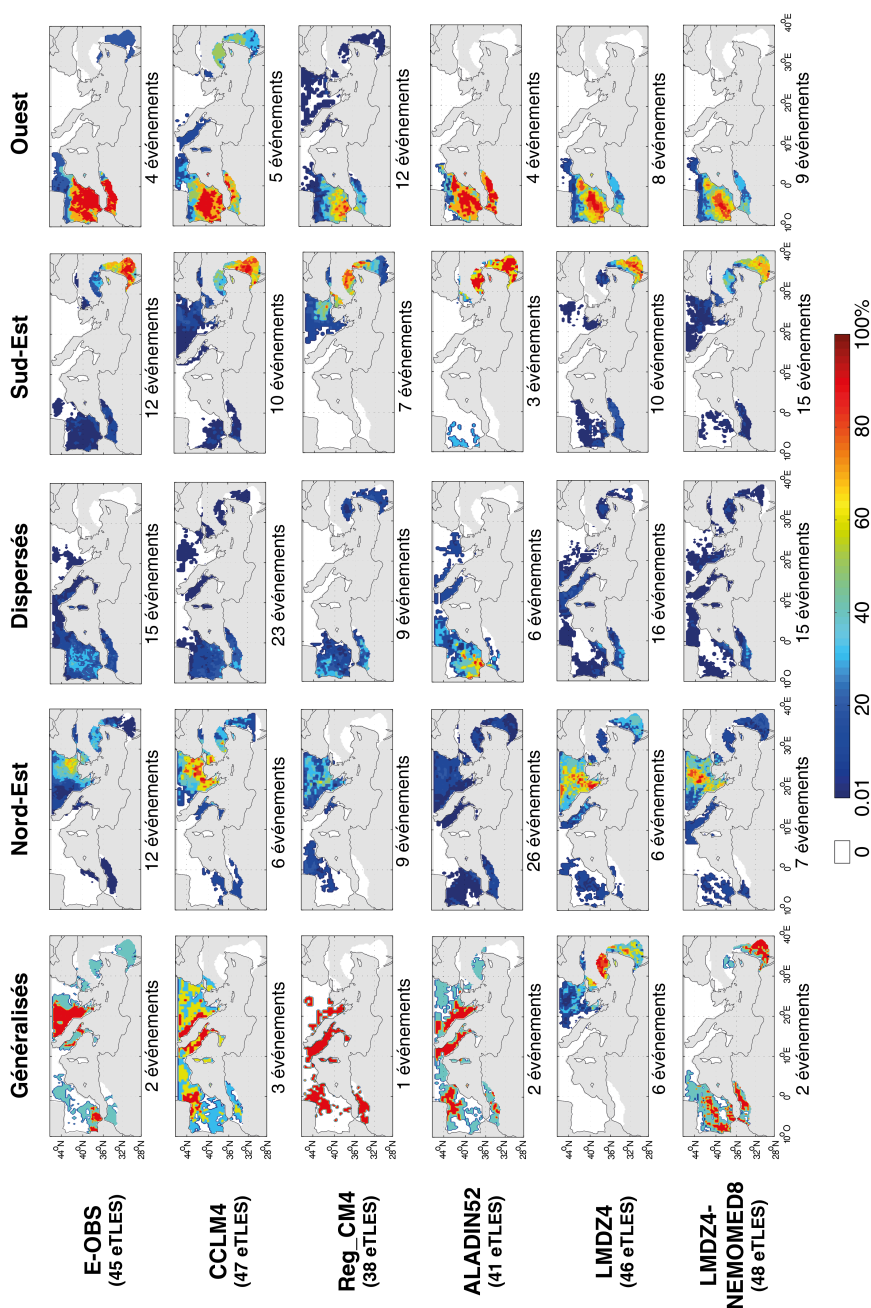


FIGURE 3.5 – Les 5 principales configurations récurrentes des eTLES à l'échelle du bassin méditerranéen : Généralisés, Nord-Est, Dispersés, Sud-Est et Ouest, détectées dans les 45 eTLES issus du jeu de données E-OBS sur les 30 saisons (septembre à avril) de la période 1979 à 2009, et ré-associées aux 5 configurations détectées dans les eTLES des 5 simulations climatiques régionales issues des modèles CCLM4, Ren\_CM4, ALADIN52, LMDZ4 et LMDZ4-NEMOMED8. L'algorithme des k plus-proches voisins, appelé k-nearest neighbors algorithm (k-NN), est utilisé pour associer les configurations issues des simulations régionales aux configurations E-OBS les plus ressemblantes. Pour chacune des 5 classes, la palette de couleurs renseigne sur le pourcentage d'eTLES affectant chacun des points de grille. Un pourcentage de 100 % indique que la totalité des eTLES regroupés dans la classe concernée affectent le point de grille en question. En gris, les points de grille concernés par aucun eTLES.

somme toute assez faibles. Sachant que les modèles détectent au minimum 70 % des eTLES observés, il est cohérent, de ce fait, que les configurations des modèles soient dans l'ensemble comparables aux configurations des E-OBS.

### 3.2.2 Conditions atmosphériques associées aux configurations d'événements de très longs épisodes secs

Pour être complet dans le diagnostic sur la capacité des simulations régionales à reproduire les eTLES, il est utile d'examiner si les conditions atmosphériques associées aux configurations des eTLES des modèles sont similaires à celles des eTLES observés.

L'étude des conditions atmosphériques associées aux configurations des eTLES se divise en deux parties : (i) analyse des circulations atmosphériques associées aux configurations d'eTLES à partir de la SLP et du z500 issus des réanalyses ERA-Interim (qui forcent les modèles climatiques dans les simulations régionales d'évaluation) (ii) analyse des circulations atmosphériques associées aux configurations des eTLES à partir de la SLP et du z500 directement simulés par les modèles et donc directement à l'origine des eTLES issus des modèles.

#### 3.2.2.1 Conditions atmosphériques ERA-Interim

Les figures 3.6 et 3.7 présentent les anomalies désaisonnalisées de SLP et de z500 associées à chacune des 5 configurations d'eTLES observées et des 5 simulations climatiques régionales. Des conditions anticycloniques (anomalies positives de SLP et z500) sont généralement associées aux configurations d'eTLES. Pour le jeu de données E-OBS, la configuration Généralisés est associée à des anomalies positives de SLP et de z500 sur l'Europe, la configuration Nord-Est est associée à des anomalies positives de SLP et de z500 sur les Balkans, les configurations Dispersés et Ouest à des anomalies positives



de SLP et z500 centrées sur le nord-est de l'océan Atlantique (aux alentours du Golfe de Gascogne). Seule la configuration Sud-Est n'est pas associée à des conditions anticycloniques, car cette configuration regroupe des eTLES saisonniers centrés sur le Levant. Les circulations atmosphériques associées aux configurations d'eTLES observés sur la période 1979-2009 sont similaires à celles de la période 1957-2013 présentées dans le chapitre 2, avec des conditions anticycloniques principalement localisées au nord-ouest des différents secteurs affectés par les eTLES (excepté pour la configuration Sud-Est).

Puisque les simulations climatiques régionales reproduisent plus de 70 % des eTLES observés, et qu'elles restituent correctement les configurations d'eTLES observés, il est attendu que les conditions atmosphériques associées aux configurations de eTLES des modèles soient proches de celles observées (figures 3.6 et 3.7). Comme constaté dans le chapitre 2, les blocages anticycloniques associés aux configurations d'eTLES observées sont globalement localisés à plusieurs centaines de km au nord-ouest des secteurs touchés par les longs épisodes secs, tout comme les configurations d'eTLES issues des simulations régionales climatiques. Pour la configuration Généralisés, les anomalies positives sont également centrées sur l'Europe, mais sont bien plus prononcées pour les modèles CCLM4, Reg\_CM4 et ALADIN52, que pour les E-OBS. Les anomalies associées aux modèles LMDZ4 et LMDZ4-NEMOMED8 pour cette configuration sont totalement différentes, car ces deux modèles échouent à reproduire la configuration Généralisés.

Pour la configuration Nord-Est, les conditions anticycloniques semblent légèrement décalées plus à l'ouest pour les modèles que pour les observations. Ce résultat est plutôt cohérent car les modèles ont tendance à détecter une classe regroupant des événements d'eTLES centrés sur l'ensemble des Balkans (excepté pour le modèle ALADIN52), comparativement aux observations, qui montrent une configuration centrée sur l'est des Balkans et le nord-ouest de l'Anatolie.

Les anomalies de SLP et z500 associées à la configuration Dispersés sont moins prononcées pour les modèles que pour les observations, sauf

pour ALADIN52. Comme pour la configuration Sud-Est observée, les jours d'eTLES détectés par les modèles climatiques et regroupés dans les eTLES centrés sur le Levant ne sont pas associés à des conditions anticycloniques. Pour la configuration Ouest, les modèles sont également associés à des anomalies positives de SLP et z500 centrées sur le nord-est de l'océan Atlantique, d'une intensité moins forte (CCLM4), égale (Reg\_CM4 et ALADIN52) et plus forte (LMDZ4 et LMDZ4-NEMOED8) que celles des E-OBS.

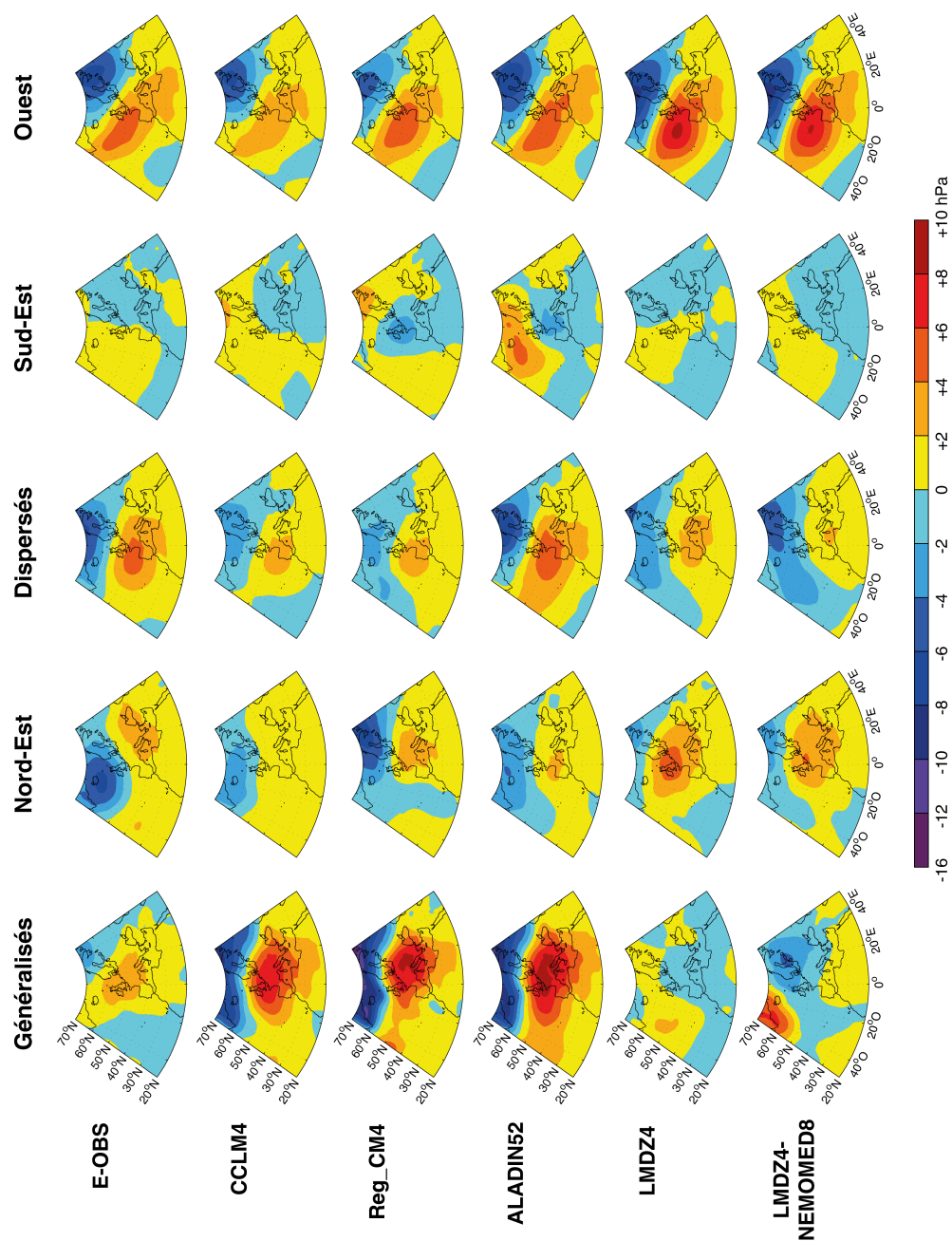


FIGURE 3.6 – Anomalies désaisonnalisées de SLP (en hPa) issues des données de réanalyses ERA-Interim, associées aux cinq configurations d'eTLES (Généralisés, Nord-Est, Dispersés, Sud-Est et Ouest) du jeu de données E-OBS et des 5 simulations climatiques régionales issues des modèles CCLM4, Reg\_CM4, ALADIN52, LMDZ4 et LMDZ4-NEMOMED8. Les anomalies sont étudiées sur la fenêtre allant de 50° O à 50° E et de 20° N à 70° N.

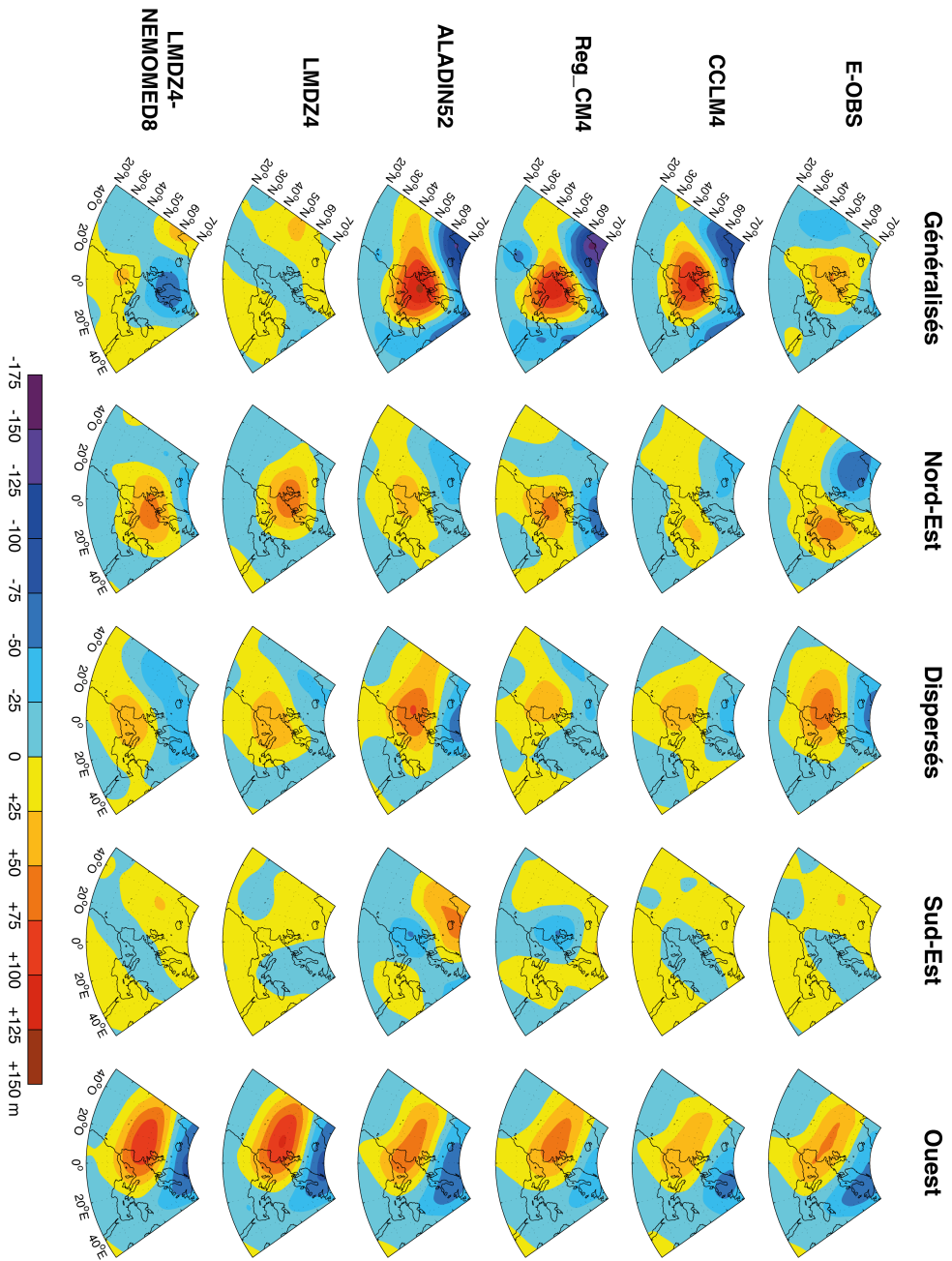


FIGURE 3.7 – Anomalies désaisonnalisées de z500 hPa (en mètre) issues des données de réanalyses ERA-Interim, associées aux cinq configurations d'ETLES (Généralisés, Nord-Est, Dispersés, Sud-Est et Ouest) du jeu de données E-OBS et des 5 simulations climatiques régionales issues des modèles CCLM4, Reg\_CM4, ALADIN52, LMDZ4 et LMDZ4-NEMOMED8. Les anomalies sont étudiées sur la fenêtre allant de 50° O à 50° E et de 20° N à 70° N.

### 3.2.2.2 Conditions atmosphériques simulées

Les modèles CCLM4 et ALADIN52 sont les deux seuls modèles pour lesquels les simulations des champs de SLP et de z500 sont accessibles au pas de temps quotidien. La figure 3.8 montre les anomalies de SLP (figure 3.8a) et de z500 (figure 3.8b), issues des simulations climatiques régionales de ces deux modèles, associées aux 5 configurations d'eTLES. Les anomalies de SLP et de z500 des simulations climatiques régionales sont semblables à celles des réanalyses ERA-Interim.

La configuration Généralisés, regroupant respectivement 3 (CCLM4) et 2 (ALADIN52) eTLES localisés sur l'ensemble du bassin, est associée à des conditions anticycloniques sur l'ouest de l'Europe, pour les deux modèles. La configuration Nord-Est est associée à des faibles conditions anticycloniques localisées au nord des Balkans, pour le modèle CCLM4, et sur l'ouest du bassin méditerranéen, pour le modèle ALADIN52, qui ne reproduit donc pas correctement la configuration observée.

La configuration Dispersés est associée à des conditions anticycloniques sur l'ouest de l'Europe et le nord-est de l'océan Atlantique. Ces conditions anticycloniques sont plus prononcées pour le modèle ALADIN52, car dans ce modèle, la configuration Dispersés ne regroupe que 6 eTLES affectant tous au moins la Péninsule Ibérique, alors que pour le modèle CCLM4, cette configuration regroupe 23 événements plus dispersés sur l'ensemble de la moitié ouest du bassin méditerranéen, mais également l'Anatolie et le Levant (*cf.* figure 3.5).

La configuration Sud-Est n'est pas associée à des anomalies de SLP et de z500 prononcées, comme précédemment constaté grâce aux champs de pression ERA-Interim. La configuration Ouest, comme la Dispersés, est associée à des conditions anticycloniques sur l'ouest européen et l'est de l'océan Atlantique. Une fois de plus, ces conditions anticycloniques sont plus marquées pour le modèle ALADIN52, qui regroupe 4 eTLES uniquement localisés sur la Péninsule Ibérique et le Maghreb contrairement au modèle CCLM4, qui regroupe 5 événements dont certains affectent, en plus de la

Péninsule Ibérique et du Maghreb, l'Italie, l'Anatolie et le Levant.

Là aussi, les blocages atmosphériques issus des simulations régionales climatiques sont globalement localisés au nord-ouest des secteurs concernés par les eTLES, même si c'est moins marqué que dans le chapitre 2.

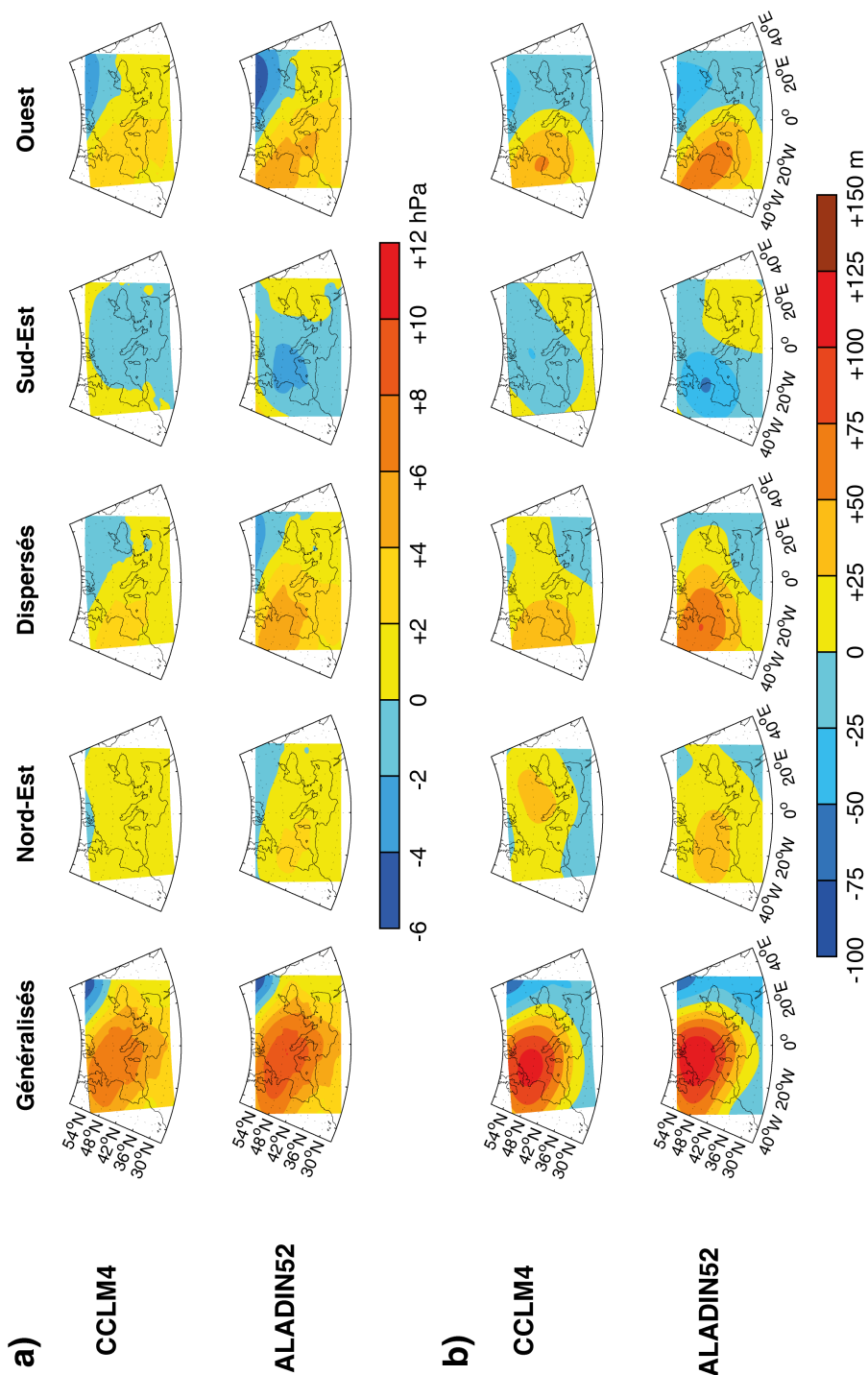


FIGURE 3.8 – Anomalies désaisonnalisées de a) SLP (en hPa) et de b) z500 (en mètre) issues des simulations climatiques régionales des modèles CCLM4 et ALADIN52, associées aux cinq configurations d'eTLES (Généralisés, Nord-Est, Dispersés, Sud-Est et Ouest). Les anomalies sont, de ce fait, étudiées sur la fenêtre Med-CORDEX, allant de 10° O à 45° E et de 27° N à 56° N.

### 3.3 Synthèse du chapitre 3

Dans l'optique d'étudier la variabilité spatio-temporelle future des eTLES (voir le chapitre 4), les champs de précipitations quotidiennes issus de cinq simulations climatiques régionales sont utilisés. Ils sont ici étudiés sur la période 1979-2009, dans le but d'évaluer la capacité des modèles MedCORDEX à reproduire les eTLES observés sur la période contemporaine.

Les cinq modèles climatiques, dont trois régionaux (CCLM4, Reg\_CM4 et ALADIN52) et deux globaux ayant une capacité de zoom sur une fenêtre restreinte (LMDZ4 et LMDZ4-NEMOMED8), reproduisent plutôt bien les caractéristiques des eTLES observés sur la période 1979-2009. D'une manière générale, les modèles ont tendance à simuler trop fréquemment de la pluie, ce qui impacte directement les valeurs du centile 80, qui servent de base à la détection des eTLES. Ainsi, **les modèles ont tendance à détecter des événements moins longs et moins étendus que les eTLES observés**. Cependant, le modèle CCLM4 semble se comporter différemment des 4 autres, car il surestime la valeur du centile 80 sur la quasi-totalité du bassin. De ce fait, ce modèle surestime le nombre de jours d'eTLES et la durée des eTLES sur l'ensemble du bassin méditerranéen.

La région du Levant ressort de cette analyse, car elle est affectée par des eTLES d'une durée fortement surestimée, par rapport aux observations (modèles CCLM4, LMDZ4 et LMDZ4-NEMOMED8), ou à l'inverse, en étant touchées par des événements moins nombreux, moins longs et moins étendus que dans les observations (modèles Reg\_CM4 et ALADIN52). Au final, ces biais systématiques n'impactent pas la reproduction de la chronologie des épisodes secs. En effet, **les modèles (forcés par les réanalyses ERA-Interim) simulent au minimum 70 % d'événements communs avec les eTLES observés, et reproduisent aussi bien la saisonnalité des événements, selon les différentes sous-régions méditerranéennes, que les principales configurations d'eTLES**. Ces principales configurations d'eTLES, issues des observations et des simulations climatiques régionales, sont majoritairement associées à des **conditions anticycloniques**

localisées au nord-ouest des secteurs concernés par les eTLES, excepté pour la région du Levant, comme constaté dans le chapitre 2.

Parmi les 5 simulations climatiques régionales, deux sont issues d'un seul et même modèle atmosphérique, le modèle LMDZ4. Une simulation est issue uniquement de ce modèle, une autre est issue de ce modèle atmosphérique couplé au modèle océanique NEMOMED8. **Coupler le modèle NEMOMED8 au modèle LMDZ4 ne semble pas améliorer les performances de la simulation, ni les réduire, en termes de détection des eTLES.** Les deux simulations mettent en avant des résultats similaires tout au long de cette analyse.

Cette étude permet de constater les similarités/différences entre les modèles, mais ne permet pas de les expliquer. Pour ce faire, il faudrait réaliser une étude multi-modèle plus poussée, en utilisant différentes simulations issues de paramétrisations similaires et différentes des modèles. Il est probable que les paramétrisations physiques des modèles (convection, couche limite, microphysique, rayonnement) influencent de façon non négligeable la détection des eTLES et leurs caractéristiques (nombre, durée et fréquence, étendue spatiale, etc.). Cependant, une analyse des réponses aux différents ensembles de paramétrisation nécessite un travail dédié et une expertise dans la paramétrisation des modèles du climat.

Sachant que **les simulations climatiques régionales issues des modèles restituent globalement bien les eTLES**, on peut désormais prolonger le diagnostic des eTLES sur le XXI<sup>ème</sup> siècle, pour simuler la variabilité future de ces événements climatiques à forts impacts socio-économiques et environnementaux sur le bassin méditerranéen.



## Chapitre 4

# Les événements de très longs épisodes secs au XXI<sup>ème</sup> siècle

Le chapitre 4 présente un diagnostic sur la variabilité future des eTLES dans le bassin méditerranéen, dans le contexte du changement climatique observé et à prévoir. Ces projections sur les eTLES au cours du XXI<sup>ème</sup> siècle permettent de détecter, ou non, une modification dans la récurrence et/ou l'intensité de ces événements climatiques extrêmes pour les prochaines décennies. Deux approches sont ici utilisées : (i) une approche directe, en détectant les eTLES au cours du XXI<sup>ème</sup> siècle dans les simulations climatiques régionales de précipitations quotidiennes issues des modèles ALADIN52 et LMDZ4-NEMOMED8. Ces modèles sont les deux seuls donnant accès, au pas de temps quotidien, à leurs simulations historiques et à celles relatives aux scénarios RCP (trajectoires de concentration de GES) ; (ii) une approche indirecte, en analysant/étudiant la variabilité des conditions atmosphériques reliées aux eTLES, sur le XXI<sup>ème</sup> siècle, dans les simulations climatiques globales de SLP issues des modèles CMIP5.

Pour rappel, deux trajectoires futures associées à la concentration de GES dans l'atmosphère sont ici utilisées : **la trajectoire RCP4.5, qualifiée d'optimiste**, représente une augmentation moyenne de la température à la surface de la Terre jusqu'à +2,6°C à l'horizon 2081-2100 (en comparaison avec la période 1986-2005), et **la trajectoire RCP8.5, qualifiée de**

pessimiste, avec un réchauffement allant jusqu'à +4,8°C.

## 4.1 Projection future des événements de très longs épisodes secs dans les simulations climatiques régionales

Pour détecter les eTLES dans les simulations historiques des modèles ALADIN52 et LMDZ4-NEMOMED8, la même méthode que celle détaillée dans le chapitre 1 est utilisée. Les valeurs du centile 80 sont calculées sur les durées uniques des eTLES détectés sur la période de référence 1971-2005. Cette période est retenue car elle est la période climatique de référence la plus récente dans les simulations historiques, qui couvre 34 saisons, comme la période climatique de référence 1979-2013 utilisée dans le chapitre 2. Il n'est pas possible d'utiliser les mêmes périodes de référence que dans le chapitre 2 (1979-2013) ou dans le chapitre 3 (1979-2009), car les simulations historiques s'arrêtent à la fin de l'année 2005.

Dans un premier temps, le seuil de 1 mm est retenu pour dissocier les jours secs des jours pluvieux, comme ce fut le cas pour les données d'observation E-OBS. Avec ce seuil, la simulation historique du modèle LMDZ4-NEMOMED8 détecte 25,6 % de points de grille pluvieux sur la période 1971-2005, contre 27 % pour la simulation d'évaluation du même modèle, sur la période 1979-2009 (comme vu dans le chapitre 3). Ce ratio de points de grille pluvieux est très proche des 26 % de points de grille pluvieux constatés dans le jeu de données d'observation E-OBS sur la période 1979-2013 (période de référence du chapitre 2), et des 25,9 % dans le jeu de données d'observation E-OBS sur la période 1979-2009. Pour rappel, le ratio de points de grille pluvieux fait référence au pourcentage total des points de grille concernés par des précipitations pour l'ensemble des jours étudiés (chacun des 4 343 points de grille étant considéré autant de fois qu'il y a de jours étudiés).

En revanche, sur la période 1971-2005, la simulation historique du mo-

dèle ALADIN52 détecte 37,4 % de points de grille pluvieux (contre 30,6 % pour la simulation d'évaluation, sur la période 1979-2009), soit plus de 10 points au-dessus du ratio détecté dans le jeu de données E-OBS et la simulation historique du modèle LMDZ4-NEMOMED8. Ce biais ne permet pas de réaliser une comparaison directe des eTLES entre les deux modèles, car de base, si les deux jeux de données ont un ratio de points de grille pluvieux très différent, cela influence automatiquement le nombre d'eTLES, leur durée, leur extension spatiale, et donc le nombre de jours d'eTLES potentiellement détectés. En effet, logiquement, plus la fréquence des précipitations est élevée, et moins les séquences sèches sont longues et nombreuses. Pour pallier cette forte surestimation de la fréquence des précipitations dans le modèle ALADIN52, le seuil définissant les jours pluvieux de la simulation historique de ce modèle est redéfini, avec pour objectif d'obtenir un pourcentage de points de grille pluvieux comparable à la simulation historique du modèle LMDZ4-NEMOMED8, et plus globalement aux jeux de données précédemment étudiés dans cette thèse. Les résultats montrent qu'avec un seuil de 2,5 mm, 26,3 % de points de grille de la simulation historique du modèle ALADIN52 sont pluvieux, valeur comparable au 25,6 % obtenus pour le modèle LMDZ4-NEMOMED8.

#### 4.1.1 Le centile 80 dans les simulations historiques

La figure 4.1 présente les valeurs du centile 80 calculées sur les durées uniques des épisodes secs détectés dans les simulations historiques des modèles ALADIN52 et LMDZ4-NEMOMED8, pour la période de référence 1971-2005. Les deux modèles simulent une géographie des valeurs du centile 80 comparables. Les deux modèles montrent des valeurs du centile 80 les plus élevées au Maghreb, dans la majorité de la Péninsule Ibérique, au nord de l'Italie, à l'est des Balkans, au sud de l'Anatolie et au Levant, comme pour les simulations d'évaluation (*cf.* chapitre 3). Le modèle LMDZ4-NEMOMED8 a tendance à simuler des valeurs du centile 80 généralement supérieures au modèle ALADIN52 en Péninsule Ibérique, au Maghreb et en Anatolie, et inversement dans l'est des Balkans. Une fois de

plus, le Levant se distingue des autres sous-régions méditerranéennes. Le modèle ALADIN52 simule de fortes valeurs du centile 80 à l'extrême sud du Levant (jusqu'à 160 jours), tout comme le modèle LMDZ4-NEMOMED8 sur l'ensemble du Levant (comme précédemment constaté dans le chapitre 3).

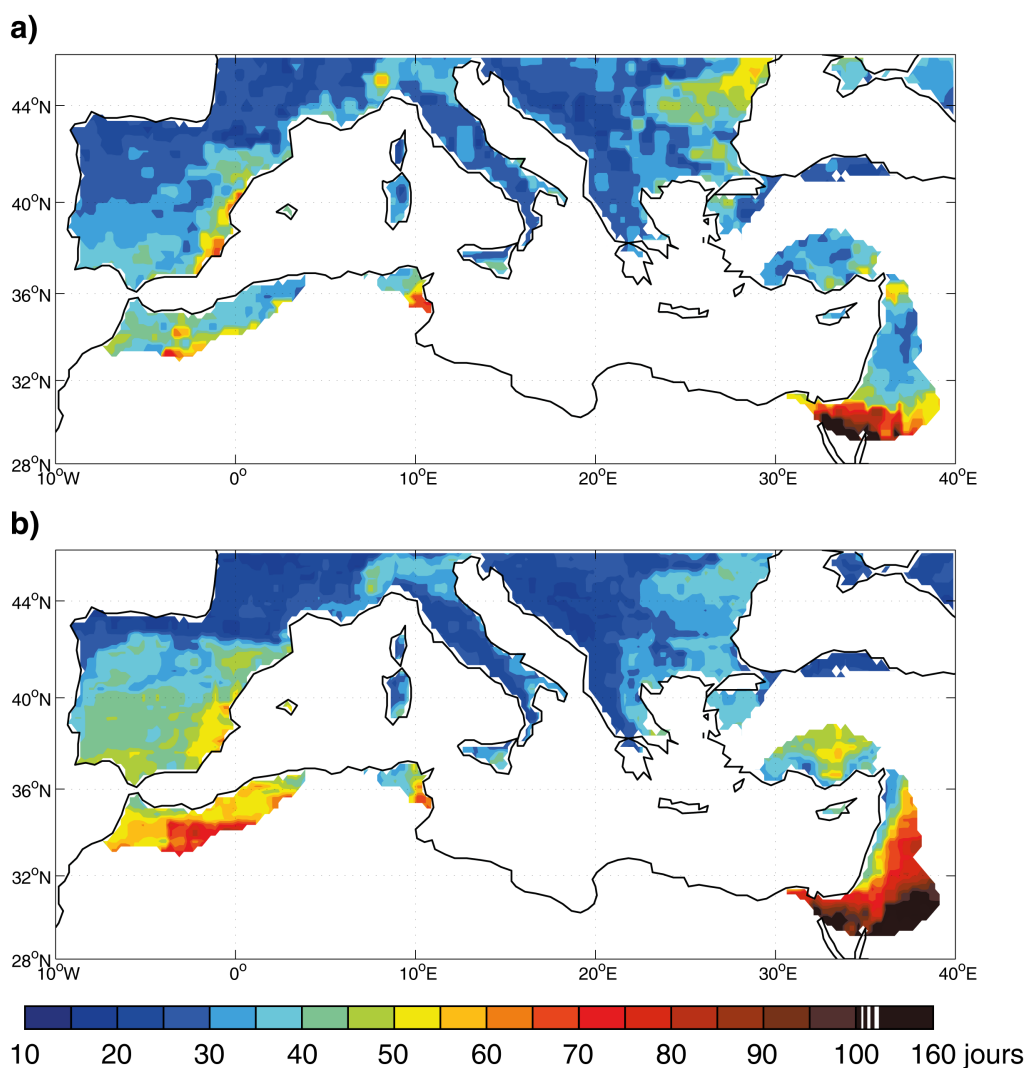


FIGURE 4.1 – Centile 80 pour chacun des 4 343 points de grille exploités, calculé sur les durées uniques des épisodes secs détectés dans les 34 saisons (septembre à avril) de la période 1971-2005 de la simulation historique des modèles a) ALADIN52 et b) LMDZ4-NEMOMED8. Pour dissocier les jours secs des jours pluvieux, le seuil de 1 mm est utilisé pour le modèle LMDZ4-NEMOMED8, le seuil de 2,5 mm est utilisé pour le modèle ALADIN52. En blanc, tous les points de grille qui n'ont pas de données de précipitations.

## 4.1.2 **Caractéristiques des événements de très longs épisodes secs dans les simulations historiques et dans les trajectoires RCP**

### 4.1.2.1 **Durée et extension spatiale des événements de très longs épisodes secs**

Une fois les valeurs du centile 80 calculées sur les épisodes secs détectés de la période de référence 1971-2005, on identifie les eTLES sur les périodes 1961-2005 (simulations historiques) et 2056-2100 (simulations futures, trajectoires RCP4.5 et RCP8.5). La période 1961-2005 est celle qui couvre le maximum de saisons communes aux deux modèles ALADIN52 et LMDZ4-NEMOMED8 dans leur simulation historique respective. Comme pour le chapitre 2, détecter les eTLES sur la période la plus longue possible permet d'augmenter la taille de l'échantillon et de favoriser la détection des tendances associées aux eTLES. La période 2056-2100 est utilisée pour le futur car c'est la période située à la fin du XXI<sup>ème</sup> siècle qui couvre le même nombre de saisons que la période 1961-2005 (44 saisons humides, soit 10 648 jours), ce qui est nécessaire à la comparaison des eTLES détectés dans l'historique et dans le futur.

Le nombre d'eTLES détectés dans les simulations historiques et dans les simulations futures (trajectoires RCP4.5 et RCP8.5) issues des modèles ALADIN52 et LMDZ4-NEMOMED8 est reporté dans le tableau 4.1.

Les modèles simulent un nombre d'eTLES comparable dans l'historique, avec 59 eTLES dans ALADIN52 et 57 eTLES dans LMDZ4-NEMOMED8. Cependant, le modèle LMDZ4-NEMOMED8 détecte un nombre de jours d'eTLES bien supérieur au modèle ALADIN52 (4 086 jours d'eTLES contre 2 784 jours d'eTLES, respectivement). Cela veut dire que les eTLES détectés dans le modèles LMDZ4-NEMOMED8 sont en moyenne bien plus longs que ceux détectés dans le modèle ALADIN52 (voir plus loin). Lorsqu'il n'est pas forcé par les réanalyses ERA-Interim (comme dans le chapitre 3), le modèle ALADIN52 n'arrive pas à détecter des événements saisonniers au

Levant dans la période historique (seuls 2 eTLES historiques détectés par ALADIN52 affectent le Levant dès le 1<sup>er</sup> septembre; non montré). En revanche, le modèle LMDZ4-NEMOMED8 arrive bien à détecter des eTLES saisonniers au Levant dans la période historique, même quand il n'est pas forcé par les réanalyses ERA-Interim (21 eTLES historiques détectés par LMDZ4-NEMOMED8 affectent le Levant dès le 1<sup>er</sup> septembre; non montré).

Dans le futur, d'après le modèle ALADIN52, les eTLES ne semblent pas plus nombreux, mais plus longs en moyenne, car le ratio de jours d'eTLES augmente de 6 et 7 points entre l'historique et les trajectoires RCP4.5 et RCP8.5, respectivement. D'après le modèle LMDZ4-NEMOMED8, les eTLES sont plus nombreux et plus longs dans le futur que dans l'historique (+17 eTLES pour les trajectoires RCP4.5 et RCP8.5, respectivement, comparativement à l'historique). On note également que pour ce même modèle, les eTLES de la trajectoire RCP8.5 sont en moyenne plus longs que ceux de la trajectoire RCP4.5, car le nombre d'événement détectés est le même, mais le ratio de jours d'eTLES est plus élevé de 13 points dans la trajectoire RCP8.5 que pour la trajectoire RCP4.5.

Pour comparaison, avec un seuil de 1 mm pour dissocier les points de grille pluvieux des points de grille secs dans le modèle ALADIN52, on détecte 2 040 jours d'eTLES répartis dans 51 eTLES dans la période historique, 2 351 jours d'eTLES répartis dans 56 eTLES dans la période future 2056-2100 pour la trajectoire RCP4.5, 2 643 jours d'eTLES répartis dans 55 eTLES pour RCP8.5. Comme vu précédemment, avec ce seuil de 1 mm, le modèle ALADIN52 détecte plus de 37 % de points de grille pluvieux, ce qui donne logiquement un nombre d'eTLES et un nombre de jours d'eTLES moins élevés qu'avec le seuil de 2,5 mm, qui ramène la fréquence des précipitations au même niveau que pour le modèle LMDZ4-NEMOMED8.

TABLE 4.1 – Nombre d’eTLES respectivement détectés par les modèles ALADIN52 et LMDZ4-NEMOMED8 dans les 44 saisons de la période historique (1961 à 2005) et dans les 44 saisons (septembre à avril) de la période future 2056-2100 (pour les trajectoires RCP4.5 et RCP8.5). Les nombres de jours d’eTLES sont renseignés, ainsi que les ratios du nombre de jours d’eTLES correspondant (en %). Les eTLES sont détectés à partir des valeurs du centile 80 calculées sur les durées uniques des épisodes secs de la période 1971-2005 des simulations historiques.

	ALADIN52	LMDZ4-NEMOMED8
Historique	59 eTLES 2 784 jours d’eTLES (26 %)	57 eTLES 4 086 jours d’eTLES (38 %)
RCP4.5	60 eTLES 3 372 jours d’eTLES (32 %)	74 eTLES 6 542 jours d’eTLES (61 %)
RCP8.5	62 eTLES 3 506 jours d’eTLES (33 %)	74 eTLES 7 913 jours d’eTLES (74 %)

La figure 4.2 présente les paramètres de centralité et la variabilité des eTLES détectés dans les modèles ALADIN52 et LMDZ4-NEMOMED8 dans les simulations historiques et pour les trajectoires RCP4.5 et RCP8.5, en termes de durée et d’extension spatiale moyenne.

Comme évoqué précédemment, dans la période historique, le modèle LMDZ4-NEMOMED8 simule des eTLES en moyenne bien plus longs que le modèle ALADIN52 (71 jours/eTLES pour LMDZ4-NEMOMED8 contre 47 jours/eTLES pour ALADIN52; figure 4.2a). La variabilité des eTLES est également plus importante dans le modèle LMDZ4-NEMOMED8 (avec des eTLES d’une durée comprise entre 26 jours et 205 jours), que dans le modèle ALADIN52 (entre 9 jours et 118 jours).

Dans le futur, les eTLES simulés par le modèle ALADIN52 sont en moyenne plus longs que dans la période historique (56 jours/eTLES dans la période 2056-2100 pour la trajectoire RCP4.5, 57 jours/eTLES pour RCP8.5; figure 4.2a). Cependant, ces différences ne sont pas significatives

(seuil de confiance de 0.05 d'après le test en T de Student). L'événement le plus long simulé pour la trajectoire RCP4.5 dure 148 jours, et 158 jours pour la trajectoire RCP8.5.

Dans le modèle LMDZ4-NEMOMED8, les eTLES simulés sur la période 2056-2100 pour la trajectoire RCP4.5 sont en moyenne plus longs que ceux simulés sur la période historique (88 jours/eTLES ; figure 4.2a). Cet écart est encore plus marqué avec RCP8.5 (107 jours/eTLES). Ces différences sont significatives (seuil de confiance de 0.05 d'après le test en T de Student). La variabilité des événements détectés dans le futur est supérieure à celle de la période historique (entre 5 jours et 242 jours pour RCP4.5 ; entre 17 jours et 242 jours pour RCP8.5). Des eTLES d'une durée de 242 jours sont ici détectés par le modèle LMDZ4-NEMOMED8 (3 pour RCP4.5, 5 pour RCP8.5).

Après vérifications, un événement qui dure 242 jours dans cette étude, soit une saison entière, n'est pas un événement stationnaire touchant un seul secteur sur l'ensemble de la saison, mais est un événement complexe qui affecte différents secteurs de façon asynchrone sur la durée totale de la saison humide (d'où un nombre de jours cumulés très important). Les épisodes de 242 jours sont donc le fruit d'une succession de sécheresses touchant différents secteurs du bassin méditerranéen, rassemblées dans un seul eTLES complexe. Il est cependant difficile d'affirmer si ce genre d'eTLES sur 242 jours reflètent réellement un assèchement climatique marqué, ou s'ils sont finalement l'effet d'un biais dans les simulations futures de pluie de ce modèle.

En termes d'extension spatiale moyenne des eTLES sur la période historique, le modèle LMDZ4-NEMOMED8 simule des eTLES en moyenne plus étendus que le modèle ALADIN52 (364 860 km<sup>2</sup>/eTLES dans LMDZ4-NEMOMED8 contre 317 100 km<sup>2</sup>/eTLES dans ALADIN52 ; figure 4.2b). En revanche, la variabilité des eTLES est plus importante dans le modèle ALADIN52, avec des eTLES couvrant entre 75 600 km<sup>2</sup> et 1 009 700 km<sup>2</sup>, que dans le modèle LMDZ4-NEMOMED8 (entre 85 650 km<sup>2</sup> et 772 430 km<sup>2</sup>).



Les eTLES futurs simulés par le modèle ALADIN52 ont une extension spatiale moyenne comparable à la période historique (320 360 km<sup>2</sup>/eTLES dans la période 2056-2100 pour la trajectoire RCP4.5, 311 660 km<sup>2</sup>/eTLES pour RCP8.5; figure 4.2b). La variabilité des eTLES simulés dans RCP4.5 est comparable avec l'historique (entre 87 785 km<sup>2</sup> et 1 029 700 km<sup>2</sup>). Celle associée aux eTLES de RCP8.5 est inférieure à l'historique (entre 87 882 km<sup>2</sup> et 767 210 km<sup>2</sup>).

Pour le modèle LMDZ4-NEMOMED8, les eTLES simulés sur la période 2056-2100 pour les trajectoires RCP4.5 et RCP8.5 sont plus étendus que ceux simulés sur la période historique (427 260 km<sup>2</sup> et 535 270 km<sup>2</sup>, respectivement; figure 4.2b). Seule la différence entre l'historique et RCP8.5 est significative (seuil de confiance de 0.05 d'après le test en T de Student). La variabilité associée à l'extension spatiale des eTLES simulés par le modèles LMDZ4-NEMOMED8 est plus importante dans le futur que dans l'historique (entre 79 371 km<sup>2</sup> et 964 230 km<sup>2</sup> pour RCP4.5 et entre 126 280 km<sup>2</sup> et 1 221 880 km<sup>2</sup> pour RCP8.5).

Au final, les deux modèles se comportent différemment en termes de simulation des eTLES : ALADIN52 ne montre pas d'évolution significative en termes de durée et d'extension spatiale des eTLES entre la période historique (1961-2005) et les périodes futures (période 2056-2100, trajectoires RCP4.5 et RCP8.5), même si ce modèle détecte une légère augmentation de la durée des eTLES entre le futur et l'historique ; LMDZ4-NEMOMED8 constate à l'inverse des évolutions significatives à la hausse de la durée et de l'extension spatiale moyenne des eTLES entre la période historique et les périodes futures, avec des écarts encore plus marqués pour RCP8.5 que pour RCP4.5. Globalement, d'après ces deux modèles, il semble que les eTLES seront plus longs d'ici à la fin du XXI<sup>ème</sup> siècle, par rapport à la deuxième moitié du XX<sup>ème</sup> siècle.

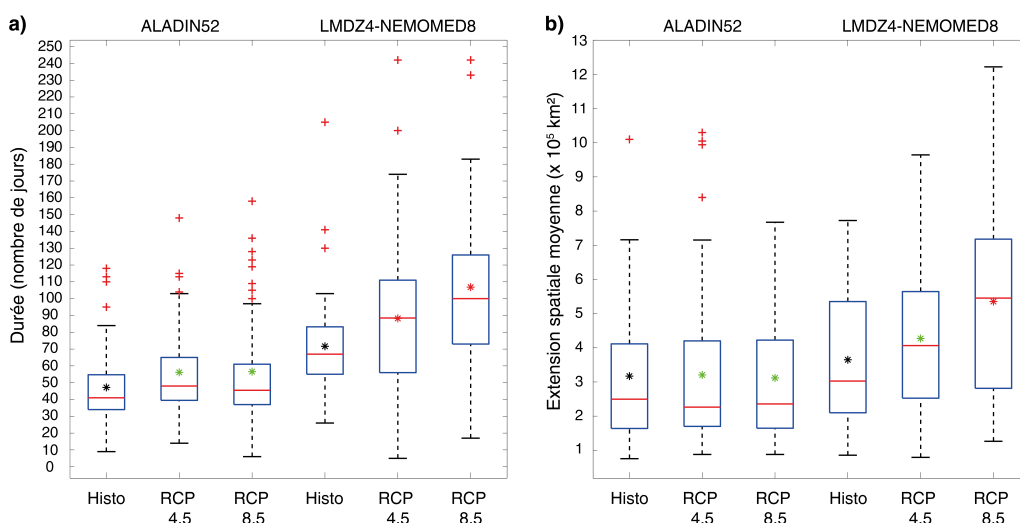


FIGURE 4.2 – Boîtes à moustaches de a) la durée (nombre de jours) et b) l’extension spatiale moyenne (en  $\text{km}^2$ ) des eTLES détectés par les deux modèles ALADIN52 et LMDZ4-NEMOMED8 dans les 44 saison (septembre à avril) de la période historique (1961-2005) et de la période future 2056-2100 pour la trajectoire RCP4.5 et la trajectoire RCP8.5. Les différents éléments d’une boîte à moustaches sont détaillés dans le chapitre 1 (en section 1.4.3). Les étoiles noires correspondent aux moyennes pour la période historique. Les étoiles rouges correspondent aux moyennes des trajectoires RCP significativement supérieures à la période historique (seuil de confiance de 0.05 d’après le test en T de Student). Les étoiles vertes correspondent aux moyennes des trajectoires RCP dans la gamme d’incertitude, comparative-ment à la période historique.

