

Laïla Amraoui

Variabilités climatiques régionales et changement global : cas de l'évolution climatique récente au Maroc, en Mauritanie et leur proche océan

AMRAOUI Laïla. *Variabilités climatiques régionales et changement global : cas de l'évolution climatique récente au Maroc, en Mauritanie et leur proche océan*, sous la direction de Jacques Comby. - Lyon : Université Jean Moulin (Lyon 3), 2013.

Disponible sur : www.theses.fr/2013LYO30069



Document diffusé sous le contrat Creative Commons « Paternité – pas d'utilisation commerciale - pas de modification » : vous êtes libre de le reproduire, de le distribuer et de le communiquer au public à condition d'en mentionner le nom de l'auteur et de ne pas le modifier, le transformer, l'adapter ni l'utiliser à des fins commerciales.



Université Jean Moulin Lyon 3
École doctorale sciences sociales
Thèse présentée pour l'obtention du diplôme de
Doctorat Géographie - Aménagement
spécialité
Climatologie

Laïla AMRAOUI

**VARIABILITÉS CLIMATIQUES RÉGIONALES ET
CHANGEMENT GLOBAL :
cas de l'évolution climatique récente au Maroc, en
Mauritanie et leur proche océan**

Sous la direction du
Professeur Jacques COMBY

Présentée et soutenue à l'Université Jean Moulin Lyon3
le 29 novembre 2013 à 14h devant le jury composé de :

Jean-Pierre VIGNEAU, Professeur des Universités Emérite, Paris 10 : rapporteur
Mohamed-Said KARROUK, Professeur des Universités, Université Hassan II (Maroc) : rapporteur
Maria SNOUSSI, Professeur des Universités, Université Mohamed V (Maroc) : examinateur
Mustapha KEBICHE, Maître de conférences, Université de Moncton (Canada) : examinateur
Florent RENARD, Maître de conférences, Université Lyon 3 : examinateur
Jacques COMBY, Professeur des Universités, Lyon 3 : directeur de thèse

Dédicace

A ma mère, qui ne verra pas l'aboutissement de cette aventure...

Remerciements

Je tiens tout d'abord, à rendre un hommage au feu Professeur Marcel LEROUX qui m'a guidée sur le chemin de la recherche depuis le DEA et les débuts de ma thèse. Inutile de rappeler son esprit critique et sa haute exigence scientifique, nombreux sont ceux qui l'ont fait avant moi. Je voudrais, pour ma part, saluer l'homme humaniste et intègre qu'il fut.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance au Professeur Jacques COMBY pour avoir accepté de prendre le relais dans la direction de ma thèse après le décès du Professeur Marcel LEROUX. Je le remercie pour la liberté et la confiance qu'il m'a accordées dans l'élaboration de ce travail de recherche. Ses encouragements constants, ses conseils constructifs, et la compréhension dont il a toujours fait preuve vis-à-vis de ma situation personnelle, m'ont été d'un grand soutien.

Je remercie le Professeur Emérite Jean-Pierre VIGNEAU pour ses conseils et pour avoir accepté d'être rapporteur de ma thèse.

Mes remerciements s'adressent aussi à Monsieur le Professeur Mohamed-Saïd KARROUK pour l'intérêt qu'il a porté à mon travail en acceptant d'endosser le rôle de rapporteur malgré un agenda très chargé.

Je remercie vivement Monsieur Florent RENARD, maître de Conférences, Monsieur Mustapha KEBICHE, maître de Conférences, et Madame le Professeur Maria SNOUSSI de participer au jury de cette thèse.

Je remercie Monsieur Etienne LeBlois, Ingénieur hydrologue à CEMAGREF de Lyon, de m'avoir autorisée à utiliser son algorithme destiné à l'étude de la stationnarité des séries chronologiques.

Merci à Monsieur Luc BARTHELEMY, maître de conférences à l'université de Lyon 3, et à Monsieur Zineddine NOUACEUR, maître de conférences à l'université de Rouen pour les relectures d'articles.

Mon stage au sein du CRTS (Centre Royal de Télédétection Spatiale) à Rabat (Maroc), m'a permis de poser les fondements du chapitre consacré à l'évolution de l'environnement côtier maroco-mauritanien. Je remercie Monsieur le Directeur, Driss HADDANI et Monsieur Mohamed-Saïd IRRIFI (DRH), de m'avoir accordé la chance d'effectuer ce stage. Je ne pourrais évoquer le CRTS sans avoir une pensée amicale pour Nabila, Salwa, Aïssa, Omar, et Abderahim, rencontrés au sein du CRTS.

Je remercie mes collègues du LCRE ; Alexis, Adama, Didier et Florent pour le partage des connaissances, les discussions et les collaborations.

Merci à Laurent, Agnès, Noufel et Hanaa de m'avoir offert pied-à-terre lors de mes séjours lyonnais.

Je remercie mes frères, Aziz et Nabil, pour leurs soutiens indéfectibles et pour l'aide linguistique.

A mes enfants, Roshd et Rym, je mentirais si je dis que vous avez été d'une aide quelconque dans l'élaboration de cette thèse. Bien mieux, depuis que vous êtes là, vous m'emplissez d'amour et de bonheur.

A mon mari, Mohamed ; je ne te remercierais jamais assez pour ton soutien, tes encouragements et les discussions autour de mon travail de recherche.

Résumé

Dans le contexte du changement climatique contemporain dit global, les analyses climatiques à l'échelle régionale présentent un intérêt majeur car elles permettent de rendre compte des hétérogénéités spatiales des évolutions climatiques. Le bassin méditerranéen notamment sud-ouest, ainsi que le Sahel et les pays sub-sahariens figurent parmi les secteurs les plus fragilisés par les changements climatiques contemporains. Au sein de ces secteurs, le Maroc et la Mauritanie, présentent une continuité de la dynamique climatique par leur situation sur le bord nord-est de l'Atlantique tropical et subtropical. Dans le même temps, ils appartiennent chacun à des domaines climatiques différents qui sont le domaine climatique subtropical à influences océaniques et méditerranéennes pour le Maroc, et les domaines saharien et sahélien pour la Mauritanie. Notre étude propose une analyse de l'évolution climatique récente au Maroc et en Mauritanie et leur océan proche. Elle s'intéresse à cette évolution dans les basses couches de l'atmosphère en tenant compte des conditions thermiques, de la dynamique climatique côtière (atlantique), puis de la dynamique atmosphérique en surface constituée des pressions atmosphériques et des vents de surface. Pour la totalité des paramètres météorologiques étudiés, la variabilité et l'évolution interannuelles sont analysées aux échelles annuelle et mensuelle / saisonnière. Les analyses statistiques basées principalement sur les régressions linéaires et la segmentation d'Hubert ont permis de montrer que l'espace maroco-mauritanien a connu au cours des six dernières décennies des évolutions climatiques contrastées tant à l'échelle spatiale qu'à l'échelle saisonnière avec un point commun; une rupture climatique majeure pendant les années 1970. Les résultats les plus marquants se résument dans :

- une évolution thermique contrastée avec un réchauffement plus marqué au Maroc et au Sahara qu'en Mauritanie,
- augmentation de l'intensité de l'upwelling sur la côte marocaine et diminution de son intensité sur la côte mauritanienne,
- une forte et dominante tendance à la hausse de la pression atmosphérique laissant apparaître notamment un renforcement de l'A.A méditerranéo-saharienne et un affaiblissement de la dépression thermique saharienne en été,
- une tendance générale à la baisse de la vitesse des vents, qui se produit parallèlement à une rotation de la rose des vents du nord au nord-est pour les alizés maritimes et du nord à l'est pour les alizés continentaux.

La segmentation d'Hubert a permis de confirmer que les fluctuations climatiques majeures dans l'espace maroco-mauritanien et son océan proche se sont produites pendant les années 1970. Cela se vérifie à l'échelle des températures de l'air, de l'upwelling, et des PNM, tandis que pour les vents, la rupture qui a touché la vitesse et la fréquence des directions principales des alizés s'est produite entre les années 1960 et 1970.

Une seconde période de rupture est mise en évidence par la segmentation d'Hubert. Elle concerne les années 1990 dans les séries chronologiques des températures de l'air et des PNM. Cette rupture est concomitante à une amélioration de la pluviométrie constatée par plusieurs auteurs dans le Sahel. Ce qui suscite des interrogations quant au contexte régional au sein duquel ces modulations ont touché plusieurs paramètres météorologiques à partir des années 1990.

En somme, le scénario d'évolution climatique qui se dessine à travers nos analyses paraît être lié à un renforcement de l'A.A méditerranéo-saharienne et un affaiblissement de la dépression thermique saharienne. L'évolution des alizés maritimes en termes de vitesse et de directions, ainsi que celle de l'upwelling côtier peut être liée à un décalage de l'A.A des Açores vers l'ouest au cours des trois dernières décennies.

Motsdés: climat régional / climat global – Maroc-Mauritanie – températures de l'air – PNM – alizés – upwelling – régressions linéaires - segmentation d'Hubert.

Abstract

In the context of global contemporary climate change, regional climate analyses are of major interest as they allow accounting for spatial heterogeneity of climate change. The Mediterranean basin, in particular, Southwestern as well as the Sahel and Sub-Saharan countries are among the most vulnerable sectors to contemporary climate change. Within these sectors, Morocco and Mauritania constitute a continuity of climatic dynamics by their position on the northern coasts of the tropical and subtropical Atlantic Ocean. They each belong to different climate zones. Morocco belongs to the subtropical climate zone, with its oceanic and Mediterranean influences, and Mauritania to the Saharan and Sahelian areas. Our study provides for an analysis of recent climate changes in Morocco and Mauritania and their nearby Ocean. It focuses on the evolution in the lower layers of the atmosphere, taking into account the thermal conditions, the coastal (Atlantic) climate dynamics and atmosphere dynamics on surface made of atmospheric pressures and surface winds. For all the studied meteorological parameters, the variability and inter-annual evolution are analyzed on monthly and annual / seasonal scales.