#### 4.1.2.2 Secteurs affectés par les événements de très longs épisodes secs

La figure 4.3 présente le nombre de jours d’eTLES dans la période historique (1961-2005) et les évolutions du nombre de jours d’eTLES dans la période future (2056-2100) pour les trajectoires RCP4.5 et RCP8.5, par rapport à la période historique (nombre de jours d’eTLES futurs - nombre de jours d’eTLES historiques), pour les modèles ALADIN52 et LMDZ4-NEMOMED8. Pour rappel, le nombre de jours d’eTLES renseigne ici le nombre de jours pour lequel chacun des points de grille est respectivement concerné par un eTLES. Cette figure permet de spatialiser les informations précédemment obtenues sur l’évolution de la durée et de l’extension spatiale des eTLES entre l’historique et le futur, à l’échelle du bassin méditerranéen.

Comme précédemment constaté dans le chapitre 3 (*cf.* section 3.1.3), le modèle ALADIN52 simule davantage de jours d'eTLES dans la partie ouest du bassin méditerranéen. Sur la période historique, ALADIN52 détecte jusqu'à 800 jours d'eTLES au sud de la Péninsule Ibérique et sur la moitié ouest du Maghreb (figure 4.3a panel de gauche). La France, l'Italie et l'Anatolie sont les sous-régions méditerranéennes concernées par un nombre de jours d'eTLES le plus faible, jusqu'à 400 jours d'eTLES. Les Balkans sont affectés par jusqu'à 600 jours d'eTLES, tout comme le Levant.

Dans la période future 2056-2100, pour la trajectoire RCP4.5 du modèle ALADIN52, les augmentations les plus marquées en termes de nombre de jours d'eTLES sont localisées sur certains secteurs du quart sud-ouest de la Péninsule Ibérique et sur certains secteurs du Maghreb, avec jusqu'à +1 000 jours d'eTLES par rapport à la période historique (figure 4.3b panel de gauche). Dans le reste du bassin méditerranéen, aucun signal fort n'est visible, avec certains secteurs qui montrent une augmentation allant jusqu'à +500 jours d'eTLES (majorité de la Péninsule Ibérique, du Maghreb, de l'Anatolie et moitié est du Levant) et d'autres secteurs qui constatent une diminution pouvant aller jusqu'à -500 jours d'eTLES (majorité de la France, de l'Italie, des Balkans et moitié ouest du Levant).

Dans la période future 2056-2100, pour la trajectoire RCP8.5 du modèle ALADIN52, l'augmentation du nombre de jours d'eTLES au sud de la Péninsule Ibérique et au Maghreb se renforce, avec davantage de secteurs montrant jusqu'à +1 000 jours d'eTLES et jusqu'à +1 500 jours d'eTLES au sud du Maghreb, par rapport à la période historique (figure 4.3c panel de gauche). Pour le reste du bassin, les évolutions du nombre de jours d'eTLES sont sensiblement les mêmes que pour RCP4.5, avec certains secteurs montrant préférentiellement une augmentation du nombre de jours d'eTLES pouvant atteindre jusqu'à +500 jours (Anatolie et Levant) et certains secteurs une diminution du nombre de jours d'eTLES pouvant atteindre jusqu'à -500 jours (France, Italie et Balkans).

Dans la période historique, le modèle LMDZ4-NEMOMED8 mets en avant deux secteurs principalement touchés par un nombre de jours d'eTLES

important : (i) l'ouest du bassin méditerranéen, avec jusqu'à 1 200 jours d'eTLES sur la moitié sud de la Péninsule Ibérique et jusqu'à 1 800 jours d'eTLES au Maghreb; et (ii) l'est du bassin, avec jusqu'à 1 000 jours d'eTLES en Anatolie et jusqu'à 1 600 jours d'eTLES sur la partie est du Levant (figure 4.3a panel de droite). À l'inverse, la France et l'Italie sont concernées par moins de 200 jours d'eTLES, les Balkans par moins de 400 jours d'eTLES.

Dans la période future 2056-2100, pour la trajectoire RCP4.5 du modèle LMDZ4-NEMOMED8, la quasi-totalité du bassin méditerranéen détecte une augmentation du nombre de jours d'eTLES par rapport à la période historique, avec trois secteurs qui ressortent principalement (figure 4.3b panel de droite) : (i) l'ouest du bassin méditerranéen, avec jusqu'à +1 500 jours d'eTLES sur la moitié sud de la Péninsule Ibérique et sur le Maghreb; (ii) le sud des Balkans (principalement la Grèce), avec jusqu'à +1 000 jours d'eTLES; (iii) l'est du bassin, avec jusqu'à +1 000 jours d'eTLES au sud de l'Anatolie et jusqu'à +3 000 jours d'eTLES au sud du Levant.

Comme dans le modèle ALADIN52, le modèle LMDZ4-NEMOMED8 simule un renforcement de l'augmentation du nombre de jours d'eTLES dans la période 2056-2100 pour la trajectoire RCP8.5, comparativement à la période historique (figure 4.3c panel de droite). Ainsi, la moitié sud de la Péninsule Ibérique détecte une augmentation jusqu'à +2 000 jours d'eTLES, le Maghreb jusqu'à +2 500 jours d'eTLES. La majorité des Balkans affiche une augmentation jusqu'à +1 000 jours d'eTLES, avec même jusqu'à +1 500 jours d'eTLES sur certains secteurs Grecques. La quasi-totalité de l'Anatolie est soumise à une augmentation allant jusqu'à +2 500 jours d'eTLES, le Levant montre même une augmentation supérieure à +4 500 jours d'eTLES à son extrême sud.

#### 4.1 Projection future des événements de très longs épisodes secs dans les simulations climatiques régionales

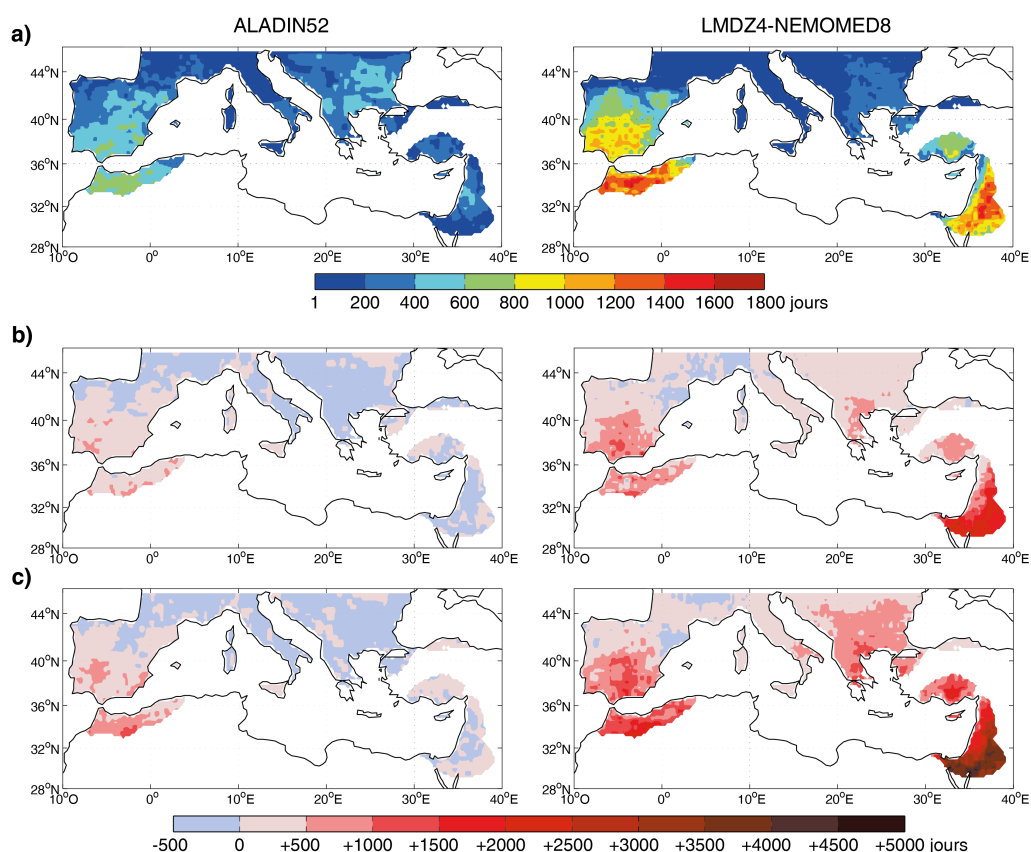


FIGURE 4.3 – Nombre de jours d’eTLES, par point de grille, associé aux modèles ALADIN52 (panel de gauche) et LMDZ4-NEMOMED8 (panel de droite) pour les 44 saisons (septembre à avril) de a) la période historique (1961-2005), et les évolutions du nombre de jours d’eTLES dans la période future (2056-2100) par rapport à la période historique (nombre de jours d’eTLES futur - nombre de jours d’eTLES historique), pour b) la trajectoire RCP4.5 et c) la trajectoire RCP8.5. En blanc, les points de grille n’étant concernés par aucun eTLES ou n’ayant pas de données de précipitations.

Les modèles ALADIN52 et LMDZ4-NEMOMED8 simulent donc une augmentation du nombre de jours d’eTLES dans le futur (période 2056-2100) sur les secteurs les plus touchés par les eTLES dans la période historique (1961-2005), respectivement. Ces augmentations sont encore plus marquées pour la trajectoire RCP8.5 que pour RCP4.5. Il faut également noter que les augmentations du nombre de jours d’eTLES sont davantage prononcées dans le modèle LMDZ4-NEMOMED8 que dans le modèle ALADIN52, en termes d’intensité et de secteurs affectés.

Ces résultats portant sur les secteurs affectés par les eTLES dans le bassin méditerranéen permettent de spatialiser ceux précédemment détectés,

portant sur la durée et l'extension spatiale des eTLES détectés dans les simulations historiques et les trajectoires RCP des deux modèles. Comme vu précédemment, le modèle ALADIN52 simule une augmentation non significative de la durée des eTLES à l'échelle de l'ensemble du bassin méditerranéen, dans le futur, comparativement à la période historique. Cela s'explique par le fait que dans ce modèle, seul le sud-ouest du bassin affiche une augmentation marquée du nombre de jours d'eTLES dans le futur. À l'inverse, comme vu précédemment, le modèle LMDZ4-NEMOMED8 simule des eTLES significativement plus longs et plus étendus dans le futur que dans la période historique. Cela s'explique par le fait que l'augmentation du nombre de jours d'eTLES, encore plus forte pour RCP8.5 que pour RCP4.5, est quasi-généralisée à l'ensemble du bassin méditerranéen.

### 4.1.3 Variabilité spatio-temporelle des événements de très longs épisodes secs sur l'ensemble du XXI<sup>ème</sup> siècle

Les comparaisons entre la période historique (1961-2005) et la période future (2056-2100), comprenant chacune 44 saisons, montre que les eTLES seraient plus longs et potentiellement plus étendus sur la deuxième moitié du XXI<sup>ème</sup> siècle que ce qu'ils l'ont été au cours les 4 dernières décennies du XX<sup>ème</sup> siècle. Cependant, en étudiant uniquement les 44 dernières saisons du XXI<sup>ème</sup> siècle, on ne peut pas connaître l'évolution spatio-temporelle des eTLES sur l'ensemble des simulations futures allant de 2006 à 2100. Étudier la variabilité des eTLES sur l'ensemble des 94 saisons des simulations futures permet de détecter de potentielles tendances, en termes de durée, d'extension et de nombre de jours d'eTLES par saison, et de constater si ces tendances sont linéaires ou si certaines ruptures apparaissent.

Pour cette étude des tendances sur les eTLES futurs simulés par les modèles ALADIN52 et LMDZ4-NEMOMED8, on détecte les eTLES sur l'ensemble des 94 saisons couvrant 2006 à 2100, en utilisant les valeurs du centile 80 précédemment calculées dans la période historique de référence

1971-2005, puis en appliquant la même méthode que depuis le début de cette thèse sur la période 1961-2005 (fenêtre glissante).

#### 4.1.3.1 Tendances du nombre de jours d'événements de très longs épisodes secs saisonnier dans les simulations futures

Comme expliqué dans le chapitre 2 (section 2.2.2.2), détecter une tendance du nombre d'eTLES par saison n'a pas de sens, car ce sont des événements rares et extrêmement variables en termes de durée. C'est pourquoi les tendances sont à nouveau appréhendées pour le nombre de jours d'eTLES par saison, plutôt que pour le nombre d'événements par saison. Il est cependant important de noter que l'étude des tendances du nombre de jours d'eTLES saisonniers est différente de l'étude des tendances de la durée des eTLES. Étudier les tendances du nombre de jours d'eTLES saisonniers ne prend pas en compte le nombre d'eTLES par saison, contrairement à l'étude des tendances de la durée des eTLES, réalisée par la suite.

Le figure 4.4 présente la variabilité interannuelle du nombre de jours d'eTLES pour chacune des 94 saisons de la période 2006-2100, pour les trajectoires RCP4.5 et RCP8.5 du modèle ALADIN52. Dans la trajectoire RCP4.5, le modèle ALADIN52 simule une faible tendance à l'augmentation du nombre de jours d'eTLES par saison sur la période 2006-2100, qui n'est pas significative (test de Bravais-Pearson, seuil de confiance de 0.05; figure 4.4a). Dans la trajectoire RCP8.5, le modèle ALADIN52 affiche une tendance significative à l'augmentation du nombre de jours d'eTLES par saison sur la période 2006-2100 (+0,5 jours d'eTLES par saison, soit +47 jours d'eTLES entre le début et la fin de la période 2006-2100), d'après le test de Bravais-Pearson (seuil de confiance de 0.05; figure 4.4b).

Au cours de la période 2006-2100, on détecte la présence de fluctuations d'échelle décennale en termes de jours d'eTLES par saison (figure 4.4). Pour les appréhender, on utilise des moyennes mobiles, qui permettent de s'affranchir, ici, de la variabilité interannuelle du nombre de jours d'eTLES et de lisser le signal. Les moyennes mobiles décennales associées aux deux trajec-

toires RCP s'entrecoupent sur la quasi-totalité de la période 2006-2100. On constate malgré tout une diminution du nombre moyen de jours d'eTLES au cours des dernières décades dans la trajectoire RCP4.5 à partir de la saison 2085-2086 (la moyenne mobile passe d'environ 96 jours d'eTLES par saison en 2085-2086 à environ 54 jours d'eTLES par saison en 2093-2094). À l'inverse, le nombre moyen de jours d'eTLES augmente de façon quasi-systématique sur ces mêmes décades dans la trajectoire RCP8.5, alors que ce n'est pas le cas au cours des décades précédentes (figure 4.4). Ces différences en fin de XXI<sup>ème</sup> siècle expliquent pourquoi l'augmentation du nombre de jours d'eTLES est significative pour la trajectoire RCP8.5, contrairement à celle de la trajectoire RCP4.5. Si on détecte les tendances du nombre de jours d'eTLES par saison, uniquement pour les 74 premières saison de la période 2006-2100 (soit entre 2006 et 2080), les deux trajectoires RCP4.5 et RCP8.5 montrent alors respectivement des augmentations non significatives.

La figure 4.5 présente la même chose que la figure 4.4, mais pour le modèle LMDZ4-NEMOMED8. Dans la trajectoire RCP4.5, le modèle LMDZ4-NEMOMED8 ne montre aucune tendance du nombre de jours d'eTLES par saison dans la période 2006-2100 (figure 4.5a). À l'inverse, ce modèle détecte une forte tendance à l'augmentation du nombre de jours d'eTLES dans la période 2006-2100 pour la trajectoire RCP8.5 (+1 jour d'eTLES par saison, soit +94 jours d'eTLES entre le début et la fin de la période 2006-2100), tendance significative d'après le test de Bravais-Pearson (seuil de confiance de 0.05 ; figure 4.5b).

Tout comme pour le modèle ALADIN52, on détecte la présence de fluctuations d'échelle décennale en termes de jours d'eTLES par saison au cours de la période 2006-2100 (figure 4.5). Les moyennes mobiles décadales s'entrecoupent également sur la majorité de la période 2006-2100. On constate cependant un décrochage important entre les deux moyennes décadales à partir de la saison 2082-2083, avec une forte diminution du nombre moyen de jours d'eTLES sur une quinzaine de saisons dans la trajectoire RCP4.5 (la moyenne mobile passe d'environ 175 jours d'eTLES par saison en 2082-2083 à environ 101 jours d'eTLES par saison en 2093-2094). À l'inverse, le



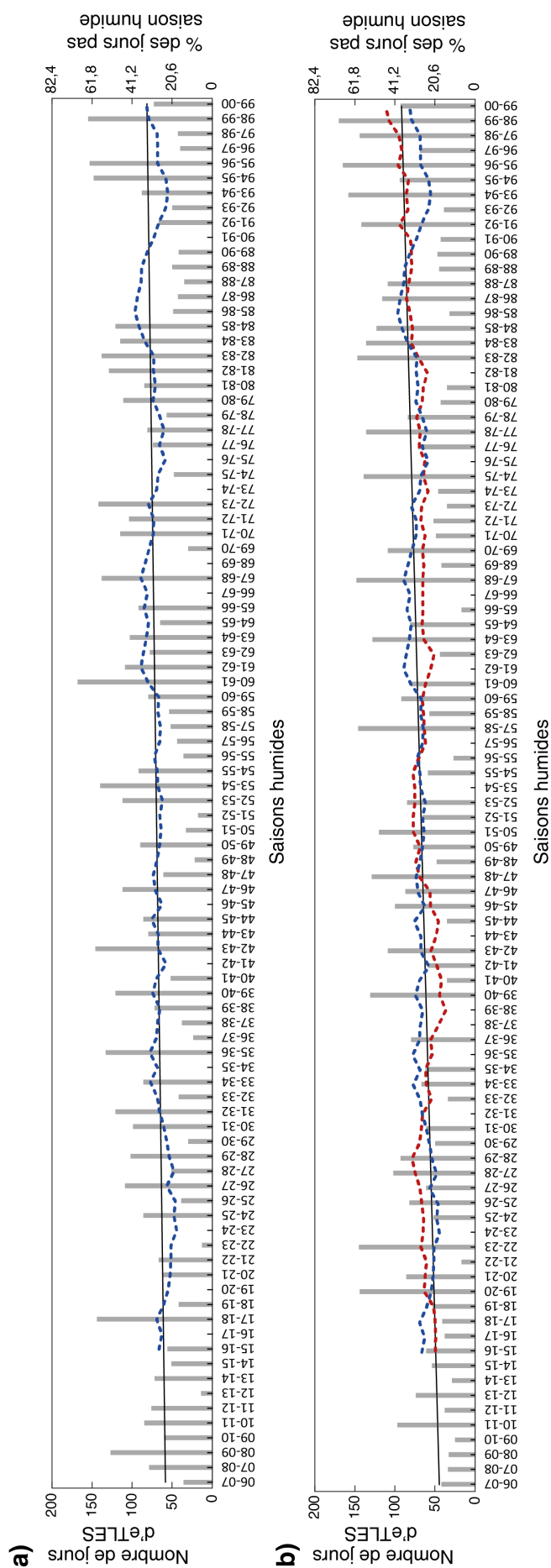


FIGURE 4.4 – Variabilité interannuelle du nombre de jours d'eTLES pour chacune des 94 saisons (septembre à avril) de la période 2006-2100, dans le modèle ALADIN52, selon les 2 trajectoires futures a) RCP4.5 et b) RCP8.5. En ordonnée gauche, le nombre de jours d'eTLES par saison. En ordonnée droite, le pourcentage des jours d'eTLES comparativement au nombre total de jours par saison. Les droites de régression linéaire sont affichées en lignes noirs continues sur les graphiques : (RCP4.5)  $Y = 0,248 x + 58,272$  (coefficient de corrélation de 0,15) ; (RCP8.5)  $Y = 0,5089 x + 44,21$  (coefficient de corrélation de 0,3). La significativité des tendances linéaires est vérifiée avec le test de Bravais-Pearson (seuil de confiance de 0,05). La moyenne mobile (moyenne sur 10 saisons, décadaire) calculée sur le nombre de jours d'eTLES saisonnier apparaît en pointillés bleus pour la trajectoire RCP4.5 et en pointillés rouges pour la trajectoire RCP8.5. La superposition des deux moyennes mobiles (RCP4.5 et RCP8.5) est montrée sur le panel b), pour faciliter la comparaison entre les deux trajectoires.

nombre moyen de jours d'eTLES dans la trajectoire RCP8.5 augmente de façon régulière au cours des dernières décades du XXI<sup>ème</sup> siècle (figure 4.5). Cette soudaine diminution du nombre de jours d'eTLES moyens par saison à la fin de la période 2006-2100 dans la trajectoire RCP4.5 explique pourquoi le modèle LMDZ4-NEMOMED8 ne détecte aucune tendance au cours des 94 saisons. Si on détecte la tendance du nombre de jours d'eTLES par saison uniquement pour les 74 premières saison de la période 2006-2100 (soit entre 2006 et 2080), le modèle LMDZ4-NEMOMED8 détecte alors une augmentation du nombre de jours d'eTLES dans la trajectoire RCP4.5, mais non significative. Dans cette même situation, le modèle LMDZ4-NEMOMED8 simule quand même une augmentation significative du nombre de jours d'eTLES dans la trajectoire RCP8.5.

En termes de nombre de jours d'eTLES par saison, les dernières décennies du XXI<sup>ème</sup> siècle se comportent différemment suivant la trajectoire RCP étudiée, et ce pour le modèle ALADIN52 comme pour le modèle LMDZ4-NEMOMED8. Pour la trajectoire RCP4.5, les deux modèles ont tendance à détecter une diminution moyenne du nombre de jours d'eTLES, alors que dans la trajectoire RCP8.5, les deux modèles ont tendance à simuler une augmentation moyenne du nombre de jours d'eTLES. Ces écarts sont davantage marqués dans le modèle LMDZ4-NEMOMED8 que dans le modèle ALADIN52. Ces différences de comportement au cours des dernières décades du XXI<sup>ème</sup> siècle expliquent alors les résultats précédemment détectés pour l'étude des eTLES sur la période 2056-2100. Pour les deux modèles (et de façon encore plus marquée pour le modèle LMDZ4-NEMOMED8), le nombre de jours d'eTLES est plus important dans la trajectoire RCP8.5 quand dans la trajectoire RCP4.5 (+134 jours pour le modèle ALADIN52 ; +1 372 jours pour le modèle LMDZ4-NEMOMED8). Il est intéressant de noter que dans la trajectoire RCP4.5 des deux modèles étudiés, les diminutions moyennes du nombre de jours d'eTLES sur la fin du XXI<sup>ème</sup> siècle s'étendent de façon synchrone jusqu'à la décade 2093-2094.

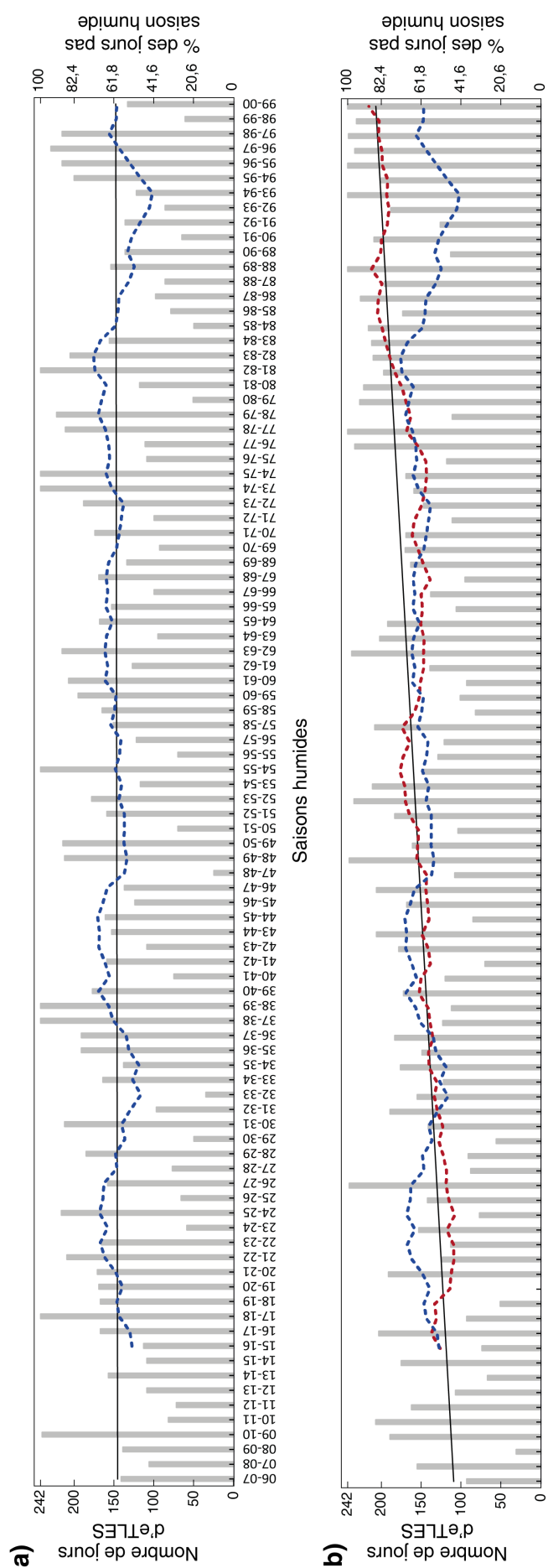


FIGURE 4.5 – Variabilité interannuelle du nombre de jours d'eTLES pour chaque des 94 saisons (septembre à avril) de la période 2006-2100, dans le modèle LMDZ4-NEMOMED8, selon les 2 trajectoires futures a) RCP4.5 et b) RCP8.5. En ordonnée gauche, le nombre de jours d'eTLES par saison. En ordonnée droite, le pourcentage des jours d'eTLES comparativement au nombre total de jours par saison. Les droites de régression linéaire sont affichées en pointillés noirs sur les graphiques : (RCP4.5)  $Y = 0,0247 x + 145,57$  (coefficient de corrélation de 0,01) ; (RCP8.5)  $Y = 1,0472 x + 108,23$  (coefficient de corrélation de 0,5). La significativité des tendances linéaires est vérifiée avec le test de Bravais-Pearson (seuil de confiance de 0,05). La moyenne mobile (moyenne sur 10 saisons, décadaire) calculée sur le nombre de jours d'eTLES saisonnier apparaît en pointillés bleus pour la trajectoire RCP4.5 et en pointillés rouges pour la trajectoire RCP8.5. La superposition des deux moyennes mobiles (RCP4.5 et RCP8.5) est montrée sur le panel b), pour faciliter la comparaison entre les deux trajectoires.

La figure 4.6 permet de spatialiser, sur l'ensemble du bassin méditerranéen (par point de grille), les tendances précédemment détectées. Dans la période 2006-2100 pour la trajectoire RCP4.5 (figure 4.6a), aucun des deux modèles étudiés ne montre d'évolution significative (seuil de confiance de 0.05 d'après le test de Bravais-Pearson), même si le modèle LMDZ4-NEMOMED8 semble mettre en avant une augmentation du nombre de jours d'eTLES à l'est (sud Anatolie et Levant) et au sud-ouest de la Péninsule Ibérique, mais qui n'est pas significative.

En revanche, pour la trajectoire RCP8.5 (figure 4.6b), les deux modèles simulent des tendances significatives à l'augmentation du nombre de jours d'eTLES par saison sur des secteurs différents. Le modèle ALADIN52 détecte une augmentation significative du nombre de jours d'eTLES sur la moitié sud de la Péninsule Ibérique et au Maghreb comprise entre +0,2 jours et +0,5 jours d'eTLES par saison (soit près de +20 à +47 jours d'eTLES par saison en moins d'un siècle). Le modèle LMDZ4-NEMOMED8 montre également une augmentation significative du nombre de jours d'eTLES, mais sur la moitié est du bassin méditerranéen (moitié sud des Balkans, Anatolie et Levant). Cette augmentation est comprise entre +0,2 jours et jusqu'à +1,7 jours d'eTLES par saison, au sud du Levant (soit près de +20 jours à +160 jours d'eTLES par saison en moins d'un siècle). Le centre du Maghreb affiche également une tendance positive du nombre de jours d'eTLES par saison, de l'ordre de +0,8 jours environ (soit près de +75 jours d'eTLES par saison en moins d'un siècle).

Cette tendance significative qui couvre toute la partie est du bassin dans le modèle LMDZ4-NEMOMED8 confirme que pour la trajectoire RCP8.5, l'est du bassin méditerranéen serait de plus en plus affecté par des eTLES. Cette hypothèse avait été mise en avant précédemment par la figure 4.3, montrant, dans le modèle LMDZ4-NEMOMED8, une forte augmentation du nombre global de jours d'eTLES à l'est du bassin méditerranéen sur la période future 2056-2100 par rapport à la période historique 1961-2005. Ce résultat se traduirait probablement par la réduction de la durée de la période des pluies au Levant, actuellement détectée entre mi-octobre et mi-mars. Le modèle ALADIN52 ne constate pas de tendances similaires à l'est

du bassin car il n'arrive pas à détecter les eTLES saisonniers au Levant.

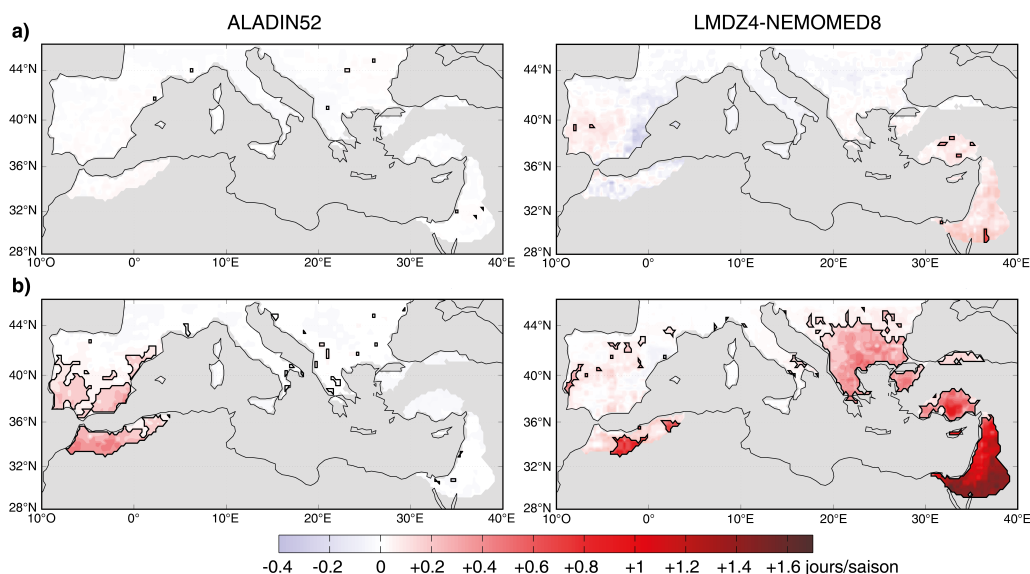


FIGURE 4.6 – Tendances du nombre de jours d'eTLES par saison (septembre à avril) sur la période 2006-2100, par points de grille, pour les modèles ALADIN52 et LMDZ4-NEMOMED8, pour (a) la trajectoire RCP4.5 et (b) la trajectoire RCP8.5. Les secteurs caractérisés par des couleurs vives et entourés en noir montrent les évolutions statistiquement significatives à un seuil de confiance de 0.05, d'après le test de Bravais-Pearson. En gris, les points de grille n'étant concernés par aucun eTLES ou n'ayant pas de données de précipitations.

#### 4.1.3.2 Tendances sur la durée et l'extension spatiale moyenne des événements de très longs épisodes secs dans les simulations futures

La figure 4.7 présente les moyennes mobiles décennales calculées sur la durée moyenne, par saison, des eTLES détectés dans les modèles ALADIN52 et LMDZ4-NEMOMED8 pour les trajectoires RCP4.5 et RCP8.5. On comptabilise en tout 85 décades dans la période 2006-2100.

Le modèle ALADIN52 met en avant une augmentation significative de la durée des eTLES, de l'ordre de +0,13 jours par événement et par décade, pour la trajectoire RCP4.5 (figure 4.7a; seuil de confiance de 0.05 d'après le test de Bravais-Pearson). L'augmentation significative de la durée des eTLES est légèrement plus forte pour la trajectoire RCP8.5 que pour la

trajectoire RCP4.5 (+0,18 jours par événement et par décade, soit +15 jours par événement entre la première et la dernière décade).

Le modèle LMDZ4-NEMOMED8 met en avant une augmentation significative de la durée des eTLES, de l'ordre de +0,14 jours par événement et par décade, pour la trajectoire RCP4.5 (figure 4.7b ; seuil de confiance de 0.05 d'après le test de Bravais-Pearson). L'augmentation significative de la durée des eTLES est encore bien plus forte pour la trajectoire RCP8.5 (+0,48 jours par événement et par décade, soit +15 jours par événement entre la première et la dernière décade).

Les tendances sur la durée moyenne des eTLES sont complémentaires de celles détectées précédemment concernant le nombre de jours d'eTLES par saison. En effet, une tendance à l'augmentation du nombre de jours d'eTLES peut se traduire par une augmentation du nombre d'eTLES détectés par saison (ce qui n'est pas le cas, non montré), et/ou par une augmentation de la durée moyenne des eTLES, ce qui est ici détecté.

La figure 4.8 est construite sur le même principe que la figure 4.7, mais concerne l'extension spatiale moyenne des eTLES. Que ce soit pour la trajectoire RCP4.5 ou la trajectoire RCP8.5 (figure 4.8a), le modèle ALADIN52 ne détecte aucune évolution significative de l'extension spatiale moyenne des eTLES au cours de la période 2006-2100. À l'inverse, le modèle LMDZ4-NEMOMED8 détecte une augmentation significative (seuil de confiance de 0.05 d'après le test de Bravais-Pearson) de l'extension spatiale moyenne des eTLES sur la période 2006-2100, de l'ordre de +1 220 km<sup>2</sup> par décade pour la trajectoire RCP4.5 et de +1 711 km<sup>2</sup> par décade pour la trajectoire RCP8.5 (soit +103 700 km<sup>2</sup> et +145 435 km<sup>2</sup> entre la première et la dernière décade, respectivement).

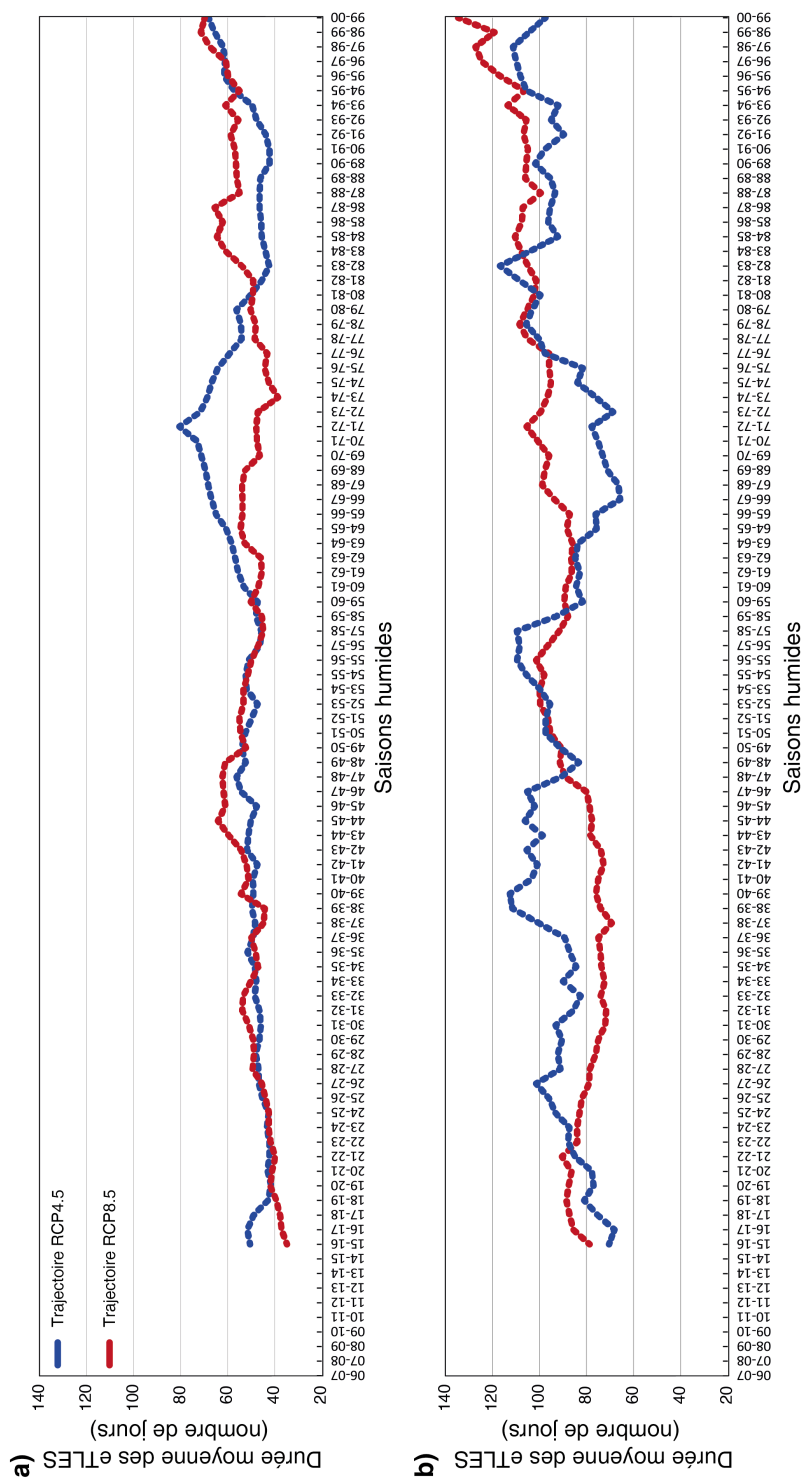


FIGURE 4.7 – Moyennes mobiles (moyennes sur 10 saisons (septembre à avril), décadales) de la durée moyenne (en nombre de jours) par saison des eTLES détectés sur la période 2006-2100 dans a) le modèle ALADIN52 et dans b) le modèle LMDZ4-NEMOMED8, pour la trajectoire RCP4.5 (courbes en pointillés bleus) et pour la trajectoire RCP8.5 (courbes en pointillés rouges).

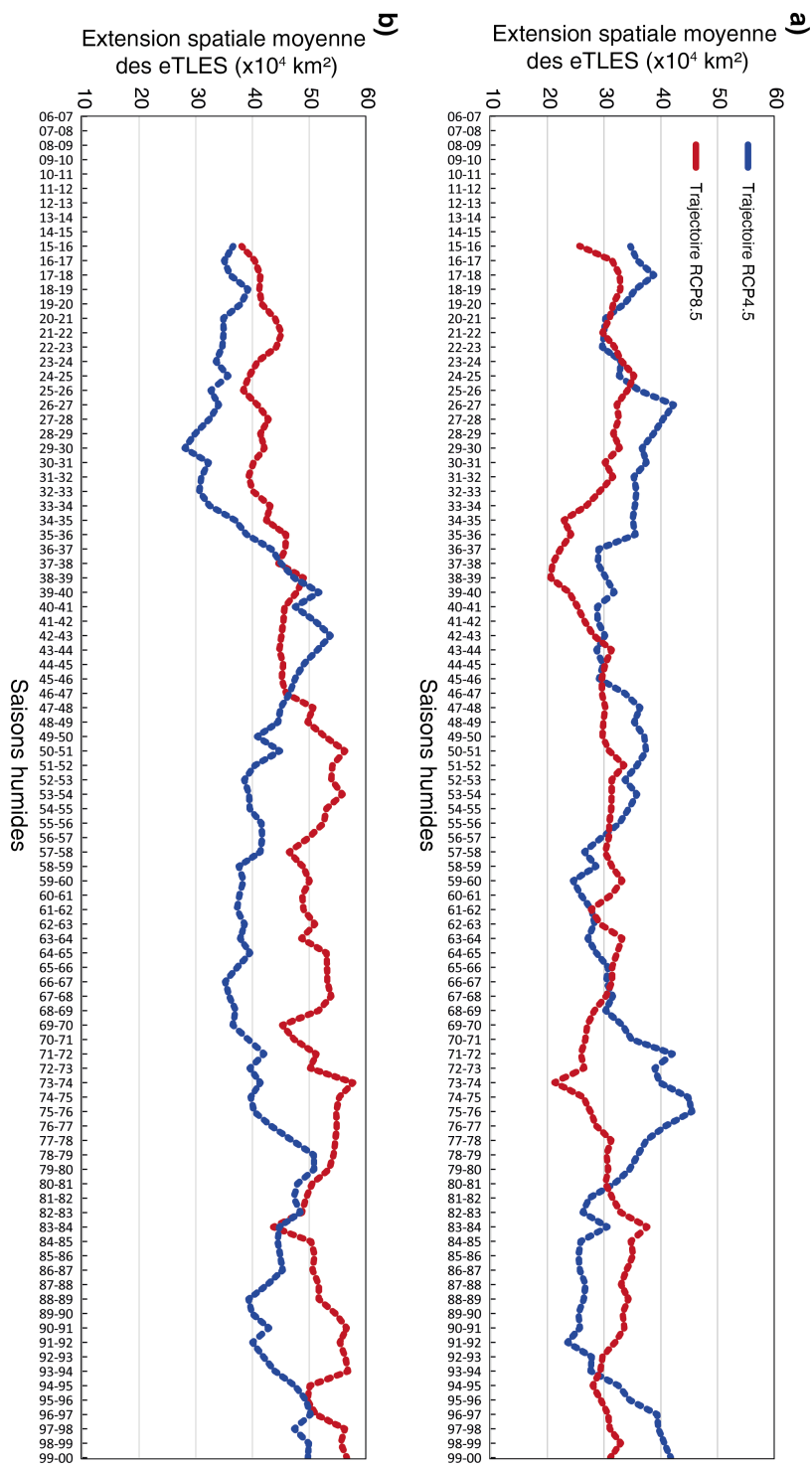


FIGURE 4.8 – Moyennes mobiles (moyennes sur 10 saisons (septembre à avril), décadaires) de l'extension spatiale moyenne (en  $\text{km}^2$ ) par saison des eTLES détectés sur la période 2006-2100 par a) le modèle ALADIN52 et par b) le modèle LMDZ4-NEMOMED8 pour la trajectoire RCP4.5 (courbes en pointillés bleus) et la trajectoire RCP8.5 (courbes en pointillés rouges).



Pour conclure :

La première approche utilisée pour détecter la variabilité future des eTLES dans le bassin méditerranéen, considérée comme directe, permet de dégager quelques pistes quant à l'évolution future des eTLES sur le bassin méditerranéen.

Que ce soit en termes de durée ou d'extension spatiale, le modèle ALADIN52 ne montre pas d'évolution significative entre la période historique et les trajectoires futures, malgré une légère augmentation de la durée des eTLES dans la période 2056-2100 pour les trajectoires RCP4.5 et RCP8.5 par comparaison à la période historique 1961-2005. Une augmentation du nombre de jours d'eTLES est détectée dans les simulations futures du modèle ALADIN52, comparativement à la période historique, davantage prononcée pour la trajectoire RCP8.5 que pour RCP4.5 et principalement localisée en Péninsule Ibérique et au Maghreb.

A l'inverse, le modèle LMDZ4-NEMOMED8 simule lui une augmentation significative de la durée et de l'extension spatiale des eTLES entre la période historique (1961-2005) et les trajectoires futures dans la période 2056-2100, davantage marquée pour la trajectoire RCP8.5 que RCP4.5. Une forte augmentation du nombre de jours d'eTLES est constatée dans les simulations futures du modèle LMDZ4-NEMOMED8, comparativement à la période historique. Cette augmentation, encore plus prononcée pour la trajectoire RCP8.5 que pour la trajectoire RCP4.5, affecte la quasi-totalité du bassin méditerranéen.

Au cours de la période globale couvrant 2006-2100, les deux modèles s'accordent pour ne montrer aucune tendance significative du nombre de jours d'eTLES par saison pour la trajectoire RCP4.5. À l'inverse, les deux modèles s'accordent pour constater une tendance significative à l'augmentation du nombre de jours d'eTLES par saison pour la trajectoire RCP8.5, localisée en Péninsule Ibérique et au Maghreb dans le modèle ALADIN52, et au Maghreb, dans les Balkans, en Anatolie et au Levant dans le modèle

LMDZ4-NEMOMED8.

Dans les simulations futures, les deux modèles détectent tous deux une tendance significative à l'augmentation de la durée des eTLES, davantage marquée pour la trajectoire RCP8.5 que pour la trajectoire RCP4.5, au cours de la période 2006-2100. En revanche, seul le modèle LMDZ4-NEMOMED8 détecte une tendance significative à l'augmentation de l'extension spatiale des eTLES au cours du XXI<sup>ème</sup> siècle, pour les deux trajectoires RCP.

Au final, le modèle ALADIN52 indique que la partie sud-ouest du bassin méditerranéen pourrait être davantage concernée par les eTLES dans le futur. En plus de la partie ouest du bassin méditerranéen, le modèle LMDZ4-NEMOMED8 révèle également que la partie est du bassin devrait être de plus en plus impactée par les eTLES dans le futur, surtout pour la trajectoire RCP8.5. Malgré tout, il est difficile d'avancer des résultats robustes quant à l'évolution des eTLES au cours du XXI<sup>ème</sup> siècle, car on utilise des simulations climatiques issues uniquement de deux modèles régionaux (ce qui est indépendant de notre volonté), qui de surcroît, simulent des résultats différents. Pour étayer davantage l'étude de la variabilité future des eTLES, il est possible d'appréhender la variabilité future des principales conditions atmosphériques associées aux eTLES. Cette deuxième approche, considérée comme indirecte, permet d'apporter un autre éclairage sur la variabilité des eTLES dans le bassin méditerranéen au XXI<sup>ème</sup> siècle.

## 4.2 Circulation atmosphérique dans CMIP5 : variabilité au XXI<sup>ème</sup> siècle

L'étude de la variabilité future de la circulation atmosphérique est menée au travers des trajectoires RCP4.5 et RCP8.5 de 12 modèles globaux du climat issus du programme CMIP5, sur les 94 saisons de la période 2006-2100. Parmi ces 12 GCM, on note que le modèle CNRM est celui qui force le RCM ALADIN52, et que le modèle IPSL a une capacité de zoom qui permet d'obtenir les simulations régionales LMDZ4-NEMOMED8 précédemment

analysées. Dans un premier temps, la variabilité future de la SLP est étudiée. La variabilité future des 4 principaux régimes de circulation atmosphérique du domaine Euro-Atlantique est ensuite abordée.

### **4.2.1 La pression réduite au niveau de la mer**

La figure 4.9 présente les tendances multi-modèles des 12 GCM CMIP5 sur l'évolution de la SLP moyenne par saison dans la période 2006-2100, pour les trajectoires RCP4.5 et RCP8.5. Ces tendances sont calculées à partir de la moyenne multi-modèle de la SLP par saison des 12 GCM CMIP5. Les secteurs grisés mettent en avant les espaces qui sont concernés par des évolutions significatives pour au moins 2 tiers des CMIP5 étudiés, soit au moins 8 modèles sur les 12 GCM.

Pour la trajectoire RCP4.5 (figure 4.9a), l'analyse multi-modèle met en avant une légère tendance significative à l'augmentation de la SLP moyenne par saison au nord-est de l'océan Atlantique et au centre du bassin méditerranéen (environ +0,01 hPa/saison, soit 0,94 hPa en 94 saisons ; seuil de confiance de 0.1 d'après le test de Bravais-Pearson). À l'inverse, l'analyse multi-modèle met en avant une légère tendance significative à la baisse de la SLP moyenne par saison (environ -0,01 hPa/saison) sur une partie de l'Asie centrale et la Russie, mais également sur une grande partie sud de la fenêtre étudiée (partie Sahélienne de l'Afrique et Moyen Orient). Les tendances significatives à l'augmentation de la SLP moyenne par saison sont en revanche peu robustes, car moins de deux tiers des 12 modèles CMIP5 montrent une tendance significative sur les secteurs concernés.

Pour la trajectoire RCP8.5, le signal est davantage prononcé que pour la trajectoire RCP4.5, mais le signe des tendances est généralement identique. L'analyse multi-modèle met en avant une tendance significative à l'augmentation de la SLP moyenne par saison au nord de l'océan Atlantique, au centre de l'Europe et sur la quasi-totalité du bassin méditerranéen (jusqu'à +0,02 hPa/saison, soit +1,9 hPa en 94 saisons ; seuil de confiance de 0.1 d'après le test de Bravais-Pearson ; figure 4.9b). À l'inverse, l'analyse

multi-modèle met en avant une tendance significative à la baisse de la SLP moyenne par saison (jusqu'à -0,3 hPa/saison, soit -2,8 hPa en 94 saisons) au nord du domaine étudié (mer du Groenland, nord de l'Europe, Russie et Asie centrale), mais également sur une bonne partie sud du domaine étudié (Sahel et Moyen Orient). Contrairement à la trajectoire RCP4.5, une partie des tendances significatives dans la trajectoire RCP8.5 sont robustes, car elles sont détectées par au moins 8 modèles sur les 12 étudiés (soit deux tiers). C'est le cas pour la diminution de la SLP moyenne par saison au sud de la fenêtre étudiée et pour l'augmentation de la SLP moyenne par saison détectée sur une partie de la Péninsule Ibérique, sur l'ouest du Maghreb (principalement en Tunisie) et sur le centre du bassin méditerranéen (sud de l'Italie et des Balkans, et nord-ouest de l'Anatolie).

Cette augmentation significative de la SLP détectée par la majorité des modèles CMIP5 étudiés pour la trajectoire RCP8.5 pourrait renforcer les situations de blocage atmosphérique au-dessus du bassin méditerranéen, ce qui est propice au développement d'eTLES et/ou à l'augmentation de leur durée et/ou de leur extension spatiale. Il est tout de même intéressant de noter la hausse de la pression sur l'Atlantique au large des côtes françaises, moins robuste mais présente également pour la trajectoire RCP4.5, les hautes pressions sur ce secteur favorisant le développement des eTLES ibériques. C'est également le cas, mais dans une moindre mesure, pour les eTLES des Balkans, associés à des hautes pressions sur l'Europe Centrale, région qui présente également une légère hausse de pression dans les moyennes multi-modèles de la trajectoire RCP4.5.

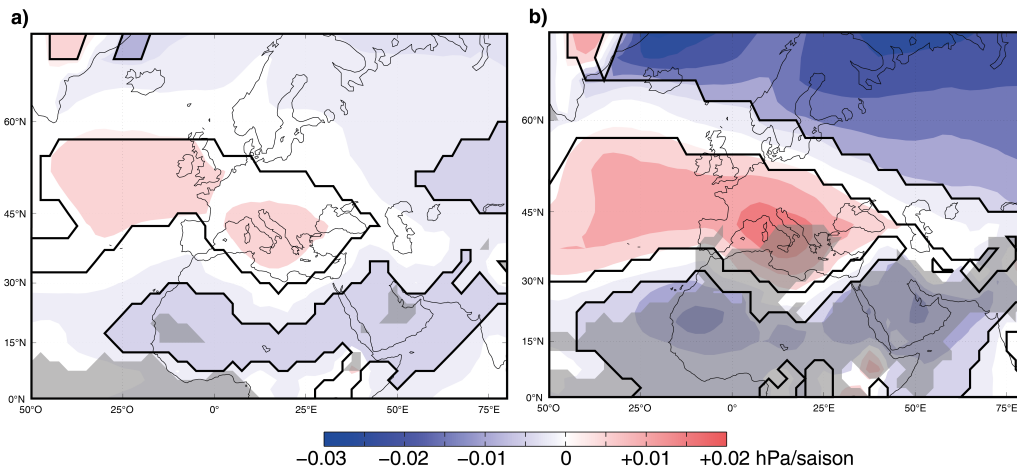


FIGURE 4.9 – Tendances de la SLP moyenne par saison (en hPa), par point de grille, pour a) la trajectoire RCP4.5 et b) la trajectoire RCP8.5, calculées à partir de la moyenne mutli-modèle des 12 modèles CMIP5 étudiés, sur la période 2006-2100. Les secteurs caractérisés par des couleurs vives et entourés en noir montrent les évolutions statistiquement significatives à un seuil de confiance de 0.1, d’après le test de Bravais-Pearson. Les secteurs grisés concernent les secteurs qui montrent des évolutions significatives pour au moins 2 tiers des CMIP5 étudiés.

Les figures 4.10 et 4.11 permettent de détailler les tendances précédemment détectées, pour chacun des 12 GCM, et de distinguer les points communs et les divergences entre les modèles et entre les trajectoires.

Pour la trajectoire RCP4.5, on détecte des évolutions spatialement contrastées dans la plupart des GCM. Seuls 6 modèles sur 12 simulent une augmentation significative (seuil de confiance de 0.1 du test de Bravais-Pearson) de la SLP moyenne par saison sur la période 2006-2100 au-dessus du bassin méditerranéen (figure 4.10) : CNRM (moitié est du bassin), CSIRO (quasi-totalité du bassin), GFDL (moitié ouest du bassin), INM (au large des côtes tunisiennes), MIROC (totalité du bassin) et MPI (quasi-totalité du bassin). Seuls les modèles CSIRO, GFDL et MIROC montrent une augmentation significative de la SLP moyenne par saison sur l’Atlantique au large des côtes françaises, et dans une moindre mesure les modèles INM et NOR, sur l’Atlantique au large des côtes espagnoles. À l’inverse, les modèles BNU, CMCC, IPSL, MRI et NCAR ne détectent pas d’augmentation significative de la SLP sur les secteurs pour lesquels la présence de hautes pressions favorise le développement des eTLES. Certains modèles affichent

même une baisse significative de la pression moyenne à l'ouest (IPSL) ou à l'est (CMCC, MRI et NOR) du bassin méditerranéen.

La légère augmentation de la SLP moyenne par saison détectée sur l'est du bassin méditerranéen dans le modèle CNRM ne donne lieu à aucune tendance significative quant au nombre de jours d'eTLES par saison pour la trajectoire RCP4.5 de la simulation climatique régionale du modèle ALADIN52, comme il a été vu précédemment. De même, la légère diminution de la SLP moyenne par saison sur l'ouest du bassin dans le modèle IPSL ne donne lieu à aucune tendance significative quant au nombre de jours d'eTLES par saison pour la trajectoire RCP4.5 de la simulation climatique régionale du modèle LMDZ4-NEMOMED8, comme vu précédemment.

Pour la trajectoire RCP8.5, on détecte également des évolutions spatialement contrastées dans la plupart des GCM, qui sont renforcées et/ou étendues comparativement à la trajectoire RCP4.5, mais qui restent globalement en accord avec les tendances de la trajectoire RCP4.5 (en termes de signe des tendances ; figure 4.11). Tout comme pour la trajectoire RCP4.5, les modèles CNRM, CSIRO, GFDL, MIROC et MPI simulent une augmentation significative de la pression au-dessus du bassin méditerranéen (seuil de confiance de 0.1 d'après le test de Bravais-Pearson), mais également au-dessus de l'Atlantique (pour CNRM et GFDL), pour la trajectoire RCP8.5. Contrairement à la trajectoire RCP4.5, les modèles BNU, CMCC, IPSL, NCAR et NOR montrent également une augmentation de la pression moyenne sur une part ou la totalité du bassin méditerranéen, sur l'Europe et également sur l'Atlantique au large des côtes françaises (sauf pour CMCC et IPSL). Ces résultats expliquent pourquoi l'augmentation multi-modèle est robuste sur le centre du bassin méditerranéen et sur une partie de la Péninsule Ibérique, comme vu précédemment. Seuls les modèles INM et MRI ne détectent pas d'évolution significative de la pression sur les secteurs pour lesquels la présence de hautes pressions favorise le développement des eTLES, détectant même une diminution significative de la pression moyenne au-dessus d'une partie de la Péninsule Ibérique (figure 4.11).

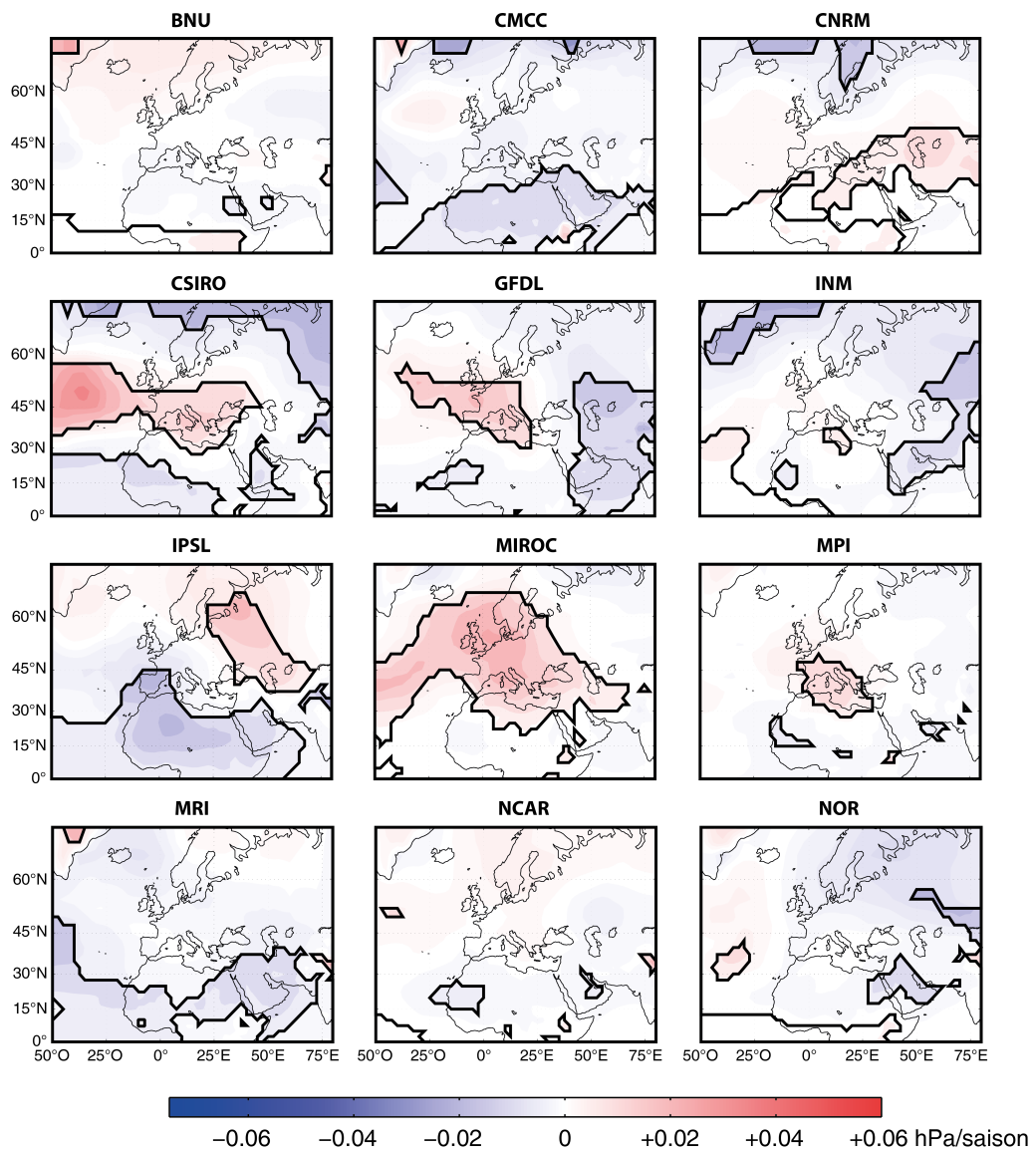


FIGURE 4.10 – Tendances de la SLP moyenne par saison (septembre à avril ; en hPa), par point de grille, sur la période 2006-2100 pour la trajectoire RCP4.5 et pour chacun des 12 modèles CMIP5 étudiés : BNU, CMCC, CNRM, CSIRO, GFDL, INM, IPSL, MIROC, MPI, MRI, NCAR et NOR. Les secteurs caractérisés par des couleurs vives et entourés en noir montrent les évolutions statistiquement significatives à un seuil de confiance de 0.1, d'après le test de Bravais-Pearson.

L'augmentation significative de la SLP sur la moitié ouest du bassin méditerranéen et sur l'Atlantique (au large des côtes françaises) dans le modèle CNRM, au cours de la période 2006-2100 (trajectoire RCP8.5) peut expliquer en partie l'augmentation du nombre de jours d'eTTLES au sud de la Péninsule Ibérique et au Maghreb, comme précédemment constaté dans

le RCM ALADIN52.

De même, l'augmentation significative de la SLP moyenne au centre-est du bassin méditerranéen dans le modèle IPSL (trajectoire RCP8.5) peut expliquer en partie la forte augmentation du nombre de jours d'eTLES sur l'est du bassin (hors Levant), précédemment détectée dans la simulation RCP8.5 du modèle LMDZ4-NEMOMED8. En revanche, l'augmentation du nombre de jours d'eTLES au Levant, précédemment détectée, n'est pas due à une hausse de la pression moyenne dans le modèle IPSL, car les eTLES au Levant décrivent surtout l'allongement de la saison sèche estivale, qui s'accompagne de basses pressions de surface sur le sud de l'Asie, comme vu dans le chapitre 2 (section 2.3.1.1).



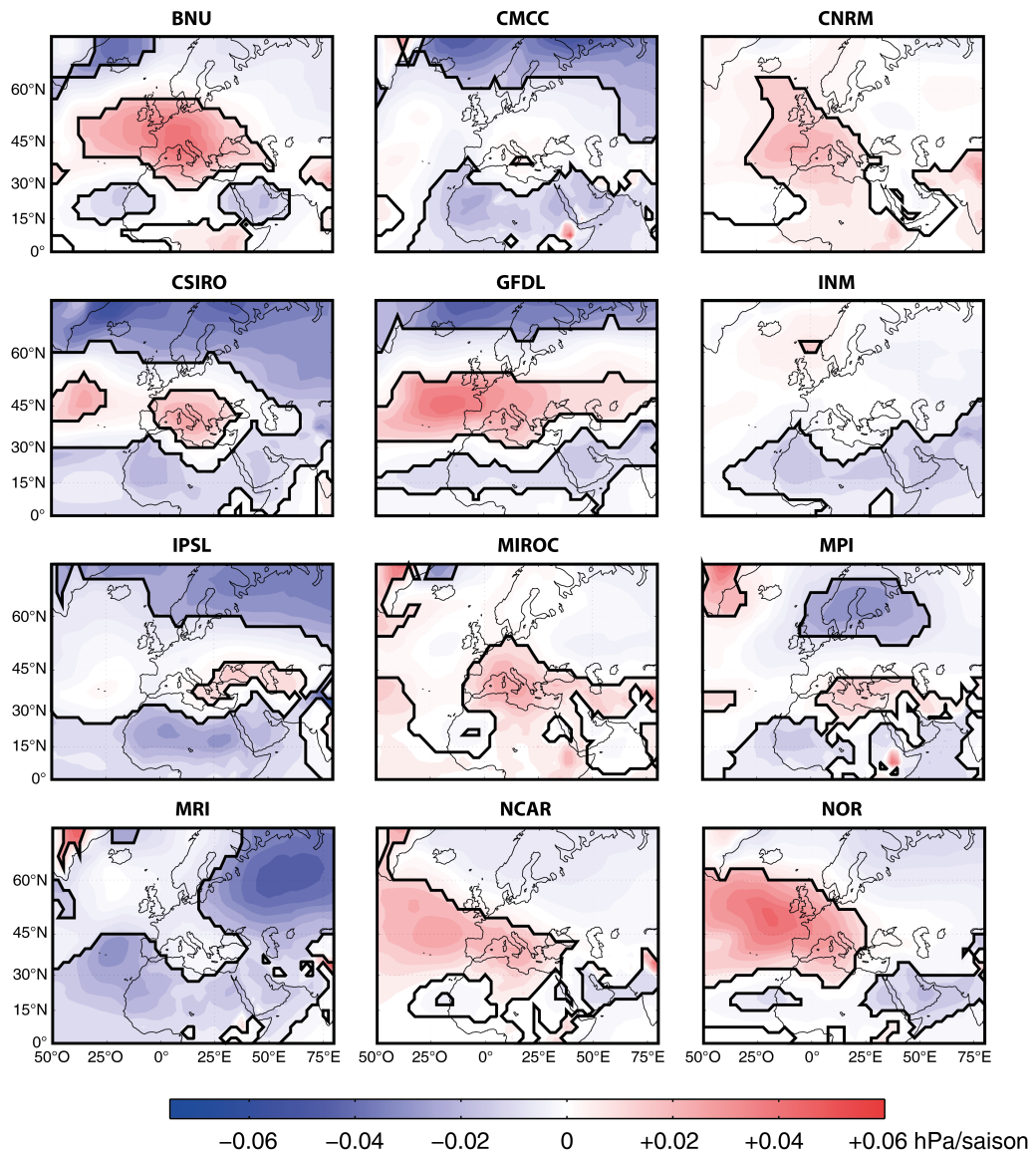


FIGURE 4.11 – Tendances de la SLP moyenne par saison (septembre à avril ; en hPa), par point de grille, sur la période 2006-2100 pour la trajectoire RCP8.5 et pour chacun des 12 modèles CMIP5 étudiés : BNU, CMCC, CNRM, CSIRO, GFDL, INM, IPSL, MIROC, MPI, MRI, NCAR et NOR. Les secteurs caractérisés par des couleurs vives et entourées en noir montrent les évolutions statistiquement significatives à un seuil de confiance de 0.1, d'après le test de Bravais-Pearson.

## 4.2.2 Les régimes de circulation atmosphérique

Pour évaluer la capacité des modèles CMIP5 à reproduire les 4 principaux régimes de circulation atmosphérique contemporains observés sur le domaine Euro-Atlantique (AR, EA, NAO+ et NAO-), deux approches de classification sont testées.

La première approche consiste à réaliser 13 classifications indépendantes, en appliquant la méthode des K-means (*cf.* chapitre 1) aux données quotidiennes brutes de SLP des simulations historiques des 12 GCM CMIP5 et des réanalyses NCEP-NCAR, pour les 7 260 jours qui couvrent les 30 saisons sur la période 1975-2005. La période 1975-2005 est retenue car elle correspond à la période de référence de 30 ans la plus contemporaine des simulations historiques. Étant donné que la classification en régimes de circulation dépend d'un algorithme "automatique", les 4 régimes de circulation issus des différentes classifications ne sont pas prédéfinis par l'utilisateur. Cela implique que par cette approche, les simulations historiques des 12 GCM CMIP5 et les réanalyses NCEP-NCAR donnent des résultats de classification possiblement différents pour la même période d'étude. La comparaison entre les 4 régimes de circulation atmosphérique est de ce fait rendue plus compliquée. En revanche, cette méthode permet de vérifier si les modèles sont capables de restituer les caractéristiques spatio-temporelles des régimes de circulation atmosphérique observés.

C'est pourquoi la deuxième approche consiste à utiliser une classification de référence, effectuée *via* les champs quotidiens de SLP des réanalyses NCEP-NCAR (période 1975-2005), pour ensuite projeter les champs quotidiens de SLP des simulations historiques des 12 GCM CMIP5 sur ces 4 régimes de circulation de référence, comme suggéré par Huth (1996). Ainsi, les champs de SLP quotidiens des GCM CMIP5 sont classés selon le centroïde NCEP-NCAR de référence le plus proche, en termes de distance euclidienne, parmi les 4 centroïdes NCEP-NCAR. Plusieurs études ont déjà utilisé des données de réanalyse comme référence pour ensuite effectuer une projection des régimes de circulation atmosphérique dans les GCM (Kegeyama *et al.*, 1999; Walsh *et al.*, 2008; Schuenemann et Cassano, 2009; Rust et Vrac,

2010; Cattiaux *et al.*, 2012; Ullmann *et al.*, 2014). Cette méthode oblige les modèles à reproduire des régimes de circulation proches de l'observation, pour ensuite étudier comment pourraient évoluer, dans le futur, ces régimes de circulation contemporains. Cela permet également une comparaison inter-modèle plus aisée quant à la fréquence d'occurrence de chaque régime de circulation dans l'actuel et dans le futur.

Utiliser cette deuxième approche comporte cependant une limite : il est de ce fait impossible de détecter l'éventuelle apparition de nouveaux régimes de circulation dans les simulations futures. Pour autant, Belleflamme *et al.*, (2012) montrent que les grands types de circulation atmosphérique dans le nord de l'océan Atlantique (au niveau du Groenland) ne devraient pas changer dans le futur. Cependant, les incertitudes associées aux possibles variations futures de la circulation atmosphérique laissent penser que la question de potentiels "nouveaux" régimes de circulation est loin d'être résolue.

#### **4.2.2.1 Évaluation dans la période historique 1975-2005**

Les tableaux 4.2 et 4.3 présentent la fréquence moyenne des quatre principaux régimes de circulation atmosphérique AR, EA, NAO+ et NAO-, détectés pour les réanalyses NCEP-NCAR et les simulations historiques des 12 modèles CMIP5 *via* les champs de SLP quotidiens bruts de la période 1975-2005. Pour rappel, le régime AR correspond à un blocage atmosphérique sur l'océan Atlantique, le régime EA à un blocage est-Atlantique, ou blocage scandinave, le régime NAO+ à un renforcement synchrone de la dépression islandaise et de l'anticyclone des Açores, et le régime NAO- à un affaiblissement synchrone de ces deux mêmes centres d'action. Dans le premier cas, les classifications en régime de circulation sont propres à chacun des jeux de données, elles sont "libres". Dans le deuxième cas, les classifications en régime de circulation atmosphérique des 12 modèles GCM CMIP5 sont "projetées" sur les 4 régimes de circulation atmosphérique issus de la classification des réanalyses NCEP-NCAR, qui servent de référence.

La classification en régimes de circulation atmosphérique issue des réanalyses NCEP-NCAR détecte une fréquence de AR de 35,9 %, EA de 22,2 %, NAO+ de 20,6 % et de NAO- de 21,3 %. Le régime AR est donc davantage présent que les trois autres (comme précédemment constaté dans le chapitre 2). Pour la classification libre, certains modèles restituent une fréquence d'apparition des 4 régimes de circulation atmosphérique comparable à la classification NCEP-NCAR, avec un régime apparenté AR bien plus présent que les trois autres (BNU, CMCC, CSIRO, INM, IPSL, MIROC, MPI, NCAR et NOR), malgré une variabilité plus importante dans la fréquence des régimes EA, NAO+ et NAO- (tableau 4.2). Les modèles CNRM, GFDL et MRI ne restituent pas une fréquence d'apparition des 4 régimes de circulation atmosphérique comparable à la classification NCEP-NCAR, avec une fréquence du régime apparenté NAO- largement supérieure aux trois autres dans le modèle CNRM (33,8 %), une fréquence du régime apparenté NAO+ bien supérieure aux trois autres dans le modèle GFDL (30,7 %) et une fréquence des régimes apparentés AR et apparentés EA comparables dans le modèle MRI (28,1 % et 27,4 %, respectivement). Avec les classifications libres, le régime apparenté AR représente entre 23,4 % et 39,9 % des jours étudiés, EA entre 18,2 % et 27,9 %, NAO+ entre 20 % et 30,7 % et NAO- entre 16,5 % et 33,8 % des jours étudiés.

TABLE 4.2 – Fréquence moyenne (en % des jours totaux étudiés) des quatre principaux régimes de circulation atmosphérique AR, EA, NAO+ et NAO-, détectés dans les réanalyses NCEP-NCAR et dans les 12 modèles globaux du climat CMIP5 sur les 30 saisons (septembre à avril) de la période historique 1975-2005, *via* les champs de SLP quotidiens. Dans ce tableau, les champs quotidiens de SLP des modèles GCM CMIP5 ne sont pas projetés sur les 4 régimes de circulation atmosphérique NCEP-NCAR, ils sont classés de façon libre.

	<b>AR</b>	<b>EA</b>	<b>NAO+</b>	<b>NAO-</b>
NCEP-NCAR	35,9	22,2	20,6	21,3
BNU	34,2	24,4	22	19,4
CMCC	36,3	19,1	23,7	20,9
CNRM	23,4	20	22,8	33,8
CSIRO	39,9	22,4	20	17,7
GFDL	22,3	24,1	30,7	22,9
INM	32,5	23,3	25,5	18,7
IPSL	33,2	27,9	22,4	16,5
MIROC	39,9	18,2	20,7	21,2
MPI	35,8	20,4	24,4	19,4
MRI	28,1	27,4	22,4	22,1
NCAR	29	24,6	21,6	24,8
NOR	30,6	22,4	22,4	24,6

Par contre, lorsque les champs de SLP des modèles CMIP5 sont projetés sur les 4 régimes de circulation atmosphérique issus de la classification des réanalyses NCEP-NCAR (tableau 4.3), les fréquences moyennes des régimes dans les CMIP5 sont comparables aux fréquences des régimes NCEP-NCAR, avec AR qui représente entre 32,9 % et 36,3 % des jours étudiés, EA entre 21,4 % et 23,3 %, NAO+ entre 20,6 % et 25,2 % et NAO- entre 19,4 % et 21,3 %.

TABLE 4.3 – Fréquence moyenne (en % des jours totaux étudiés) des quatre principaux régimes de circulation atmosphérique AR, EA, NAO+ et NAO-, détectés pour les réanalyses NCEP-NCAR et les 12 modèles globaux du climat CMIP5 sur les 30 saisons (septembre à avril) de la période historique 1975-2005, *via* les champs de SLP quotidiens. Dans ce tableau, les champs quotidiens de SLP des modèles GCM CMIP5 sont projetés sur les 4 régimes de circulation atmosphérique NCEP-NCAR.

	AR	EA	NAO+	NAO-
NCEP-NCAR	35,9	22,2	20,6	21,3
BNU	35	21,6	22,9	20,5
CMCC	35,6	22,4	20,8	21,2
CNRM	36,3	22	22,3	19,4
CSIRO	35	21,7	22,7	20,6
GFDL	34,7	23,3	21,7	20,5
INM	35,5	21,4	23,2	19,9
IPSL	34,5	22,8	23,3	19,4
MIROC	33,7	22,2	21,1	23
MPI	35,4	22,3	21,2	21,1
MRI	32,9	21,8	25,2	20,1
NCAR	34,5	22,9	22,7	19,9
NOR	35	22,5	22,6	19,9

Les deux figures 4.12 et 4.13 permettent d'analyser la cohérence spatiale entre les conditions moyennes de SLP des quatre régimes de circulation atmosphérique de référence (AR, EA, NAO+ et NAO-) calculés dans les réanalyses NCEP-NCAR et celles dérivées de chacun des 12 modèles CMIP5 individuels, au travers des diagrammes de Taylor. Cette méthode de représentation permet de discuter de la cohérence spatiale entre les régimes de référence NCEP-NCAR et ceux détectés dans les CMIP5, en termes de corrélation spatiale, de variabilité de la SLP propre à chaque composite (écart-type, en hPa) et d'erreur quadratique moyenne (les biais, en valeur absolue d'hPa).

Dans un premier temps, les diagrammes de Taylor sont présentés pour les 4 régimes de circulation à travers l'approche qui vise à effectuer une classification libre des régimes de circulation dans chacun des 12 modèles (figure 4.12).

Dans la majorité des modèles, le régime AR affiche une corrélation supérieure à 0,7 avec NCEP-NCAR (figure 4.12a). Seul le modèle GFDL détecte une corrélation de 0,6 avec le régime AR des réanalyses NCEP-NCAR. Les modèles CMIP5 restituent plutôt bien la variabilité de la SLP propre au régime AR observé (écart-type autour de 4 hPa), même si les modèles NOR et NCAR ont tendance à l'accentuer (écart-type supérieur à 6 hPa). Enfin, les modèles montrent des biais de l'ordre de 4 hPa en moyenne par comparaison au régime AR observé (sauf NCAR, au-dessus de 5 hPa).

Le régime EA est moins bien appréhendé par les modèles CMIP5 par comparaison au régime EA des réanalyses NCEP-NCAR (figure 4.12b). Les corrélations entre les régimes EA CMIP5 et le régime EA NCEP-NCAR sont plutôt bonnes (toutes supérieures à 0,7). Certains modèles minimisent la variabilité de SLP propre au régime EA observé (GFDL, CSIRO, MPI, CMCC, INM, MIROC et CNRM, écart-type inférieur à 7 hPa, contre 10,5 hPa pour NCEP-NCAR), et d'autres l'accentuent (BNU, MRI et NCAR, écart-type supérieur à 13 hPa). De même, la quasi-totalité des modèles constatent des biais conséquents par rapport au régime EA NCEP-NCAR (entre 4 hPa et 7 hPa).

Les mêmes indicateurs statistiques montrent que le régime NAO+ est également moyennement appréhendé par les modèles CMIP5 comparativement au régime NAO+ observé (figure 4.12c). Les corrélations entre le régime NAO+ NCEP-NCAR et les régimes NAO+ des modèles sont plutôt bonnes (supérieures à 0,7). La majorité des modèles tendent à minimiser la variabilité de SLP propre au régime observé (écart-type compris entre 9 hPa et 13 hPa, contre 8 hPa pour NCEP-NCAR), sauf pour les modèles MIROC (écart-type proche de 5 hPa) et CSIRO (écart-type autour de 7 hPa). De plus, les modèles affichent des biais notables par rapport au régime NCEP-NCAR (entre 3 hPa et 6 hPa).

Enfin, le régime NAO- est assez mal représenté dans les modèles comparativement au régime NAO- NCEP-NCAR, car la majorité des modèles montrent une corrélation comprise entre 0,5 et 0,6, avec des biais moyens notables (jusqu'à 6 hPa; figure 4.12d)). Pourtant, plus de la moitié restituent plutôt bien la variabilité de SLP propre au régime observé (écart-type d'environ 4,5 hPa), sauf le modèle CNRM (écart-type d'environ 2 hPa) et les modèles MPI, GFDL, IPSL et BNU (écart-type supérieur à 6 hPa).

Les diagrammes de Taylor sont maintenant présentés pour l'approche qui vise à projeter les champs quotidiens de SLP des simulations historiques des 12 GCM CMIP5 sur les 4 régimes de circulation de référence détectés dans les réanalyses NCEP-NCAR (figure 4.13). Même s'il est attendu que, par cette deuxième approche, la cohérence entre les composites de SLP des quatre régimes de référence et ceux dérivés de chacun des 12 modèles CMIP5 est meilleure que dans la situation où les classifications sont libres, cette analyse permet d'évaluer à quel point les résultats sont meilleurs avec l'approche projetée.

Lorsque les champs quotidiens de SLP des modèles sont projetés sur les régimes de circulation NCEP-NCAR, le régime AR est encore mieux restitué. Seul le modèle MIROC montre une corrélation inférieure à 0,7 (figure 4.13a). Tous les modèles restituent bien la faible variabilité de SLP propre à ce régime (proche de 4 hPa), et affichent de faibles biais (en moyenne 3 hPa) par rapport au régime AR issu des réanalyses NCEP-NCAR.

Pour le régime EA, l'ensemble des modèles indiquent une très bonne corrélation avec le régime NCEP-NCAR (supérieure à 0,9; figure 4.13b)). Parmi les 12 modèles, 5 détectent une variabilité de la SLP propre à ce régime comparable à celle du régime observé (environ 10,5 hPa), MIROC et CSIRO minimisent la variabilité de la SLP propre à ce régime (entre 6 hPa et 8 hPa), IPSL, NOR, BNU, NCAR et MRI l'accentuent (supérieures à 12 hPa). Les modèles qui sous-estiment/surestiment la variabilité de la SLP montrent également des biais moyens compris entre 3 hPa et 6 hPa par comparaison au régime EA issu des réanalyses NCEP-NCAR.



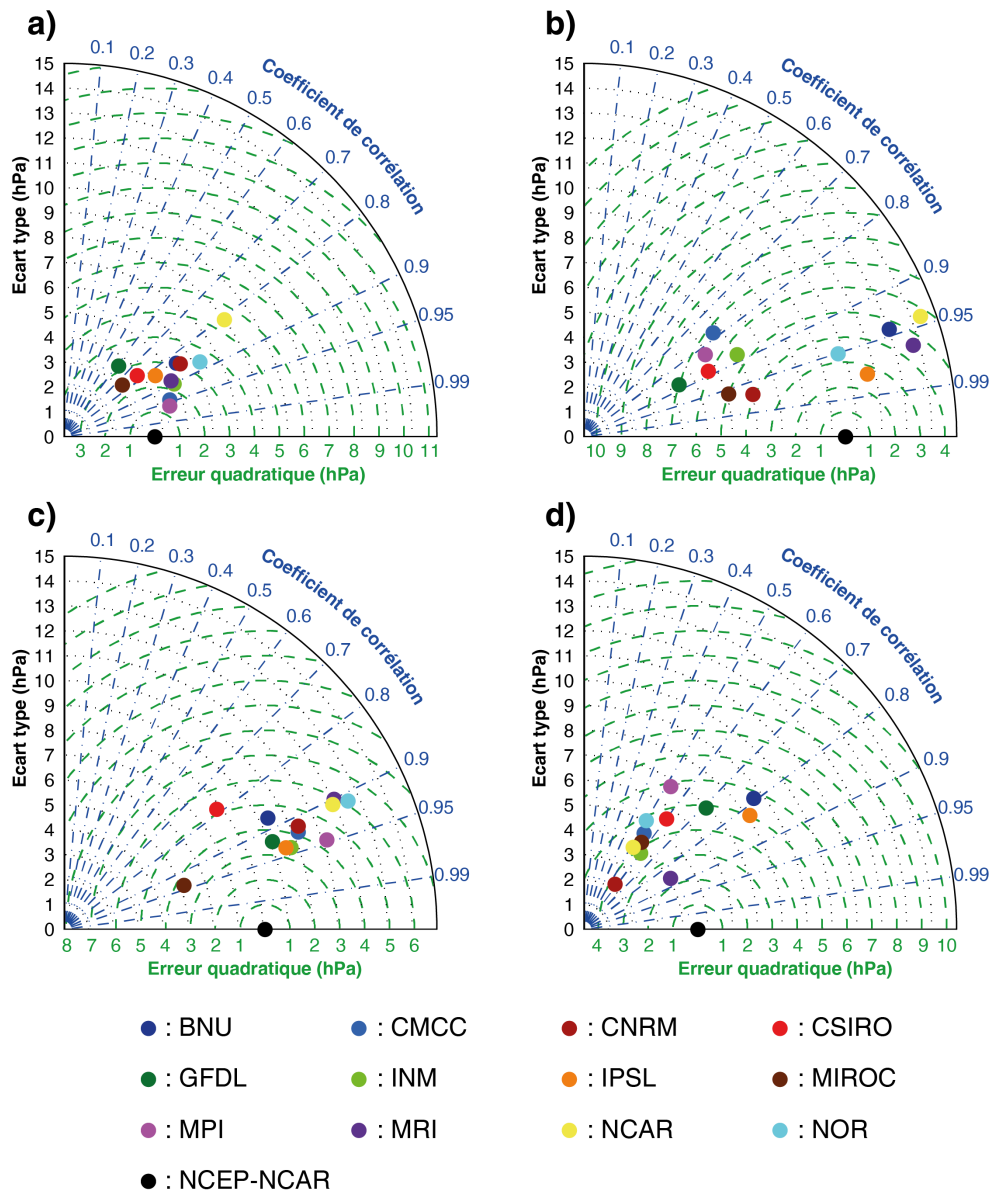


FIGURE 4.12 – Diagrammes de Taylor relatifs aux champs de SLP de chacun des 4 régimes de circulation a) AR, b) EA, c) NAO+ et d) NAO-, détectés dans les 12 CMIP5 (BNU, CMCC, CNRM, CSIRO, GFDL, INM, IPSL, MIROC, MPI, MRI, NCAR et NOR) et dans les réanalyses NCEP-NCAR, pour les 30 saisons (septembre à avril) de la période 1975-2005. Ici, les régimes de circulation des modèles GCM CMIP5 ne sont pas issus de la projection des champs quotidiens de SLP des modèles sur les 4 régimes de circulation atmosphérique NCEP-NCAR : les classifications des CMIP5 sont libres. La similitude entre chacun des régimes issus des modèles CMIP5 et les régimes de référence issus des NCEP-NCAR est quantifiée par un indice de corrélation spatial (lignes en pointillés bleus), par l'écart-type de la SLP propre à chaque composite (en hPa, axe des ordonnées, courbes en pointillés bleus) et par l'erreur quadratique moyenne du régime issue du modèle (les biais, en valeur absolue d'hPa, axe des abscisses, courbes en tirets verts).

Dans le cas du régime NAO+, seul le modèle CSIRO présente une corrélation légèrement inférieure à 0,9 avec le régime NAO+ NCEP-NCAR, les autres montrant une corrélation supérieure à 0,9 (figure 4.13c). Comme pour le régime EA, les modèles MIROC et CSIRO minimisent la variabilité de la SLP propre au régime NAO+ observé (moins de 7 hPa contre 8 hPa pour NCEP-NCAR), inversement aux modèles MPI, IPSL, NOR, BNU, NCAR et MRI qui l'accroissent (supérieure à 9 hPa). Les biais moyens associés au régime NAO+ issus des modèles vont jusqu'à 6 hPa, par rapport au régime NCEP-NCAR, mais sont majoritairement inférieurs à 4 hPa.

Le régime NAO- est également mieux restitué par les modèles lorsque les champs quotidiens de SLP des modèles sont projetés sur le régime NAO- NCEP-NCAR que lorsque les classifications sont libres, car les modèles affichent une meilleure corrélation (minimum 0,6 ; figure 4.13d)). La variabilité de la SLP propre au régime NAO- observé est bien mieux restituée *via* cette approche, avec seulement une légère accentuation pour la majorité des modèles (entre 4,5 hPa et jusqu'à 7,5 hPa, contre 4,5 hPa pour NCEP-NCAR), et des biais moyens inférieurs à 5 hPa.

Comme attendu, les modèles CMIP5 restituent mieux les 4 régimes de circulation atmosphérique contemporains lorsque leurs champs quotidiens de SLP sont projetés sur les régimes de référence NCEP-NCAR que lorsque les classifications sont libres. Les composites de SLP de chacun des 12 CMIP5 montrent généralement des meilleures corrélations spatiales (entre +0,1 et +0,2 points) et des biais moins importants par l'approche projetée, même si dans le cas des régimes EA et NAO+, la variabilité de la SLP propre à chacun de ces deux régimes observés reste minimisée ou accentuée (autour de +/-3 hPa) par plus de la moitié des modèles.

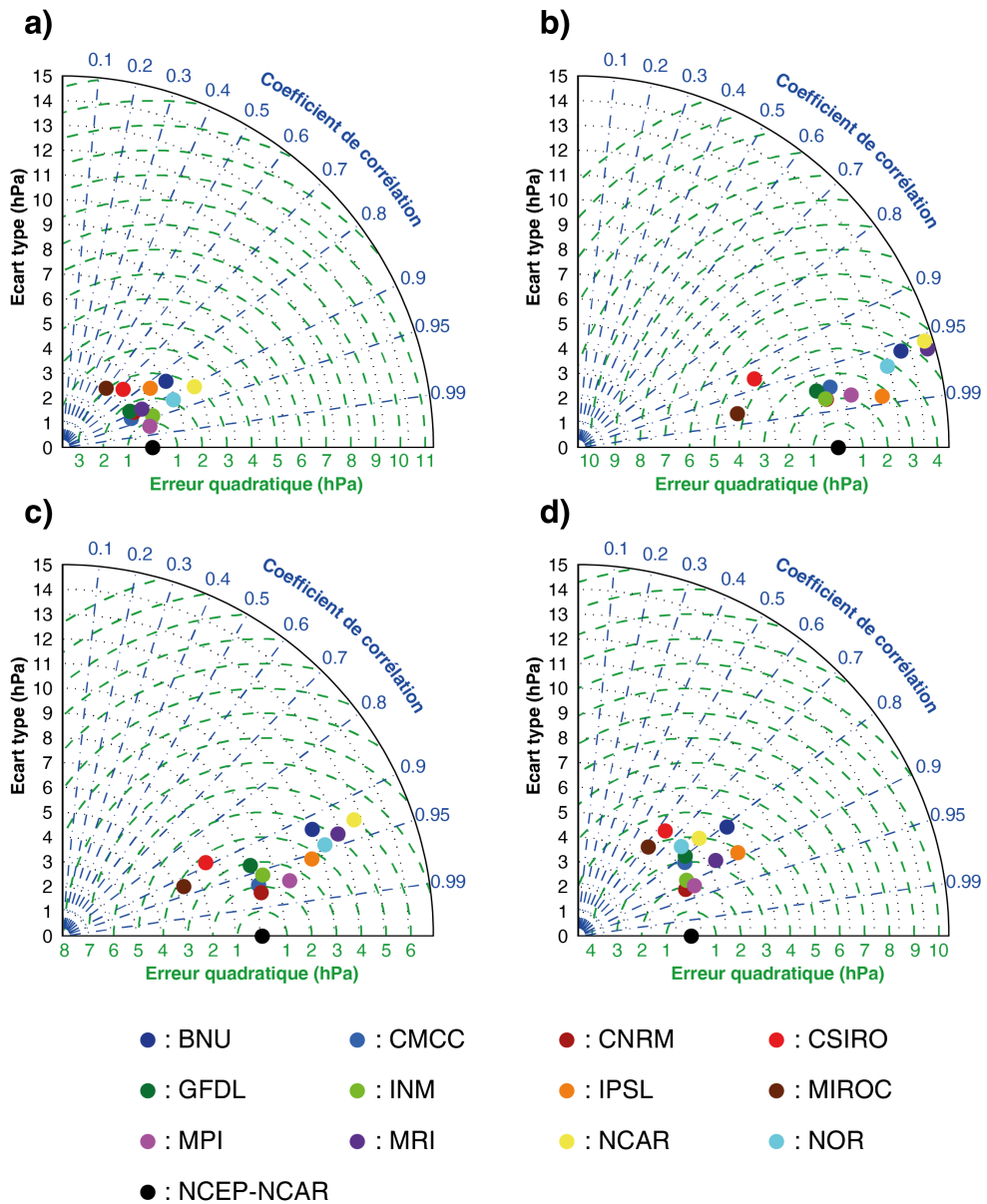


FIGURE 4.13 – Diagrammes de Taylor relatifs aux champs de SLP de chacun des 4 régimes de circulation a) AR, b) EA, c) NAO+ et d) NAO-, détectés dans les 12 CMIP5 (BNU, CMCC, CNRM, CSIRO, GFDL, INM, IPSL, MIROC, MPI, MRI, NCAR et NOR) et dans les réanalyses NCEP-NCAR, pour les 30 saisons (septembre à avril) de la période 1975-2005. Ici, les régimes de circulation des modèles GCM CMIP5 sont issus de la projection des champs de SLP quotidiens sur les 4 régimes de circulation atmosphérique NCEP-NCAR. La similitude entre chacun des régimes issus des modèles CMIP5 et les régimes de référence issus des NCEP-NCAR est quantifiée par un indice de corrélation spatial (lignes en pointillés bleus), par l'écart-type de la SLP propre à chaque composite (en hPa, axe des ordonnées, courbes en pointillés bleus) et par l'erreur quadratique moyenne du régime issue du modèle (les biais, en valeur absolue d'hPa, axe des abscisses, courbes en tirets verts).

La figure 4.14 présente la climatologie respective (SLP moyenne, en hPa) de chacun des régimes de circulation atmosphérique AR, EA, NAO+ et NAO- détectés dans les réanalyses NCEP-NCAR, pour la période 1975-2005, et les biais (anomalies des régimes de circulation, en hPa) associés aux moyennes multi-modèles des classifications CMIP5 par l'approche libre ou projetée. Les conditions moyennes de SLP associées à chacun des 4 régimes de circulation détectés sur la période 1975-2005 sont semblables aux SLP moyennes associées aux 4 mêmes régimes de circulation atmosphérique NCEP-NCAR détectés sur la période 1957-2013 dans le chapitre 2 (*cf.* section 2.4.3.1). Le régime AR montre un système anticyclonique au nord de l'océan Atlantique (figure 4.14a panel de gauche), le régime EA met en avant un large système anticyclonique sur l'ouest du bassin méditerranéen et sur le sud de l'Europe (figure 4.14b panel de gauche), le régime NAO+ traduit un renforcement de la dépression islandaise et de l'anticyclone des Açores (figure 4.14c panel de gauche) et le régime NAO- est associé à un affaiblissement synchrone de ces deux mêmes pôles d'action, qui laisse place à un système dépressionnaire au large des Îles Britanniques (figure 4.14d panel de gauche).

La figure 4.14 permet de constater quelle approche (libre ou projetée) permet à l'analyse multi-modèle CMIP5 de restituer le mieux possible les conditions moyennes de SLP des 4 régimes de circulation atmosphérique observés sur la période de référence 1975-2005, au travers des biais associés aux moyennes multi-modèles des régimes CMIP5. La encore, il est attendu que la climatologie moyenne multi-modèle des régimes de circulation CMIP5 soit plus proche de l'observation par l'approche projetée que par l'approche libre.

Pour le régime AR (figure 4.14a), les biais par rapport aux conditions moyennes de SLP du régime observé sont plus importants pour l'approche libre que pour l'approche projetée. Dans le cas des classifications libres (panel du milieu), les conditions moyennes de SLP multi-modèles sont jusqu'à +6 hPa plus élevées sur l'ouest du bassin méditerranéen par rapport aux conditions NCEP-NCAR, alors que sur le même secteur, elles ne sont que de maximum +3 hPa par l'approche projetée (panel de droite). Globale-

ment, les régimes apparentés AR des deux approches tendent à détecter des pressions plus élevées que pour le régime AR observé.

Pour le régime EA (figure 4.14b), l'approche libre tend à surestimer la pression moyenne multi-modèle au-dessus de l'Islande (jusqu'à +12 hPa) mais aussi au-dessus du bassin méditerranéen et de l'Afrique (jusqu'à +3 hPa), et à sous-estimer la SLP moyenne multi-modèle sur l'océan Atlantique (entre les latitudes 20° N et 50° N) et pour la majorité de l'Europe (jusqu'à -6 hPa ; panel du centre). Pour ce même régime EA, l'approche projetée surestime la pression moyenne au nord de l'Afrique et sur le bassin méditerranéen (jusqu'à +6 hPa), mais aussi sur une grande partie de l'océan Atlantique. À l'inverse, l'approche projetée sous-estime la pression moyenne au nord-est de l'océan Atlantique (au large des Îles Britanniques) et au nord de l'Europe (jusqu'à -3 hPa), comparativement au régime EA NCEP-NCAR (panel de droite).

Pour le régime NAO+ (figure 4.14c), l'approche libre entraîne une sur-estimation de la SLP multi-modèle moyenne jusqu'à +9 hPa sur le sud de l'Europe, le bassin méditerranéen et au nord de l'Afrique, et plus modérément entre les latitudes 20° N et 40° N et sur l'ouest de l'océan Atlantique (jusqu'à +3 hPa), comparativement aux conditions moyennes de SLP du régime NAO+ des réanalyses NCEP-NCAR (panel du centre). Cette même approche entraîne une sous-estimation de la SLP multi-modèle moyenne jusqu'à -6 hPa sur le nord de l'Europe et plus modérément sur le nord-est de l'océan Atlantique. L'approche projetée montre également des biais notables pour le régime NAO+, avec la sous-estimation du même ordre de grandeur (jusqu'à -6 hPa) mais plus étendue à l'ensemble de l'Europe et au nord-est de l'océan Atlantique, et une surestimation de la SLP moyenne sur le nord de l'Afrique et l'océan Atlantique (entre les latitudes 20° N et 40° N), légèrement moins prononcée que pour l'approche libre (jusqu'à +6 hPa ; panel de droite).

Pour le régime NAO- (figure 4.14d), l'approche libre sous-estime plus fortement la SLP multi-modèle moyenne sur l'Europe (biais centrés sur les Îles Britanniques), avec jusqu'à -9 hPa, contre -6 hPa pour l'approche projetée.

Les deux approches surestiment la SLP sur le nord du domaine étudié, sur une majorité de l'océan Atlantique (plus fortement pour l'approche libre) et sur le nord de l'Afrique (plus fortement pour l'approche projetée).

Il est intéressant de noter, sans pour autant pouvoir l'expliquer, que les biais moyens de SLP associés aux régimes multi-modèles CMIP5 dans les deux approches sont systématiquement négatifs aux alentours des Îles Britanniques et sur le Groenland, et à l'inverse quasi-systématiquement positifs sur l'Afrique du Nord. Il n'est finalement pas si évident de constater de réelles différences marquées entre les biais associés aux climatologies respectives de régimes de circulation issus de l'approche libre et ceux associés à l'approche projetée, par rapport aux régimes de circulation de référence NCEP-NCAR. Globalement, les deux approches constatent des biais similaires en termes de signe, mais légèrement plus marqués pour l'approche libre que pour l'approche projetée. C'est pourquoi, comme attendu, l'approche projetée semble tout de même légèrement mieux restituer les conditions de SLP moyennes multi-modèles des régimes de circulation observés (issus des NCEP-NCAR) que l'approche libre.

Au regard des résultats précédents, il semble préférable de retenir l'approche n° 2, dite "projetée", pour détecter les régimes de circulation contemporains dans les CMIP5 sur la période historique. Ces régimes de circulation deviendront, pour chacun des modèles CMIP5, les 4 régimes de circulation atmosphérique de référence pour la détection de ces régimes dans la période future. En effet, cette approche permet une comparaison plus aisée des régimes de circulation issus des 12 CMIP5 dans la période future, car les régimes de circulation CMIP5 historiques se basent tous sur un référentiel commun que sont les régimes NCEP-NCAR. De ce fait, les régimes issus de l'approche projetée ont des fréquences d'apparition comparables pour chacun des 12 modèles, et sont plus homogènes en termes de pression atmosphérique associée.

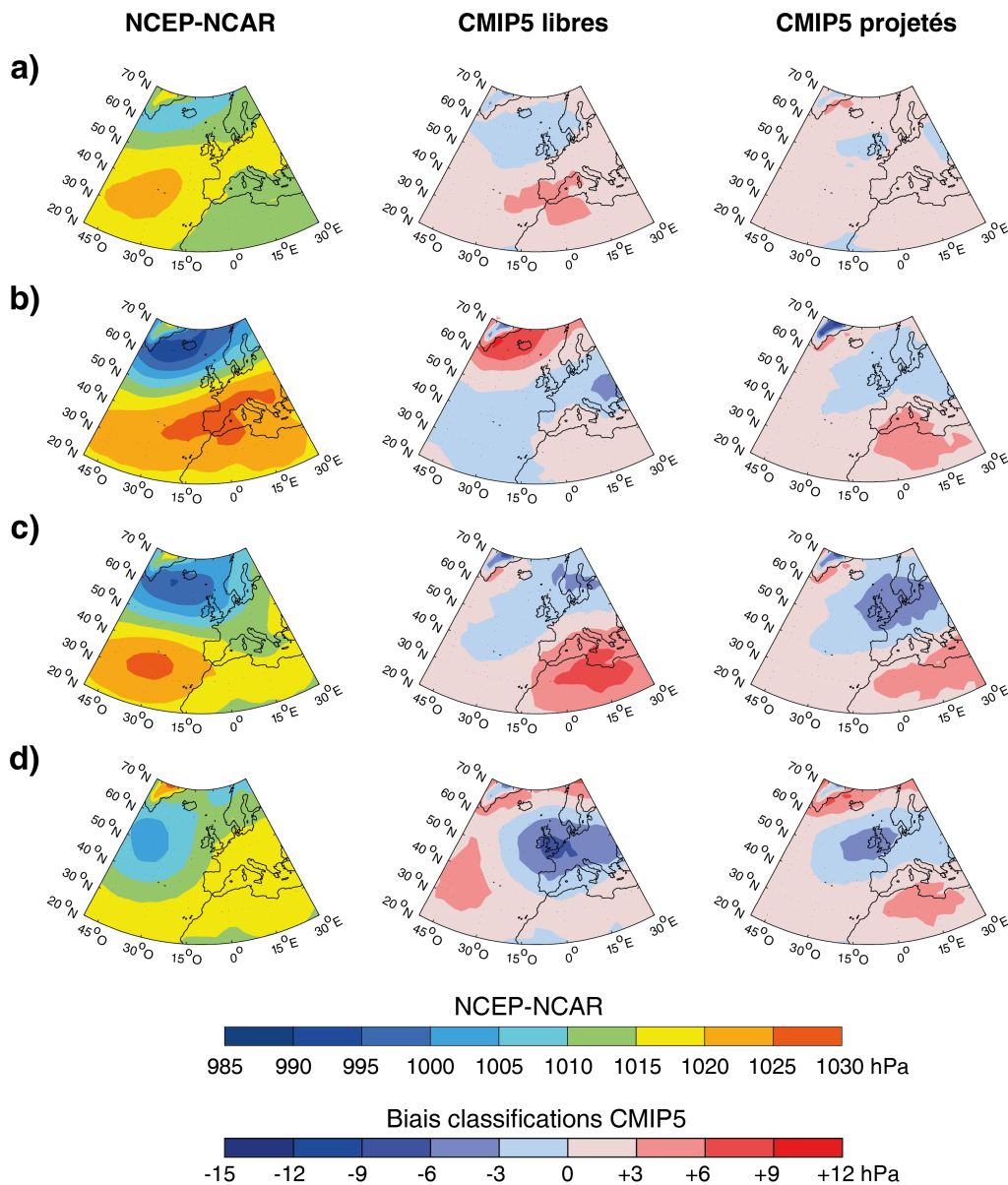


FIGURE 4.14 – SLP moyenne des régimes de circulation détectés dans les réanalyses NCEP-NCAR (en hPa ; pannel de gauche) et les biais de SLP (anomalies des régimes de circulation, en hPa) dans les moyennes multi-modèles des classifications en régimes de circulation atmosphérique issues des CMIP5 "libres" (panel du centre) et "projetés" (panel de droite), associés aux 4 régimes de circulations atmosphériques : a) Atlantic Ridge (AR), b) East Atlantic (EA), c) phase positive de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO+) et d) phase négative de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO-). Les 4 régimes de circulation sont détectés grâce aux champs quotidiens de SLP des réanalyses NCEP-NCAR et des 12 CMIP5 étudiés pour les 30 saisons (septembre à avril) couvrant la période 1975-2005.

#### 4.2.2.2 Fréquence d'apparition au cours du XXI<sup>ème</sup> siècle

La figure 4.15 présente les anomalies de fréquence moyenne multi-modèle d'occurrence des 4 régimes de circulation atmosphérique (AR, EA, NAO+ et NAO-) par saison, sur la période 2006-2100, pour les trajectoires RCP4.5 (en bleu) et RCP8.5 (en rouge), comparativement aux mêmes régimes de circulation atmosphérique détectés sur la période historique couvrant 1975-2005 (RCP - Historique). Les courbes superposées (en gras) sont le résultat des moyennes filtrées par bande passante du filtre récursif de Butterworth. Étant donné que les régimes de circulation présentent des fluctuations décennales souvent importantes (Hurrell, 1995 ; Plaut et Simonnet , 2001 ; Cassou, 2004 ; cassou *et al.*, 2004 ; Hurrell et Deser, 2009) un filtre par bande passante de Butterworth (Butterworth, 1930) est utilisé, en plus du calcul des tendances linéaires, pour détecter de potentielles évolutions dans la fréquence moyenne d'occurrence des régimes de circulation atmosphérique au cours du XXI<sup>ème</sup> siècle. Ce filtre récursif permet de dégager uniquement les variations pour un intervalle de fréquence dans une bande passante préalablement choisie. La présente analyse portant sur 94 saisons, la bande passante est configurée pour détecter les signaux dont la période est comprise entre 20 et 40 ans. Utiliser une période d'au moins 20 ans permet de détecter les signaux multi-décennaux. Ce type d'analyse permet d'avoir une vision relative des tendances à long terme, en comparant leur magnitude à celle des variations décennales.

Que ce soit pour la trajectoire RCP4.5 ou la trajectoire RCP8.5, les fréquences multi-modèles futures des régimes AR, EA, NAO+ ou NAO- ne montrent aucune tendance à long terme sur le XXI<sup>ème</sup> siècle (figure 4.15). Ce résultat est d'autant plus robuste que cette absence de tendance linéaire significative vaut pour 11 des 12 modèles CMIP5 sur la fréquence des 4 régimes de circulation, que ce soit pour la trajectoire RCP4.5 ou RCP8.5. Seul le modèle CMCC simule une diminution significative de la fréquence du régime NAO+ et une augmentation significative du régime NAO- au cours de la période 2006-2100 pour la trajectoire RCP4.5 (non montré, seuil de confiance de 0.05 d'après le test de Bravais-Pearson). On voit nettement



que les variations pluri-décennales ont une magnitude beaucoup plus grande que celle des tendances à long terme.

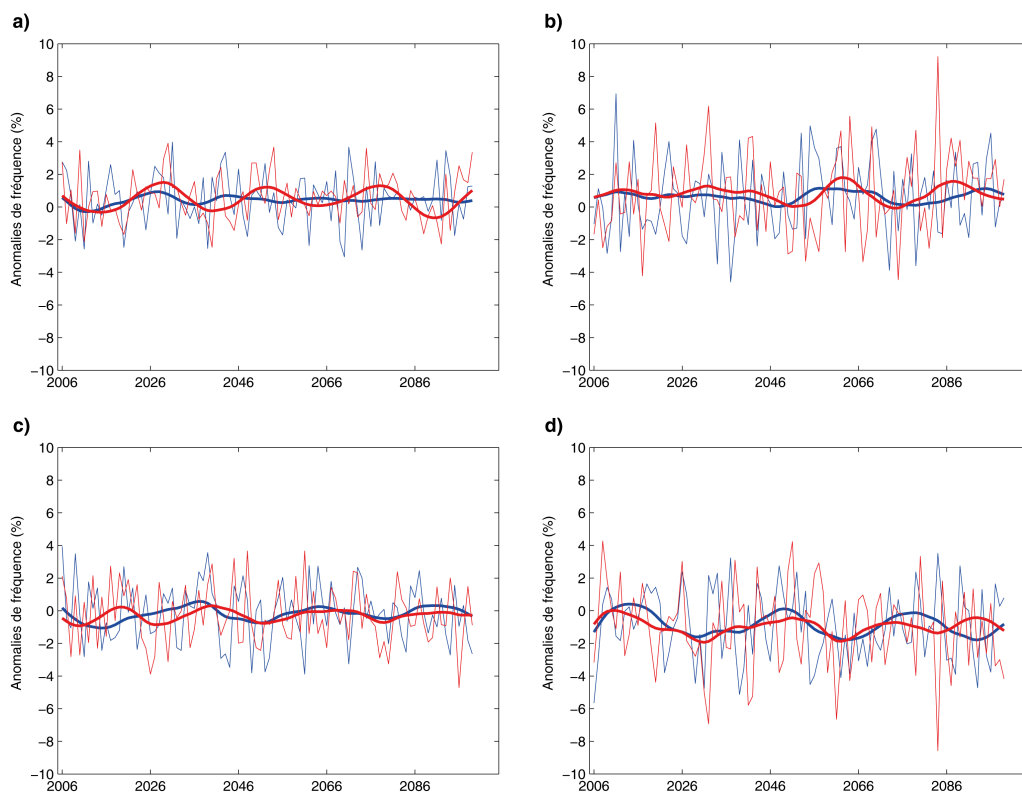


FIGURE 4.15 – Anomalies de fréquence moyenne multi-modèle (en %) d’occurrence des régimes de circulation atmosphérique a) AR, b) EA, c) NAO+ et d) NAO- par saison (septembre à avril), sur la période 2006 à 2100, pour la trajectoire RCP4.5 en courbes bleues et RCP8.5 en courbes rouges, comparativement aux mêmes régimes de circulation atmosphérique détectés sur la période historique couvrant 1975-2005. Les courbes superposées en gras sont le résultat des moyennes filtrées par bande passante du filtre récuratif de Butterworth, dont les signaux couvrent une période comprise entre 20 ans et 40 ans.

Dans un contexte de changement climatique, l’absence de tendance à long terme de la fréquence d’occurrence des régimes de circulation ne signifie pas forcément une absence de variabilité intra-classe, et peut masquer des évolutions telles qu’un renforcement (ou un affaiblissement) des contrastes spatiaux associés à chacun des régimes. C’est pourquoi Ullmann *et al.* (2014) ont étudié les évolutions barométriques propres à chacun des 4 régimes de circulation atmosphérique AR, EA, NAO+ et NAO- sur la période 2006-2100 et sur les sous-périodes 2006-2050 et 2051-2100, pour les

trajectoires RCP4.5 et RCP8.5. Ils identifient un renforcement des hautes pressions autour de l'anticyclone des Açores et un renforcement des basses pressions au-dessus de l'Islande pour le régime AR (principalement pour la trajectoire RCP8.5), et une baisse de la pression atmosphérique moyenne sur l'Europe concernant le régime EA (trajectoire RCP8.5). Pour la NAO, ils détectent un renforcement des deux centres d'action qui régissent l'oscillation (anticyclone des Açores et dépression islandaise) pour sa phase positive, avec un décalage vers l'est des hautes pressions associées à l'anticyclone des Açores, et un décalage vers l'est des basses pressions associées à sa phase négative. Un renforcement et un décalage vers l'est des hautes pressions associées à l'anticyclone des Açores seraient alors favorables au développement d'eTLES sur la moitié ouest du bassin méditerranéen au cours du XXI<sup>ème</sup> siècle, ou du moins favorable à l'augmentation de leur durée et/ou de leur extension spatiale.

Il semblerait donc que la variabilité du climat futur ne soit pas associée à une évolution significative des grands modes de la circulation atmosphérique sur le domaine Euro-Atlantique. Sur le même principe, avec 15 modèles CMIP5 et avec une classification en régimes de circulation atmosphérique projetée sur les régimes détectés dans les réanalyses ERA-Interim sur la période 1979-2005, Ullmann *et al.* (2014) montrent également une absence de tendance significative quant à l'évolution de la fréquence hivernale (octobre à mars) des 4 régimes de circulation AR, EA, NAO- et NAO+ sur la période 2006-2100, tout comme pour les sous-périodes 2006-2050 et 2051-2100. Avec une méthodologie similaire également appliquée aux modèles CMIP5, mais pour le z500, Cattiaux *et al.* (2013) soulignent que les projections futures des circulations large-échelle du domaine Euro-Atlantique sont généralement caractérisées par une augmentation de la fréquence d'apparition du régime NAO- en hiver (15 modèles sur 20 montrent le même signal). Toujours avec la même méthodologie appliquée à la SLP, mais avec des modèles du climat de l'ancien programme CMIP3, Stephenson *et al.* (2006) et Boé (2007) constatent une augmentation de la fréquence du régime NAO+. Ces résultats suggèrent que les évolutions dans la fréquence des régimes de circulation diffèrent entre les CMIP5 et les anciennes générations de modèle climatique, ainsi qu'entre les champs de surface (SLP) et d'altitude (z500).

Ils sont cohérents avec l'étude de Cattiaux et Cassou (2013), qui expliquent les oppositions de tendance entre les CMIP3 et les CMIP5 dans le Northern Annular Mode, par l'influence locale de la glace de mer et les influences tropicales à distance. Les divergences sur les tendances futures des régimes de circulation dans ces différentes études témoignent d'une certaine incertitude associées aux possibles variations futures de la circulation atmosphérique.

#### **4.2.2.3 Durée des séquences au XXI<sup>ème</sup> siècle**

La figure 4.16 résume les paramètres de centralité et la variabilité des durées moyennes multi-modèles des séquences des 4 régimes de circulation dans la période historique (1975-2005) et deux sous-périodes futures 2020-2050 et 2070-2100 des trajectoires RCP4.5 et RCP8.5 (soit 3 périodes d'amplitude comparable). Par rapport à la période historique, aucune évolution significative de la durée moyenne des séquences des 4 régimes de circulation atmosphérique n'est constatée (seuil de confiance de 0.05 d'après le test en T de Student), que ce soit dans un futur proche (2020-2050) ou dans un futur plus lointain (2070-2100). Pour le régime AR, on semble détecter une légère augmentation de la durée moyenne des séquences pour les deux sous-périodes des trajectoires RCP4.5 et RCP8.5, mais ces augmentations ne sont pas significatives (figure 4.16a). Pour les régimes EA, NAO+ et NAO-, aucune évolution particulière n'est mise en avant par l'analyse multi-modèle entre la période historique et les sous-périodes des trajectoires RCP4.5 et RCP8.5 (figures 4.16b, 4.16c et 4.16d).

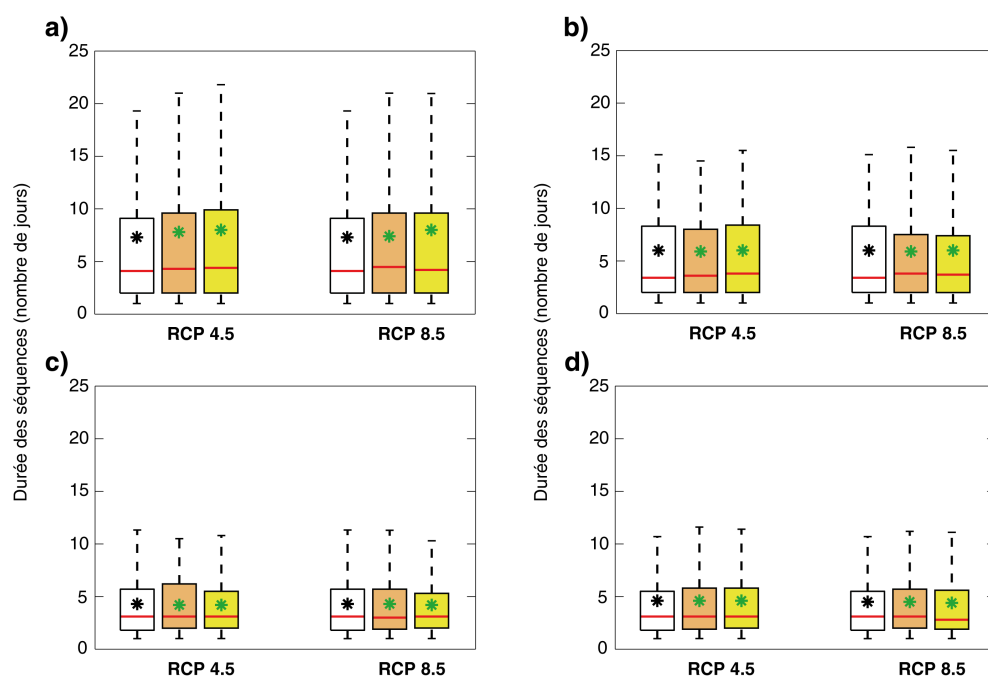


FIGURE 4.16 – Boîtes à moustaches de la durée moyenne multi-modèle (nombre de jours; 12 modèles CMIP5) des différentes séquences de chacun des 4 régimes de circulation atmosphérique a) AR, b) EA, c) NAO+ et d) NAO-, détectés dans les 30 saisons (septembre à avril) de la période historique (1975-2005; boîtes à moustaches blanches), pour les saisons de la période 2020 à 2050 (boîtes à moustaches oranges) et les saisons de la période 2070 à 2100 (boîtes à moustaches jaunes) des trajectoires RCP4.5 (panel de gauche) et RCP8.5 (panel de droite). Les différents éléments d’une boîte à moustaches sont détaillés dans le chapitre 1 (en section 1.4.3). Les étoiles noires correspondent aux moyennes de la période historique. Les étoiles vertes correspondent aux moyennes des trajectoires RCP4.5 et RCP8.5 qui sont dans la gamme d’incertitude, par comparaison à la période historique (seuil de confiance de 0.05 d’après le test en T de Student). Les valeurs exceptionnelles ont été écartées de la figure.

Dans le détail, pour le régime AR de la trajectoire RCP4.5 (figure 4.17a), deux tiers des modèles semblent montrer une augmentation de la durée moyenne des séquences entre la période historique et les deux sous-périodes du XXI<sup>ème</sup> siècle, mais la majorité de ces évolutions n’est pas significative (seuil de confiance de 0.05 d’après le test en T de Student). Seuls les modèles BNU (période 2070-2100), GFDL (période 2020-2050) et MPI (période 2070-2100) simulent une augmentation significative de la durée des séquences du régime AR par rapport à la période historique (8,6 jours contre 6,9 jours sur la période historique, 9,4 jours contre 7,2 jours, et 7,3 jours

contre 6,3 jours, respectivement).

Aucun modèle n'indique d'évolution significative de la durée moyenne des séquences des régimes EA et NAO+ (figures 4.17b et 4.17c).

Concernant le régime NAO-, seul le modèle NCAR simule une baisse significative de la durée moyenne des séquences de ce régime entre la période historique et la période 2070-2100 (3,7 jours contre 4,3 jours sur la période historique ; figure 4.17d). À l'inverse, seul le modèle NOR montre une augmentation significative de la durée moyenne des séquences du régime NAO- entre la période historique et la période 2020-2050 (4,7 jours contre 4 jours sur la période historique).

Pour la trajectoire RCP8.5, environ deux tiers des modèles semblent constater une augmentation de la durée des séquences du régime AR au cours des deux sous-périodes 2020-2050 et 2070-2100 par rapport à la période historique, mais seuls deux modèles présentent des évolutions significatives (figure 4.18a). En effet, le modèle GFDL met en avant une évolution significative de la durée moyenne des séquences de AR sur la période 2020-2050 et sur la période 2070-2100 (9,1 jours, respectivement), par rapport à la période historique (7,2 jours), tout comme le modèle NOR, pour la période 2020-2050 (8,8 jours) par rapport à la période historique (7,3 jours ; seuil de confiance de 0.05 d'après le test en T de Student).

Le régime EA ne semble pas être affecté par des évolutions particulières de la durée moyenne des séquences, sauf pour le modèle IPSL, qui simule une diminution significative de la durée des séquences du régime EA au cours la période 2020-2050 (5,6 jours) par rapport à la période historique (6,4 jours ; seuil de confiance de 0.05 d'après le test en T de Student ; (figure 4.18b)).

Le régime NAO+ ne paraît pas non plus concerné par des évolutions particulières de la durée moyenne des séquences, sauf pour le modèle CSIRO, qui montre une diminution significative de la durée des séquences du régime NAO+ sur la période 2070-2100 (3,8 jours) par rapport à la période historique (4,3 jours ; seuil de confiance de 0.05 d'après le test en T de Student ; (figure 4.18c)).

Enfin, seul le modèle NOR simule une augmentation significative de la durée moyenne des séquences du régime NAO- au cours la période 2020-2050 (4,5 jours) comparativement à la période historique (4 jours ; seuil de confiance de 0.05 d'après le test en T de Student ; (figure 4.18d)).

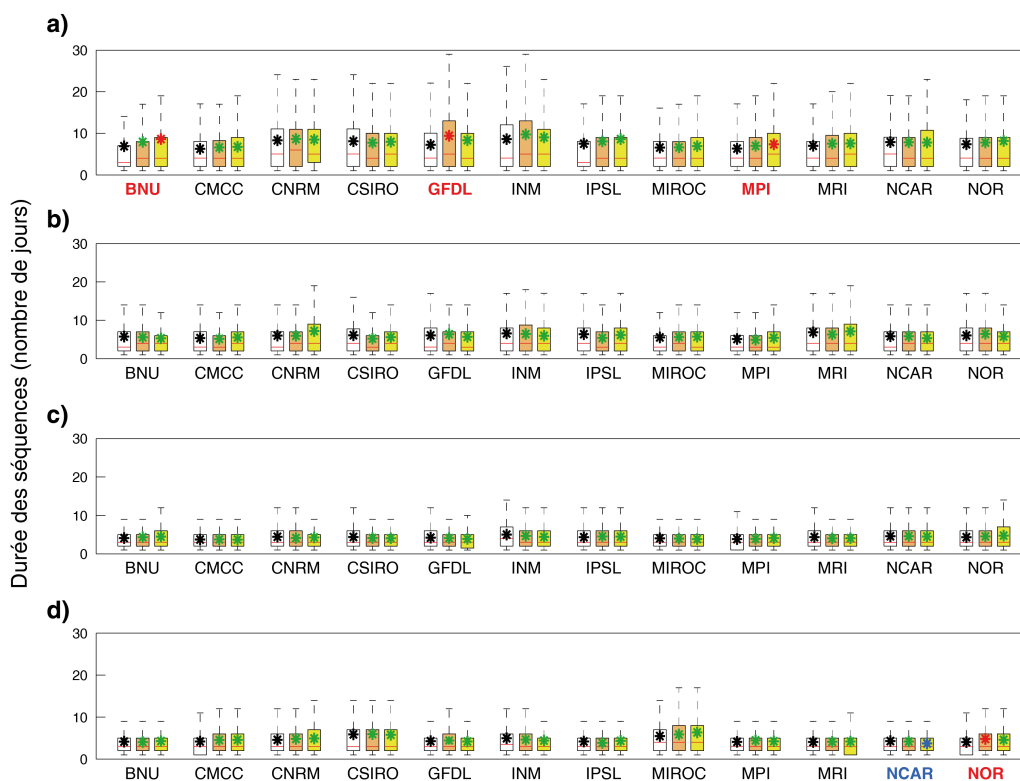


FIGURE 4.17 – Boîtes à moustaches de la durée (nombre de jours) des différentes séquences de chacun des 4 régimes de circulation atmosphérique a) AR, b) EA, c) NAO+ et d) NAO-, détectés dans les 30 saisons (septembre à avril) de la période historique (1975-2005 ; boîtes à moustaches blanches), dans les 30 saisons de la période 2020 à 2050 (boîtes à moustaches oranges) et dans les saisons de la période 2070 à 2100 (boîtes à moustaches jaunes) de la trajectoires RCP4.5 dans les modèles CMIP5 : BNU, CMCC, CNRM, CSIRO, GFDL, INM, IPSL, MIROC, MPI, MRI, NCAR, NOR. Les différents éléments d'une boîte à moustaches sont détaillés dans le chapitre 1 (en section 1.4.3). Les étoiles noires correspondent aux moyennes de la période historique. Les étoiles bleues/rouges correspondent aux moyennes de la trajectoire RCP4.5 significativement inférieures/supérieures à la période historique (seuil de confiance de 0.05 d'après le test en T de Student). Les étoiles vertes correspondent aux moyennes de la trajectoire RCP4.5 qui sont dans la gamme d'incertitude, par comparaison à la période historique. Les noms des modèles sont indiqués sous les graphiques : en noir quand aucune évolution significative de la durée moyenne des séquences n'est détectée entre l'historique et le futur, en rouge pour une augmentation significative, en bleu pour une diminution significative. Les valeurs exceptionnelles ont été écartées de la figure.

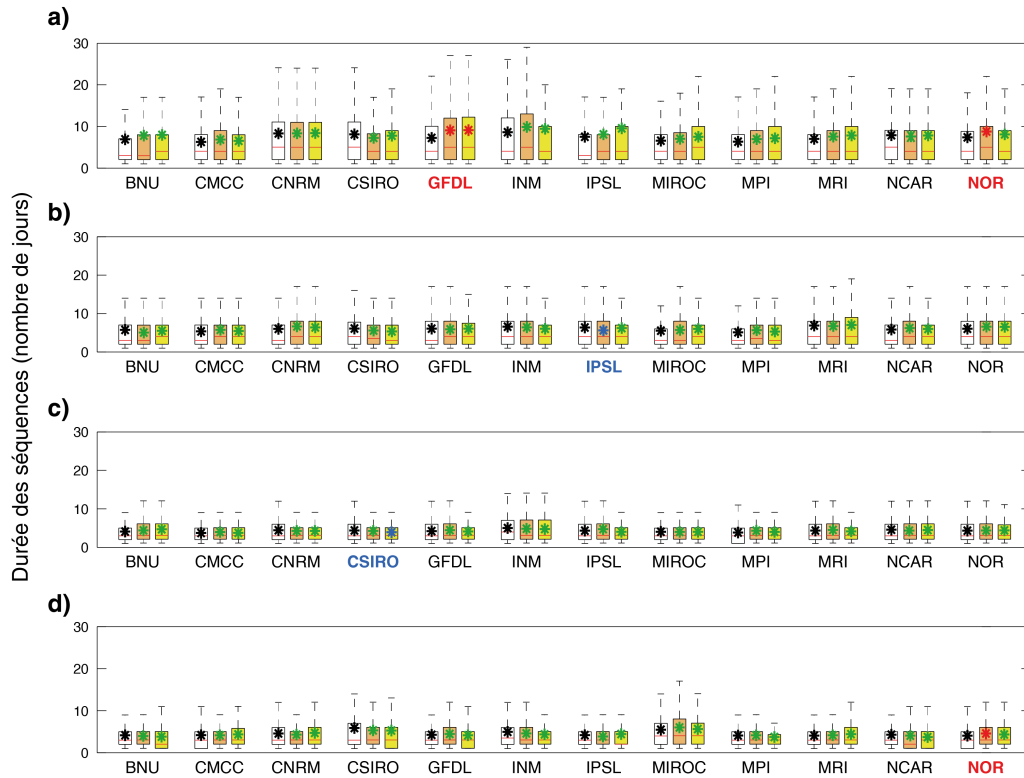


FIGURE 4.18 – Boîtes à moustaches de la durée (nombre de jours) des différentes séquences de chacun des 4 régimes de circulation atmosphérique (a) AR, (b) EA, (c) NAO+ et (d) NAO-, détectés dans les 30 saisons (septembre à avril) de la période historique (1975-2005 ; boîtes à moustaches blanches), dans les 30 saisons de la période 2020 à 2050 (boîtes à moustaches oranges) et dans les saisons de la période 2070 à 2100 (boîtes à moustaches jaunes) de la trajectoires RCP8.5 dans les modèles CMIP5 : BNU, CMCC, CNRM, CSIRO, GFDL, INM, IPSL, MIROC, MPI, MRI, NCAR, NOR. Les différents éléments d'une boîte à moustaches sont détaillés dans le chapitre 1 (en section 1.4.3). Les étoiles noires correspondent aux moyennes de la période historique. Les étoiles bleues/rouges correspondent aux moyennes de la trajectoire RCP8.5 significativement inférieures/supérieures à la période historique (seuil de confiance de 0.05 d'après le test en T de Student). Les étoiles vertes correspondent aux moyennes de la trajectoire RCP8.5 qui sont dans la gamme d'incertitude, par comparaison à la période historique. Les noms des modèles sont indiqués sous les graphiques : en noir quand aucune évolution significative de la durée moyenne des séquences n'est détectée entre l'historique et le futur, en rouge pour une augmentation significative, en bleu pour une diminution significative. Les valeurs exceptionnelles ont été écartées de la figure.

Il semble donc que la fréquence et la durée moyenne des séquences des régimes de circulation atmosphérique du domaine Euro-Atlantique ne devraient pas être amenées à évoluer au cours du XXI<sup>ème</sup> siècle, d'après l'étude multi-modèle effectuée.

Comme vu dans le chapitre 2, les régimes de circulation atmosphérique montrent un certain contrôle sur les eTLES. De ce fait, on pourrait croire que l'absence d'évolution future des régimes de circulation sous-entend une absence de modifications dans la fréquence et l'intensité des eTLES. Cependant, l'absence de tendances dans la fréquence et dans la durée des régimes de circulation n'induit pas forcément une absence de variabilité intra-classe dans les régimes, comme l'ont montré Ullmann *et al.* (2014). Ainsi, le possible renforcement des hautes pressions sur l'Atlantique du régime AR et le renforcement et le décalage vers l'est des hautes pressions de l'anticyclone des Açores dans la configuration NAO+ seraient favorables au développement des eTLES sur l'ouest du bassin, et/ou à l'augmentation de leur durée et de leur extension spatiale. De plus, comme vu dans le chapitre 2, les composites de SLP associés aux différentes structures de eTLES ont des spécificités spatiales qui vont bien au-delà des régimes de circulation atmosphérique, avec des anomalies de SLP d'échelle inférieure à celles des grands régimes de circulation. Ainsi, comme vu précédemment, les eTLES sont associés à des blocages atmosphériques localisés à environ 1 000 km au nord-ouest des secteurs impactés, avec des blocages anticycloniques au large des côtes françaises pour les eTLES localisés sur la partie ouest du bassin, et des blocages anticycloniques sur l'Europe centrale pour les eTLES au nord est du bassin (Balkans et Anatolie). C'est pourquoi l'augmentation de la pression moyenne au large des côtes françaises et au-dessus de l'Europe au cours du XXI<sup>ème</sup> siècle, détectée par l'analyses multi-modèle (faiblement dans le cas de la trajectoire RCP4.5 et plus robustement pour la trajectoire RCP8.5), serait favorable à l'augmentation de la durée et de l'extension spatiale des eTLES sur ces deux secteurs méditerranéens, comme généralement détecté dans les simulations climatiques régionales en première partie de ce chapitre 4.



## 4.3 Synthèse du chapitre 4

Deux approches sont ici utilisées pour appréhender la variabilité future des eTLES dans le bassin méditerranéen. Tout d'abord, les données quotidiennes futures des précipitations issues des simulations climatiques régionales des deux modèles ALADIN52 et LMDZ4-NEMOMED8 sont utilisées pour détecter les eTLES au cours du XXI<sup>ème</sup> siècle. **Les deux modèles montrent des résultats différents à plusieurs niveaux :**

- le modèle ALADIN52 n'arrive pas à appréhender les eTLES saisonniers au Levant, tant sur la période historique (1961-2005) que pour les trajectoires RCP4.5 et RCP8.5 (2056-2100), contrairement au modèle LMDZ4-NEMOMED8 ;
- de ce fait, le modèle ALADIN52 simule beaucoup moins de jours d'eTLES, tant sur la période historique (1961-2005) que pour les deux trajectoires RCP4.5 et RCP8.5 (2056-2100), comparativement au modèle LMDZ4-NEMOMED8 (différence encore plus marquée pour les trajectoires RCP que dans l'historique) ;
- le modèle ALADIN52 simule une augmentation de la durée moyenne des eTLES au cours la période 2056-2100 (pour les deux trajectoires RCP4.5 et RCP8.5), par comparaison à la période historique 1961-2005, mais cette évolution est non significative. À l'inverse, le modèle LMDZ4-NEMOMED8 montre des augmentations significatives de la durée moyenne des eTLES pour les deux trajectoires RCP4.5 et RCP8.5, et de l'extension spatiale moyenne des eTLES pour la trajectoire RCP8.5 ;
- le modèle ALADIN52 simule une augmentation du nombre de jours d'eTLES uniquement au sud de la Péninsule Ibérique et sur le Maghreb, pour les trajectoires RCP4.5 et RCP8.5 par rapport à la période historique. Le modèle LMDZ4-NEMOMED8 affiche une augmentation importante du nombre de jours d'eTLES, sur l'ouest du bassin (moitié sud de la Péninsule Ibérique et Maghreb), et encore plus marquée sur l'est du bassin (moitié sud des Balkans, Anatolie et Levant), entre les

trajectoires futures et la période historique (augmentation encore plus marquée pour la trajectoire RCP8.5 que pour la trajectoire RCP4.5) ;

- entre le début et la fin des simulations futures (pour les deux trajectoires RCP4.5 et RCP8.5 ; période 2006-2100), le modèle ALADIN52 ne présente aucune tendance à l'évolution de l'extension spatiale moyenne des eTLES, contrairement à LMDZ4-NEMOMED8, qui constate une augmentation significative.

En revanche, **les deux modèles s'accordent pour montrer une tendance significative à l'augmentation de la durée des eTLES au cours du XXI<sup>ème</sup> siècle (période 2006-2100)**, pour la trajectoire RCP4.5, et de façon encore plus marquée pour la trajectoire RCP8.5.

Finalement, malgré le fait que les deux modèles ALADIN52 et LMDZ4-NEMOMED8 affichent de nombreux résultats divergents, ils s'accordent tout de même sur le fait que **les eTLES seraient de plus en plus longs au cours du XXI<sup>ème</sup> siècle, que ce soit pour la trajectoire RCP4.5 ou pour la trajectoire RCP8.5**. Cependant, il aurait été appréciable de pouvoir effectuer les mêmes analyses sur un panel de simulations climatiques régionales plus important, afin de vérifier la robustesse du signal détecté par les modèles ALADIN52 et LMDZ4-NEMOMED8.

La deuxième approche consiste à étudier d'éventuelles variations futures des conditions atmosphériques associées aux eTLES préalablement analysés sur la période contemporaine, au travers des champs de SLP quotidiens issus des simulations de 12 modèles globaux du climat (CMIP5). Il semble que **la SLP moyenne saisonnière aurait tendance à augmenter sur l'océan Atlantique, au large des côtes françaises et sur le centre du bassin méditerranéen**, pour la trajectoire RCP4.5 (non robuste) et pour la trajectoire RCP8.5, résultat ici détecté par au moins deux tiers des modèles (tendance robuste). Cette augmentation de la SLP moyenne pourrait renforcer les situations de blocage atmosphérique sur les secteurs favorables au développement futur d'eTLES sur l'ouest et sur le centre-est du bassin méditerranéen, ou du moins à l'augmentation de leur durée et/ou de leur extension spatiale.

En revanche, **aucun des 4 régimes de circulation atmosphérique (AR, EA, NAO+ et NAO-) ne semble présenter d'évolutions significatives en termes de fréquence d'apparition et de durée des séquences propres à chacun des régimes au cours du XXI<sup>ème</sup> siècle (période 2006-2100)**. Cependant, cela n'exclut pas des potentiels changements dans la configuration barométrique moyenne propre à chacun de ces 4 régimes de circulation, qui pourraient faire évoluer les relations moyennes entre les régimes de circulation et les eTLES.



## Chapitre 5

# Les impacts des événements de très longs épisodes secs sur les sociétés et l'environnement

Les sécheresses hivernales, dans le bassin méditerranéen, entraînent de nombreux impacts sur l'environnement et les sociétés, comme évoqués dans l'introduction de cette thèse. Au-delà d'une analyse des déficits hivernaux des précipitations en Méditerranée, on cherche ici à observer certaines répercussions directement imputables aux longues séquences sans pluie, représentées par les eTLES préalablement détectés sur la période contemporaine couvrant 1957-2013. On peut s'attendre à une relation statistique significative entre le nombre de jours de pluie saisonniers et les eTLES, mais également entre les cumuls saisonniers de pluie et les eTLES. Néanmoins, l'hypothèse qui est posée dans ce chapitre est que la variable "eTLES" véhicule une information spécifique supplémentaire à ces deux variables (nombre de jours de pluie et cumuls de pluie), qui est potentiellement importante pour expliquer certains impacts sur les éco/agrosystèmes. Le but est ici de travailler sur une région où les variables "nombre de jours de pluie" et "cumuls saisonniers de pluie" sont corrélées aux eTLES, mais pour laquelle les impacts sont partiellement différenciés et dissociables. Ainsi, ce chapitre commence par une étude préalable sur la relation entre le nombre de jours

de pluie saisonniers et les eTLES et entre les cumuls de pluie saisonniers et les eTLES. Cette étude globale à l'ensemble du bassin méditerranéen amène ensuite à une étude plus spécifique sur les impacts des eTLES sur certains éco/agrosystèmes espagnols.

## 5.1 Relation entre nombre de jours de pluie, cumuls de pluie et événements de très longs épisodes secs, à l'échelle du bassin méditerranéen

La figure 5.1 présente, pour chaque point de grille, les valeurs du coefficient de corrélation entre le nombre de jours de pluie saisonniers et le nombre de jours d'eTLES par saison, sur la période contemporaine 1957-2013. Très logiquement, les secteurs qui montrent des résultats significatifs (seuil de confiance de 0.1 d'après le test de Bravais-Pearson) sont associés à des corrélations négatives, à savoir que, d'une manière générale et par saison, plus le nombre de jours d'eTLES est important, moins le nombre de jours de pluie est élevé. Trois secteurs ressortent principalement : la partie ouest du bassin méditerranéen (Péninsule Ibérique et Maghreb), le sud/sud-est des Balkans et le nord-ouest de l'Anatolie, et enfin le Levant (pour lequel les eTLES détectés sont saisonniers, pour rappel). Comme il a été vu dans le chapitre 2, ces trois secteurs, qui exposent des résultats significatifs, sont les plus affectés en termes de jours d'eTLES. À l'inverse, il est logique que pour les secteurs faiblement affectés par les eTLES, le signal soit plus faible et non significatif.

Sachant que les coefficients de corrélation les plus forts sont proches de 0,6 en valeur absolue, cela veut dire que la variabilité interannuelle du nombre de jours d'eTLES explique jusqu'à 36 % de celle du nombre de jours de pluie dans le bassin méditerranéen. Ce résultat souligne une relation somme toute modérée entre les 2 variables, car cela sous-entend que, statistiquement parlant, 64 % du nombre de jours de pluie est expliqué par

### 5.1 Relation entre nombre de jours de pluie, cumuls de pluie et événements de très longs épisodes secs, à l'échelle du bassin méditerranéen

d'autres facteurs que le seul nombre de jours d'eTLES. Cela veut donc dire indirectement que la variabilité interannuelle du nombre de jours secs par saison s'explique majoritairement par les autres épisodes secs, moins longs que les eTLES mais plus fréquents. Le nombre de jours d'eTLES est donc associé négativement au nombre de jours de pluie, de manière significative mais moyennement prononcée, pour certains secteurs du bassin méditerranéen.

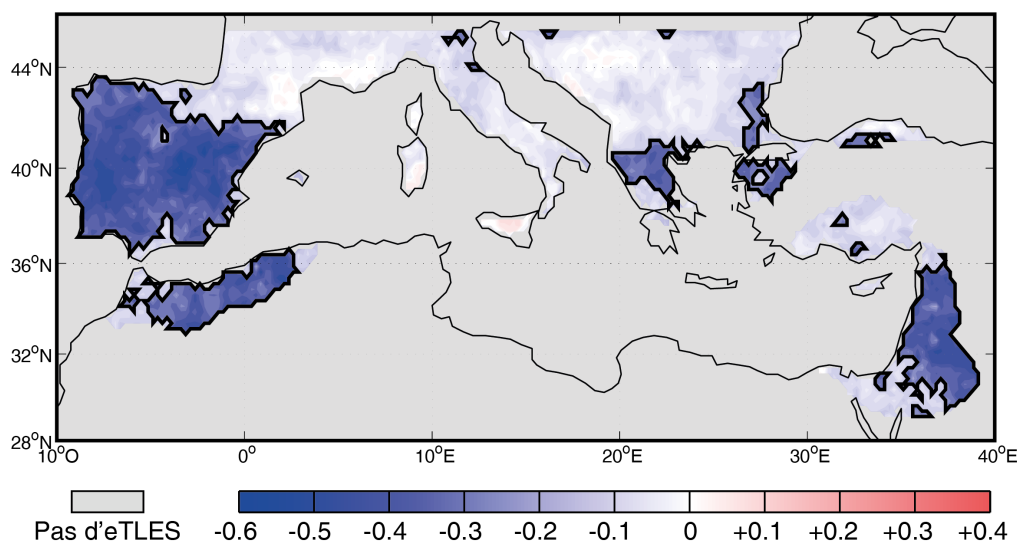


FIGURE 5.1 – Corrélation, par point de grille, entre les variabilités interannuelles du nombre de jours de pluie (seuil 1 mm) et celles du nombre de jours d'eTLES, pour les 56 saisons de la période 1957-2013. En bleu, les corrélations négatives, en rouge les positives. Les résultats significatifs pour un seuil de confiance de 0.1 d'après le test de Bravais-Pearson apparaissent en couleurs vives et sont encadrés en noir. En gris, tous les points de grille E-OBS qui ne comptent pas d'eTLES ou qui n'ont pas de données de précipitations.

La figure 5.2 est construite sur le même principe que la figure précédente, mais présente cette fois-ci, par point de grille, les valeurs du coefficient de corrélation entre les cumuls saisonniers de précipitations et le nombre de jours d'eTLES par saison, sur la période contemporaine 1957-2013. Les mêmes observations que sur la figure 5.1 sont faites : les trois mêmes secteurs montrent des corrélations négatives et significatives (Péninsule Ibérique et Maghreb, sud des Balkans, Levant). Cela veut dire que d'une manière générale, plus le nombre de jours d'eTLES est élevé, moins

les cumuls de pluie saisonniers sont élevés. Cependant, le nombre de points de grille montrant des corrélations significatives est inférieur à celui de la figure précédente (1 844 sur la figure 5.1 contre 1 355 sur cette figure). De plus, les corrélations sont légèrement moins prononcées que précédemment (corrélations maximales de 0,5 en valeur absolue), ce qui veut dire que la variabilité interannuelle du nombre de jours d'eTLES n'explique que jusqu'à 25 % des cumuls saisonniers de pluie dans le bassin méditerranéen. De ce fait, le nombre de jours d'eTLES par saison influence légèrement moins les cumuls saisonniers de précipitations que le nombre de jours de pluie, et sur des secteurs plus restreints. Ce résultat semble logique puisque les cumuls de précipitations sont déterminés par le nombre de jours de pluie, mais également par l'intensité des précipitations lorsqu'elles se produisent.

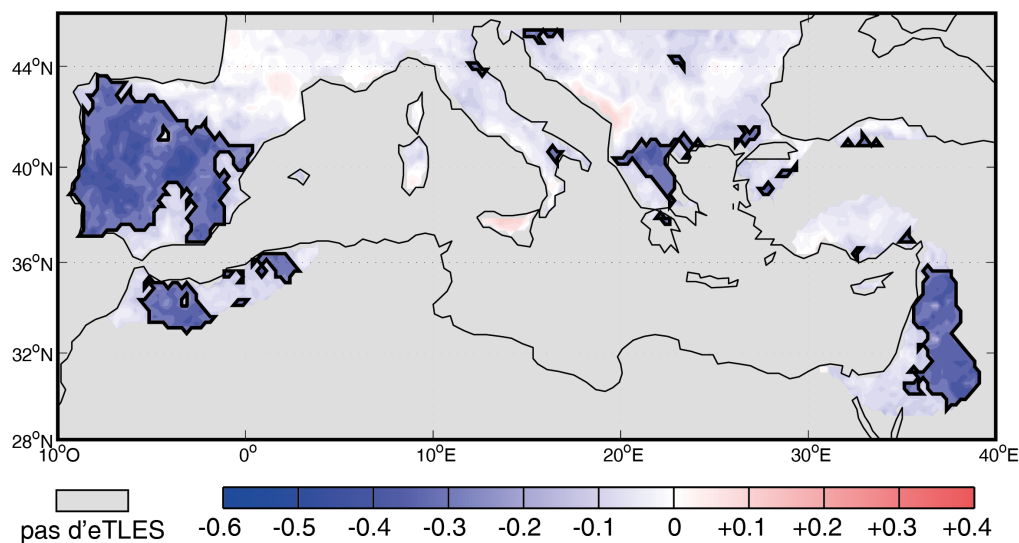


FIGURE 5.2 – Corrélation, par point de grille, entre les cumuls saisonniers des précipitations et le nombre de jours d'eTLES par saison, pour les 56 saisons de la période 1957-2013. En bleu, les corrélations négatives, en rouge, les positives. Les résultats significatifs pour un seuil de confiance de 0.1 d'après le test de Bravais-Pearson apparaissent en couleurs vives et sont encadrés en noir. En gris, tous les points de grille E-OBS qui ne comptent pas d'eTLES.

Pour conclure, à l'échelle du bassin méditerranéen, le nombre de jours d'eTLES influence de façon significative le nombre de jours de pluie et les cumuls de pluie saisonniers sur les secteurs qui sont les plus soumis aux eTLES,



mais dans des proportions moyennement fortes. Comme dit précédemment, on part de l'hypothèse que la variable "eTLES" véhicule une information spécifique potentiellement importante pour expliquer certains impacts sur les éco/agrosystèmes, au-delà des simples cumuls de pluie saisonniers. Pour vérifier cette hypothèse, on souhaite travailler sur une région/un pays où les eTLES sont corrélés avec les cumuls de pluie, pour ensuite chercher à en dissocier les impacts sur quelques éco/agrosystèmes. C'est pourquoi, au regard des résultats précédents, le choix se tourne vers l'Espagne. Ce pays est régulièrement affecté par des eTLES impactant de façon significative les cumuls saisonniers de pluie. L'Espagne est également un pays dont le territoire continental est entièrement pris en compte dans cette thèse, et qui couvre à lui tout seul environ 13 % du domaine étudié (soit environ 505 000 km<sup>2</sup> sur les 3 908 700 km<sup>2</sup> couverts par les 4 343 points de grille E-OBS ayant des données de précipitations).

## **5.2 Analyse statistique des relations entre événements de très longs épisodes secs et production céréalière en Espagne**

Pour constater l'influence des eTLES sur les agrosystèmes espagnoles, le choix est fait d'étudier l'impact des eTLES sur la production céréalière en Espagne. Les sources d'informations concernant l'Espagne et les pratiques agricoles présentées dans les sections 5.2 et 5.3, proviennent pour la grande majorité des différents organismes suivants : Instituto Nacional de Estadística (INE, [www.ine.es](http://www.ine.es)) ; ministerio de agricultura y pesca, alimentación y medio ambiente ([www.mapama.gob.es](http://www.mapama.gob.es)) ; ministère de l'économie et des finances ([www.economie.gouv.fr](http://www.economie.gouv.fr)) ; ministère de l'agriculture et de l'alimentation (<http://agriculture.gouv.fr>) ; Eurostat (<http://ec.europa.eu/eurostat>).

### 5.2.1 La production céréalière en Espagne

L'Espagne est le cinquième pays de l'Union Européenne le plus peuplé (derrière l'Allemagne, la France, le Royaume-Uni et l'Italie), avec environ 46,5 millions d'habitants au premier janvier 2017. L'Espagne est la 14<sup>ème</sup> puissance économique mondiale, et la 4<sup>ème</sup> de la zone Euro en 2016. En Espagne, en 2013, le parc agricole (surface agricole utile, SAU) représentait environ 46 % de la surface totale du pays. En 2015, ce parc agricole se divisait en 3 catégories : (i) les cultures non irriguées (47 % de la SAU), (ii) les prairies et pâturages (33 % de la SAU) et (iii) les cultures irriguées (20 % de la SAU). De ce fait, l'agriculture reste un secteur d'activité qui est fortement dépendant des cumuls de précipitations, mais également de la distribution temporelle de ces précipitations. C'est pourquoi le choix d'étudier l'impact des eTLES sur l'agriculture est ici fait. Depuis son entrée dans l'Union Européenne (en 1986), l'Espagne s'est concentrée à développer une production agricole tournée vers l'exportation, au travers des fruits et des légumes, des olives et du vin. Cependant, en termes de volume de production, les céréales sont les principales cultures en Espagne, et représentent 24 % de la SAU en 2015. Ainsi, on décide d'étudier l'impact des eTLES sur les rendements des 4 céréales les plus cultivées en Espagne : l'orge, le blé, l'avoine et le maïs.

Comme le présente la figure 5.3, l'orge (46,2 %), le blé (33,3 %), l'avoine (7,6 %) et le maïs (6,1 %) représentent à eux quatre 93,2 % de la superficie totale agricole dédiée aux céréales en Espagne (moyenne sur la période 2008-2014, sans l'année 2009). Les autres cultures (principalement le seigle, le triticale, le riz et le sorgho) représentent seulement 6,8 % de la surface agricole dédiée aux céréales. L'orge, le blé et l'avoine sont des céréales d'hiver, qui sont généralement semées entre novembre et décembre, pour être récoltées entre juin et juillet (USDA, 1994). En revanche, le maïs est une céréale d'été, qui est semée entre mars et avril, pour être ramassée entre septembre et novembre. Malgré cela, l'influence des eTLES sur les rendements de maïs est également étudiée car les sécheresses hivernales peuvent impacter les réserves hydriques mobilisées pour l'irrigation de cette céréale

en période estivale.

Le développement des plants d'orge, de blé et d'avoine passe par trois étapes : (i) le redressement, qui se déroule entre la mise en terre des graines jusqu'au développement du premier nœud ; (ii) la montaison, qui va du développement du deuxième nœud au développement de la dernière feuille (le plant atteint sa hauteur maximale) ; (iii) l'épiaison/la floraison, qui concerne toute la phase de développement de l'épi (dans le cas du blé et de l'orge) ou de la panicule (dans le cas de l'avoine), jusqu'à maturité (source : [www.syngenta.fr](http://www.syngenta.fr)). Bien que les déficits en eau soient très préjudiciables à partir du stade de la dernière feuille (vers le mois d'avril), une longue sécheresse au cours de la phase de redressement et/ou au cours de la phase de montaison reste très pénalisant pour une bonne croissance des plants, et donc de bons rendements.

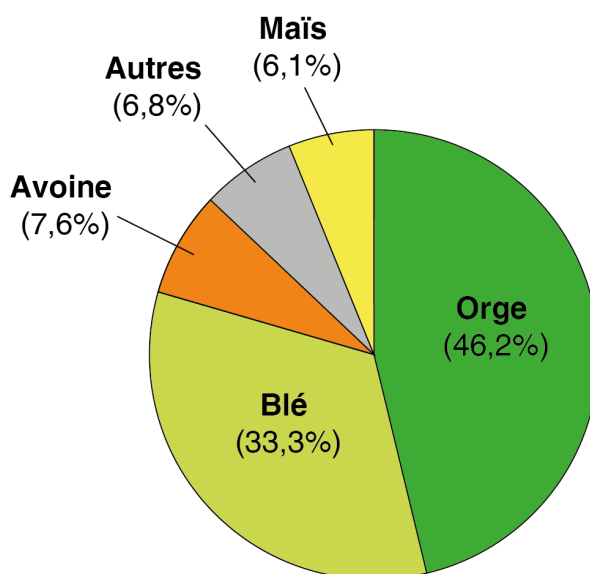


FIGURE 5.3 – Part moyenne des surfaces agricoles consacrées aux 4 principales céréales cultivées en Espagne (orge, blé, avoine et maïs) et des autres céréales cultivées, sur l'ensemble du parc agricole dédié aux céréales, sur la période 2008-2014 (sans l'année 2009). *sources des données : ministère de l'agriculture, de la pêche, de l'alimentation et de l'environnement espagnol ; [www.mapama.gob.es](http://www.mapama.gob.es).*

Le tableau 5.1 montre que parmi ces 4 céréales, l'orge, le blé et l'avoine sont principalement cultivées au travers d'une agriculture pluviale (qui re-

présente respectivement 88 %, 87 % et 92 % des surfaces cultivées propres à chacune de ces 3 céréales sur la période 2008-2014), contrairement au maïs, qui est principalement cultivé au travers d'une agriculture irriguée (qui représente 94 % des surfaces cultivées en maïs). Le maïs est une culture de saison chaude qui nécessite une grande quantité d'eau en été, lors de la formation des grains, c'est pourquoi la majorité des surface exploitée sont irriguées. Que ce soit pour l'orge (44 000 hg/ha contre 27 000 hg/ha), le blé (47 000 hg/ha contre 29 000 hg/ha), l'avoine (33 000 hg/ha contre 18 000 hg/ha) et le maïs (112 000 hg/ha contre 66 000 hg/ha), les rendements moyens sont meilleurs pour les cultures irriguées que pour les cultures pluviales. En effet, les cultures irriguées ne sont pas dépendantes des précipitations et de leur répartition, ce qui permet aux plants une croissance sereine et ce qui garantit une meilleure production qu'en culture pluviale. En revanche, l'irrigation consomme énormément d'eau (près de 6 000 m<sup>3</sup> par hectare), et représente plus de 60 % des prélèvements d'eau en Espagne (Plan Bleu, 2014). De ce fait, et dans un contexte d'assèchement du bassin méditerranéen, ce ne serait pas viable ni durable d'avoir un parc agricole irrigué trop conséquent. C'est pourquoi l'irrigation est prioritairement dédiée aux cultures qui nécessitent une grande quantité d'eau à un moment spécifique de la croissance des plants, comme le maïs.

TABLE 5.1 – Part des cultures pluviales et irriguées (et rendements associés en hg/ha) pour les 4 céréales les plus cultivées en Espagne : l'orge, le blé, l'avoine et le maïs. Les données utilisées dans ce tableau sont une moyenne sur la période 2008-2014 (exceptée 2009), et proviennent du ministère de l'agriculture, de la pêche, de l'alimentation et de l'environnement espagnol ([www.mapama.gob.es](http://www.mapama.gob.es)).

	Cultures pluviales		Cultures irriguées	
	ratio surface cultivée (%)	rendement (hg/ha)	ratio surface cultivée (%)	rendement (hg/ha)
Orge	88	27 000	12	44 000
Blé	87	29 000	13	47 000
Avoine	92	18 000	8	33 000
Maïs	6	66 000	94	112 000

La figure 5.4 permet d'observer l'évolution des rendements annuels moyens

d'orge, d'avoine, de blé et de maïs en Espagne entre 1961 et 2013. On voit très clairement que les rendements de ces 4 types de céréales augmentent de façon régulière et significative entre 1961 et 2013 (seuil de confiance de 0.05 d'après le test de Bravais-Pearson). Ainsi, entre le début et la fin de la période étudiée, les rendements d'orge sont passés d'environ 14 000 hg/ha à environ 30 000 hg/ha (soit environ +305 hg/ha par année), les rendements de blé d'environ 10 000 hg/ha à environ 32 000 hg/ha (soit environ +430 hg/ha par année), les rendements d'avoine d'environ 9 000 hg/ha à environ 20 000 hg/ha (soit environ +230 hg/ha par année), et les rendements de maïs d'environ 18 000 hg/ha à plus de 110 000 hg/ha (soit environ +1 840 hg/ha par année). Ces fortes augmentations de rendement de ces 4 types de céréales au cours de la période 1961-2013, principalement imputables à l'industrialisation de l'agriculture, justifient le fait que l'étude se base sur des anomalies de rendement pour lesquelles les tendances linéaires sont retirées, et non pas sur les rendements bruts présentés dans la figure 5.4 (*cf.* 1, section 1.3.4).

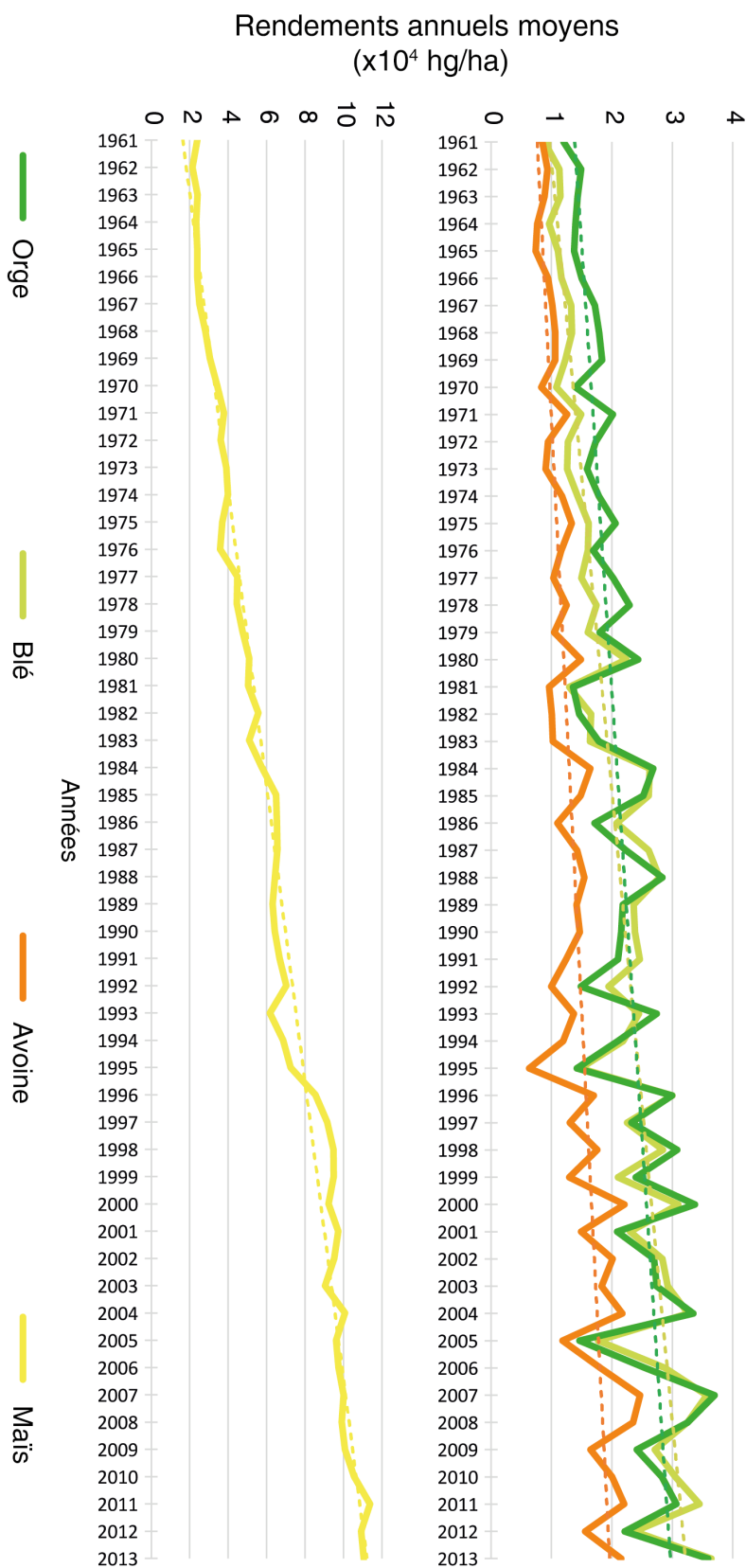


FIGURE 5.4 – Evolution des rendements annuels moyens (en hg/ha) d'orge, de blé, d'avoine (panel du haut) et de maïs (panel du bas) en Espagne, sur la période 1960-2013. Les droites de régression linéaire sont affichées en pointillés sur les graphiques : orge  $Y = 304,8x + 13\,548$  (coefficient de corrélation de 0,5) ; blé  $Y = 432,7x + 9\,253,2$  (coefficient de corrélation de 0,75) ; avoine  $Y = 229,7x + 7\,437,5$  (coefficient de corrélation de 0,6) ; maïs  $Y = 1\,840,7x + 14\,201$  (coefficient de corrélation de 0,97)

### 5.2.2 **Corrélations linéaires entre rendements de céréale et précipitations**

Comme dit précédemment, le maïs est une céréale d'été, abondamment irriguée en Espagne, contrairement à l'orge, au blé et à l'avoine, qui sont des céréales d'hiver, principalement cultivées au travers d'une agriculture pluviale. De ce fait, les eTLES, détectés sur les saisons de septembre à avril, ont-ils un impact plus prononcé sur les rendements d'orge, de blé et d'avoine que sur le maïs ? C'est entre autres ce à quoi va tenter de répondre cette étude.

Comme évoqué dans le chapitre 1 (section 1.3.4), les données de rendement agricole issues de la FAO sont disponibles sur la période 1961-2013. Ainsi, pour étudier l'impact des eTLES sur les rendements d'orge, de blé, d'avoine et de maïs, tous les jours d'eTLES affectant la Péninsule Ibérique sur les 53 saisons de la période 1960 à 2013 sont retenus, soit 2 232 jours sur les 12 826 étudiés entre septembre 1960 et avril 2013 (les rendements de l'année 1961 étant associés à la saison 1960-1961). Les cumuls de précipitations et le ratio de jours secs observés sur la Péninsule Ibérique au cours des saisons, obtenus grâce aux données de précipitations E-OBS, sont également exploités. En effet, même si les impacts sont centrés sur l'Espagne, il est hasardeux de retirer manuellement les points de grille localisés sur le Portugal, pour ne conserver que les points de grille en Espagne. Cependant, le Portugal ne représentant qu'environ 18 % de la surface totale de la Péninsule Ibérique (soit 92 000km<sup>2</sup> sur 590 000km<sup>2</sup>), la grande majorité des points de grille retenus concernent l'Espagne. Les points de grille concernant la Péninsule Ibérique sont identifiés d'après le découpage en sous-régions du bassin méditerranéen, précédemment défini dans le chapitre 1 (section 1.1).

Le tableau 5.2 montre les coefficients de corrélation entre les rendements saisonniers d'orge, de blé, d'avoine et de maïs, en Espagne, et les cumuls saisonniers de précipitations, le nombre de jours d'eTLES par saison et le ratio de jours secs par saison, en Péninsule Ibérique, pour les 53 saisons de la période 1960-2013. Pour le nombre de jours d'eTLES et le ratio de jours

secs, les corrélations avec les rendements sont calculés sur les saisons entières (septembre à avril), mais également sur la première partie de la saison (septembre à décembre) et sur la deuxième partie de la saison (janvier à avril). Il est important de noter qu'en considérant l'année hydrologique couvrant de septembre -1 à août 0 (comme c'est ici le cas avec les saisons couvrant de septembre à avril), il y a un décalage d'un an entre les rendements de maïs et les variables retenues (nombre de jours d'eTLES, ratio de jours secs et cumuls saisonniers de pluie). En effet, la récolte de maïs est effectuée durant l'automne de la saison suivante : par exemple, pour le rendement de maïs de 1961 (qui est théoriquement ici associé à la saison couvrant de septembre 1960 à avril 1961), le maïs est récolté à l'automne 1961, qui appartient à la saison 1961-1962.

Tout d'abord, le tableau 5.2 permet d'observer une corrélation positive significative (seuil de confiance de 0.05 d'après le test de Bravais-Pearson) entre les rendements d'orge, de blé, d'avoine et de maïs en Espagne et les cumuls saisonniers de précipitations en Péninsule Ibérique. Ainsi, plus les cumuls de précipitations sont élevés, meilleurs sont les rendements, et inversement. Cependant, les corrélations ont des valeurs comprises entre 0,32 et 0,37, ce qui est somme toute relativement faible, car cela représente des coefficients de détermination compris entre 0,10 et 0,14. Cela veut finalement dire que, statistiquement, la variabilité interannuelle des cumuls de précipitations explique entre 10 % et 14 % de la variabilité des rendements d'orge, de blé, d'avoine et de maïs en Espagne, ce qui est faible.

En ce qui concerne les corrélations entre le ratio de jours secs par saison en Péninsule Ibérique et les rendements d'orge, de blé, d'avoine et de maïs en Espagne, les valeurs sont négatives et significatives (seuil de confiance de 0.05 d'après le test de Bravais-Pearson) lorsqu'on observe l'ensemble de la saison (tableau 5.2). La corrélation la moins significative concerne le maïs (-0,315), la plus significative concerne l'orge (-0,396), ce qui reste assez faible dans tous les cas. Ainsi, les coefficients de détermination sont compris entre 0,1 et 0,16, soit entre 10 % et 16 % des rendements qui sont expliqués par le ratio de jours secs par saison.



Les résultats sont différents lorsqu'on divise les saisons en deux sous-saisons d'amplitude égale. Le ratio de jours secs sur la première partie de la saison (septembre à décembre) n'est corrélé de façon significative (seuil de confiance de 0.05 d'après Bravais-Pearson) qu'aux rendements de maïs (-0,316), et non aux rendements d'orge (-0,161), de blé (-0,167) et d'avoine (-0,075). À l'inverse, le ratio de jours secs sur la deuxième partie de la saison (janvier à avril) est corrélé de façon significative (seuil de confiance de 0.05 d'après Bravais-Pearson) aux rendements d'orge (-0,404), de blé (-0,377) et d'avoine (-0,382) mais pas aux rendements du maïs (0,141) (tableau 5.2). Cela semble indiquer que les rendements d'orge, de blé et d'avoine sont légèrement moins bons lorsque le ratio de jours secs est élevé durant la période de montaison et le début de la période d'épiaison/de floraison des plants, mais pas durant la période de redressement (ou du moins pas durant la germination, premier stade de la période de redressement).

Pour le maïs, en considérant le décalage précédemment expliqué, le ratio de jours secs au cours de la première partie de la saison, qui coïncide avec la récolte de la saison suivante, semble impacter légèrement les rendements, contrairement à la deuxième partie de la saison, qui correspond entre autres à la période de mise en terre des semis, entre mars et avril (tableau 5.2). Pour s'extraire du décalage évoqué, on calcule également la corrélation entre les rendements de maïs et le ratio de jours secs pour la sous-saison sur laquelle se fait la récolte (pour le rendement de 1961, sur la période septembre à décembre 1961). Dans cette configuration, la corrélation entre les rendements et le ratio de jours secs prend une valeur de 0,049. Elle n'est donc plus significative. Ces résultats indiquent alors que le ratio de jours secs sur la période septembre à décembre impacte légèrement le rendement de maïs de la récolte effectuée un an après. Ce résultat est plutôt logique, car l'automne joue un rôle important dans la constitution des réserves en eau (réservoirs + nappes profondes) mobilisées durant l'été pour l'irrigation du maïs en Espagne, car les mois d'octobre à décembre sont généralement les plus arrosés de l'année en Péninsule Ibérique (comme précédemment montré dans le chapitre 1, en section 1.1). En revanche, une séquence sèche sur la période de récolte n'aura pas d'influence sur les rendements, car les plants se seront développés normalement au cours de l'été, grâce à l'irrigation.

Les corrélations entre le nombre de jours d'eTLES par saison et les rendements d'orge (-0,458), de blé (-0,558) et d'avoine (-0,454) sont négatives et significatives, contrairement au maïs (-0,061), mais restent modérées (tableau 5.2). Cela veut dire que pour l'orge, le blé et l'avoine, les rendements sont expliqués à hauteur d'environ 21 %, 31 % et 21 % par le nombre de jours d'eTLES, respectivement. Plus le nombre de jours concernés par un/des eTLES est grand, moins les rendements semblent être bons, ce qui n'est pas le cas pour le maïs. Les corrélations significatives sont plus élevées (en valeur absolue) pour le nombre de jours d'eTLES par saison que pour le ratio saisonnier de jours secs et les cumuls saisonniers de pluie (présentés précédemment). Cela veut dire que le nombre de jours d'eTLES impacte davantage les rendements de ces trois types de céréales que le simple ratio de jours secs ou que les simples cumuls de pluie.

Si on regarde pour les deux sous-saisons, contrairement au ratio de jours secs, le nombre de jours d'eTLES est corrélé de façon négative et significative à la fois pour la période allant de septembre à décembre et pour la période allant de janvier à avril, pour l'orge, le blé et l'avoine (tableau 5.2). Cela signifie qu'une ou des longues séquences sans pluie impactent les cultures durant la période de redressement, durant la période de montaison et au début de la période d'épiaison/de floraison, contrairement au ratio de jours secs. Au cours de la première partie de la saison, les eTLES assèchent entre autres les sols, ce qui n'est pas favorable à une bonne germination des grains lorsqu'ils sont mis en terre. Une fois les parcelles semées, et la germination effectuée, une/des longues séquences sans pluie vont ralentir/stopper la croissance des plants (deuxième partie de la saison), qui vont se retrouver en situation de stress hydrique, ce qui explique les rendements moins bons.

Ces résultats indiquent que le nombre de jours d'eTLES impacte davantage les rendements d'orge, de blé et d'avoine (cultures pluviales d'hiver) que les simples ratios de jours secs et les cumuls de pluie, et ce, sur l'ensemble de la saison, que ce soit sur la période de semence ou de développement des plants. Seul le maïs, planté au printemps, récolté à l'automne et majoritairement irrigué (car nécessitant une grande quantité d'eau en été), ne semble pas impacté par le nombre de jours d'eTLES.

TABLE 5.2 – Corrélation entre la variabilité interannuelle des rendements saisonniers d’orge, de blé, d’avoine et de maïs en Espagne, pour lesquels la tendance linéaire respective a été retranchée, et celle des cumuls de précipitations, du ratio de jours secs et du nombre de jours d’eTLES, en Péninsule Ibérique, sur la période 1960-2013. Pour le ratio de jours secs et le nombre de jours d’eTLES, les corrélations linéaires avec les rendements sont calculées sur la saison entière, et sur les sous-saisons allant de septembre à décembre et de janvier à avril. Les valeurs en gras sur un fond rouge indiquent des corrélations positives et significatives, celles en gras sur un fond bleu des corrélations négatives et significatives (seuil de confiance de 0.05 d’après le test de Bravais-Pearson). Les valeurs soulignées indiquent les corrélations maximales (en valeur absolue) pour chaque culture. Il est important de noter que pour le maïs, les corrélations entre les variables de la sous-période couvrant de septembre à décembre (automne) et les rendements sont affectés par un décalage d’une année, car la récolte de maïs se fait au cours de la première partie de la saison suivante.

	Cumuls saisonniers de précipitation	Ratio de jours secs			Nombre de jours d’eTLES		
		saison entière	septembre à décembre	janvier à avril	saison entière	septembre à décembre	janvier à avril
Orge	<b>0.372</b>	<b>-0.396</b>	-0.161	<b>-0.404</b>	<b>-0.458</b>	<b>-0.320</b>	<b>-0.343</b>
Blé	<b>0.342</b>	<b>-0.381</b>	-0.167	<b>-0.377</b>	<b>-0.558</b>	<b>-0.377</b>	<b>-0.431</b>
Avoine	<b>0.322</b>	<b>-0.322</b>	-0.075	<b>-0.382</b>	<b>-0.454</b>	<b>-0.289</b>	<b>-0.369</b>
Maïs	<b>0.325</b>	<b>-0.315</b>	<b>-0.316</b>	-0.141	-0.061	-0.167	0.084

### 5.2.3 Analyse par catégorie de saisons

Les résultats précédents montrent que d'une manière globale, les rendements sont influencés par le nombre de jours d'eTLES par saison. La figure 5.5 permet d'observer plus précisément l'influence du nombre de jours d'eTLES sur les rendements. Pour une comparaison plus aisée entre les types de céréales, la figure 5.5 présente les anomalies moyennes de rendement (en pourcentage) par rapport aux rendements moyens sur la période 1961-2013, pour les saisons qui ne sont pas affectées par des eTLES (saisons sans eTLES), puis pour les saisons impactées par des eTLES (saisons avec eTLES), pour l'orge, le blé, l'avoine et le maïs. Les saisons avec eTLES sont réparties en 4 classes déterminées à partir des quartiles calculés sur le nombre de jours d'eTLES par saison, pour les 33 saisons avec eTLES sur la période 1960-2013. Les rendements moyens de référence sur la période 1961-2013 sont issus des données brutes de rendement (21 778 hg/ha pour l'orge, 20 936,7 hg/ha pour le blé, 13 639,8 hg/ha pour l'avoine et 63 909,8 hg/ha pour le maïs). Les anomalies moyennes de rendement sont issues des données de rendements pour lesquelles les tendances linéaires sont retirées.

Pour l'orge, le blé et l'avoine, les rendements associés aux saisons sans eTLES sont en moyenne supérieurs de +6,6 %, +8,5 % et +7,4 % par rapport aux rendements moyens de référence respectifs de ces 3 types de céréales (figures 5.5a, 5.5b et 5.5c). En présence d'eTLES, les rendements sont moins bons. Ainsi, pour les saisons associées à jusqu'à 83 jours d'eTLES, les rendements d'orge varient en moyenne entre +4,5 % et -2,4 % par rapport aux rendements moyens de référence d'orge, ceux de blé entre +2,5 % et -1,9 % et ceux d'avoine entre +4,3 % et -3,2 %. Les saisons les plus affectées par des eTLES (au moins 84 jours d'eTLES par saison) sont associées à des rendements en forte baisse par rapport aux rendements moyens de référence, avec en moyenne -19,9 % pour l'orge, -18,6 % pour le blé et -17,8 % pour l'avoine. Cependant, la variabilité des anomalies de rendement est importante dans cette classe, avec des rendements compris entre -57,9 % et +8,8 % comparativement aux rendements moyens de référence pour l'orge, entre -52,6 % et +4,4 % pour le blé et entre -67,2 % et +22,3 % pour l'avoine.

Contrairement aux trois autres types de céréales, l'absence ou la présence (plus ou moins importante) d'eTLES n'engendre pas de signal clairement marqué sur les rendements de maïs.

Si on excepte donc le maïs, au-delà du fait que les saisons avec eTLES affichent en moyenne des rendements inférieurs aux saisons sans eTLES, il semble surtout que ce soit les saisons les plus sévèrement touchées par les eTLES (en termes de nombre de jours d'eTLES) qui se démarquent par des rendements anormalement bas (dans la plupart des cas, par comparaison aux rendements moyens de référence calculés sur la période 1961-2013).

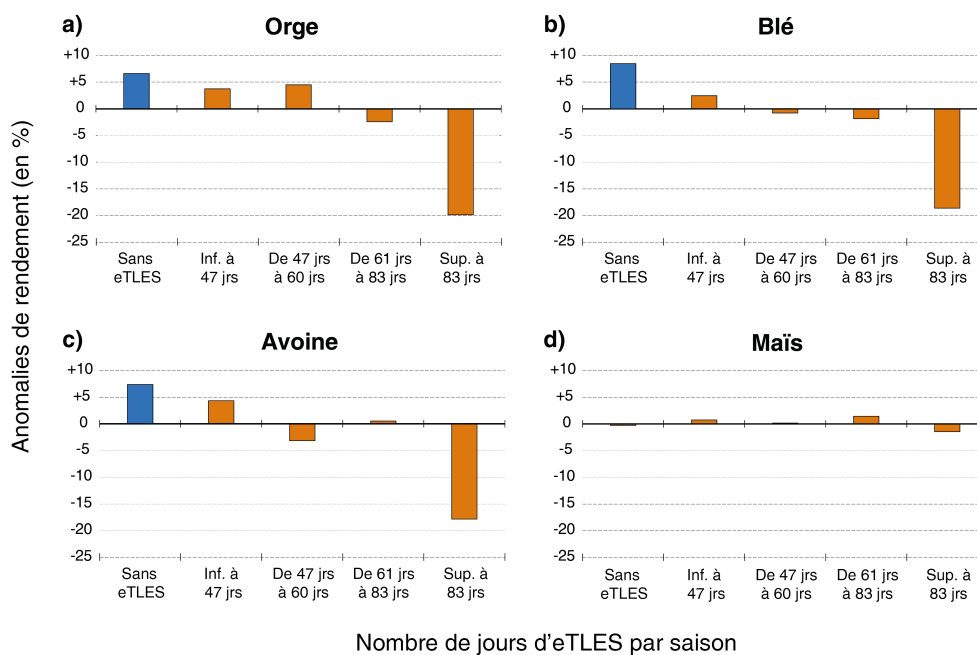


FIGURE 5.5 – Anomalies moyennes de rendement (en % des rendements moyens de référence) a) d'orge, b) de blé, c) d'avoine et d) de maïs, selon différentes classes portant sur le nombre de jours d'eTLES par saison de la période 1960-2013. Les tendances linéaires associées aux rendements de la période 1960-2013 sont retirées pour obtenir les anomalies de rendement. Les rendements moyens de référence sont calculés à partir des rendements bruts de la période 1961-2013. La première classe (histogramme bleu) regroupe les 20 saisons sans eTLES. Les 4 autres classes (histogrammes oranges) se basent sur les quartiles calculés sur le nombre de jours d'eTLES par saison : le quartile 1 (47 jours d'eTLES dans la saison), le quartile 2 (61 jours d'eTLES) et le quartile 3 (84 jours d'eTLES). Ainsi, la deuxième classe regroupe 8 saisons, tout comme les troisième et quatrième classes. La cinquième classe regroupe les 9 saisons les plus touchées par les eTLES.

Comme déjà évoqué au cours de cette thèse, Garcia-Herrera *et al.* (2007) ont mis en avant l'advection d'un air froid et sec provenant des latitudes boréales durant la période couvrant décembre 2004 à février 2005, provoquant une importante sécheresse météorologique en Péninsule Ibérique. Cette sécheresse, ici caractérisée par 108 jours d'eTLES répartis en 2 événements en Péninsule Ibérique (l'un complexe, l'autre simple) et un cumul de pluie de 286 mm au cours de la saison (soit -43 % par rapport aux cumuls moyens de la période 1960-2013), se ressent sur les rendements. Ainsi, les rendements d'orge (-58 %), de blé (-53 %) et d'avoine (-44 %) ont été bien plus faibles que les rendements moyens de référence de la période 1961-2013. C'est également le cas de la forte sécheresse de la saison 2011-2012, mise en avant par Trigo *et al.* (2013) et déjà évoquée au cours de cette thèse, qui se traduit par 124 jours d'eTLES en Péninsule Ibérique au cours de cette saison, répartis sur 2 événements, l'un complexe et l'autre simple. Tout comme pour la saison 2004-2005, cette forte sécheresse météorologique (seulement 311 mm cumulés sur les 8 mois, soit -38 % comparativement à la moyenne de la période 1960-2013) se ressent sur les récoltes de l'année 2012, avec des rendements de l'ordre de -33 % pour l'orge, -38 % pour le blé et -28 % pour l'avoine, par comparaison aux rendements moyens de référence. Malgré ces deux fortes sécheresses, le maïs conserve des rendements comparables à la moyenne, que ce soit en 2004-2005 ou en 2011-2012 (-1 % dans les deux cas).

La figure 5.6 montre que les saisons les plus sévèrement touchées par les eTLES sont également les saisons qui affichent, en moyenne, des cumuls saisonniers de pluie les plus faibles, avec environ -21,2 % de précipitations comparativement aux 503 mm saisonniers moyens sur la période 1960-2013 en Péninsule Ibérique. Dans le détail, les 9 saisons les plus affectées par les eTLES présentent des anomalies moyennes de pluie allant de -43 % (saison 2004-2005) à +5 % (saison 1996-1997).

A l'inverse, les saisons sans eTLES montrent, en moyenne, les cumuls saisonniers de pluie les plus importants, avec des cumuls moyens de pluie supérieurs d'environ +11,6 % aux 503 mm saisonniers moyens sur la période 1960-2013. Dans le détail, les 20 saisons regroupées dans cette classe sont as-

sociées à des anomalies moyennes de pluie allant de -24 % (saison 2007-2008) à +58 % (saison 1965-1966) par comparaison au cumul saisonnier moyen (figure 5.6). Cependant, la figure 5.6 précise que la relation entre eTLES et cumuls de précipitations est loin d'être systématique. Ainsi, la classe de 47 à 60 jours d'eTLES est associée à des cumuls de pluie en moyenne plus faibles que la classe de 61 à 83 jours d'eTLES (-15,1 % contre +4,6 %). De même, comme indiqué plus haut, les 9 saisons les plus touchées par des jours d'eTLES ne sont pas automatiquement associées à de faibles cumuls saisonniers de pluie (cas de la saison 1996-1997).

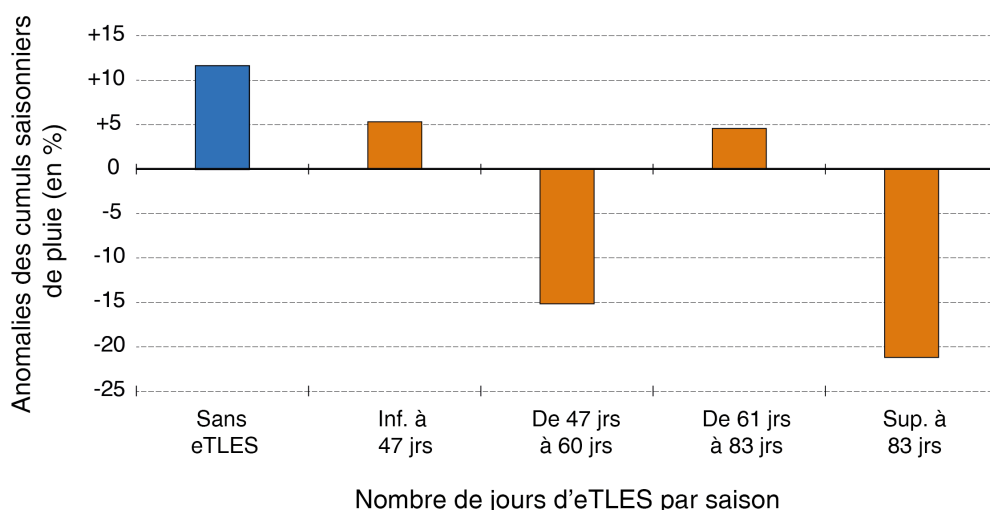


FIGURE 5.6 – Anomalies moyennes des cumuls saisonniers de pluie (en % du cumul saisonnier moyen de la période 1960-2013) en Péninsule Ibérique, selon différentes classes portant sur le nombre de jours d'eTLES par saison sur la période 1960-2013. La première classe regroupe les 20 saisons qui ne sont pas affectées par des eTLES. Les 4 autres classes se basent sur les quartiles calculés sur le nombre de jours d'eTLES par saison : le quartile 1 (47 jours d'eTLES dans la saison), le quartile 2 (61 jours d'eTLES) et le quartile 3 (84 jours d'eTLES). Ainsi, la deuxième classe regroupe 8 saisons, tout comme les troisième et quatrième classes. La cinquième classe regroupe 9 saisons.

La figure 5.7 présente les anomalies moyennes de rendement (en pourcentage) selon 4 classes basées sur les cumuls saisonniers moyens de précipitations en Péninsule Ibérique, pour les 4 types de céréales différentes. Les 4 classes se basent sur les quartiles calculés sur les cumuls des précipitations

observés au cours des 53 saisons de la période 1960-2013.

Que ce soit pour l'orge, le blé, l'avoine ou plus modérément le maïs, les rendements sont en moyenne anormalement faibles (-13,6 %, -13,5 %, -12 % et -4,1 %, respectivement, comparativement aux rendements moyens de référence) pour les saisons observant les plus faibles cumuls de pluie saisonniers (inférieurs à 414 mm ; figure 5.7). Cependant, la variabilité des anomalies de rendement est importante dans cette classe, avec des rendements compris entre -57,9 % et +20 % par comparaison aux rendements moyens de référence pour l'orge, entre -52,6 % et +11,7 % pour le blé, entre -67,2 % et +37 % pour l'avoine et entre -20,7 % et +13,8 % pour le maïs.

En revanche, lorsque les cumuls sont supérieurs à 414 mm, les rendements sont meilleurs, en moyenne entre +1,3 % et +6,1 % par rapport aux rendements moyens de référence pour l'orge, entre +3,4 % et +5,3 % pour le blé et entre +2,6 % et +5,7 % pour l'avoine (figure 5.7). Pour le maïs, les rendements moyens sont toujours anormalement faibles (-1,1 %) pour les saisons détectant des cumuls de pluie compris entre 414 mm et 485 mm, mais deviennent légèrement plus élevés qu'en moyenne à partir de 486 mm par saison (entre +1 % et +4,2 %).

Ces résultats montrent que, même pour le maïs (pourtant semé à la fin du printemps et majoritairement irrigué), c'est principalement les saisons précédant les récoltes les moins arrosées qui ont tendance à impacter les rendements. Ces résultats expliquent alors les faibles corrélations précédemment constatées entre les anomalies de rendement et les cumuls de pluie saisonniers, car il semble que ce soit surtout les cumuls de pluie les plus faibles qui expliquent les faibles rendements, mais au-dessus d'un certain seuil (ici 414 mm), les cumuls de pluie n'expliquent que très peu la variabilité des rendements.

Pour résumer, expliquer les rendements avec le nombre de jours d'eTLES ne semble pas montrer un effet de seuil aussi prononcé qu'avec les cumuls de pluie, même si les saisons les plus touchées par les eTLES affichent clairement des rendements plus faibles que les autres classes. La variable "nombre



de jours d'eTLES" semble être en relation plus progressive avec les rendements d'orge, de blé et d'avoine, contrairement aux cumuls de pluie, ce qui explique que les corrélations soient légèrement plus élevées entre les rendements et le nombre de jours d'eTLES qu'entre les rendements et les cumuls saisonniers. Les rendements moyens associés aux saisons les moins arrosées sont meilleurs que ceux associés aux saisons les plus exposées aux eTLES.

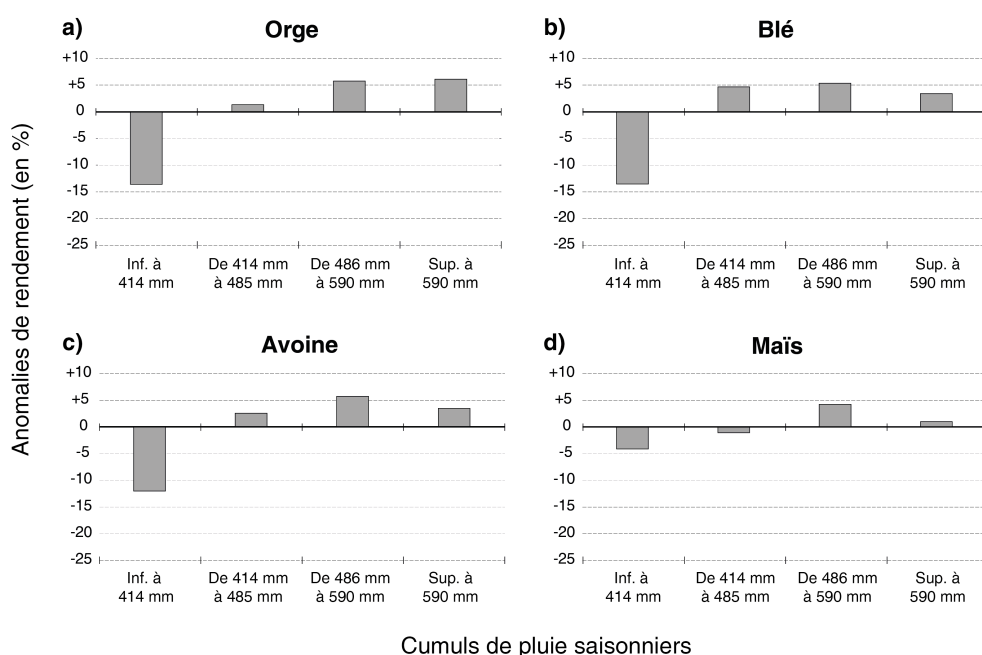


FIGURE 5.7 – Anomalies moyennes de rendement (en % des rendements moyens de référence) a) d'orge, b) de blé, c) d'avoine et d) de maïs, selon différentes classes portant sur les cumuls de pluie saisonniers en Péninsule Ibérique, sur la période 1960-2013. Les tendances linéaires associées aux rendements sur la période 1960-2013 sont retirées pour obtenir les anomalies de rendement. Les rendements moyens de référence sont calculés à partir des rendements bruts de la période 1961-2013. Les 4 classes se basent sur les quartiles calculés sur les cumuls saisonniers moyens : le quartile 1 (414 mm de pluie dans la saison), le quartile 2 (486 mm) et le quartile 3 (591 mm). Ainsi, la première classe regroupe 13 saisons, tout comme les deuxième et troisième classes. La quatrième classe regroupe les 14 saisons les plus arrosées.

Pour mieux souligner l'absence de lien systématique entre cumuls de pluie et eTLES, la figure 5.8 présente, pour les quatre classes portant sur les cumuls de pluie saisonniers moyens, le nombre de saisons affectées, ou

non, par au moins un eTLES. Les saisons ayant reçu les plus faibles cumuls de pluie (moins de 414 mm) enregistrent certes, pour la plupart, un ou plusieurs eTLES (12 saisons sur 13), néanmoins, la saison 2007-2008, cumulant 380 mm de pluie en 8 mois, est sans eTLES. À l'inverse, les saisons ayant reçu les cumuls de pluie les plus importants (plus de 590 mm) sont pour la majorité sans eTLES (9 sur 14). Néanmoins, les saisons 1963-1964, 1968-1969, 1978-1979, 1995-1996 et 2000-2001 sont respectivement impactées par 75, 61, 65, 29 et 43 jours d'eTLES.

Sur la période 1960-2013, le coefficient de corrélation entre les cumuls de pluie saisonniers et le nombre de jours d'eTLES par saison, global à la Péninsule Ibérique, est de -0,48 (corrélation significative pour un seuil de confiance de 0.05 d'après le test de Bravais-Pearson). Comme il est constaté au début de ce chapitre 5 (approche par point de grille ; cf. figure 5.2), cette corrélation reste modérée, car comme le confirme la figure 5.8, il n'y a pas de relation systématique entre ces deux variables.

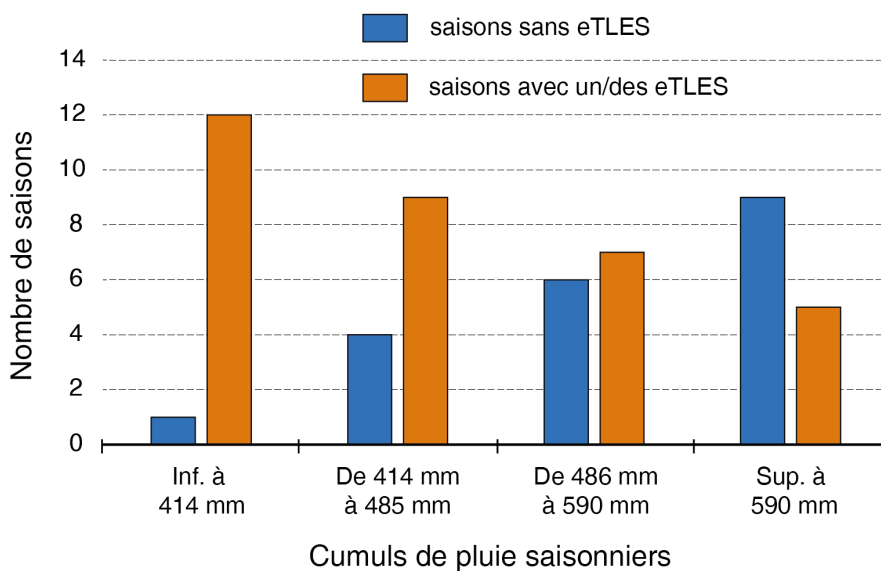


FIGURE 5.8 – Histogrammes présentant le nombre de saisons affectées ou non par des jours d'eTLES, pour chacune des quatre classes associées aux cumuls de pluie saisonniers moyens en Péninsule Ibérique, pour la période 1960-2013. Les 4 classes se basent sur les quartiles calculés sur les cumuls saisonniers moyens : le quartile 1 (414 mm de pluie dans la saison), le quartile 2 (486 mm) et le quartile 3 (591 mm). Ainsi, la première classe regroupe 13 saisons, tout comme les deuxième et troisième classes. La quatrième classe regroupe 14 saisons.

Le tableau 5.3 présente la différence entre les rendements des saisons avec eTLES et les rendements des saisons sans eTLES (en %), suivant les 4 classes associées aux cumuls de pluie par saison (rendements moyens sans eTLES - rendements moyens avec eTLES). En bleu (rouge) sont indiquées les situations où les anomalies moyennes de rendements associées aux saisons affectées par au moins un eTLES sont inférieures (supérieures) à celles des saisons sans eTLES (les écarts sont indiqués).

D'une manière générale, si on excepte le maïs, il y a davantage de valeurs négatives que positives concernant l'orge, le blé et l'avoine. Cela signifie qu'à cumuls de pluie comparables, les rendements moyens associés aux saisons avec eTLES sont en moyennes moins bons que ceux associés aux saisons sans eTLES. Pour les saisons les moins arrosées (cumuls de pluie inférieurs à 414 mm par saison), les rendements moyens d'orge, de blé et d'avoine des saisons avec eTLES sont respectivement inférieurs de -36,3 %, -27,4 % et -53 % par rapport aux rendements moyens des saisons sans eTLES (tableau 5.3). Cependant, comme indiqué précédemment, une seule saison ayant reçue moins de 414 mm de pluie est sans eTLES, contre 12 saisons avec eTLES.

Pour la classe regroupant les saisons ayant reçu entre 414 mm et 485 mm de pluie, seul le blé montre des rendements moyens légèrement inférieurs pour les 9 saisons avec eTLES (-3,4 %; tableau 5.3). À l'inverse, l'orge (+3,9 %) affiche des rendements moyens légèrement supérieurs pour les saisons avec eTLES, comparativement aux 4 saisons sans eTLES (tableau 5.3). L'avoine (+0,4 %) indique des rendements moyens comparables entre les saisons avec eTLES et sans eTLES.

Pour la classe regroupant les saisons ayant reçues entre 486 mm et 590 mm de pluie, le blé (-11,9 %) et l'avoine (-7,8 %) ont des rendements moyens inférieurs pour les 7 saisons avec eTLES (tableau 5.3). L'orge (+0,2 %) affiche des rendements moyens comparables entre les saisons avec eTLES et les 6 saisons sans eTLES.

Comme pour les saisons les plus sèches, un effet additionnel de la répar-

tition des pluies sur les rendements est détectable sur les saisons les plus arrosées (tableau 5.3). En effet, sur ces saisons (cumuls de pluie supérieurs à 590 mm), les 5 saisons avec eTLES montrent des rendements moyens inférieurs de -9,2 % (orge), de -9 % (blé) et de -9,1 % (avoine) par comparaison aux 9 saisons sans eTLES.

Le maïs se détache à nouveau des trois autres céréales, avec des rendements moyens légèrement supérieurs pour les saisons avec eTLES, quelle que soit la classe liée aux cumuls de pluie par saison.

TABLE 5.3 – Différence entre les rendements moyens des saisons avec eTLES et les rendements moyens des saisons sans eTLES (rendements moyens sans eTLES - rendements moyens avec eTLES ; en %), suivant les 4 classes associées aux cumuls de pluie par saison en Péninsule Ibérique, pour la période 1960-2013. Les valeurs en bleu (en rouge) indiquent des rendements inférieurs (supérieurs) pour les saisons avec des jours d'eTLES comparativement aux saisons sans jours d'eTLES. Les écarts entre les rendements moyens sont indiqués. Les 4 classes sur les cumuls saisonniers moyens de pluie se basent sur les quartiles calculés sur les cumuls saisonniers : le quartile 1 (414 mm de pluie dans la saison), le quartile 2 (486 mm) et le quartile 3 (591 mm). Ainsi, la première classe regroupe 13 saisons, tout comme les deuxième et troisième classes. La quatrième classe regroupe 14 saisons (soit les 53 saisons couvrant la période 1960-2013).

	Orge	Blé	Avoine	Maïs
Inf. à 414 mm	-36,3 %	-27,4 %	-53 %	+1,4 %
de 414 mm à 485 mm	+3,9 %	-3,4 %	+0,4 %	+0,4 %
de 486 mm à 590 mm	+0,2 %	-11,9 %	-7,8 %	+4,5 %
Sup. à 590 mm	-9,2 %	-9 %	-9,1 %	+4,4 %

Rendements moyens : avec eTLES < sans eTLES ; avec eTLES > sans eTLES

Pour conclure, les saisons avec eTLES observent généralement des rendements moyens moins bons que les saisons sans eTLES. De plus, les saisons les plus sévèrement touchées par des événements de eTLES affichent des rendements en moyenne bien inférieurs aux autres saisons. À cumuls de pluie comparables, les saisons avec eTLES semblent également être associées à des rendements moyens généralement inférieurs aux saisons sans eTLES. Ces observations sont seulement valables pour les 3 types de céréales d'hi-

ver (orge, blé et avoine), qui sont cultivés par une agriculture pluviale. Le maïs, qui est une culture estivale et fortement irriguée, ne semble pas être impacté par les eTLES.

### 5.3 Influence de la distribution temporelle des pluies : cas d'étude sur deux saisons

Pour pousser plus loin l'observation des impacts des eTLES sur les éco/agrosystèmes en Espagne, une étude de cas est réalisée, sur deux saisons ayant reçu des cumuls de pluie comparables au cours de la saison, qui sont proches des 503 mm saisonniers moyens observés en Péninsule Ibérique sur la période 1960-2013. Cela permet d'observer concrètement, à cumuls saisonniers comparables et étant dans la moyenne, quelle peut-être la différence entre une saison avec eTLES et une saison sans eTLES. Autrement dit, on examine les différences entre une saison recevant une certaine quantité de précipitations mais comprenant une longue séquence sans pluie, et une autre saison recevant le même cumul réparti sur l'ensemble de la saison. Ces différences sont appréhendées pour les rendements agricoles moyens (pour les 4 céréales précédemment étudiées), mais également pour des indicateurs hydrologiques (humidité des sols et débits fluviaux). Deux saisons sont ainsi sélectionnées :

- la première, qui couvre de septembre 1996 à avril 1997, voit la Péninsule Ibérique recevoir environ 530 mm de pluie (indice moyen pour l'ensemble de la Péninsule). Au cours de cette saison, un eTLES d'une durée de 84 jours affecte la quasi-totalité de la Péninsule Ibérique. La saison 1996-1997 fait figure d'exception, car c'est la seule saison qui observe un cumul de pluie supérieur à la moyenne, parmi les 9 saisons les plus touchées par les eTLES (seuil de 84 jours d'eTLES). La figure 5.9 montre la part des jours du eTLES affectant chacun des points de grille se trouvant sur la Péninsule Ibérique. Un ratio de 100 % indique que le point de grille en question est concerné par les 84 jours du eTLES. L'eTLES affecte la quasi-totalité de la Péninsule Ibérique

sur au moins 50 % de sa durée totale, sauf sur la chaîne des Pyrénées (ratio d'environ 20 %). Quelques secteurs, localisés au nord-est et sur la moitié ouest de la Péninsule Ibérique, sont concernés par la totalité de l'eTLES, soit 84 jours consécutifs sans pluie ;

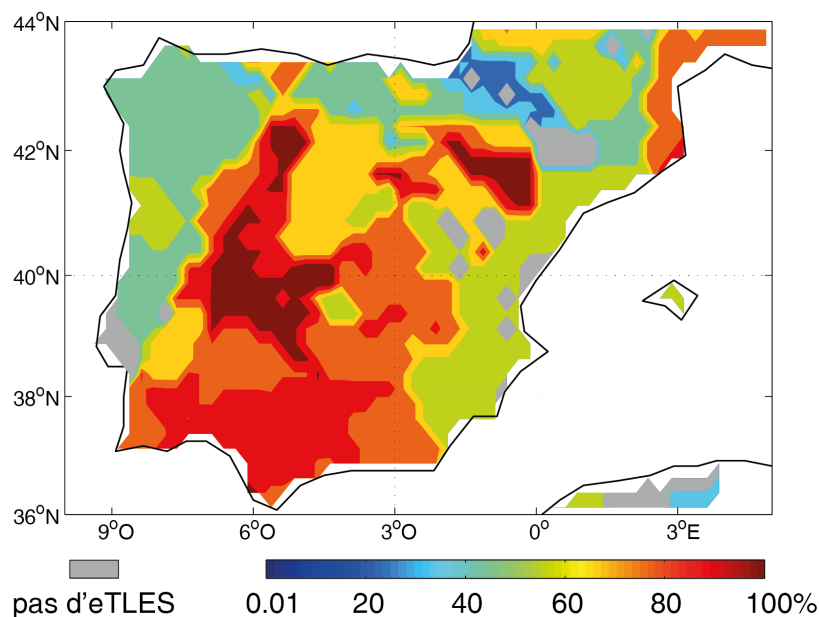


FIGURE 5.9 – Localisation des points de grille concernés par l'eTLES qui a affecté la Péninsule Ibérique du 24 janvier 1997 au 17 avril 1997 (soit 84 jours). La palette de couleurs renseigne le pourcentage de jours appartenant à l'eTLES en chacun des points de grille. Un pourcentage de 100 % indique que le point de grille en question est concerné par la totalité de la durée de l'eTLES. En gris, les points de grille non affectés par cet eTLES. En blanc, les points de grille n'ayant pas de données de précipitations.

- la deuxième saison, qui couvre de septembre 2003 à avril 2004, voit la Péninsule Ibérique recevoir environ 516 mm de pluie (indice moyen pour l'ensemble de la Péninsule). Contrairement à la saison 1996-1997, la saison 2003-2004 n'est pas affectée par un eTLES.

### 5.3.1 Distribution temporelle des précipitations au cours des deux saisons

La figure 5.10 présente les précipitations cumulées quotidiennes moyennes reçues par la Péninsule Ibérique au cours des saisons 1996-1997 et 2003-2004. Les deux saisons sont donc concernées par un cumul de pluie comparable, mais réparti différemment au cours de la saison.

La saison 1996-1997 est marquée par quatre "sous-périodes" :

- la première sous-période, détectée entre le 1<sup>er</sup> septembre et le 9 novembre, sur laquelle la Péninsule Ibérique a reçu environ 98 mm de pluie (figure 5.10), soit un cumul de pluie dans la moyenne lorsqu'on se réfère au diagramme ombrothermique sur les cumuls mensuels moyens en Péninsule Ibérique sur la période 1951-2013 (présenté en section 1.1 du chapitre 1). En moyenne, sur la période 1951-2013, il pleut 106 mm entre septembre et octobre en Péninsule Ibérique ;
- la deuxième sous-période de la saison 1996-1997, détectée entre le 10 novembre et le 23 janvier, est caractérisée comme étant extrêmement arrosée par comparaison à la moyenne (figure 5.10). Sur cette période, la Péninsule Ibérique a reçu plus de 374 mm de pluie, alors que sur la période 1951-2013, les mois de novembre, décembre et janvier réunis cumulent en moyenne 212 mm (soit une augmentation de +76 %). Dans le détail, entre le 10 novembre et le 30 novembre 1996, le cumul des précipitations reçues en Péninsule Ibérique s'élève à environ 90 mm, contre 73 mm en moyenne en novembre sur la période 1951-2013 (soit +23 %). En décembre, les précipitations reçues sur la Péninsule Ibérique ont été bien plus élevées qu'en moyenne, avec plus de 175 mm, contre 75 mm en moyenne sur la période 1951-2013 (soit +133 %). Entre le 1 janvier et le 23 janvier 1996, il est tombé environ 102 mm de pluie, contre 65 mm en moyenne en janvier sur la période 1951-2013 (soit +57 %) ;
- la troisième sous-période, qualifiée d'extrêmement sèche, correspond à la période couverte par l'eTLES (du 24 janvier au 17 avril 1997 ;

figure 5.10). Sur cette période de 84 jours, la Péninsule Ibérique a reçu environ 24 mm de précipitations, ce qui est vraiment très faible comparativement à la moyenne. Entre 1951 et 2013, les cumuls moyens reçus entre les seuls mois de février et mars s'élèvent à 114 mm, soit une réduction des précipitations de plus de 80 % au cours de l'eTLES, par rapport à la moyenne ;

- la quatrième sous-période de la saison 1996-1997, détectée entre le 18 avril et le 30 avril, fait suite à l'eTLES (figure 5.10). Sur cette sous-période, la Péninsule Ibérique a reçu environ 31 mm de pluie en 13 jours.

Au final, la première partie de saison 1996-1997 (septembre à décembre 1996) a reçu des cumuls de pluie bien plus importants qu'en moyenne sur la période 1951-2013 (+43 %), et la deuxième partie de saison (janvier à avril 1997) des cumuls bien moins importants (-29 %), du fait de l'eTLES.

Comme le souligne Mestre dans son rapport de 2010, l'année 1997 a été l'une des trois années les plus arrosées en Espagne sur la période 1942-2010, avec plus de 900 mm de précipitations. Cependant, il indique également que l'année 1997 est l'année où les cumuls de pluie pour les mois de février et mars réunis ont été les plus faibles de la période 1947-2010, avec moins de 15 mm de pluie en deux mois, du fait de la présence de l'eTLES détecté sur la grande majorité de la Péninsule Ibérique, comme vu précédemment. Un article datant du 26 juillet 1997, dans le journal "El País" (l'un des quotidiens espagnols les plus diffusés), relate des records de sécheresse et de chaleur au cours du premier semestre de l'année 1997 (principalement pour le mois de mars ; Mardones, 1997). Ce même article mentionne également des records de pluie entre les mois de mai-juin et juillet en Espagne, ce qui explique le caractère exceptionnel des cumuls de pluie de l'année 1997, malgré l'eTLES en début d'année.

La répartition des précipitations sur la saison 2003-2004 en péninsule Ibérique est plus proche de ce qui est généralement observé, contrairement à la saison 1996-1997, avec des précipitations quasi-continues sur l'ensemble de la saison (figure 5.10). On observe cependant que la première moitié



de la saison 2003-2004 a reçu des cumuls de pluie plus importants qu'en moyenne sur la période 1951-2013 (+21 %) et la deuxième partie des cumuls légèrement moins importants (-12 %).

Dans le détail, les précipitations reçues au cours du mois de septembre 2003 sont conformes à la moyenne de 1951-2013 (38 mm contre 37 mm en moyenne). Le mois d'octobre est bien plus arrosé qu'en moyenne (environ 130 mm contre 70 mm en moyenne, soit +85 %), le mois de novembre légèrement plus arrosé qu'en moyenne (environ 85 mm contre 72 mm en moyenne, soit +18 %), et le mois de décembre à l'inverse moins arrosé qu'en moyenne (58 mm contre 75 mm, soit -22 %). Les mois de janvier et février 2004 sont moins arrosés qu'en moyenne (environ 44 mm et 49 mm contre 65 mm et 58 mm en moyenne, soit -32 % et -15 %, respectivement), le mois de mars légèrement plus arrosé qu'en moyenne (64 mm contre 56 mm en moyenne, soit +14 %) et le mois d'avril légèrement moins arrosé qu'en moyenne (49 mm contre 58 mm en moyenne, soit -15 %).

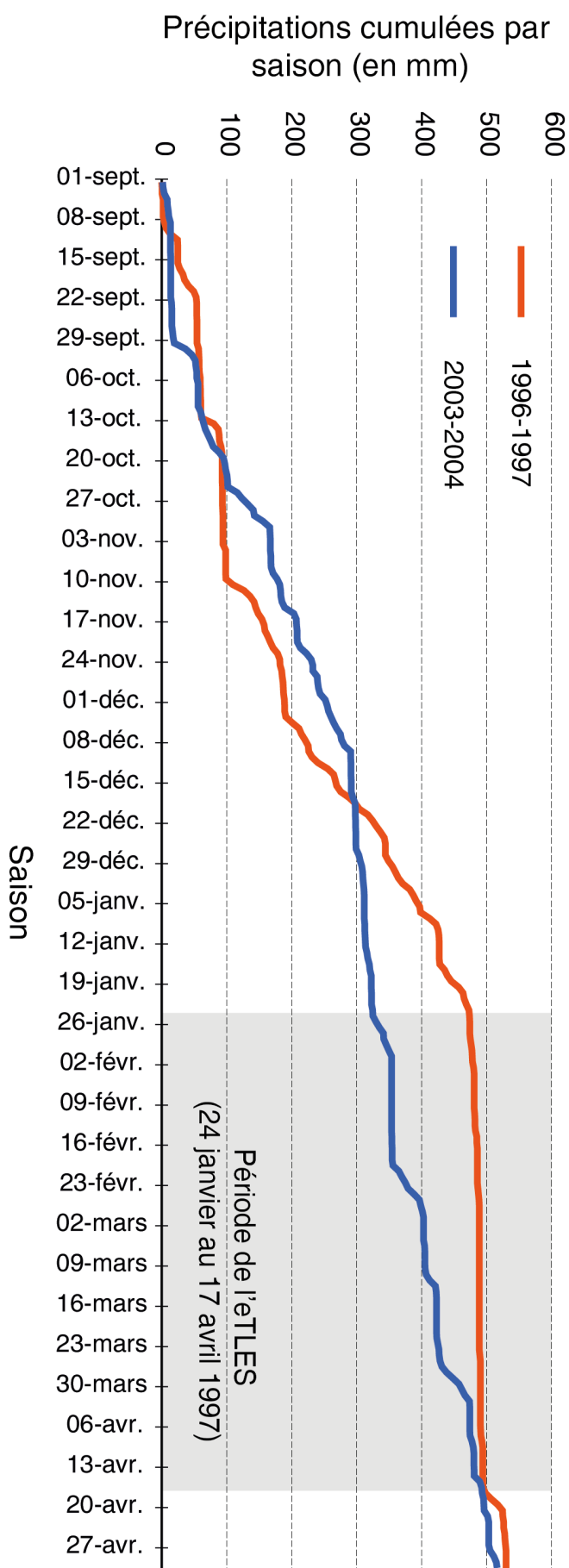


FIGURE 5.10 – Précipitations moyennes cumulées (en mm) reçues sur la Péninsule Ibérique lors des saisons 1996-1997 et 2003-2004. En gris, la période couverte par l'eTLES qui a affecté la saison 1996-1997.

### 5.3.2 Rendements agricoles des deux saisons

Ces différences de distribution des précipitations au cours des deux saisons 1996-1997 et 2003-2004 se ressentent sur les rendements des cultures pluviales de céréales, comme le précise la figure 5.11. Les résultats ici exposés se basent également sur les anomalies de rendement pour lesquelles les tendances linéaires sont retirées. Ainsi, en 1997, les rendements d'orge (-7,3 %), de blé (-13 %) et d'avoine (-21 %) ont été anormalement faibles, contrairement aux rendements de 2004, qui ont été eux très bons (+30 % pour l'orge, +21 % pour le blé et +31 % pour l'avoine), comparativement aux rendements moyens de référence de la période 1960-2013.

L'eTLES affectant la saison 1996-1997 s'est déroulé sur la deuxième partie de la saison, au cours de la phase de montaison des plants d'orge, de blé et d'avoine, lorsque les plants se développent. Les très faibles cumuls de précipitations observés au début du printemps 1997 en Péninsule Ibérique ont certainement freiné le développement des plants, qui se sont vraisemblablement retrouvés en situation de stress hydrique avant le développement des épis, ce qui expliquerait en partie ces faibles rendements observés. En revanche, les rendements ne sont pas les moins bons observés sur la période 1961-2013, car comme évoqué plus haut, au cours de la période d'épiaison/de floraison (période durant laquelle les déficits de pluie sont les plus pénalisant), des précipitations records sont tombées sur l'Espagne, permettant vraisemblablement aux plants un bon développement des épis/panicules et limitant partiellement les préjudices subis durant l'eTLES. Cependant, en cas de fortes pluies, il est recommandé de ne pas trop attendre une fois les plants arrivés à maturité, car un excédent d'eau entraîne alors un taux d'humidité trop élevé dans les grains et favorise le développement de maladies.

A l'inverse, les précipitations réparties sur l'ensemble de la saison 2003-2004 ont vraisemblablement favorisé un développement régulier et satisfaisant des plants d'orge, de blé et d'avoine, ce qui explique en partie les bons rendements associés à cette saison. À nouveau, le maïs ne semble pas impacté par l'eTLES, car les rendements associés à l'année 1997 (+14 %) sont même meilleurs que ceux de l'année 2007 (+9 %)(figure 5.11).

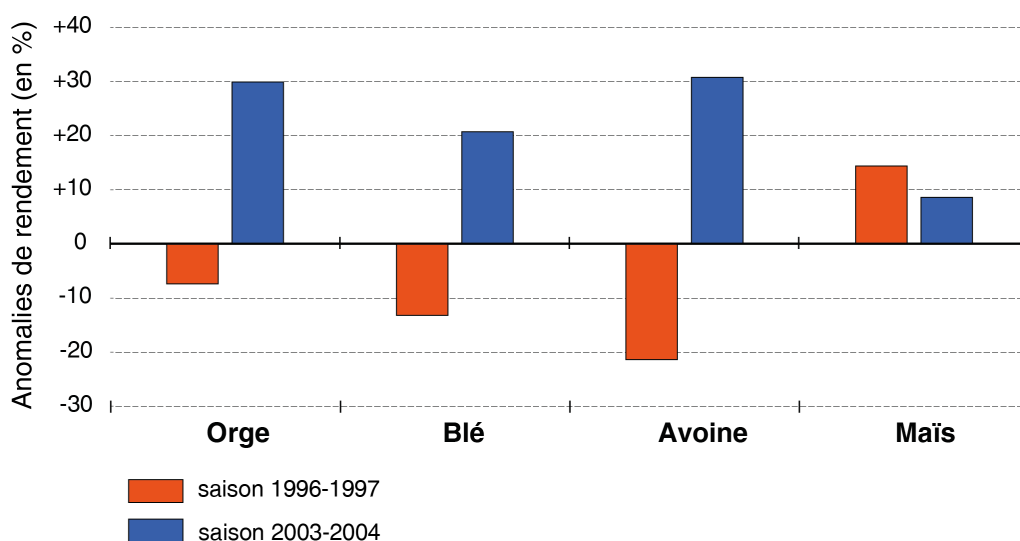


FIGURE 5.11 – Histogrammes présentant les anomalies de rendement (hg/ha) d’orge, de blé, d’avoine et de maïs en Espagne, pour l’année 1997 (associée à la saison 1996-1997) et pour l’année 2004 (associée à la saison 2003-2004). Les tendances linéaires associées aux rendements sur la période 1960-2013 ont été retirées pour obtenir des anomalies de rendement, non influencées par l’augmentation linéaire des rendements au cours de la période 1960-2013.

### 5.3.3 Humidité moyenne des sols au cours des deux saisons

L’humidité des sols est un facteur prépondérant en agriculture, car elle a une influence importante sur la croissance des plants, et donc plus largement sur les rendements. Une faible humidité des sols va entraîner une sécheresse agricole et un potentiel stress hydrique pour les cultures, ce qui est préjudiciable pour le bon développement des plants et pour leur rendement. À l’inverse, un sol saturé en eau peut-également être préjudiciable pour les semis, car en période de levée (période où le radicule, forme embryonnaire de la racine principale d’une plante, commence à se développer depuis la graine), un excès en eau, voire un ennoïement (eau stagnante en surface tellement les sols sont saturés), vont entraîner un pourrissement des semences (source : [www.fiches.arvalis-infos.fr](http://www.fiches.arvalis-infos.fr)). Comme il est montré par Martinez-Villata *et al.* (2008) et Limousin *et al.* (2009), l’humidité des sols forestiers influence également la croissance des arbres dans le bassin méditerranéen,

mais aussi accroître le risque d'incendie, comme l'ont montré Pausas (2004), Pellizzaro *et al.* (2007) et Camarero *et al.* (2013).

La figure 5.12 présente les anomalies désaisonnalisées quotidiennes moyennes d'humidité des sols (anomalies d'HS, en %) en Péninsule Ibérique, en surface (0 à 10 cm) et en profondeur (10 cm à 200 cm), pour la saison 1996-1997 et 2003-2004. Ces données d'humidité des sols sont issues des réanalyses NECP-NCAR (*cf.* chapitre 1 section 1.3.2.1). Les données sont ici désaisonnalisées pour faire fi du cycle annuel de l'humidité des sols, deux fois plus élevée en hiver qu'en été (*cf.* annexe 5.1), du fait de la répartition annuelle des précipitations en Péninsule Ibérique, comme vu dans le chapitre 1. L'humidité des sols en surface est influencée par l'intensité des précipitations, au contraire de l'humidité des sols en profondeur, qui est davantage influencée par la régularité des précipitations (Ramos et Martinez-Casasnovas, 2005). C'est pourquoi les deux types de courbes (orange pour les anomalies d'HS de surface et rouge pour les anomalies d'HS en profondeur) se comportent différemment. Les courbes oranges sont bien plus variables au cours de la saison car la couche supérieure des sols est influencée par l'ensemble des précipitations, faibles ou fortes, et elle réagit directement aux épisodes de pluie individuels. À l'inverse, les courbes rouges sont très peu influencées par les événements peu durables, car en cas de faibles pluies, l'eau ne s'infiltré pas jusqu'en profondeur, et en cas de fortes pluies, la couche de surface est alors rapidement saturée en eau, ce qui favorise préférentiellement le ruissellement et non l'infiltration de l'eau dans la couche profonde des sols. De plus, l'humidité des sols en profondeur réagit de façon légèrement retardée aux épisodes de pluie, le temps que l'eau s'infiltré en profondeur dans les sols. Ainsi, l'inertie de l'humidité des sols en profondeur est plus importante que celle de surface.

Pour la saison 1996-1997, les mêmes 4 sous-périodes que pour les précipitations cumulées sont observées (figure 5.12a). Une première période est identifiée, entre le 1<sup>er</sup> septembre et le 9 novembre, où les anomalies d'HS en surface ont tendance à fortement varier (entre +5,9 % et -3,1 %) mais légèrement diminuer, et les anomalies d'HS en profondeur ont tendance à être constantes dans un premier temps, puis diminuer ensuite (comprises entre

-0,1 % et -0,9 %). Ceci est à relier avec la répartition des précipitations au cours de la saison 1996-1997, vu précédemment. La deuxième période concerne la fenêtre allant du 10 novembre au 23 janvier, qui est soumise à de nombreuses précipitations, comme vu précédemment. Ainsi, les anomalies d'HS en surface restent très variables mais semblent avoir tendance à augmenter, tout comme celles en profondeur (passant de -0,9 % à jusqu'à +2 %). Vient ensuite la période affectée par l'eTLES, entre le 24 janvier et le 17 avril 1997. Les anomalies d'HS vont sensiblement baisser, que ce soit en surface (de +2,2 % à jusqu'à -4 %) ou en profondeur (de +1,5 % à -2 % ; figure 5.12a). Les précipitations qui mettent fin à l'eTLES permettent aux anomalies d'HS en surface de passer de -1,1 % à +5,5 % en 4 jours, pour ensuite baisser à nouveau, et aux anomalies d'HS en profondeur d'augmenter légèrement, mais rester à un niveau anormalement bas (de -2 % à -1,1 %).

Lors de la saison 2003-2004, les deux parties de la saison sont bien détectées. La première partie de saison qui couvre de septembre à décembre et qui est légèrement plus arrosée qu'en moyenne (voir précédemment), montre une forte variabilité des anomalies d'HS en surface (entre -4,2 % et +6,4 %), avec une tendance à l'augmentation, jusqu'au 10 décembre (figure 5.12b). C'est également le cas des anomalies d'HS en profondeur, qui commencent à -1,1 % pour finir à +1,7 % vers le 10 décembre. Sur la deuxième moitié de la saison (janvier à avril), les anomalies d'HS de surface affichent à nouveau une forte variabilité (entre -2,3 % à +4,4 %), sans pour autant montrer une quelconque tendance, tout comme les anomalies d'HS en profondeur, se trouvant proches de la norme, variant entre -0,5 % et +0,6 %.

La baisse sensible des anomalies d'HS (en surface et en profondeur) durant les 84 jours couverts par l'eTLES lors de la saison 1996-1997, à l'échelle de l'ensemble de la Péninsule Ibérique, rend compte du possible stress hydrique qui a affecté les plants d'orge, de blé et d'avoine au cours du printemps 1997, durant leur phase de montaison. La persistance d'un déficit d'humidité des sols sur une aussi longue période est également remarquable, et témoigne une fois de plus de l'aspect extrême des eTLES.

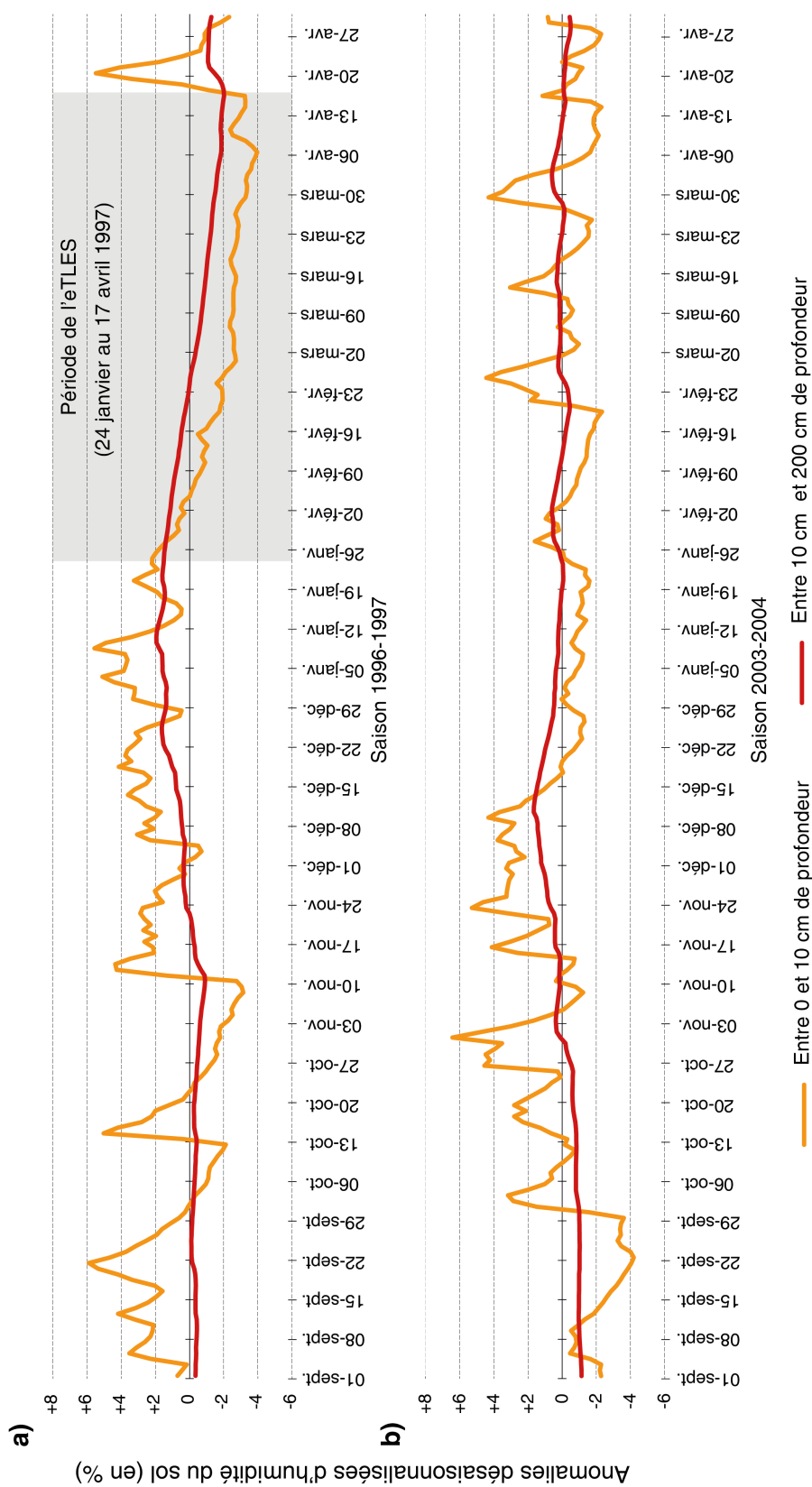


FIGURE 5.12 – Anomalie désaisonnalisées quotidiennement portant sur l'humidité moyenne du sol (en %), à l'échelle de la Péninsule Ibérique, pour a) les saisons 1996-1997 et b) 2003-2004. En orange, les courbes correspondant à l'humidité dans les 10 premiers centimètres du sol. En rouge, les courbes correspondant à l'humidité du sol entre 10 cm de et 200 cm de profondeur.

### 5.3.4 Débit de l'Èbre au cours des deux saisons

A présent, on cherche à rendre compte de l'impact de l'eTLES du printemps 1997 sur les flux de surface en Espagne. Même si les cours d'eau ibériques ont pour la plupart des régimes très influencés par l'Homme (de nombreux barrages sont implantés sur l'ensemble du réseau hydrographique espagnol), on cherche à voir si les comportements différenciés des 2 saisons étudiées s'observent également dans les débits d'un cours d'eau important à l'échelle de l'Espagne : le fleuve Èbre. Pour rappel, le bassin versant de l'Èbre se situe au nord-est de l'Espagne. La station à laquelle les débits sont mesurés est située sur la commune de Tortosa, juste en amont de l'embouchure de l'Èbre avec la mer Méditerranée (*cf.* annexe 1.1).

La figure 5.13 présente les débits quotidiens du fleuve Èbre (débits centrés-réduits), au niveau de la ville de Tortosa (au nord-est de l'Espagne), pour la saison 1996-1997 et la saison 2003-2004. Les débits sont centrés-réduits quotidiennement pour faciliter les comparaisons interannuelles sur l'évolution des débits quotidiens, qui sont très variables d'une saison à l'autre. La station de mesure des débits se trouvant proche de l'exutoire du bassin versant de l'Èbre, le débit observé répond avec un certain décalage temporel aux précipitations observées. En effet, lorsqu'il pleut sur le bassin versant de l'Èbre (qui couvre environ 85 500 km<sup>2</sup>), il y a un certain délai pour que les précipitations soient drainées sur l'ensemble du bassin jusqu'à l'exutoire. De plus, en 2017, le bassin versant est soumis à l'activité de 62 barrages sur l'ensemble des différents affluents qui alimentent l'Èbre, ayant au total une capacité de stockage de 7 490 hm<sup>3</sup>. Les valeurs relevées à Tortosa sont donc soumises à l'activité des barrages, qui influencent automatiquement les débits relevés, par comparaison avec un bassin versant vierge de toute retenue d'eau.

Même si le bassin versant de l'Èbre ne représente qu'un faible pourcentage de la surface totale de la Péninsule Ibérique (environ 15 % du territoire Ibérique), et malgré les 62 barrages présents sur le bassin, le débit de l'Èbre semble répondre à la répartition quotidienne des précipitations, comme vu précédemment. En septembre 1996, le débit quotidien de l'Èbre a été supé-



rieur à la moyenne (calculée quotidiennement sur la période 1979-2013). Ensuite, de début octobre jusqu'à mi-novembre, le débit a anormalement baissé (en réponse aux faibles précipitations sur cette période). Entre mi-novembre 1996 et jusqu'à fin janvier 1997, le débit de l'Èbre était anormalement haut, car cette période a été fortement arrosée, comme vu précédemment. Sur la période affectée par l'eTLES, le débit de l'Èbre est passé d'un niveau anormalement haut à un niveau anormalement bas, en baissant progressivement et de façon constante (figure 5.13). Le débit de l'Èbre est cependant resté anormalement élevé au cours des 7 premiers jours de l'eTLES, le temps que les précipitations des jours précédents soient drainées jusqu'à Tortosa. En fin de saison 1996-1997, le débit de l'Èbre semble légèrement remonter et se stabiliser, mais reste anormalement bas comparativement à la période de référence.

La saison 2003-2004 est marquée par un débit de l'Èbre anormalement élevé sur la quasi-totalité de la saison, comparativement à la période de référence (1979-2013)(figure 5.13). Malgré la forte activité humaine dans le bassin versant de l'Èbre, les aléas hydro-climatiques tels qu'une longue période sans pluie se font ressentir dans les flux de surface, caractérisés ici par le débit de ce fleuve. L'importante diminution du débit de l'Èbre au cours de la deuxième moitié de la saison 1996-1997 supposerait que les réservoirs aient vu leur niveau baisser au cours de cette même période, ou du moins que les barrages aient sensiblement réduit l'ouverture des vannes pour conserver un maximum de volume d'eau en stock. Cette diminution du niveau de la rivière et du potentiel niveau des réservoirs a pu conduire à une situation de sécheresse hydrologique printanière, avec de possibles restrictions dans la mobilisation des stocks d'eau disponibles dans le bassin versant de l'Èbre, en prévision des besoins estivaux. Cependant, ces éléments restent au stade d'hypothèses car aucune information n'ont été trouvées à ce sujet.

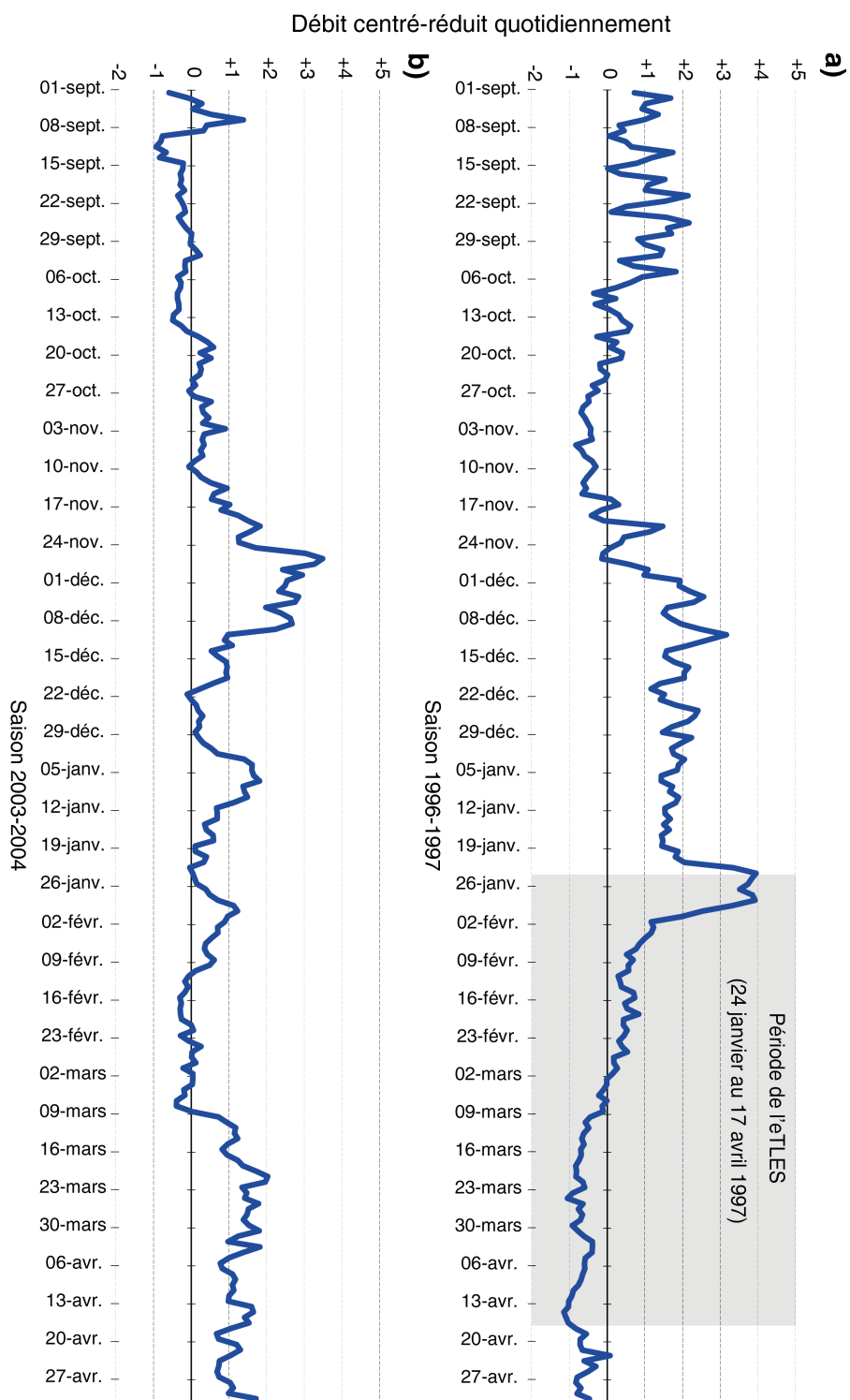


FIGURE 5.13 – Débit quotidien moyen (centré-réduit) de la rivière Èbre, au niveau de la ville de Tortosa, pour a) la saison 1996-1997 et b) la saison 2003-2004. Les valeurs des débits sont centrées et réduites quotidiennement sur la période 1979-2013 (sont exclues les saisons 1984-1985, 1985-1986, 1988-1989 et 1989-1990), soit sur 30 saisons.

## 5.4 Synthèse du chapitre 5

Ce chapitre cherche à observer certaines répercussions directement imputables aux eTLES, au-delà d'une simple analyse des déficits hivernaux des précipitations en Méditerranée.

A l'échelle du bassin méditerranéen, **le nombre de jours d'eTLES est relié de façon significative au nombre de jours de pluie et aux cumuls de pluie saisonniers sur les secteurs qui sont les plus soumis aux eTLES** (Péninsule Ibérique, Maghreb, sud Balkans, nord-ouest Anatolie et Levant), mais l'intensité de ces relations demeure modérée.

La suite du chapitre 5 permet de différencier certains impacts spécifiquement attribuables aux eTLES sur les éco/agrosystèmes en Espagne des impacts associés aux cumuls de pluie, principalement au travers de la production céréalière. Les résultats montrent que **le nombre de jours d'eTLES impacte davantage les rendements d'orge, de blé et d'avoine** (espèces plantées en hiver et cultivées au travers d'une agriculture pluviale) **que les simples ratios de jours secs et les cumuls de pluie**, contrairement au maïs, planté au printemps et majoritairement irrigué, qui ne semble pas être impacté directement par le nombre de jours d'eTLES. Cependant, les eTLES peuvent impacter les réserves hydriques mobilisées pour l'irrigation de cette céréale en période estivale.

Au-delà du fait que les saisons avec eTLES affichent en moyenne des rendements inférieurs aux saisons sans eTLES, **il semble surtout que ce soit les saisons les plus sévèrement touchées par les eTLES qui se démarquent par des rendements anormalement bas. A cumuls de pluie comparables entre les différentes saisons étudiées, les rendements moyens associés aux saisons avec eTLES sont généralement moins bons que ceux associés aux saisons sans eTLES.**

Une étude de cas a été réalisée sur deux saisons ayant reçu des cumuls de pluie comparables au cours de la saison (proches des cumuls saisonniers moyens observés sur la période étudiée 1960-2013), mais dont l'une

est avec eTLES et l'autre sans eTLES. **L'eTLES qui s'est déroulé au cours du printemps 1997 (saison 1996-1997) a impacté les rendements d'orge, de blé et d'avoine, qui sont moins bons que la moyenne**, à l'inverse de la saison 2003-2004, sans eTLES, dont les rendements sont meilleurs qu'en moyenne. **La baisse sensible de l'humidité des sols durant les 84 jours couverts par l'eTLES lors de la saison 1996-1997** peut-expliquer en partie ces écarts de rendements entre les deux saisons étudiées. Bien que les cours d'eau ibériques ont pour la plupart des régimes très influencés par l'Homme, **l'eTLES du printemps 1997 se remarque dans l'évolution du débit du fleuve Èbre**, montrant que c'est la ressource en eau dans son ensemble qui a été impactée par l'eTLES.

Aux vues des résultats exposés au fil de ce chapitre 5, l'hypothèse évoquant que la variable "eTLES" véhicule une information spécifique potentiellement importante pour expliquer certains impacts sur les éco/agrosystèmes, semble donc se vérifier. En effet, comme évoqué précédemment, le nombre de jours d'eTLES semble influencer davantage les rendements des cultures pluviales que les simples cumuls de précipitations ou nombre de jours secs saisonniers. De plus, comme évoqué, à cumuls de pluie saisonniers comparables, les saisons avec eTLES montrent des rendements majoritairement inférieurs aux saisons sans eTLES, ce qui témoigne à nouveau des impacts directement imputables aux eTLES sur les cultures céréalières en Espagne. Ces résultats soulignent une fois de plus l'intérêt d'appréhender les sécheresses hivernales au travers des longues séquences sans pluie ayant une cohérence spatiale et temporelle à l'échelle du bassin méditerranéen, en plus des déficits de précipitations annuelles, saisonnières ou mensuelles, des ratios de jours sans précipitations, de la variabilité des séquences maximales du nombre de jours sans précipitations ou des indices statistiques permettant de détecter les anomalies négatives de précipitations.

# Conclusion

## *Rappel du contexte, de l'objectif principal et des questionnements inhérents à cette thèse*

Le bassin méditerranéen est l'une des régions du monde les plus exposées aux évolutions climatiques observées et à prévoir, c'est pourquoi ce domaine est qualifié de "hot spot" du changement climatique par le GIEC. Les nombreux travaux portant sur les précipitations/les sécheresses en Méditerranée, observés dans la littérature scientifique, sont quasiment unanimes : le bassin méditerranéen est dans une dynamique d'assèchement depuis le milieu du XX<sup>ème</sup> siècle. Cette dynamique devrait se prolonger au cours du XXI<sup>ème</sup> siècle.

Le climat méditerranéen est caractérisé par des étés secs et des hivers humides. Par conséquent, une diminution des pluies au cours de la période généralement sèche n'a pas les mêmes répercussions qu'une sécheresse au cours de la période généralement pluvieuse en termes d'enjeux sur la ressource en eau notamment. C'est pourquoi cette thèse s'est concentrée sur l'étude de la variabilité des sécheresses au cours des saisons dites "humides", qui s'étale de septembre à avril. Bien qu'il y ait différentes manières d'appréhender les sécheresses à l'échelle du bassin méditerranéen, l'approche ici adoptée, par la détection des longues séquences sans pluie, revêt un intérêt tout particulier pour ce secteur d'étude. En effet, cette approche concerne directement la distribution temporelle des précipitations au cours de la saison humide, sans être directement liée aux cumuls saisonniers.

Pour appréhender les longues séquences sans pluie comme des événe-

ments climatiques singuliers caractérisés par des critères de localisation, de durée et d'extension spatiale, et non pas comme des simples cumuls de jours secs appréhendés à l'échelle des points de grille, **une méthodologie originale a été appliquée au cours de cette thèse**. Après une première étape basée sur la détection des plus longues séquences sans pluie respectives à chacun des points de grille étudiés, cette méthode s'est ensuite orientée vers une approche par fenêtre glissante, permettant de "scanner" la totalité du domaine d'étude pour l'ensemble des jours étudiés, dans l'optique de **retenir uniquement les épisodes secs les plus longs ayant une certaine cohérence spatiale et temporelle à l'échelle du bassin méditerranéen**. Ainsi, les événements détectés par cette méthode ont été définis comme étant des événements de très longs épisodes secs (appelés **eTLES**).

Dans ce contexte de changement climatique, cette thèse avait pour principal objectif d'établir un diagnostic sur la variabilité spatio-temporelle contemporaine et future des eTLES sur le bassin méditerranéen. Le but était d'alimenter les connaissances sur ces phénomènes climatiques extrêmes et sur leurs potentiels impacts. Pour cela, les recherches menées au cours de cette thèse se sont déroulées en quatre temps :

1. étudier les caractéristiques spatio-temporelles des eTLES dans le bassin méditerranéen sur la période contemporaine (1957-2013) ;
2. observer les conditions atmosphériques associées aux eTLES contemporains ;
3. simuler la variabilité future des eTLES et des conditions atmosphériques associées (horizon 2100) ;
4. étudier les relations entre les eTLES et les déficits de pluie, puis évaluer l'impact des eTLES, principalement sur la production céréalière en Espagne.

---

## *Synthèse des résultats*

### *1) Caractéristiques spatio-temporelles des eTLES dans le bassin méditerranéen sur la période contemporaine (1957-2013)*

Sur la période 1957-2013, **76 eTLES** d'une durée moyenne de 58,2 jours ont été détectés. L'eTLES le plus long, considéré comme complexe (affectant de façon plus ou moins synchrone et pour des durées différentes plusieurs secteurs distincts du bassin méditerranéen), se déroule sur 136 jours consécutifs. Il a affecté l'Anatolie et les Balkans sur 97 jours consécutifs ainsi que la Péninsule Ibérique et le Maghreb sur une première période de 51 jours, puis l'ouest du bassin durant une deuxième période de 43 jours. L'extension spatiale moyenne des 76 eTLES est d'environ 377 000 km<sup>2</sup>, l'eTLES montrant l'extension spatiale la plus importante couvre environ 891 900 km<sup>2</sup>. Tout comme l'eTLES le plus long, cet événement est complexe, car il a affecté dans un premier temps les Balkans et l'Italie, puis le Maghreb, la Péninsule Ibérique et le sud de la France. **Une légère augmentation du nombre de jours d'eTLES par saison est observée sur la période 1957-2013, mais cette tendance n'est pas significative.**

Le secteur le moins concerné par les eTLES se situe au centre-nord du bassin méditerranéen (France et Italie), avec moins de 400 jours d'eTLES sur la période 1957-2013 (soit moins de 3 % des jours étudiés). À l'inverse, le Levant est la sous-région la plus touchée par les eTLES, avec jusqu'à 1 760 jours d'eTLES sur la période 1957-2013 (soit jusqu'à 13 % des jours étudiés). La grande moitié sud de la Péninsule Ibérique et le Maghreb sont également fortement affectés par les eTLES, avec jusqu'à 1 220 jours d'eTLES (soit jusqu'à 9 % de jours d'eTLES). Néanmoins, **les eTLES qui affectent le Levant sont pour la plupart des événements qui commencent un 1<sup>er</sup> septembre, et qui dénotent seulement la prolongation de la saison sèche estivale.** Ces eTLES "saisonniers" traduisent finalement un début de la saison pluvieuse légèrement retardé dans cette sous-région méditerranéenne, le cas échéant.

Les 76 eTLES contemporains ont ensuite été répartis dans **4 configu-**

**rations récurrentes à l'échelle du bassin méditerranéen** : Nord-Est (groupant 11 eTLES centrés sur les Balkans), Ouest (15 eTLES centrés sur la Péninsule Ibérique), Dispersés & Restreints (25 eTLES répartis sur différentes régions du bassin méditerranéen) et Sud-Est (25 eTLES centrés sur le Levant, principalement à caractère saisonnier). La configuration Sud-Est rassemble en moyenne les eTLES les plus longs, et la configuration Nord-Est les événements en moyenne les plus étendus. La configuration D&R est considérée comme une configuration résiduelle regroupant des eTLES mal classables, ayant en commun leur faible extension.

## ***2) Conditions atmosphériques associées aux eTLES contemporains***

Les configurations d'eTLES Nord-Est et Ouest sont liées à **des blocages anticycloniques localisés à environ 1 000 km au nord-ouest des secteurs affectés par les eTLES**. Du fait de sa particularité (classe résiduelle regroupant des événements dispersés sur l'ensemble du bassin), les événements de la configuration D&R sont associés à des conditions anticycloniques peu marquées, et localisées au-dessus de la moitié ouest de la mer Méditerranée. Les blocages anticycloniques associés aux configurations Nord-Est et Ouest entraînent, à des échelles régionales, **la subsidence d'un air sec au-dessus des secteurs concernés par les eTLES et l'advection horizontale d'un air sec et froid en provenance des latitudes boréales. Cette situation favorise un ciel dégagé et l'absence de précipitations**, ce qui est propice au développement de longues périodes sèches. Les eTLES localisés sur les Balkans prennent fin avec le développement de dépressions atmosphériques apparentées à des **ondes de Rossby**, caractérisées par un talweg descendant du nord de l'Europe, apportant des précipitations sur les Balkans. Les eTLES localisés en Péninsule Ibérique et au Maghreb prennent fin avec la formation de **cellules dépressionnaires en provenance de l'océan Atlantique**, qui apportent des précipitations sur l'ouest du bassin méditerranéen. Les événements de la configuration Sud-Est ne sont pas associés à des situations de blocage atmosphérique singulières et anormales, du fait de leur caractère saisonnier et récurrent.



Les relations entre les principaux régimes de circulation atmosphérique du domaine Euro-Atlantique (AR, EA, NAO+ et NAO-) et les configurations d'eTLES ont également été observées. Pour rappel, le régime AR est caractérisé par un blocage atmosphérique sur l'océan Atlantique, le régime EA par un blocage atmosphérique sur le nord-ouest de l'Europe continentale, le régime NAO+ par un renforcement de la dépression islandaise et de l'anticyclone des Açores, et le régime NAO- par un affaiblissement de la dépression islandaise et de l'anticyclone des Açores.

Seul le **régime NAO+ favorise le développement des eTLES**, car le régime EA ne montre pas de contrôle particulier sur les eTLES, quelle que soit la région, et les régimes AR et NAO- sont généralement défavorables aux eTLES. Cependant, des eTLES sont pourtant associés aux régimes AR, EA et NAO-. Pour cela, il faut que ces trois régimes de circulation soient combinés à des pressions atmosphériques légèrement plus élevées en marge des secteurs impactés par les eTLES, par comparaison à leur climatologie respective. **Les longues séquences des régimes AR, EA et NAO+, représentatives d'une certaine stabilité atmosphérique durable dans le temps, sont préférentiellement associées aux eTLES, contrairement aux courtes séquences de ces trois régimes.** À l'inverse, les longues séquences du régime NAO-, renforçant les basses pressions atmosphériques sur l'Europe et le bassin méditerranéen, sont peu associées aux eTLES.

### *3) Variabilité future des eTLES et des conditions atmosphériques associées (horizon 2100)*

Dans un premier temps, il a été vu que les eTLES observés sur la période contemporaine étaient plutôt bien reproduits dans les simulations climatiques régionales. Les 5 simulations régionales évaluées au cours de cette thèse ont détecté plus de 70 % des événements observés, même si les modèles ont tendance à restituer des eTLES moins longs et moins étendus que ceux observés. Deux approches ont ensuite été utilisées pour appréhender la variabilité future des eTLES dans le bassin méditerranéen, pour la trajectoire RCP4.5 (qualifiée aujourd'hui d'optimiste) et pour la trajectoire RCP8.5

(qualifiée de pessimiste) du changement climatique :

- (i) se servir des données quotidiennes de précipitations issues directement des simulations climatiques régionales des deux modèles ALADIN52 et LMDZ4-NEMOMED8 pour détecter les eTLES jusqu'à l'horizon 2100 ;
- (ii) appréhender des potentiels changements dans les eTLES *via* l'étude de la variabilité future des conditions atmosphériques associées aux eTLES (préalablement analysées sur la période contemporaine), au travers des champs de SLP quotidiens issus des simulations de 12 modèles globaux du climat CMIP5.

Les deux modèles ALADIN52 et LMDZ4-NEMOMED8 ont montré des **résultats différents quant à la variabilité future des eTLES**, à plusieurs niveaux. Le modèle ALADIN52 simule une augmentation de la durée moyenne des eTLES au cours la période 2056-2100 (pour les deux trajectoires RCP4.5 et RCP8.5), par comparaison à la période historique 1961-2005, mais cette évolution est non significative. À l'inverse, le modèle LMDZ4-NEMOMED8 montre des augmentations significatives de la durée moyenne des eTLES pour les deux trajectoires RCP4.5 et RCP8.5, et de l'extension spatiale moyenne des eTLES pour la trajectoire RCP8.5. Le modèle ALADIN52 détecte une augmentation du nombre de jours d'eTLES uniquement au sud de la Péninsule Ibérique et sur le Maghreb, pour les trajectoires RCP4.5 et RCP8.5 par rapport à la période historique. Ceci s'explique probablement par le fait que ce modèle n'arrive pas à appréhender les événements saisonniers du Levant. À l'inverse, le modèle LMDZ4-NEMOMED8 simule une augmentation importante du nombre de jours d'eTLES, sur l'ouest du bassin (moitié sud de la Péninsule Ibérique et Maghreb), et encore plus marquée sur l'est du bassin (moitié sud des Balkans, Anatolie et Levant), entre les trajectoires futures et la période historique (augmentation encore plus marquée pour la trajectoire RCP8.5 que pour la trajectoire RCP4.5). Malgré ces différences, les deux modèles s'accordent sur le fait que **les eTLES seraient de plus en plus longs au cours du**

**XXI<sup>ème</sup> siècle, que ce soit pour la trajectoire RCP4.5 ou pour la trajectoire RCP8.5.**

A des échelles régionales, l'analyse multi-modèle des CMIP5 a montré que dans le futur, **la SLP moyenne saisonnière aurait tendance à augmenter sur l'océan Atlantique, au large des côtes françaises, et sur le centre du bassin méditerranéen**, pour la trajectoire RCP4.5 et de façon encore plus marquée pour la trajectoire RCP8.5. À des échelles plus larges, **aucun des 4 régimes de circulation atmosphérique (AR, EA, NAO+ et NAO-) ne semble présenter d'évolution significative en termes de fréquence d'apparition et de durée des séquences propres à chacun des régimes d'ici 2100**. Cette absence d'évolution future des régimes de circulation ne sous-entend pas pour autant l'absence de modifications dans la fréquence et l'intensité des eTLES, car cela n'exclut pas **de potentiels changements futurs dans la configuration barométrique moyenne propre à chacun de ces 4 régimes de circulation**, comme l'ont par exemple montré Ullmann *et al.* (2014). De plus, les structures barométriques associées aux différentes configurations d'eTLES ont des spécificités spatiales qui vont bien au-delà des régimes de circulation atmosphérique. En effet, celles-ci sont associées à des anomalies de SLP d'échelle inférieure à celles des grands régimes de circulation, qui seraient possiblement amenées à évoluer dans le futur, comme l'a montré l'étude multi-modèles sur la variabilité future de la SLP moyenne du domaine Euro-Atlantique.

#### ***4) Relations entre eTLES, déficits de pluie, et production céréalière en Espagne***

À l'échelle du bassin méditerranéen, **le nombre de jours d'eTLES est relié de façon significative au nombre de jours de pluie et aux cumuls de pluie saisonniers sur les secteurs qui sont les plus soumis aux eTLES** (Péninsule Ibérique, Maghreb, sud Balkans, nord-ouest Anatolie et Levant), mais l'intensité de ces relations demeure modérée.

En ciblant le cas de l'Espagne, il a été possible d'analyser les impacts

des sécheresses sur certains éco/agrosystèmes, en différenciant ceux spécifiquement attribuables aux eTLES de ceux associés aux cumuls de pluie. Cette analyse s'est appuyée sur les données de la production céréalière, sur la période 1960-2013, mais également au travers d'une étude de cas.

Les résultats ont montré que **le nombre de jours d'eTLES impacte davantage les rendements d'orge, de blé et d'avoine** (espèces d'hiver cultivées au travers d'une agriculture pluviale) **que les simples ratios de jours secs et les cumuls de pluie**. À l'inverse, le maïs est peu impacté par le nombre de jours d'eTLES car c'est une céréale plantée au printemps et majoritairement irriguée. **Il apparait que ce sont les saisons les plus sévèrement touchées par les eTLES qui se démarquent par des rendements anormalement bas. À cumuls de pluie comparables entre les différentes saisons, les rendements moyens associés aux saisons avec eTLES sont généralement moins bons que ceux associés aux saisons sans eTLES.**

Une étude de cas a été réalisée sur deux saisons ayant reçu des cumuls de pluie comparables, mais dont l'une est avec eTLES et l'autre sans. **L'eTLES qui s'est déroulé au cours du printemps 1997 (saison 1996-1997) a impacté les rendements d'orge, de blé et d'avoine, qui sont moins bons qu'en moyenne sur la période étudiée.** À l'inverse, la saison 2003-2004 (sans eTLES) a eu des rendements meilleurs que la moyenne. **La baisse sensible de l'humidité des sols durant les 84 jours couverts par l'eTLES lors de la saison 1996-1997** peut expliquer en partie les écarts de rendements entre les deux saisons étudiées. Bien que les cours d'eau ibériques aient pour la plupart des régimes très influencés par l'Homme, **l'eTLES du printemps 1997 se remarque dans l'évolution du débit du fleuve Èbre.** Cela montre que c'est la ressource en eau dans son ensemble qui a été impactée par l'eTLES.

### *Éléments de discussion*

Cette thèse a mis en avant plusieurs points prêtant à discussion, dont notamment la complexité d'étudier dans son ensemble un vaste secteur soumis

à des modalités climatiques régionales en partie différentes. La définition de la saison humide utilisée au cours de cette thèse (septembre à avril) est adaptée à la grande majorité du bassin méditerranéen, car on l'a vu, le mois de septembre est un mois soumis à des cumuls de précipitations comparables aux sept autres mois de la saison en France, en Italie, dans les Balkans, et dans une moindre mesure en Péninsule Ibérique, Maghreb et en Anatolie. Seul le Levant observe un mois de septembre particulièrement sec, étant dans la continuité des étés caractérisés par une absence de pluie sur ce secteur du bassin méditerranéen. Ainsi, la grande majorité des eTLES détectés au Levant ne sont pas caractérisés comme étant des phénomènes climatiques anormaux, mais sont définis comme étant des événements saisonniers. Il n'en reste pas moins que les eTLES saisonniers du Levant sont intéressants à étudier, car ils témoignent d'un début tardif de la saison pluvieuse sur ce secteur. Néanmoins, ils ne peuvent pas être comparés tels quels aux eTLES détectés dans le reste du bassin méditerranéen. Enlever le mois de septembre (voire octobre) dans la définition de la saison humide aurait alors vraisemblablement permis de cibler les épisodes secs situés à l'intérieur de la saison pluvieuse sur cette partie du bassin méditerranéen, mais n'aurait en revanche pas été satisfaisant pour appréhender ces événements dans le reste du bassin.

Un deuxième point qui prête à discussion porte sur la couverture spatiale du jeu de données d'observation de référence utilisé dans cette thèse. Comme il a été vu, les E-OBS ont une faible couverture en Afrique du nord, une fois les points de grille montrant des saisons entières sans données écartés, car peu de stations météorologiques de mesure sont utilisées sur ce secteur. De plus, après vérifications, de nombreux points de grille en Anatolie et au sud de la Grèce ont également dû être écartés de l'étude. Ce manque de couverture du jeu de données E-OBS sur l'Afrique du Nord et sur une partie de l'est du bassin méditerranéen est d'autant plus dommageable sachant que ce sont ces secteurs méditerranéens qui sont les plus vulnérables au changement climatique. C'est pourquoi l'utilisation d'un autre jeu de données de précipitations au pas de temps quotidien, comme par exemple les données issues du "Global Precipitation Climatology Project" (GPCP), aurait pu être envisagée. Malheureusement, les données quotidiennes du GPCP sont

disponibles seulement à partir d'octobre 1996. Il existe très peu de jeux de données d'observation sur les précipitations quotidiennes qui couvrent le bassin méditerranéen et qui aient une profondeur temporelle satisfaisante pour envisager des études de tendances.

Au-delà de ces points mettant en évidence certaines limites de l'étude, cette thèse a montré tout l'intérêt des longues séquences sans pluie comme un indicateur robuste de la sécheresse en saison humide dans le bassin méditerranéen. D'un point de vue agronomique, aborder la sécheresse par l'objet climatique "eTLES" est pertinent, car comme il a été vu, à cumuls saisonniers comparables, ces événements climatiques impactent les rendements au-delà des simples déficits de pluie. Appréhender la sécheresse par l'objet eTLES a également permis de montrer plus distinctement les conditions atmosphériques entraînant une absence de précipitations sur une période durable, et notamment la position des blocages anticycloniques qui y sont associés. Cela a également permis de constater les différentes dynamiques atmosphériques étant à l'origine de la fin des eTLES, suivant les secteurs concernés.

D'un point de vue prospectif, les eTLES ont également l'avantage d'être bien reproduits dans les simulations climatiques régionales, car contrairement aux cumuls saisonniers, qui prennent en compte la fréquence et l'intensité des précipitations, les eTLES concernent uniquement la distribution temporelle des précipitations. Parmi les deux extrêmes aux forts impacts socio-économiques et environnementaux associés aux précipitations (pluies intenses et absence de précipitations), la variabilité des eTLES a l'avantage d'être cohérente spatialement, ce qui laisse supposer des projections plus robustes sur la période future. De plus, les eTLES sont reliés à des circulations atmosphériques d'échelle zonale à régionale, bien simulées par les modèles de climat. À l'inverse, les précipitations intenses sont issues de dynamiques atmosphériques régionales/locales mal simulées par les modèles, car étant notamment influencées par des caractéristiques géographiques très locales, telles que l'escarpement de la côte, son orientation, la présence de reliefs, l'exposition des versants ou encore la direction des vents locaux.

Étudier l'absence de précipitations sur des longues séquences au cours de la saison humide revêt donc un intérêt tout particulier sur le bassin méditerranéen, au regard des résultats mis en avant tout au long de cette thèse, d'autant plus dans un contexte d'assèchement du bassin et d'accroissement de la pression exercée sur la ressource en eau.

### *Éléments de perspective*

Si ces travaux effectués dans le cadre de cette thèse étaient amenés à se poursuivre, au moins deux points seraient vraisemblablement à approfondir.

Tout d'abord, il serait important d'utiliser des simulations climatiques régionales additionnelles à celles des deux modèles ALADIN52 et LMDZ4-NEMOMED8, pour effectuer une analyse plus robuste sur la variabilité future des eTLES (directement dans les simulations futures des précipitations quotidiennes). D'autres modèles disposent de telles données, mais elles ne sont pas nécessairement mises à disposition *via* la base de données de l'expérience Med-CORDEX. Ainsi, il faudrait directement traiter avec les laboratoires étant à l'origine des différents modèles pour obtenir les données souhaitées.

Le deuxième point à développer concernerait l'impact des eTLES sur les agrosystèmes. Dans le chapitre 5 de cette thèse, des impacts imputables aux eTLES ont été constatés sur les rendements des céréales en Espagne. Cependant, pour quantifier l'influence des eTLES sur l'agriculture de façon plus approfondie, il serait intéressant d'utiliser un modèle agronomique. Celui-ci permettrait d'observer avec plus de précision la réponse des rendements sur la présence d'eTLES plus ou moins longs au cours de la saison, par rapport à des saisons sans eTLES observant cependant des cumuls de pluie comparables.

Utiliser un modèle agronomique permettrait également d'évaluer la sensibilité des rendements à la saisonnalité des eTLES, en identifiant les phases phénologiques critiques. Utiliser un tel modèle permettrait enfin de révéler les espèces les moins vulnérables aux eTLES, dans l'optique d'une réflexion sur une potentielle transition agricole permettant de faire face à l'assèche-

ment du bassin méditerranéen déjà observé et qui devrait s'intensifier dans un futur pas si lointain.



---

# Références bibliographiques

- Alpert P., Ben-Gai T., Baharad A., Benjamini Y., Yekutieli D., Colacino M., Diodato I., Ramis C., Homar V., Romero R., Michaelides S., Manes A.** (2002). The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values. *Geophys. Res. Lett.*, 29(10), 31/1–31/4.
- Amante C. et Eakins B.W.** (2009). ETOPO1 1 arc-minute global relief model : procedures, data sources and analysis. *NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24, cahier de recherche, National Geophysical Data Center, NOAA*, 19 p.
- Ambrizzi T. et Hoskins B.J.** (1997). Stationary Rossby-wave propagation in a baroclinic atmosphere. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 123, 919–928.
- Austin R.B., Cantero-Martinez C., Arrue J.L., Playan E., Cano-Marcellan P.** (1998). Yield-Rainfall relationships in cereal cropping systems in the Ebro river valley of Spain. *European Journal of Agronomy*, 8, 239–248.
- Ayar P.V., Vrac M., Bastin S., Carreau J., Déqué M., Gallardo C.** (2016). Intercomparison of statistical and dynamical downscaling models under the EUROS- and MED-CORDEX initiative framework : present climate evaluations. *Clim. Dyn.*, 46, 1301-1329.
- Barbeta A., Mejia-Chang M., Ogaya R., Voltas J., Dawson T.E., Peñuelas J.** (2015). The combined effects of a long-term experimental drought and an extreme drought on the use of plant-water sources in a Mediterranean forest. *Global Change Biology*, 21, 1213-1225.
- Bauweraerts I., Wertin T.M., Ameye M., McGuire M.A., Teskey R.O., Steppe K.** (2013). The effect of heat waves, elevated [CO<sub>2</sub>] and low soil water availability on northern red oak (*Quercus rubra* L.) seedlings. *Global Change Biology*, 19, 517-528.
- Beck C., Philipp A., Streicher F.** (2016). The effect of domain size on the relationship between circulation type classifications and surface climate. *Int. J. Climatol.*, 36, 2692-2709.
- Belleflamme A., Fettweis X., Lang C., Erpicum M.** (2013). Current and future atmospheric circulation at 500 hPa over Greenland simulated by the CMIP3 and CMIP5 global models. *Clim. Dyn.*, 41, 2061-2080.

- Beuvier J., Sevault F., Herrmann M., Kontoyiannis H., Ludwig W., Rixen M., Stanev E., Béranger K., Somot S.** (2010). Modeling the Mediterranean Sea interannual variability during 1961-2000 : Focus on the Eastern Mediterranean Transient. *J. Geophys. Res. Oceans*, 115, C08017.
- Boé J.** (2007). Changement global et cycle hydrologie : une étude de régionalisation sur la France. PhD thesis, University of Toulouse III, 256 pp.
- Born K., Fink A.H., Paeth H.** (2008). Dry and wet periods in the northwestern Maghreb for present day and future climate conditions. *Meteorologische Zeitschrift*, 17, 533-551.
- Boudevillain B., Argence S., Claud C., Ducrocq V., Joly B., Joly A., Lambert D., Nuissier O., Plu M., Ricard D., Arbogast P., Berne A., Chaboureau J.P., Chapon B., Crepin F., Delrieu G., Doerflinger E., Funatsu B. M., Kirstetter P.E., Masson F., Maynard K., Richard E., Sanchez E., Terray L., Walpersdorf A.** (2009). Cyclogenèses et précipitations intenses en région méditerranéenne : origines et caractéristiques. *La Météorologie*, 66, 18–28.
- Brönnimann S.** (2007). Impact of El Niño-Southern Oscillation on European climate. *Reviews of Geophysics*, 45(3), RG3003.
- Brönnimann S., Xoplaki E., Casty C., Pauling A., Luterbacher J.** (2007). ENSO influence on Europe during the last centuries. *Clim. Dyn.*, 28(2-3), 181-197.
- Brunet M., Gilabert A., Jones P.D.** (2014). A historical surface climate dataset from station observations in Mediterranean North Africa and Middle East areas. *Geosci. Data J.*, 1, 121-128.
- Brunetti M., Maugeri M., Nanni T.** (2001). Changes in total precipitation, rainy days and extreme events in northeastern Italy. *Int. J. Climatol.*, 21, 861–871.
- Brunetti M., Maugeri M., Nanni T., Navarra A.** (2002). Droughts and extreme events in regional daily Italian precipitation series. *Int. J. Climatol.*, 22, 509-621.
- Brunetti M., Buffoni L., Mangianti F., Maugeri M., Nanni T.** (2004). Temperature, precipitation and extreme events during the last century in Italy. *Global and Planetary Change*, 40, 141–149.
- Butterworth S.** (1930). On the theory of filter amplifiers. *Wireless Engineer*, 7, 536-541.
- Camarero J., Manzanedo R., Sanchez-Salguero R., Navarro-Cerrillo R.** (2013). Growth response to climate and drought change along an aridity gradient in the southernmost *Pinus nigra* relict forests. *Annals of Forest Science*, 70, 769-780.

- Cassou C.** (2004). Du changement climatique aux régimes de temps : l'oscillation nord-atlantique. *Météorologie*, 45, 21-32.
- Cassou C., Terray L., Hurrell J., Deser C.** (2004). North Atlantic climate regimes : spatial asymmetry, stationarity with time, and oceanic forcing. *J. Climate*, 17, 1055-1068.
- Cassou C., Terray L.** (2005). Tropical Atlantic influence on European heat waves. *J. Climate*, 18, 2805-2811.
- Cattiaux J., Quesada B., Arakélian A., Codron F., Vautard R., Yiou P.** (2012). North-Atlantic dynamics and European temperature extremes in the IPSL model : sensitivity to atmospheric resolution. *Clim. Dyn.*, 40, 2293-2310.
- Cattiaux J., Douville H., Peings Y.** (2013). European temperatures in CMIP5 : origins of present-day biases and future uncertainties. *Clim. Dyn.*, 41, 2889-2907.
- Ceballos A., Martinez-Fernandez J., Luengo-Ugidos M.A.** (2004). Analysis of rainfall trends and dry periods on a pluviometric gradient representative of Mediterranean climate in the Duero Basin, Spain. *Journal of Arid Environments*, 58, 215-233.
- Cindric K., Prtenjak M.T., Herceg-Bulic I., Mihajlovic D., Pasaric Z.** (2016). Analysis of the extraordinary 2011/2012 drought in Croatia. *Theor. Appl. Climatol.*, 123, 503-522.
- Chenoweth J., Hadjinicolaou P., Bruggeman A., Lelieveld J., Levin Z., Lange M.L., Xoplaki E., Hadjikakou M.** (2011). Impact of climate change on the water resources of the eastern Mediterranean and Middle East region : Modeled 21st century changes and implications. *Water Resources Research*, 47, W06506.
- Clar E., Martin-Retortillo M., Pinilla V.** (2015). Agricultura y desarrollo Economico en España, 1870-2000. Sociedad Española de historia agraria - Documentos de Trabajo. DT-SEHA n. 1503, Septiembre de 2015, 46 p.
- Colin J., Déqué M., Radu R., Somot S.** (2010). Sensitivity study of heavy precipitation in limited area model climate simulations : influence of the size of the domain and the use of the spectral nudging technique. *Tellus*, 62(5), 591-604.
- Cosma S., Richard E., Miniscloux F.** (2002). The role of small-scale orographic features in the spatial distribution of precipitation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 128(579), 75-92.
- Cramer H.** (1999). *Mathematical Methods of Statistics*. Princeton University Press, 575 p. - ( Mathematics Series).
- Croitoru A.E., Chiotoroiu B.C., Torica V.** (2012). Dry spells on the Romanian Black coast. *Air & Water Components of the Environment*

- conference, Cluj, Romania, 23-24 March 2012, 105-112.
- Dai A.** (2006). Precipitation Characteristics in Eighteen Coupled Climate Models. *J. Climate*, 19, 4605-4630.
- Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., Van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hólm E.V., Isaksen I., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.J., Park B.K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.N., Vitart F.** (2011). The ERA-Interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 137, 553-597.
- Déqué M., Jones R.G., Wild M., Giorgi F., Christensen J.H., Hassell D.C., Vidale P.L., Rockel B., Jacob D., Kjellstrom E., de Castro M., Kucharski F., van den Hurk B.** (2005). Global high resolution versus limited area model scenarios over Europe : results from the PRUDENCE project. *Clim. Dyn.*, 25, 653-670.
- Diday E. et Simon J.C.** (1976). Clustering analysis. *Commun. Cybern.*, 10, 47-49.
- Donat M.G., Peterson T.C., Brunet M., King A.D., Almazroui M., Kolli R.K., Boucherf D., Al-Mulla A.Y., Nour A.Y., Aly A.A., Nada T.A.A., Semawi M.M., Al Dashti H.A., Salhab T.G., El Fadli K.I., Muftah M.K., Dah Eida S., Badi W., Driouech F., El Rhaz K., Abubaker M.J.Y., Ghulam A.S., Erayah A.S., Mansour M.B., Alabdouli W.O., Al Dhanhani J.S., Al Shekaili M.N.** (2014). Changes in extreme temperature and precipitation in the Arab region : long-term trends and variability related to ENSO and NAO. *Int. J. Climatol.*, 34, 581-592.
- Doswell C.A., Ramis C., Romero R., Alonso S.** (1998). A Diagnostic Study of Three Heavy Precipitation Episodes in the Western Mediterranean Region. *Weather and Forecasting*, 13, 102-124.
- Douguédroit A.** (1994). Répartition régionale des précipitations saisonnières dans le Bassin méditerranéen. Publications de l'Association Internationale de Climatologie, 7, 217-224.
- Drobinski P., Ducrocq V., Alpert P., Anagnostou E., Béranger K., Borga M., Braud I., Chanzy A., Davolio S., Delrieu G., Estournel C., Filali Boubrahmi N., Font J., Grubisic V., Gualdi S., Homar V., Ivancan-Picek B., Kottmeier C., Kotroni V., Lagouvardos K., Lionello P., Llasat M.C., Ludwig W., Lutoff C., Mariotti A., Richard E., Romero R., Rotunno R., Rousset O., Ruin I., Somot S., Taupier-Letage I., Tintore J., Uijlenhoet R., Wernli H.** (2014). HyMeX, a 10-year multidisciplinary

- program on the Mediterranean water cycle. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 95, 1063-1082.
- Dükeloh A. et Jacobeit J.** (2003). Circulation dynamics of Mediterranean precipitation variability 1948-98. *Int. J. Climatol.*, 23, 1843-1866.
- Eden C. et Jung T.** (2000). North atlantic interdecadal variability : oceanic response to the north atlantic oscillation (1865–1997). *J. Clim.*, 14, 676-691.
- Eshel G. et Farrell B.F.** (2000). Mechanisms of Eastern Mediterranean rainfall variability. *J. Atmos. Sci.*, 57, 3219–3232.
- Evans J.P., Smith R.B., Oglesby R. J.** (2004). Middle East climate simulation dominant precipitation precesses. *Int. J. Climatol.*, 24, 1671-1694.
- Evans J.P.** (2009). 21st century climate change in the Middle East. *Clim. Change*, 92, 417-432.
- FAO** (2011). The state of the world’s land and water resources for food agriculture (SOLAW), Managing systems at risk. Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome and Earthscan, London, 308p.
- Ferranti L. et Viterbo P.** (2006). The European summer of 2003 : sensitivity to soil water initial conditions. *J. Clim.*, 19, 3659-3680.
- Fink A.H., Brücher T., Krüger A., Leckebush G.C., Pinto J.G., Ulbrich U.** (2004). The 2003 European summer heatwaves and drought – synoptic diagnosis and impacts. *Weather*, 59(8), 209-216.
- Fischer E.M., Seneviratne S.I., Vidale P.L., Lüthi D., Schär C.** (2007). Soil Moisture–Atmosphere Interactions during the 2003 European Summer Heat Wave. *J. Clim.*, 20, 5081-5099.
- Flaounas E., Drobinski P., Borga M., Calvet J.C., Delrieu G., Morin E., Tartari G., Toffolon R.** (2012). Assessment of gridded observations used for climate model validation in the Mediterranean region : the HyMeX and MED-CORDEX framework. *Env. Res. Lett.*, 7. 024017.
- Frei C., Christensen J.H., Déqué M., Jacob D., Jones R.G., Vidale P.L.** (2003). Daily precipitation statistics in regional climate models : Evaluation and intercomparison for the European Alps. *J. Geophys. Res.*, 108(D3), 4124.
- Gaetani M., Baldi M., Dalu G.A., Maracchi G.** (2011). Jetstream and rainfall distribution in the Mediterranean region. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 2469-2481.
- Gao X., Pal J.S., Giorgi F.** (2006). Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from high resolution

- double nested RCM simulation. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L03706.
- Garcia-Herrera R., Paredes D., Trigo R.M., Franco Trigo I., Hernandez E., Barriopedro D., Mendez M.A.** (2007). The outstanding 2004/05 Drought in the Iberian Peninsula : Associated Atmospheric Circulation. *J. Hydrometeorol.*, 8, 483-498.
- Ghil M. et Robertson W.** (2002). "Waves" vs. "Particles" in atmosphere's phase space : A pathway to long-range forecasting. *PNAS*, 99, 2493-2500.
- Gibelin A.L. et Déqué M.** (2003). Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Clim. Dyn.*, 20, 327-339.
- Giorgi F.** (2002). Variability and trends of sub-continental scale surface climate in the twentieth century. Part I : observations. *Clim. Dyn.*, 18, 675-691.
- Giorgi F.** (2006). Climate Change hot-spots. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L08707.
- Giorgi F. et Bi X.** (2005). Updated regional precipitation and temperature changes for the 21st century from ensembles of recent AOGCM simulations. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L21715.
- Giorgi F. et Lionello P.** (2008). Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and Planetary Change*, 63, 90-104.
- Giorgi F., Jones C., Asrar G.** (2009). Addressing climate information needs at the regional level : the CORDEX framework. *World Meteorological Organization (WMO) Bulletin*, 58(3), 175-183.
- Giorgi F., Coppola E., Solmon F., Mariotti L., Sylla M.B., Bi X., Elguindi N., Diro G.T., Nair V., Giuliana G., Turuncoglu U.U., Cozzini S., Gütter I., O'Brien T.A., Tawfik A.B., Shalaby A., Zakey A.S., Steiner A.L., Stordal F., Sloan L.C., Brankovic C.** (2012). RegCM4 : model description and preliminary tests over multiple CORDEX domains. *Clim. Res.*, 52, 7-29.
- Gong X. et Richamn M.B.** (1995). On the application of cluster analysis to growing season precipitation data in North America East of the Rockies. *J. Climate*, 8, 897-931.
- Gonzalez-Hidalgo J.C., de Luis M., Raventos J., Sanchez J.R.** (2001). Spatial distribution of seasonal rainfall trends in a western Mediterranean area. *Int. J. Climatol.*, 21, 843-860.
- Guttman N.B.** (1999). Accepting the standardized precipitation index : a calculation algorithm. *J. Am. Water Resour. Assoc.*, 35(2), 311-322.
- Haylock M.R., Hofstra N., Klein Tank A.M.G., Klok E.J., Jones P.D., New M.** (2008). A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950-2006. *J. Geophys.*

*Res.*, 113, D20119.

- Hernandez-Mora N., Cortina L.M., Madurga R.L., Gimena E.C.** (2007). Groundwater in the Southern Member States of the European Union : an assessment of current knowledge and future prospects. Country report for Spain, European Academies Science Advisory Council, 39p.
- Herrera S., Gutiérrez J.M., Ancell R., Pons M.R., Frías M.D., Fernandez J.** (2012). Development and analysis of a 50-year high-resolution daily gridded precipitation dataset over Spain (Spain02). *Int. J. Climatol.*, 32, 74-85.
- Herrmann M., Somot S., Calmanti S., Dubois C., Sevault F.** (2011). Representation of spatial and temporal variability of daily wind speed and of intense wind events over the Mediterranean sea using dynamical downscaling : impact of the regional climate model configuration. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 1983-2001.
- Hertig E., Paxian A., Vogt G., Seubert S. Paeth H. Jacobeit J.** (2012). Statistical and dynamical downscaling assessments of precipitation extremes in the Mediterranean area. *Meteorologische Zeitschrift*, 21(1), 61-77.
- Hertig E., Seubert S., Vogt G., Paeth H., Jacobeit J.** (2013). Changes of total versus extreme precipitation and dry periods until the end of the twenty-first century : statistical assessments for the Mediterranean area. *Theor. Appl. Climatol.*, 111, 1-20.
- Hertig E. et Jacobeit J.** (2008). Assessments of Mediterranean precipitation changes for the 21st century using statistical downscaling techniques. *Int. J. Climatol.*, 28, 1025-1045.
- Hertig E. et Trambly Y.** (2016). Regional downscaling of Mediterranean droughts under past and future climatic conditions. *Global and Planetary Change*, 151, 36-48.
- Hoerling M., Eischeid J., Perlwitz J., Quan X., Zhang T., Pegion P.** (2011). On the increased frequency of Mediterranean drought. *J. Clim.*, 25, 2146-2161.
- Hofstra N., Haylock M., New M., Jones P.** (2009). Testing E-OBS European high-resolution gridded data set of daily precipitation and surface temperature. *J. Geophys. Res.*, 114, D21101.
- Hofstra N., New M., McSweeney C.** (2010). The influence of interpolation and station network density on the distributions and trends of climate variables in gridded daily data. *Clim. Dyn.*, 35, 841-858.
- Holbrook N.J., Davidson J., Feng M., Hobday A.J., Lough J.M., McGregor S., Risbey J.S.** (2009). El Niño-Southern Oscillation. In A Marine Climate Change Impacts and Adaptation Report Card for

- Australia, 2009, 25p.
- Hoskins B.J. et Ambrizzi T.** (1993). Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying Flow. *J. Atmos. Sci.*, 50, 1661–1671.
- Hourdin F., Musat I., Bony S., Braconnot P., Codron F., Dufresne J.L., Fairhead L., Filiberti M.A., Friedlingstein P., Grandpeix J.Y.** (2006). The LMDZ4 general circulation model : climate performance and sensitivity to parametrized physics with emphasis on tropical convection. *Clim. Dyn.*, 27, 787-813.
- Hurrell J.W.** (1995). Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation : Regional Temperatures and Precipitation. *Science*, 269, 676-679.
- Hurrell J.W. et Van Loon H.** (1997). Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, 36, 301-326.
- Hurrell J.W., Kushnir Y., Ottersen G., Visbeck M.** (2003). The North Atlantic Oscillation : Climatic Significance and Environmental Impact. Washington D. C. : American Geophysical Union. 279 P. - (Geophysical Monograph Series, vol. 134).
- Hurrell J.W. et Deser C.** (2009). North Atlantic climate variability : The role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems*, 78, 28-41.
- Huth R.** (1996). An intercomparison of computer-assisted circulation classification methods. *Int. J. Climatol.*, 16, 893-922.
- IPCC** (2013). Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P.M. Midgley (eds.)]. *Cambridge University Press*, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 p.
- Iqbal M.J., Hameed S., Khan F.** (2013). Influence of Azores high pressure on Middle Eastern rainfall. *Theor. Appl. Climatol.*, 111, 211-221.
- Jacob D., Petersen J., Eggert B., Alias a., Christensen O.B., Bouwer L.M., Braun A., Colette A., Déqué M., Georgievski G., Georgopoulou E., Gobeit A., Menut L., Nikulin G., Haensler A., Hempermann N., Jones C., Keuler K., Kovats S., Kröner N., Kotlarski S., Kriegsmann A., Martin E., van Meijgaard E., Moseley C., Pfeifer S., Preuschmann S., Radermacher C., Radtke K., Rechid D., Rounsevell M., Samuelsson P., Somot S., Soussana J.F., Teichmann C., Valentini R., Vautard R., Weber B., Yiou P.** (2014). EURO-CORDEX : new high-resolution climate change projections for European impact research. *Reg. Environ. Change*, 14, 563-578.



- Jacobeit J., Hertig E., Seubert S.** (2014). Statistical downscaling for climate change projections in the Mediterranean region : methods and results. *Reg. Environ. Change*, 14, 1891-1906.
- Jacobsen S.E., Jensen C.R., Liu F.** (2012). Improving crop production in the arid Mediterranean climate. *Field Crops Research*, 128, 34-47.
- Joly F.** (1942). La répartition saisonnière des précipitations en Europe. *L'information Géographique*, 9, 54-60.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D.** (1996). The NCEP/NCAR 40-Year reanalysis project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 77, 437-471.
- Karabork M.C.** (2007). Trend in drought patterns of Turkey. *J. Environ. ENg. Sci.*, 6, 45-52.
- Kageyama M., Valdes P.J., Ramstein G., Hewitt C.D., Wyputta U.** (1999). Northern Hemisphere storm-tracks in present day and last glacial maximum climate simulations : a comparison of the European PMIP models. *J. Climate*, 12, 742-760.
- Kelley C., Ting M., Seager R., Kushnir Y.** (2012). The relative contribution of radiative forcing and internal climate variability to the late 20th century winter drying of the Mediterranean region. *Clim. Dyn.*, 38, 2001-2015.
- Kerr R.A.** (2000). A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science*, 288, 1984-1985.
- Klein Tank A.M.G. et Konnen G.P.** (2003). Trends in Indices of Daily Temperature and Precipitation Extremes in Europe, 1946-99. *J. Climate*, 16, 3665-3680.
- Klok E.J. et Klein Tank A.M.G.** (2009). Updated and extended European dataset of daily climate observations. *Int. J. Climatol.*, 29, 1182-1191.
- Koleva E. et Alexandrov V.** (2008). Drought in the Bulgarian low regions during the 20th century. *Theor. Appl. Climatol.*, 92, 113-120.
- Komuscu A.U.** (2001). An analysis of recent drought conditions in Turkey in relation to circulation patterns. *Drought Network News*, 13, 5-6.
- Körner C., Sarris D., Christodoulakis D.** (2005). Long-term increase in climatic dryness in the East-Mediterranean as evidenced for the island of Samos. *Reg. Environ. Change*, 5, 27-36.
- Kostopoulou E. et Jones P.D.** (2005). Assessment of climate extremes in the Eastern Mediterranean, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 89, 69-85.

- Kottek M., Grieser J., Beck C., Rudolf B., Rubel F.** (2006). World Map of the Köppen-geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3), 259-263.
- Kumar S., Merwade V., Kinter III J.L., Niyogi D.** (2013). Evaluation of temperature and precipitation trends and long-term persistence in CMIP5 twentieth-century climate simulations. *J. Climate*, 26, 4168-4185.
- Kyselý J. et Plavcová E.** (2010). A critical remark on the applicability of E-OBS European gridded temperature data set for validating control climate simulations. *J. Geophys. Res.*, 115, D23118.
- Lana X., Martinez M.D., Burgueno A., Serra C., Martin-Vide J., Gomez L.** (2006). Distribution of long dry spells in the Iberian Peninsula, years 1951-1990. *Int. J. Climatol.*, 26, 1999-2021.
- Lelieveld J., Hadjinicolaou P., Kostopoulou E., Chenoweth J., El Maayar M., Giannakopoulos C., Hannides C., Lange M.A., Tanarhte M., Tyrlis E., Xoplaki, E.** (2012). Climate change and impacts in the Eastern Mediterranean and the Middle East. *Clim. Change*, 114, 667-687.
- Lidner M., Maroschek M., Netherer S., Kremer A., Barbati A., Garcia-Gonzalo J., Seidl R., Delzon S., Corona P., Kolström M., Lexer M.J., Marchetti M.** (2010). Climate change impacts, adaptive capacity, and vulnerability of European forest ecosystems. *Forest Ecology and Management*, 259, 698-709.
- Limousin J.M., Rambal S., Ourcival J.M., Rocheteau A., Joffr R., Rodriguez-Cortina R.** (2009). Long-term transpiration change with rainfall decline in a Mediterranean *Quercus ilex* forest. *Global Change Biology*, 15, 2163-2175.
- Longobardi A. et Villani P.** (2010). Trend analysis of annual and seasonal rainfall time series in the Mediterranean area. *Int. J. Climatol.*, 30, 1538-1546.
- López-Moreno J.I., Vicente-Serrano S.M., Angulo-Martínez M., Beguería S., Kenawy A.** (2010). Trends in daily precipitation on the northeastern Iberian Peninsula, 1955–2006. *Int. J. Climatol.*, 30, 1026-1041.
- Maheras P., Xoplaki E., Kutiel H.** (1999). Wet and dry monthly anomalies across the Mediterranean Basin and their relationship with circulation, 1860-1990. *Theor. Appl. Climatol.*, 64, 189-199.
- Mardones I.G.** (1997). España bate marcas de sequía, calor y frío extremos en el primer semestre. *El País*, 26 juillet, lien : [https://elpais.com/diario/1997/07/26/sociedad/869868001\\_850215.html](https://elpais.com/diario/1997/07/26/sociedad/869868001_850215.html).
- Mariotti A., Zeng N., Lau K.M.** (2002). Euro-Mediterranean rainfall and ENSO-a seasonally varying relationship. *Geophys. Res. Lett.*,

29(12), 1621.

- Martinez-Vilalta J., Lopez B.C., Adell N., Badiella L., Ninyerola M.** (2008). Twentieth century increase of Scots pine radial growth in NE Spain shows strong climate interconnections. *Global Change Biology*, 14, 2868-2881.
- McKee T.B.N., Doesken J., Kleist J.** (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. Eight Conference on Applied Climatology. American Meteorological Society, Anaheim, CA, 179-184.
- Mehran A., AghaKouchak A., Phillips T.J.** (2014). Evaluation of CMIP5 continental precipitation simulations relative to satellite-based gauge-adjusted observations. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, 1695-1707.
- Mestre A.** (2010). Drought monitoring and drought management in Spain. Global Assessment Report on Disaster Risk Reduction. International Strategy for Disaster Reduction. 47 p.
- Michelangeli P.A., Vautard R., Legras B.** (1995). Weather regimes : recurrence and quasi stationarity. *J. Atmos. Sci.*, 52, 1237-1256.
- Moberg A., Jones P.D., Lister D., Walther A., Brunet M., Jacobeit J., Alexander L.V., Della-Marta P.M., Luterbacher J., Yiou P., Chen D., Klein Tank A.M.G., Saladié O., Sigro J., Aguilar E., Alexandersson H., Almarza C., Auer I., Barriendos M., Begert M., Bergström H., Böhm R., Butler J.C., Caesar J., Drebs A., Founda D., Gerstengarbe F.W., Micela G., Maugeri M., Österle H., Pandzic K., Petrakis M., Srnec L., Tolasz R., Tuomenvirta H., Werner P.C., Linderholm H., Philipp A., Wanner H., Xoplaki E.** (2006). Indices for daily temperature and precipitation extremes in Europe analyzed for the period 1901–2000. *J. Geophys. Res.*, 111, D22106.
- 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.
- Msadek R., Frankignoul C., Li L.** (2011). Mechanisms of the atmospheric response to North Atlantic multidecadal variability : a model study. *Clim. Dyn.*, 36, 1255-1276.
- Moss R.H., Edmonds J.A., Hibbard K.A., Manning M.R., Rose S.K., van Vuuren D.P., Carter T.R., Emori S., Kainuma M., Kram T., Meehl G.A., Mitchell J.F.B., Nakicenovic N., Riahi K., Smith S.J., Stouffer R.J., Thomson A.M., Weyant J.P., Wilbanks T.** (2010). The next Generation of Scenarios for Climate Change Research and Assessment. *Nature*, 463, 747-756.
- Muños-Dias D. et Rodrigo F.S.** (2004). Spatio-temporal patterns of seasonal rainfall in Spain (1912-2000) using cluster and principal com-

- ponent analysis : comparison. *Annales Geophysicae*, 22, 1435-1448.
- Nasr Z., Azri W., Rziguit T., Khorchani A.** (2014). Sécheresse au nord de la Tunisie, quantification et conséquences sur l'assimilation du carbone d'une forêt de chêne. Actes du XXVII<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Dijon, France, 382-386.
- Norrant C. et Douguédroit A.** (2006). Monthly and daily precipitation trends in the Mediterranean (1950–2000). *Theor. Appl. Climatol.*, 83, 89-106.
- Oikonomou C., Flocas H.A., Hatzaki M., Nisantzi A., Asimakopoulos D.N.** (2010). Relationship of extreme dry spells in Eastern Mediterranean with large-scale circulation. *Theor. Appl. Climatol.*, 100, 137-151.
- Omrani H., Drobinski P., Dubos T.** (2013). Optimal nudging strategies in regional climate modelling : investigation in a Big-Brother experiment over the European and Mediterranean regions. *Clim. Dyn.*, 41, 2451-2470.
- Omrani H., Drobinski P., Dubos T.** (2015). Using nudging to improve global-regional dynamic consistency in limited-area climate modeling : What should we nudge ? *Clim. Dyn.*, 44, 1627-1644.
- Palmer, W.C.** (1965). Meteorological Drought. Office of Climatology, US Weather Bureau Research Paper No. 45, 58 p.
- Pausas J.G.** (2004). Changes in fire and climate in the eastern Iberian Peninsula (Mediterranean Basin). *Clim. Change*, 63, 337-350.
- Peings Y. et Magnusdottir G.** (2014). Forcing of the wintertime atmospheric circulation by the multidecadal fluctuations of the North Atlantic Ocean. *Env. Res. Lett.*, 9(3).
- Pellizzaro G., Duce P., Ventura A., Zara P.** (2007). Seasonal variations of live moisture content and ignitability in shrubs of the Mediterranean Basin. *International Journal of Wildland Fire*, 16, 633-641.
- Perez J., Menendez M., Mendez F.J., Losada I.J.** (2014). Evaluating the performance of CMIP3 and CMIP5 global climate models over the north-east Atlantic region. *Clim. Dyn.*, 43, 2663-2680.
- Pettorelli N., Vik J.O., Mysterud A., Gaillard J.M., Tucker C.J., Stenseth N.C.** (2005). Using the satellite-derived NDVI to assess ecological responses to environmental change. *TRENDS in Ecology and Evolution*, 20(9), 503-510.
- Piccarreta M., Capolongo D., Boenzi F.** (2004). Trend analysis of precipitation and drought in Basilicata from 1923 to 2000 within a southern Italy context. *Int. J. Climatol.*, 24, 907-922.
- Pita M.F.** (2000). Un nouvel indice de sécheresse pour les domaines médi-

- terranéens. Application au bassin du Guadalquivir (sud-ouest de l'Espagne). Actes du XIII<sup>ème</sup> colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Nice, France, 225-234.
- Plan Bleu** (2010). Le dessalement de l'eau de mer : une réponse aux besoins d'eau douce en Méditerranée ? Valbonne. Les Notes du Plan Bleu, Environnement et Développement en Méditerranée, n°16, 4 p.
- Plan Bleu** (2014). EAU : Gestion de la demande, Approche économique de la gestion de la demande en eau en Méditerranée, Instruments économiques. Valbonne. Les Cahiers du Plan Bleu, n°15, 82 p.
- Plan Bleu** (2016). Stratégie méditerranéenne pour le développement durable 2016-2025. Valbonne. Centre d'Activités Régionales, 90 p.
- Plan Bleu** (2017). Tourisme. Tourisme durable en Méditerranée : état des lieux et orientations stratégiques. Valbonne. Les Cahiers du Plan Bleu, n°17, 29 p.
- Plaut G. et Simonnet E.** (2001). Large-scale circulation classification, weather regimes and local climate over France, the Alps and Western Europe. *Climate Res.*, 17, 303-324.
- Poccard I.** (2000). Étude diagnostique de nouvelles données climatiques : les réanalyses. Exemples d'application aux précipitations en Afrique Tropicale. Dijon, thèse de doctorat de l'Université de Bourgogne, 254 p.
- Polemio M. et Casarno D.** (2008). Climate change, drought and groundwater availability in southern Italy. In : Climate Change and Groundwater, Dragoni W. (ed), Geological Society, London, Special Publications, 288, 39-51.
- Ramos M.C.** (2001). Rainfall distribution patterns and their change over time in a Mediterranean area. *Theor. Appl. Climatol.*, 69, 163-170.
- Rockel B., Will A., Hense A.** (2008). The regional climate model COSMO-CLM (CCLM). *Meteorol. Z.*, 17, 347-348.
- Rodriguez-Puebla C., Ayuso S.M., Frias M.D., Garcia-Casado L.A.** (2007). Effects of climate variation on winter cereal production in Spain. *Clim. Res.*, 34, 223-232.
- Rust H.W. et Vrac M.** (2010). Quantifying differences in circulation patterns based on probabilistic models : IPCC AR4 multimodel comparison for the North Atlantic. *J. Climate*, 23, 6573-6589.
- Ruti P., Somot S., Giorgi F., Dubois C., Flaounas E., Obermann A., Dell'Aquila A., Pisacane G., Harzallah A., Lombardi E., Ahrens B., Akhtar N., Alias A., Arsouze T., Raznar R., Bastin S., Bartholy J., Béranger K., Beuvier J., Bouffies-Cloche S., Brauch J., Cabos W., Calmanti S., Calvet J.C., Carillo A., Conte D., Coppola E., Djurdjevic V., Drobinski P., Elizalde**

- A., Gaertner M., Galan P., Gallardo C., Gualdi S., Goncalves M., Jorba O., Jorda G., Lheveder B., Lebeaupin-Brossier C., Li L., Liguori G., Lionello P., Macias-Moy D., Onol B., Rajkovic B., Ramage K., Sevault F., Sannino G., Struglia M.V., Sanna A., Torma C., Vervatis V.** (2015). MED-CORDEX initiative for Mediterranean climate studies. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 97, 1187-1208.
- Saaroni H., Ziv B., Lempert J., Gazit Y., Morin E.** (2015). Prolonged dry spells in the Levant region : climatologic-synoptic analysis. *Int. J. Climatol.*, 35, 2223-2236.
- Salameh T.** (2008). Modelisation multi-echelles de la circulation atmospherique sur le bassin Meditteraneen : role des interactions d'echelles. Palaiseau, thèse de doctorat de l'Ecole Polytechnique, Laboratoire de Météorologie Dynamique, 157 p.
- Sanchez E., Gallardo C., Gaertner M.A., Arribas A., Castro M.** (2004). Future climate extreme events in the Mediterranean simulated by a regional climate model : a first approach. *Global and Planetary Change*, 44, 163–180.
- Sanchez E., Dominguez M., Romera R., Lopez de la Franca N., Gaertner M.A., Gallardo C., Castro M.** (2011). Regional modeling of dry spells over the Iberian Peninsula for present climate and climate change conditions. *Climatic Change*, 107, 625-634.
- Sanchez-Gomez E. et Terray L.** (2005). Large-scale atmospheric dynamics and local intense precipitation episodes. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L24711.
- Sanford T., Frumhoff P.C., Luers A., Gullede J.** (2014). The climate policy narrative for a dangerously warming world. *Nature Climate Change*, 4, 165-166.
- Schuenemann K.C. et Cassano J.J.** (2009). Changes in synoptic weather patterns and Greenland precipitation in the 20th and 21st centuries : 1. Evaluation of late 20th century simulations from IPCC models. *J. Geophys. Res. Atmos*, 114, D20113.
- Serra C., Bruguño A., Martinez M.D., Lana X.** (2006). Trends in dry spells across Catalonia (NE Spain) during the second half of the 20th century. *Theor. Appl. Climatol.*, 85, 165-183.
- Siebert S., Burke J., Faures J.M., Frenken K., Hoogeveen J., Döll P., Portmann F.T.** (2010). Groundwater use for irrigation - a global inventory. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 1863-1880.
- Sillmann J., Kharin V.V., Zhang X., Zwiers F.W., Bronaugh D.** (2013). Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble : Part 1. Model evaluation in the present climate. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 118, 1716-1733.

- Snedecor G.W. et Cochran W.G.** (1967). *Statistical Methods*. Iowa State University Press. 507 p.
- Somot S., Sevault F., Déqué M., Crépon M.** (2008). 21st century climate change scenario for the Mediterranean using a coupled atmosphere-ocean regional climate model. *Global and Planetary Change*, 63, 112-126.
- Sönmez F.K., Kömüscü A.U., Erkan A., Turgu E.** (2005). An analysis of spatial and temporal dimension of drought vulnerability in Turkey using the Standardized Precipitation Index. *Natural Hazards*, 35, 243-264.
- Soussa P.M., Trigo R.M., Aizpurua P., Nieto R., Gimeno L., Garcia-Herrera R.** (2011). Trends and extremes of drought indices throughout the 20th century in the Mediterranean. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 33-51.
- Stefanon M., D'Andrea F., Drobinski P.** (2012a). Heatwave classification over Europe and the Mediterranean region. *Environ. Res. Lett.*, 7, 14-23.
- Stefanon M., Drobinski P., D'Andrea F., Noblet-Ducoudré N.** (2012b). Effects of interactive vegetation phenology on the 2003 summer heat waves. *J. Geophys. Res.*, 117, D24103.
- Stefanon M., Drobinski P., D'Andrea F., Lebeaupin-Brossier C., Bastin S.** (2014a). Soil moisture-temperature feedbacks at meso-scale during summer heat waves over Western Europe. *Clim. Dyn.*, 42, 1309-1324.
- Stefanon M., Schindler S., Drobinski P., De Noblet-Ducoudré N., D'Andrea F.** (2014b). Simulating the effect of anthropogenic vegetation land cover on heatwave temperatures over central France. *Clim. res.*, 60, 133-146.
- Stephenson D.B., Pavan V., Collins M., Junge M.M., Quadrelli R.** (2006). North-Atlantic oscillation response to transient greenhouse gas forcing and the impact on European winter climate : a CMIP2 multimodel assessment. *Clim. Dyn.*, 27, 401-420.
- Supic N., Grbec B., Vilibic I., Ivancic I.** (2004). Long-term changes in hydrographic conditions in northern Adriatic and its relationship to hydrological and atmospheric processes. *Annales Geophysicae*, 22, 733-745.
- Taylor K.E.** (2001). Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram.
- Taylor K.E., Stouffer R.J., Meehl G.A.** (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 93, 485-498. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 106, 7183-7192.

- Tennant W.J. et Hewitson B.C.** (2002). Intra-seasonal rainfall characteristics and their importance to the seasonal prediction problem. *Int. J. Climatol.*, 22, 1033-1048.
- Toreti A., Xoplaki E., Maraun D., Kuglitsch F.G., Wanner H., Luterbacher J.** (2010). Characterisation of extreme winter precipitation in Mediterranean coastal sites and associated anomalous atmospheric circulation patterns. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 1037-1050.
- Törnros T.** (2010). Precipitation trends and suitable drought index in the arid/semi-arid southeastern Mediterranean region. Proc. of the sixth World FRIEND Conference, Fez, Morocco, October 2010, IAHS Publ., 340, 157-163.
- Törnros T.** (2013). On the relationship between the Mediterranean Oscillation and winter precipitation in the Southern Levant. *Atmos. Sci. Lett.*, 14, 287-293.
- Traboulsi M.** (2012). La saison pluvieuse au Proche-Orient : une tendance au raccourcissement. *Climatologie*, 9, 9-29.
- Tramblay Y., Badi W., Driouech F., El Adlouni S., Neppel L., Servat E.** (2012). Climate change impacts on extreme precipitation in Morocco. *Global and Planetary Change*, 82-83, 104-114.
- Tramblay Y., El Adlouni S., Servat E.** (2013). Trends and variability in extreme precipitation indices over Maghreb countries. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13, 3235-3248.
- Trenberth K.E.** (1997). The definition of El Niño. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 2771-2777.
- Trigo R.M., Añel J.A., Barriopedro D., Garcia-herrera R., Gimeno L., Nieto R., Castillo R., Allen M.R., Massey N.** (2013). The record winter drought of 2011-2012 in the Iberian Peninsula. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 94, s41-s45.
- Udelhoven T., Stellmes M., Del Barrio G., Hill J.** (2009). Assessment of rainfall and NDVI anomalies in Spain (1989-1999) using distributed lag models and 1km AVHRR-data. *International Journal of Remote Sensing*, 30, 1961-1976.
- Ulbrich U., May W., Lionello P., Pinto J.G., Somot S.** (2006). The Mediterranean climate change under global warming (chapter 8). In : *Mediterranean Climate Variability*, Lionello, P., Malanotte, P., Boscolo, R. (eds), Elsevier B.V, pp. 399-415.
- Ullmann A., Fontaine B., Roucou P.** (2014). Euto-Atlantic weather regimes and Mediterranean rainfall patterns : present-day variability and expected changes under CMIP5 projections. *Int. J. Climatol.*, 34, 2634-2650.
- Ullmann A. et Moron V.** (2008). Weather regimes and sea surge varia-



- tions over the Gulf of Lions (French Mediterranean coast) during the 20th century. *Int. J. Climatol.*, 28, 159-171.
- USDA** (1994). Major world crop areas and climatic profiles. World agricultural Outlook Board, United States Department of Agriculture, Washington D.C., Agricultural handbook n°664, 279 p.
- Vautard R.** (1990). Multiple weather regimes over the North Atlantic : analysis of precursors and successors. *Mon. Weather Rev.*, 118, 2056-2081.
- Vautard R., Yiou P., D'Andrea F., de Noblet N., Viovy N., Cassou C., Polcher J., Ciais P., Kageyama M., Fan Y.** (2007). Summer-time European heat and drought waves induced by wintertime Mediterranean rainfall deficit. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L07711.
- Vicente-Serrano S.M.** (2006). Differences in spatial patterns of drought on different time scales : an analysis of the Iberian Peninsula. *Water Resources Management*, 20, 37-60.
- Vidal J.P., Martin E., Franchisteguy L., Habets F., Soubeyrou J.M., Blanchard M., Baillon M.** (2010). Multilevel and multiscale drought reanalysis over France with the Safran-Isba-Modcou hydrometeorological suite. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 459-478.
- Von Storch H., Zwiers F.W.** (1999). Statistical analysis in climate research. Cambridge Univ. Press. 494 p.
- Waha K., Krummenauer L., Adams S., Aich V., Baarsch F., Coumou D., Fader M., Hoff H., Jobbins G., Marcus R., Mengel M., Otto I.M., Perrette M., Rocha M., Robinson A., Schleussner C.F.** (2017). Climate change impacts in the Middle East and Northern Africa (MENA) region and their implications for vulnerable population groups. *Reg Environ Change*, 17(6), 1623-1638.
- Walsh J.E., Chapman W.L., Romanovsky V., Christensen J.H., Stendel M.** (2008). Global Climate Model Performance over Alaska and Greenland.
- Wang D., Heckathorn S.A., Barua D., Joshi P., Hamilton E.W., Lacroix J.J.** (2008). Effects of elevated CO<sub>2</sub> on the tolerance of photosynthesis to acute heat stress in C<sub>3</sub>, C<sub>4</sub> and CAM species. *American Journal of Botany*, 92, 165-176. *J. Climate*, 21, 6156-6174.
- Wells N., Goddard S., Hayes M.** (2004). A Self-Calibrating Palmer Drought Severity Index. *J. Climate*, 17, 2335-2351.
- Xoplaki E.** (2002). Climate variability over the Mediterranean. Bern, thèse de doctorat de l'Université de Bern, suisse, 193 p.
- Xoplaki E., Gonzalez-Rouco J.F., Luterbacher J., Wanner H.** (2004). Wet season Mediterranean precipitation variability : influence of large-scale dynamics and trends. *Clim. Dyn.*, 23, 63-78.

- Yiou p. et Nogaj M.** (2004). Extreme climatic events and weather regimes over the North Atlantic : when and where ? *Geop. Res. Let.*, 31, L07202.
- Zampieri M., D'Andrea F., Vautard D., Ciais P., De Noblet-Ducoudré N., Yiou P.** (2009). Hot European summers and the role of soil moisture in the propagation of Mediterranean drought. *J. Clim.*, 22, 4747-4758.
- Zanchettin D., Franks S.W., Traverso P., Tomasino M.** (2008). On ENSO impacts on European wintertime rainfalls and their modulation by the NAO and the Pacific multi-decadal variability described through the PDO index. *Int. J. Climatol.*, 28, 995-1006.
- Zappa G., Hawcroft M.K., Shaffrey L., Black E., Brayshaw D.J.** (2015). Extratropical cyclones and the projected decline of winter Mediterranean precipitation in the CMIP5 models. *Clim. Dyn.*, 45, 1727-1738.
- Zhang X., Aguilar E., Sensoy S., Melkonyan H., Tagiyeva U., Ahmed N., Kutaladze N., Rahimzadeh F., Taghipour A., Hantosh T. H., Albert P., Semawi M., Ali M.K., Al-Shabibi M.H.S., Al-Oulan Z., Zadari T., Al Dean Khelet I., Hamoud S., Sagir R., Dimercan M., Eken M., Adiguzel M., Alexander L., Peterson T.C., Wallis T.** (2005). Trends in Middle East climate extreme indices from 1950 to 2003. *J. Geophys. Res.*, 110, D22104.
- Zouhal L.M. et Donooux T.** (1997). An evidence-theoretic  $k$ -NN rule with parameter optimization. In : Proc. of 2nd Int. ICSC Symposium on Fuzzy Logic and Applications, Zurich, Switzerland, 294-300.

## Webographie

[www.agriculture.gouv.fr](http://www.agriculture.gouv.fr)

[www.apps.ecmwf.int](http://www.apps.ecmwf.int)

[www.chebro.es](http://www.chebro.es)

[www.climexp.knmi.nl](http://www.climexp.knmi.nl)

[www.ec.europa.eu](http://www.ec.europa.eu)

[www.ecad.eu](http://www.ecad.eu)

[www.economie.gouv.fr](http://www.economie.gouv.fr)

[www.elpais.com](http://www.elpais.com)

[www.esrl.noaa.gov](http://www.esrl.noaa.gov)

[www.fao.org](http://www.fao.org)

[www.fiches.arvalis-infos.fr](http://www.fiches.arvalis-infos.fr)

[www.histgeo.ac-aix-marseille.fr](http://www.histgeo.ac-aix-marseille.fr)

[www.hymex.org](http://www.hymex.org)

[www.ine.es](http://www.ine.es)

[www.mapama.gob.es](http://www.mapama.gob.es)

[www.medcordex.eu](http://www.medcordex.eu)

[www.mistrals.sedoo.fr](http://www.mistrals.sedoo.fr)

[www.syngenta.fr](http://www.syngenta.fr)



# Liste des figures

## Introduction

- 1 Pression sur les ressources en eau par pays méditerranéen . . . 5
- 2 Ressources en eau naturelles renouvelables par habitant dans les principaux bassins versants du domaine méditerranéen . . . 6

## Chapitre 1

- 1.1 Le bassin méditerranéen et les 21 pays qui sont bordés par la mer Méditerranée . . . . . 18
- 1.2 Topographie et Bathymétrie du bassin méditerranéen . . . . . 19
- 1.3 Les différents types de climats observés sur le bassin méditerranéen, d'après la classification de Köppen . . . . . 21
- 1.4 Carte des 7 sous-régions climatiques méditerranéennes définies dans cette étude . . . . . 23
- 1.5 Diagrammes Ombrothermiques de 7 sous-régions méditerranéennes . . . . . 26
- 1.6 Cumuls saisonniers moyens pour la période 1951-2013 sur le bassin méditerranéen . . . . . 29
- 1.7 Tendances des cumuls saisonniers sur le bassin méditerranéen pour la période 1951-2013 . . . . . 30
- 1.8 Fréquence moyenne d'occurrence des jours de pluie par saison humide sur le bassin méditerranéen (période 1951-2013) . . . 32
- 1.9 Tendance des fréquences moyennes des jours de pluie par saison humide sur le bassin méditerranéen pour la période 1951-2013 . . . . . 33
- 1.10 Tendance moyenne du nombre d'événements de précipitations intenses par saison humide sur le bassin méditerranéen pour la période 1951-2013 . . . . . 37

1.11	Tendance des cumuls de précipitations des événements intenses par saison sur le bassin méditerranéen pour la période 1951-2013 . . . . .	38
1.12	Contribution moyenne des précipitations intenses aux précipitations moyennes cumulées par saison humide sur le bassin méditerranéen pour la période 1951-2013 . . . . .	40
1.13	Évolution moyenne de la part des précipitations cumulées intenses sur les précipitations cumulées moyennes par saison humide sur le bassin méditerranéen (période 1951-2013) . . .	41
1.14	État du jeu de données E-OBS avant vérification de la validité de l'ensemble des points de grille et après vérification . . . .	49
1.15	Évolution du forçage radiatif anthropique total historique et projeté (1950-2100) pour les 3 familles de scénarios (IS92, SRES et RCP) . . . . .	54
1.16	Le domaine Med-CORDEX, sur lequel les simulations régionales du climat issues du programme HyMeX sont effectuées	58
1.17	Exemple des quatre centiles calculés sur les durées uniques des différents épisodes secs détectés pour le point de grille n° 8 977 (situé en Grèce), sur les 34 saisons de la période 1979-2013 . . . . .	65
1.18	Distribution de tous les épisodes secs détectés pour le point de grille n° 8 977 (situé en Grèce), sur les 34 saisons de la période 1979-2013 . . . . .	66
1.19	Exemple d'application de la fenêtre glissante (le 01/01/1989)	67
1.20	Deux exemples d'eTLES complexes, affectant simultanément plusieurs secteurs distincts . . . . .	69
1.21	Part de l'extension spatiale maximale représentée par les jours médians de chaque eTLES . . . . .	70
1.22	Dendrogramme et inertie du dendrogramme de la CAH sur les 76 jours médians des eTLES . . . . .	72

## **Chapitre 2**

2.1	Les valeurs du centile 20, du centile 40, du centile 60 et du centile 80 pour chacun des 4 343 points de grille E-OBS étudiés sur la période 1979-2013 . . . . .	88
2.2	Part des très courts épisodes secs, courts épisodes secs, épisodes secs moyens, longs épisodes secs et très longs épisodes secs sur l'ensemble des épisodes secs détectés, par point de grille, sur les 56 saisons de la période 1957-2013 . . . . .	90

2.3	Nombre de très courts épisodes secs, de courts épisodes secs, d'épisodes secs moyens, de longs épisodes secs et de très longs épisodes secs par saisons pour la totalité des points de grille étudiés sur le bassin méditerranéen, pour chacune des 56 saisons de la période 1957-2013 . . . . .	92
2.4	Tendances sur le nombre de très courts épisodes secs, le nombre de courts épisodes secs, le nombre d'épisodes secs moyens, le nombre de longs épisodes secs et le nombre de très longs épisodes secs, par saison et par point de grille, pour la période 1957-2013 . . . . .	94
2.5	Boîtes à moustaches de la durée et de l'extension spatiale moyenne des 76 eTLES détectés sur 56 saisons de la période 1957-2013 . . . . .	97
2.6	Ratio, par point de grille, de jours d'eTLES par rapport à l'ensemble des 13 552 jours étudiés sur la période 1957-2013 . . . . .	98
2.7	Les 4 principales configurations récurrentes d'eTLES à l'échelle du bassin méditerranéen, pour les 56 saisons couvrant la période 1957 à 2013 . . . . .	100
2.8	Variabilité intersaisonnière du nombre de jours d'eTLES pour chacune des 56 saisons de la période 1957-2013, répartis selon les 4 configurations précédemment détectées . . . . .	102
2.9	Boîtes à moustaches de la durée et de l'extension spatiale moyenne des 76 eTLES répartis dans les 4 principales configurations de très longs épisodes secs . . . . .	104
2.10	Saisonnalité des événements répartis dans chacune des 4 configurations d'eTLES sur le bassin méditerranéen pour la période 1957-2013 . . . . .	107
2.11	Écarts entre les valeurs du centile 80 calculées sur la période 1979-2013 pour les saisons humides allant de septembre à avril, par rapport au centile 80 calculé pour les saisons humides allant d'octobre à avril . . . . .	108
2.12	Anomalies désaisonnalisées de SLP, de z500 et des vents à 995 hPa associés aux jours d'eTLES regroupés dans les 4 configurations . . . . .	113
2.13	Anomalies désaisonnalisées de couverture nuageuse totale, radiation nette des ondes courtes, radiation nette des ondes longues, humidité relative, et eau précipitable, associés aux jours d'eTLES regroupés dans les 4 configurations . . . . .	116
2.14	Localisation des secteurs affectés par l'eTLES simple n° 17 d'une durée de 60 jours . . . . .	118
2.15	Anomalies désaisonnalisées de SLP associées à chacune des périodes de 5 jours appartenant à l'eTLES n° 17 . . . . .	120

2.16	Localisation des secteurs affectés par l'eTLES complexe n° 54 d'une durée de 96 jours . . . . .	121
2.17	Anomalies désaisonnalisées de SLP associées à chacune des périodes de 5 jours appartenant à l'eTLES n° 54 . . . . .	124
2.18	Anomalies désaisonnalisées moyennes de SLP des 4 jours précédant les eTLES répartis dans chacune des 4 configurations d'eTLES . . . . .	128
2.19	Anomalies désaisonnalisées moyennes de SLP des 4 jours suivant les événements eTLES répartis dans chacune des 4 configurations d'eTLES . . . . .	131
2.20	Anomalies désaisonnalisées moyennes de SLP et des vents à 995 hPa associés aux jours appartenant aux 4 régimes de circulations atmosphériques . . . . .	134
2.21	Occurrence moyenne mensuelle des 4 régimes de circulation atmosphérique détectés pour les 56 saisons de la période 1957-2013 . . . . .	138
2.22	Nombre de jours des 4 régimes de circulation atmosphérique pour les 56 saisons de la période couvrant 1957-2013 . . . . .	139
2.23	Boîtes à moustaches de la durée des différentes séquences de chacun des 4 régimes de circulation atmosphérique détectés sur les 56 saisons de la période 1957-2013 . . . . .	142
2.24	SLP moyennes des 4 régimes de circulation et anomalies désaisonnalisées de SLP pour chacun des régimes de circulation associés aux jours appartenant aux 4 configurations d'eTLES	156
2.25	SLP moyennes des 4 régimes de circulation et anomalies de SLP des régimes de circulation pour chacun des régimes de circulation associés aux jours appartenant aux 4 configurations d'eTLES . . . . .	157
2.26	Pourcentage de jours d'eTLES pour les différentes gammes de durée des séquences des 4 régimes de circulation . . . . .	161
2.27	Conditions moyennes de SLP et anomalies de SLP associées aux séquences courtes et séquences longues des 4 régimes de circulation atmosphérique . . . . .	164

### **Chapitre 3**

3.1	Les valeurs du centile 80 calculées sur le jeu de données E-OBS, et les biais associés aux centiles 80 simulés par les modèles par rapport au centile 80 observé . . . . .	170
3.2	Boîtes à moustaches de la durée et de l'extension spatiale moyenne des eTLES détectés dans le jeu de données E-OBS et dans les simulations climatiques régionales . . . . .	175



3.3	Ratio, par point de grille, de jours d'eTLES pour le jeu de données E-OBS, et les biais relatifs aux simulations climatiques régionales . . . . .	181
3.4	Saisonnalité des eTLES détectés dans le jeu de données E-OBS et dans les simulations régionales du climat . . . . .	184
3.5	Les 5 principales configurations récurrentes des eTLES à l'échelle du bassin méditerranéen détectées dans les 45 eTLES issus du jeu de données E-OBS sur les 30 saisons de la période 1979 à 2009, et ré-associées aux 5 configurations détectées dans les eTLES des 5 simulations climatiques régionales . . .	187
3.6	Anomalies désaisonnalisées de SLP issues des données de réanalyses ERA-Interim, associées aux cinq configurations d'eTLES du jeu de données E-OBS et des 5 simulations climatiques régionales . . . . .	191
3.7	Anomalies désaisonnalisées de z500 hPa issues des données de réanalyses ERA-Interim, associées aux cinq configurations d'eTLES du jeu de données E-OBS et des 5 simulations climatiques régionales . . . . .	192
3.8	Anomalies désaisonnalisées de SLP et de z500 issues des simulations climatiques régionales des modèles CCLM4 et ALADIN52, associées aux cinq configurations d'eTLES . . . . .	194

## Chapitre 4

4.1	Centile 80 pour chacun des 4 343 points de grille exploités, calculé sur les durées uniques des épisodes secs détectés dans les 34 saisons de la période 1971-2005 de la simulation historique des modèles ALADIN52 et LMDZ4-NEMOMED8 . . .	200
4.2	Boîtes à moustaches de la durée et l'extension spatiale moyenne des eTLES détectés par les deux modèles ALADIN52 et LMDZ4-NEMOMED8 dans les 44 saison de la période historique (1961-2005) et de la période future 2056-2100 . . . . .	206
4.3	Nombre de jours d'eTLES, par point de grille, associé aux modèles ALADIN52 et LMDZ4-NEMOMED8 pour les 44 saisons de la période historique (1961-2005), et les évolutions du nombre de jours d'eTLES dans la période future (2056-2100) par rapport à la période historique . . . . .	209
4.4	Variabilité interannuelle du nombre de jours d'eTLES pour chacune des 94 saisons de la période 2006-2100, dans le modèle ALADIN52, selon les 2 trajectoires futures RCP4.5 et RCP8.5 . . . . .	213

4.5	Variabilité interannuelle du nombre de jours d'eTLES pour chacune des 94 saisons de la période 2006-2100, dans le modèle LMDZ4-NEMOMED8, selon les 2 trajectoires futures RCP4.5 et RCP8.5 . . . . .	215
4.6	Tendances du nombre de jours d'eTLES par saison sur la période 2006-2100, par points de grille, pour les modèles ALADIN52 et LMDZ4-NEMOMED8, pour la trajectoire RCP4.5 et la trajectoire RCP8.5 . . . . .	217
4.7	Moyennes mobiles de la durée moyenne par saison des eTLES détectés sur la période 2006-2100 dans le modèle ALADIN52 et dans le modèle LMDZ4-NEMOMED8 . . . . .	219
4.8	Moyennes mobiles de l'extension spatiale moyenne par saison des eTLES détectés sur la période 2006-2100 dans le modèle ALADIN52 et dans le modèle LMDZ4-NEMOMED8 . . . . .	220
4.9	Tendances de la SLP moyenne par saison, par point de grille, pour la trajectoire RCP4.5 et la trajectoire RCP8.5 . . . . .	225
4.10	Tendances de la SLP moyenne par saison, par point de grille, sur la période 2006-2100 pour la trajectoire RCP4.5 et pour chacun des 12 modèles CMIP5 étudiés . . . . .	227
4.11	Tendances de la SLP moyenne par saison, par point de grille, sur la période 2006-2100 pour la trajectoire RCP8.5 et pour chacun des 12 modèles CMIP5 étudiés . . . . .	229
4.12	Diagrammes de Taylor relatifs aux champs de SLP de chacun des 4 régimes de circulation AR, EA, NAO+ et NAO-, détectés dans les 12 CMIP5 et dans les réanalyses NCEP-NCAR, pour les 30 saisons de la période 1975-2005 (approche libre) . . . . .	237
4.13	Diagrammes de Taylor relatifs aux champs de SLP de chacun des 4 régimes de circulation AR, EA, NAO+ et NAO-, détectés dans les 12 CMIP5 et dans les réanalyses NCEP-NCAR, pour les 30 saisons de la période 1975-2005 (projetée) . . . . .	239
4.14	SLP moyenne des régimes de circulation détectés dans les réanalyses NCEP-NCAR et les biais de SLP dans les moyennes multi-modèles des classifications en régimes de circulation atmosphérique issues des CMIP5 "libres" et "projetés", associés aux 4 régimes de circulations atmosphériques . . . . .	243
4.15	Anomalies de fréquence moyenne multi-modèle d'occurrence des régimes de circulation atmosphérique AR, EA, NAO+ et NAO- par saison, sur la période 2006 à 2100 . . . . .	245

4.16	Boîtes à moustaches de la durée moyenne multi-modèle des différentes séquences de chacun des 4 régimes de circulation atmosphérique AR, EA, NAO+ et NAO-, détectés dans les 30 saisons de la période historique (1975-2005), pour les saisons de la période 2020 à 2050 et les saisons de la période 2070 à 2100 des trajectoires RCP4.5 et RCP8.5 . . . . .	248
4.17	Boîtes à moustaches de la durée des différentes séquences de chacun des 4 régimes de circulation atmosphérique AR, EA, NAO+ et NAO-, détectés dans les 30 saisons de la période historique (1975-2005), dans les 30 saisons de la période 2020 à 2050 et dans les saisons de la période 2070 à 2100 de la trajectoires RCP4.5 dans les modèles CMIP5 . . . . .	250
4.18	Boîtes à moustaches de la durée des différentes séquences de chacun des 4 régimes de circulation atmosphérique AR, EA, NAO+ et NAO-, détectés dans les 30 saisons de la période historique (1975-2005), dans les 30 saisons de la période 2020 à 2050 et dans les saisons de la période 2070 à 2100 de la trajectoires RCP8.5 dans les modèles CMIP5 . . . . .	251

## Chapitre 5

5.1	Corrélation, par point de grille, entre les variabilités interannuelles du nombre de jours de pluie et celles du nombre de jours d'eTLES, pour les 56 saisons de la période 1957-2013 . . . . .	259
5.2	Corrélation, par point de grille, entre les cumuls saisonniers des précipitations et le nombre de jours d'eTLES par saison, pour les 56 saisons de la période 1957-2013 . . . . .	260
5.3	Part moyenne des surfaces agricoles consacrées aux 4 principales céréales cultivées en Espagne (orge, blé, avoine et maïs) et des autres céréales cultivées, sur l'ensemble du parc agricole dédié aux céréales, sur la période 2008-2014 . . . . .	263
5.4	Evolution des rendements annuels moyens d'orge, de blé, d'avoine et de maïs en Espagne, sur la période 1960-2013 . . . . .	266
5.5	Anomalies moyennes de rendement d'orge, de blé, d'avoine et de maïs, selon différentes classes portant sur le nombre de jours d'eTLES par saison de la période 1960-2013 . . . . .	273
5.6	Anomalies moyennes des cumuls saisonniers de pluie en Péninsule Ibérique, selon différentes classes portant sur le nombre de jours d'eTLES par saison sur la période 1960-2013 . . . . .	275
5.7	Anomalies moyennes de rendement d'orge, de blé, d'avoine et de maïs, selon différentes classes portant sur les cumuls de pluie saisonniers en Péninsule Ibérique, (période 1960-2013) . . . . .	277

5.8	Histogrammes présentant le nombre de saisons affectées ou non par des jours d'eTLES, pour chacune des quatre classes associées aux cumuls de pluie saisonniers moyens en Péninsule Ibérique, pour la période 1960-2013 . . . . .	278
5.9	Localisation des points de grille concernés par l'eTLES qui a affecté la Péninsule Ibérique du 24 janvier 1997 au 17 avril 1997 . . . . .	282
5.10	Précipitations moyennes cumulées reçues sur la Péninsule Ibérique lors des saisons 1996-1997 et 2003-2004 . . . . .	286
5.11	Histogrammes présentant les anomalies de rendement d'orge, de blé, d'avoine et de maïs en Espagne, pour l'année 1997 et pour l'année 2004 . . . . .	288
5.12	Anomalie désaisonnalisées quotidiennement portant sur l'humidité moyenne du sol, à l'échelle de la Péninsule Ibérique, pour les saison 1996-1997 et 2003-2004 . . . . .	291
5.13	Débit quotidien moyen de la rivière Èbre, au niveau de la ville de Tortosa, pour la saison 1996-1997 et la saison 2003-2004 .	294

# Liste des tables

## Chapitre 1

- 1.1 Caractéristiques des différents champs atmosphériques de ré-analyses NCEP-NCAR utilisés dans cette étude . . . . . 51
- 1.2 Les 12 modèles globaux CMIP5, dont les simulations de la SLP historiques et futures sont utilisées dans cette étude . . 56
- 1.3 Liste des modèles utilisés dans cette étude, proposant les simulations climatiques régionales des précipitations, au pas de temps quotidien, pour les simulations d'évaluation . . . . . 59
- 1.4 Les deux modèles utilisés dans cette étude proposant les simulations climatiques régionales des précipitations, au pas de temps quotidien, pour les simulations historiques et pour les trajectoires futures RCP . . . . . 60

## Chapitre 2

- 2.1 Résumé de certaines classifications en régimes de circulation atmosphérique du domaine Euro-Atlantique en période hivernale observées dans la littératures . . . . . 137
- 2.2 Tableau de contingence montrant la distribution des 4 423 jours impactés par les 76 eTLES détectés dans les 56 saisons de la période 1957-2013, suivant les 4 configurations d'eTLES . . . 145
- 2.3 Mesure de l'intensité des liens entre les 4 régimes de circulation atmosphérique et les 4 configurations d'eTLES, quantifiée par la valeur statistique du V de Cramer . . . . . 147
- 2.4 Mesure de l'intensité des liens entre les 4 régimes de circulation atmosphérique (désaisonnalisés) et les 4 configurations d'eTLES, quantifiée par la valeur statistique du V de Cramer 149

## Chapitre 3

3.1	Nombre d'eTLES détectés, nombre de jours d'eTLES et nombre d'eTLES communs entre ceux détectés dans le jeu de données E-OBS et ceux détectés dans les simulations climatiques régionales . . . . .	173
3.2	Caractéristiques des eTLES (durée moyenne et extension spatiale moyenne) pour les 7 sous régions méditerranéennes et pour chacun des 6 jeux de données étudiés . . . . .	179

#### **Chapitre 4**

4.1	Nombre d'eTLES respectivement détectés par les modèles ALADIN52 et LMDZ4-NEMOMED8 dans les 44 saisons de la période historique (1961 à 2005) et dans les 44 saisons de la période future 2056-2100 . . . . .	203
4.2	Fréquence moyenne des quatre principaux régimes de circulation atmosphérique AR, EA, NAO+ et NAO-, détectés dans les réanalyses NCEP-NCAR et dans les 12 modèles globaux du climat CMIP5 sur les 30 saisons de la période historique 1975-2005 (approche libre) . . . . .	233
4.3	Fréquence moyenne des quatre principaux régimes de circulation atmosphérique AR, EA, NAO+ et NAO-, détectés dans les réanalyses NCEP-NCAR et dans les 12 modèles globaux du climat CMIP5 sur les 30 saisons de la période historique 1975-2005 (approche projetée) . . . . .	234

#### **Chapitre 5**

5.1	Part des cultures pluviales et irriguées pour les 4 céréales les plus cultivées en Espagne . . . . .	264
5.2	Corrélation entre la variabilité interannuelle des rendements saisonniers d'orge, de blé, d'avoine et de maïs en Espagne, pour lesquels la tendance linéaire respective a été retranchée, et celle des cumuls de précipitations, du ratio de jours secs et du nombre de jours d'eTLES, en Péninsule Ibérique, sur la période 1960-2013 . . . . .	271
5.3	Différence entre les rendements moyens des saisons avec eTLES et les rendements moyens des saisons sans eTLES, suivant les 4 classes associées aux cumuls de pluie par saison en Péninsule Ibérique, pour la période 1960-2013 . . . . .	280

# Annexes

## Chapitre 1

**Annexe 1.1** : le bassin versant de l'Èbre en Espagne.

**Annexe 1.2** : comparaison des tests de Bravais-Pearson et de Mann-Kendall sur la significativité des tendances liées aux cumuls saisonniers de pluie sur la période 1957-2013.

## Chapitre 2

**Annexe 2.1** : ratio des jours de TLES sur l'ensemble des jours secs (période 1957-2013).

**Annexe 2.2** : valeurs des centiles calculés sur la distribution des durées de tous les épisodes secs détectés sur la période 1979-2013.

**Annexe 2.3** : anomalies désaisonnalisées de la vitesse verticale de l'altitude du géopotential 500 hPa ( $\Omega$ ) associées aux 4 configurations d'eTLES.

**Annexe 2.4** : SLP et z500 moyennes associées aux mois de septembre de la période 1957-2013.

**Annexe 2.5** : anomalies de pression désaisonnalisées (SLP) associées aux 4 régimes de circulation atmosphérique détectés au travers des champs quotidiens de SLP désaisonnalisés NCEP-NCAR des 56 saisons de la période 1957-2013.

**Annexe 2.6** : tableau de contingence montrant la distribution des 4 423 jours impactés par les 76 eTLES détectés dans les 56 saisons (septembre à avril) de la période 1957-2013, suivant les 4 configurations d'eTLES et les 4 régimes de circulation atmosphérique détectés au travers des champs quotidiens de SLP désaisonnalisés NCEP-NCAR des 56 saisons de la période 1957-2013.

**Annexe 2.7** : SLP moyennes des 4 régimes de circulation et anomalies désaisonnalisées de SLP pour chacun des régimes de circulation atmosphé-

rique (détectés au travers des champs quotidiens de SLP désaisonnalisés NCEP-NCAR des 56 saisons de la période 1957-2013) associés aux jours appartenant aux 4 configurations d'eTLES.

## **Chapitre 3**

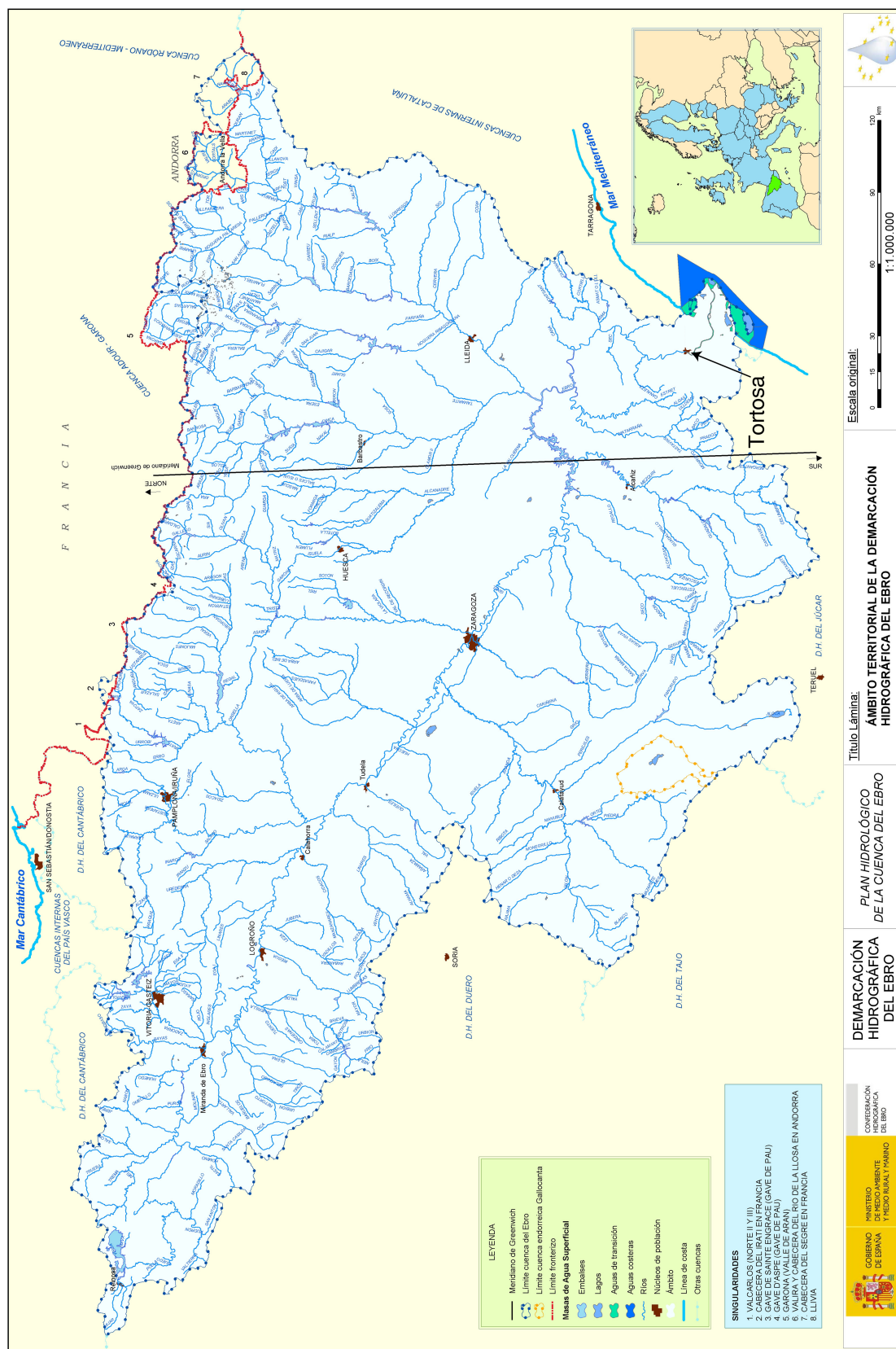
**Annexe 3.1** : dendrogramme de la Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) sur les 45 jours médians des eTLES détectés sur la période 1979-2009 dans le jeu de données E-OBS et inertie du dendrogramme de la CAH.

## **Chapitre 5**

**Annexe 5.1** : cycle annuel de l'humidité des sols quotidienne moyenne en Péninsule Ibérique sur la période 1957-2013.

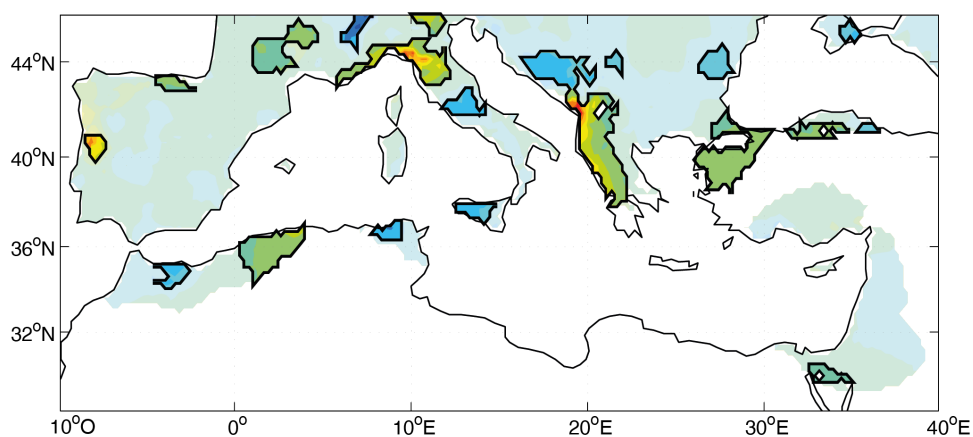


Annexe 1.1 : le bassin versant de l'Èbre en Espagne. source : [www.chebro.es](http://www.chebro.es)

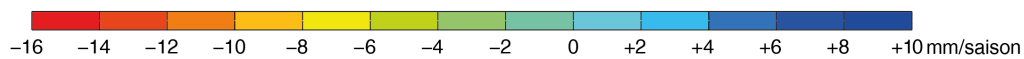
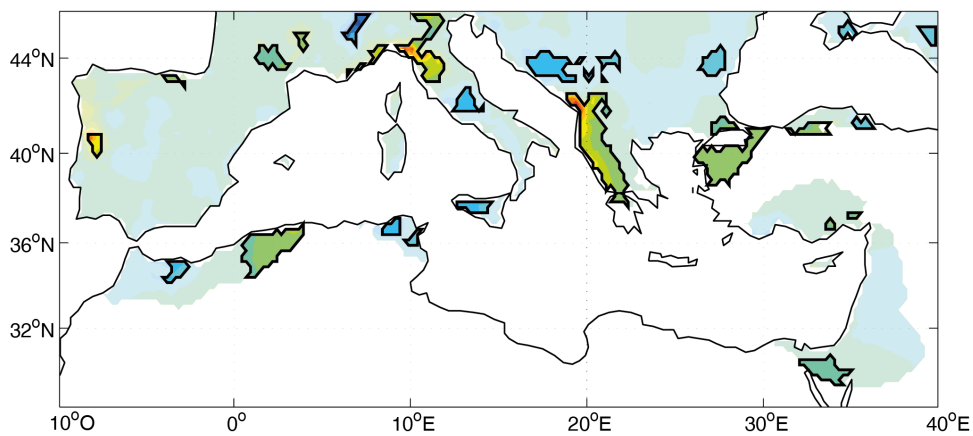


**Annexe 1.2** : comparaison des tests de Bravais-Pearson et de Mann-Kendall (seuil de confiance de 0.05) sur la significativité des tendances liées aux cumuls saisonniers de pluie sur la période 1957-2013.

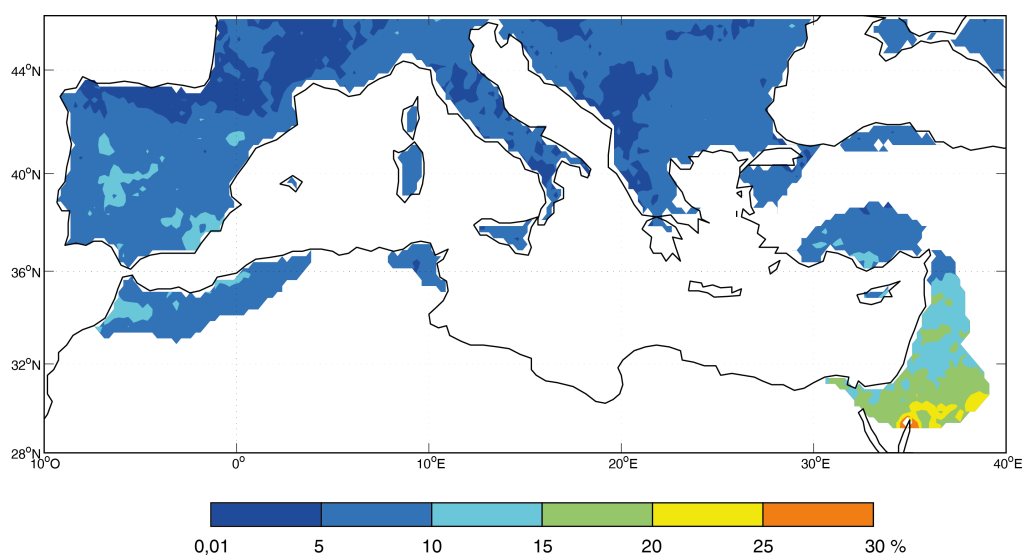
**Test de Bravais-Pearson**



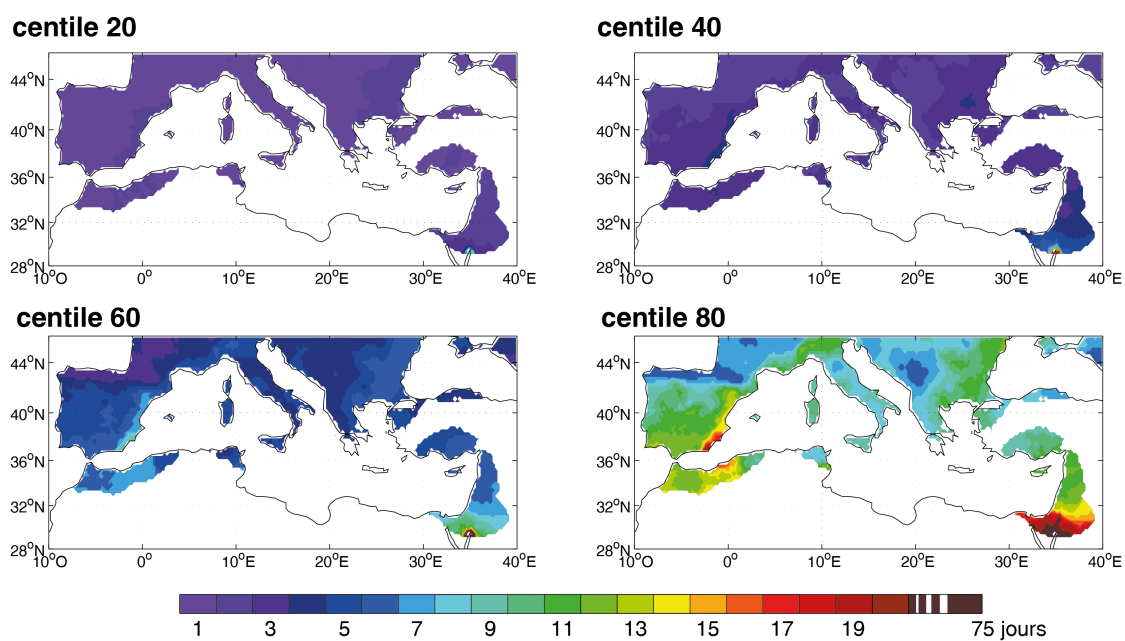
**Test de Mann-Kendall**



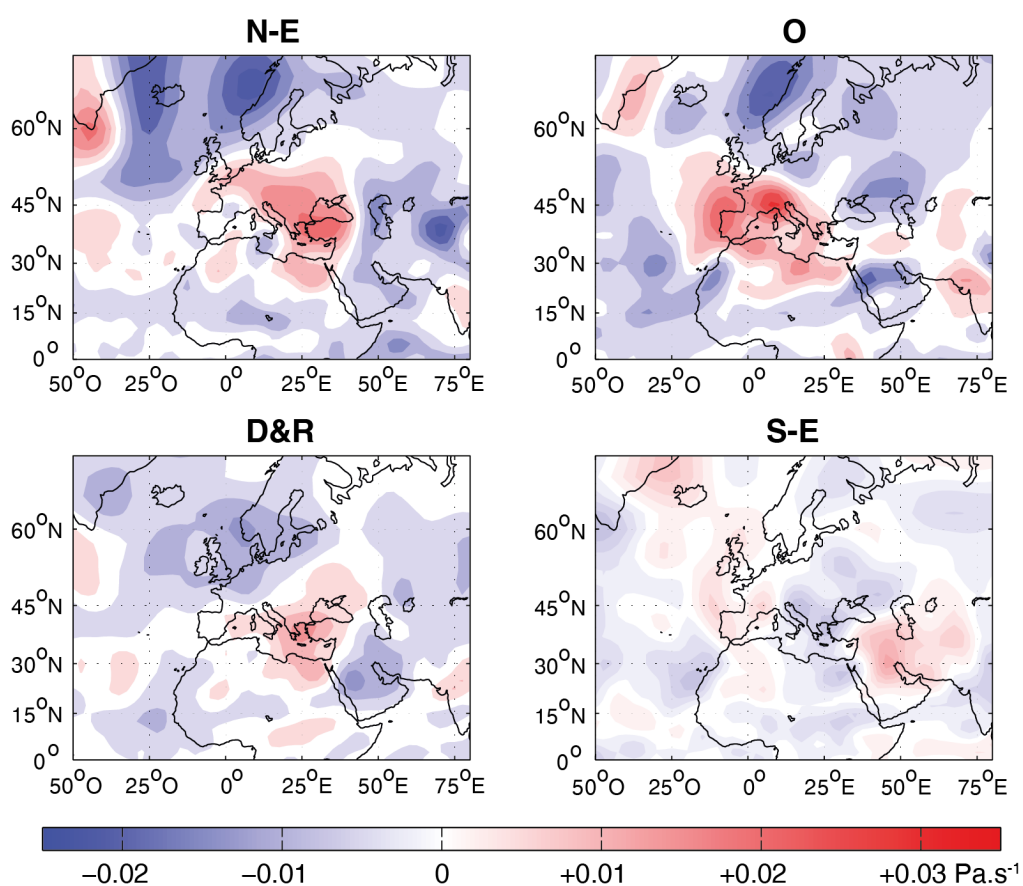
**Annexe 2.1** : ratio des jours de TLES (en %) sur l'ensemble des jours secs (période 1957-2013).



**Annexe 2.2** : valeurs des centiles (en jours) calculés sur la distribution des durées de tous les épisodes secs détectés sur la période 1979-2013.

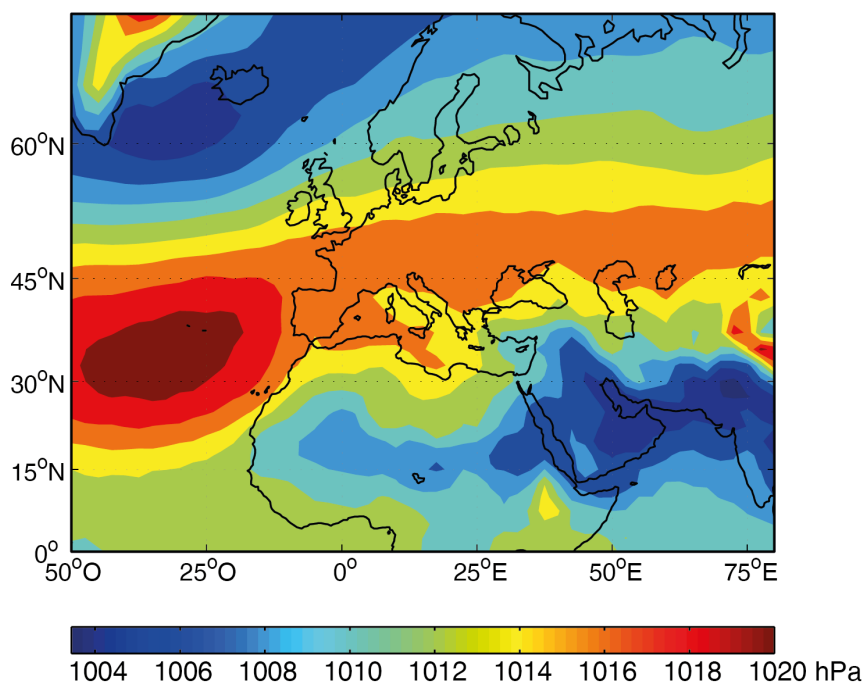


**Annexe 2.3** : anomalies désaisonnalisées de la vitesse verticale de l'altitude du géopotential 500 hPa ( $\Omega$ , en  $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ ) associées aux 4 configurations d'eTLES (Nord-Est, NE; Ouest, O; Dispersés & Restreints, D&R; Sud-Est, S-E).

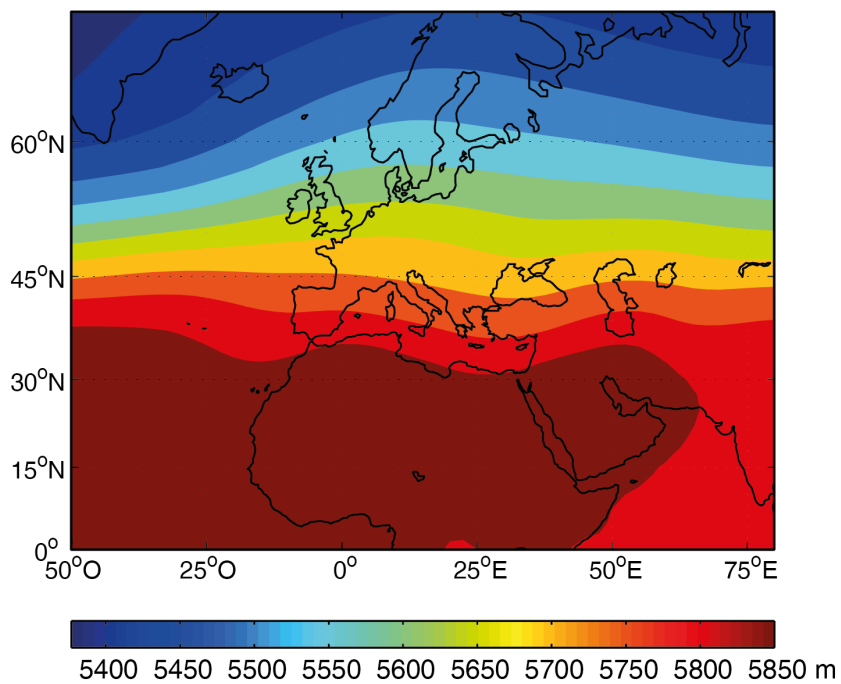


**Annexe 2.4 :** SLP (en hPa) et z500 (en m) moyens associées aux mois de septembre de la période 1957-2013.

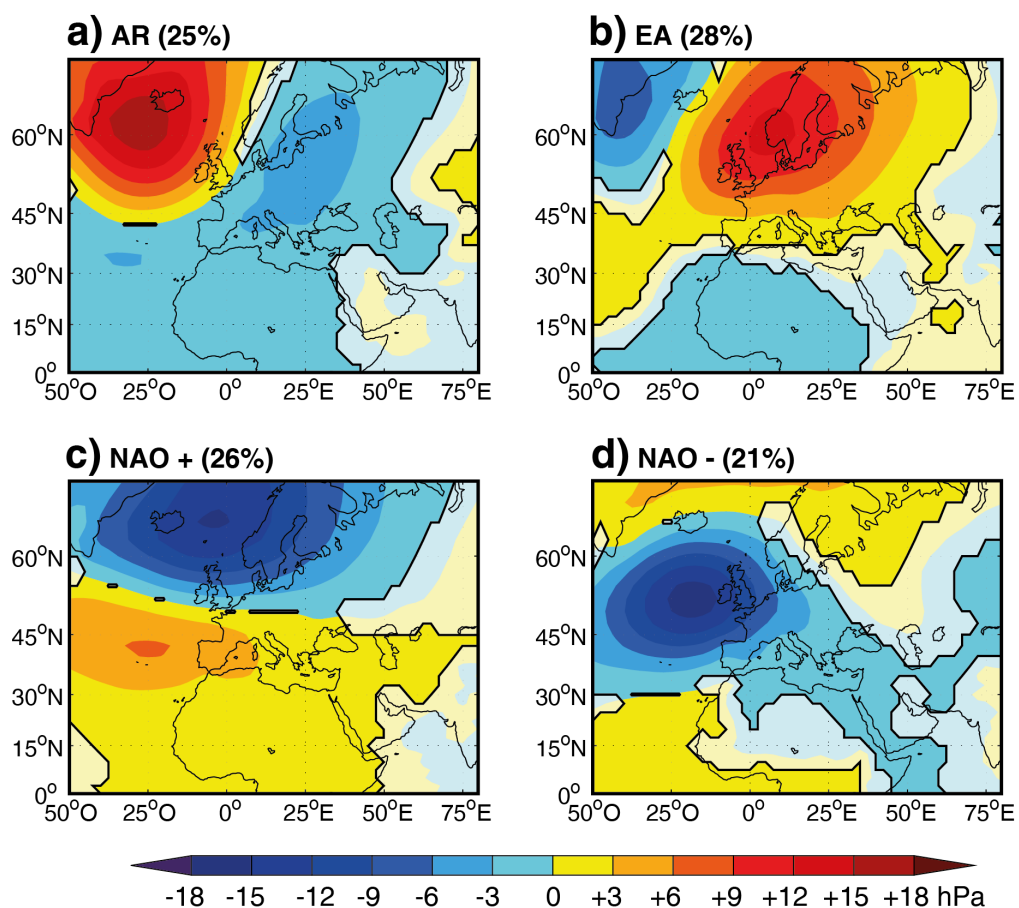
### SLP



### z500



**Annexe 2.5** : anomalies de pression désaisonnalisées (SLP, en hPa) associées aux 4 régimes de circulation atmosphérique (Atlantic Ridge, AR; East-Atlantic, EA; phase positive de l'oscillation nord-Atlantique, NAO+; phase négative de l'oscillation nord-Atlantique, NAO-) détectés au travers des champs quotidiens de SLP désaisonnalisés NCEP-NCAR des 56 saisons de la période 1957-2013. Les anomalies significatives de SLP au seuil de confiance de 0.05 d'après le test en T de Student apparaissent en couleurs vives et sont entourées en noir.

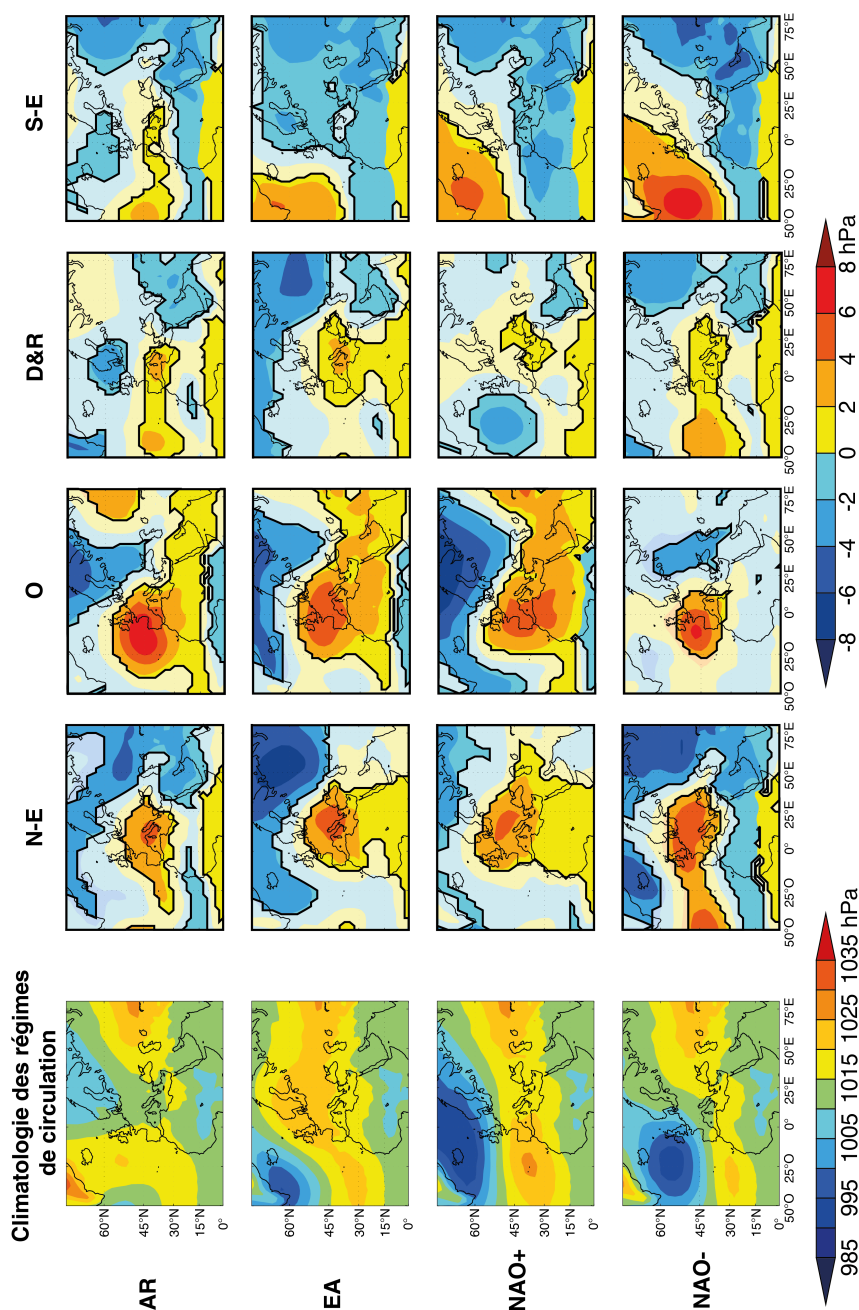


**Annexe 2.6 :** tableau de contingence montrant la distribution des 4 423 jours impactés par les 76 eTLES détectés dans les 56 saisons (septembre à avril) de la période 1957-2013, suivant les 4 configurations d'eTLES (Nord-Est, NE; Ouest, O ; Dispersés & Restreints, D&R ; Sud-Est, S-E) et les 4 régimes de circulation atmosphérique (Atlantique Ridge, AR ; East-Atlantic, EA ; phase positive de l'oscillation nord-Atlantique, NAO+ ; phase négative de l'oscillation nord-Atlantique, NAO-) détectés au travers des champs quotidiens de SLP désaisonnalisés NCEP-NCAR des 56 saisons de la période 1957-2013. En noir, le nombre de jours associés à chacune des 16 combinaisons possibles. En rouge (par ligne), le nombre de jours d'eTLES associés à chaque régime de circulation (et les pourcentages associés) répartis entre les 4 configurations d'eTLES. En bleu (par colonne), le nombre de jours d'eTLES associés à chaque configuration d'eTLES (et les pourcentages associés) répartis entre les 4 régimes de circulation. En orange, les statistiques sur les 4 423 jours d'eTLES (et le pourcentage associé) répartis entre les 4 configurations d'eTLES et entre les 4 régimes de circulation atmosphérique. En vert, le ratio de jours d'eTLES pour chacun des 4 régimes de circulation atmosphérique.

	N-E	O	D&R	S-E		% de jours des régimes associés aux eTLES
<b>AR</b>	101 15% 10%	225 27% 22%	177 15% 18%	505 29% 50%	<b>1008</b> (23%) 100%	<b>29%</b> (1008/3436)
<b>EA</b>	200 29% 16%	202 24% 16%	288 25% 23%	538 31% 44%	<b>1228</b> (28%) 100%	<b>33%</b> (1228/3764)
<b>NAO+</b>	255 37% 17%	346 41% 24%	461 40% 31%	405 23% 28%	<b>1467</b> (33%) 100%	<b>42%</b> (1467/3508)
<b>NAO-</b>	128 19% 18%	69 8% 10%	235 20% 32%	288 17% 40%	<b>720</b> (16%) 100%	<b>25%</b> (720/2844)
	<b>684</b> (16%) 100%	<b>842</b> (19%) 100%	<b>1161</b> (26%) 100%	<b>1736</b> (39%) 100%	<b>4423 jours</b>	

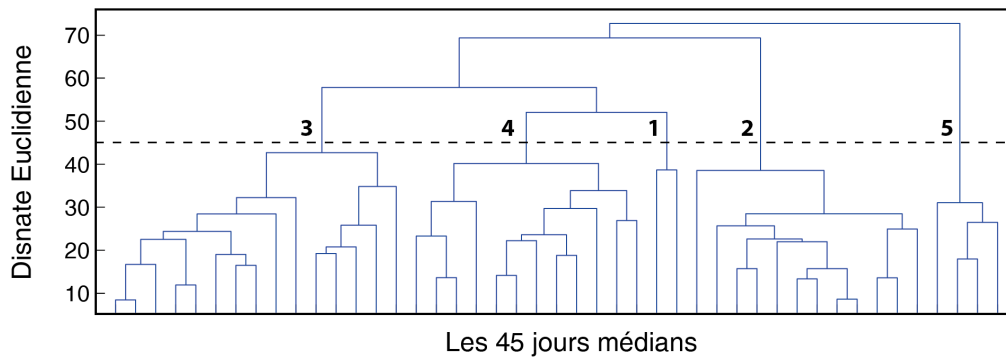


**Annexe 2.7** : SLP moyennes (en hPa; panel de gauche) des 4 régimes de circulation (Atlantic Ridge, AR; East-Atlantic, EA; phase positive de l'oscillation nord-Atlantique, NAO+; phase négative de l'oscillation nord-Atlantique, NAO-; panel de gauche) et anomalies désaisonnalisées de SLP (en hPa; panel de droite) pour chacun des régimes de circulation atmosphérique (détectés au travers des champs quotidiens de SLP désaisonnalisés NCEP-NCAR des 56 saisons de la période 1957-2013) associés aux jours appartenant aux 4 configurations d'eTLES (Nord-Est, NE; Ouest, O; Dispersés & Restreints, D&R; Sud-Est, S-E).

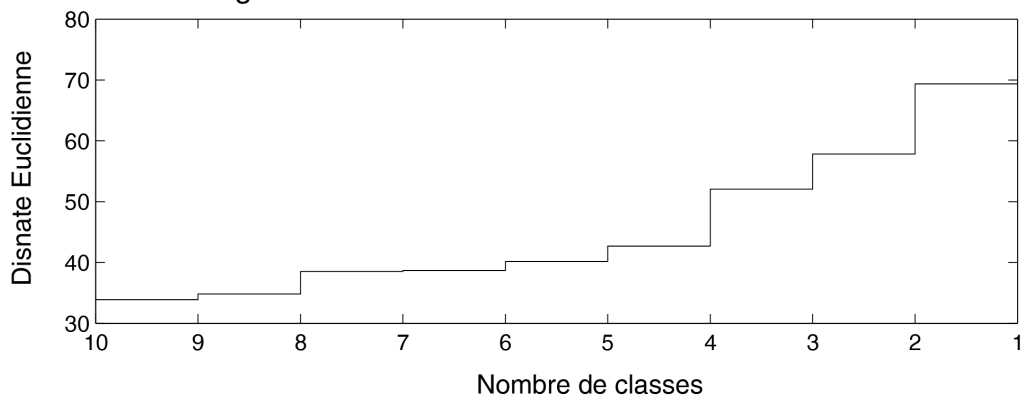


**Annexe 3.1** : dendrogramme de la Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) sur les 45 jours médians des eTLES détectés sur la période 1979-2009 dans le jeu de données E-OBS et inertie du dendrogramme de la CAH (nombre de classes entre 2 et 10).

dendrogramme



inertie du dendrogramme



Annexe 5.1 : cycle annuel de l'humidité des sols (en %) quotidienne moyenne en Péninsule Ibérique sur la période 1957-2013.