Statistical analyzes based primarily on linear regressions and Hubert's segmentation helped show that the Moroccan-Mauritanian zone has experienced over the past six decades contrasting climate changes both at the spatial and seasonal scales with a common point : a major climate disruption during the 1970s. The most significant results are hereunder summarized:

- A contrasted thermal evolution with a more pronounced warming in Morocco and the Sahara than in Mauritania
- Increase the intensity of the upwelling on the Moroccan coast and decrease on the Mauritanian,
- A strong and dominant upward trend in atmospheric pressure, resulting, in particular, in a Mediterraneo-Saharan AA strengthening and lower Saharan thermal pressure during summer.
- A general downward trend in wind speed, in parallel with a rotation of the compass rose from north to northeast for marine trade winds, and from north to east for the continental trade winds.

Hubert' Segmentation confirmed that the major climatic fluctuations in the Moroccan-Mauritanian area and their nearby ocean occurred during the 1970s. This is true at the level of air temperatures, the upwelling, and SLP, while the disruption that affected the wind speed and the frequency of the main directions of the trade winds occurred between 1960 and 1970.

A second period of disruption has been demonstrated by Hubert's segmentation. It relates to the 1990s in air temperature chronological series and SLP. This disruption has come hand in hand with an improvement in rainfall in the Sahel, as observed by several

authors. This raises questions about the regional context in which these modulations affected several meteorological parameters as of the 1990's.

In short, the scenario of climate change that is emerging from our analysis appears to be linked to a Mediterraneo-Saharan AA strengthening and lower Saharan thermal pressure. The evolution of the marine trade winds in terms of speed and direction, as well as the coastal upwelling may be related to a shift of the Azores A.A towards the west over the past three decades.

Key-words: regional climate / global climate – Morocco-Mauritania – air temperatures – SLP – trade-winds – upwelling – linear regressions – Hubert's segmentation.

Introduction Générale.....	13
Chapitre 1. Outils d'analyse et cadres géographique et atmosphérique.....	21
1. Outils d'analyses.....	22
2. Le cadre géographique : interférence des échelles spatiales.....	36
3. Le cadre théorique de l'approche climatique : débat sur le rôle des phénomènes de basses couches et forte influence océanique sur le climat de l'Afrique du nord-ouest.....	45
Conclusion du chapitre.....	61
Chapitre 2. Les températures de l'air en 1950-2008 : une tendance générale au réchauffement avec des contrastes régionaux et un tournant majeur pendant les années 1970.....	63
1. Analyse de l'état moyen des températures de l'air 1950-2008 : contrastes spatiaux et variabilité saisonnière.....	65
2. Evolution et variabilité interannuelles des températures de l'air (1950-2008).....	77
Conclusion du chapitre.....	114
Chapitre 3. L'évolution spatio-temporelle des TSM et de l'upwelling côtier le long des côtes marocaine et mauritanienne : divergence nord / sud.....	117
1. L'upwelling côtier : phénomène d'interface basse atmosphère / surface océanique.....	117
2. Variabilité et évolution spatio-temporelles de l'environnement côtier selon les données Pathfinder (1985-2002) : forte interférence entre les TSM et l'upwelling.....	123
Conclusion du chapitre.....	153
Chapitre 4. La dynamique atmosphérique de surface: renforcement des PNM et baisse de la vitesse des vents en 1950-2008.....	155
1. Climatologie moyenne des champs de pressions en surface et des vents à 10 m.....	158
2. Evolution et variabilité interannuelles des PNM et des vents en surface : des résultats qui mettent en évidence le lien étroit entre ces deux facteurs.....	179
Conclusion du chapitre.....	260
Conclusion générale.....	267

Introduction Générale

Le rapport du GIEC (2007) fait état d'un réchauffement sans équivoque du système climatique avec une hausse qui affecte les températures moyennes de l'atmosphère et de l'océan à l'échelle du globe. La tendance linéaire à la hausse de la température moyenne annuelle du globe entre 1906 et 2005, se traduirait par un accroissement de 0,74°C. Entre 1956 et 2005, elle serait de 0,13°C par décennie, ce qui constitue le double de ce qui a été établi pour l'ensemble du siècle dernier. Si le réchauffement climatique global semble être une réalité consensuelle, il ne se traduit pas nécessairement, aux échelles locales par des comportements climatiques attendus. Les effets du réchauffement peuvent être très différents selon les échelles. Touchan et al, (2012) soulignent que « *la cohérence relative des scénarios globaux contraste avec la très grande dispersion des résultats à l'échelle régionale sur un certain nombre de questions* ».

De même, Brönnimann et al (2007) confirment les observations du GIEC sur le réchauffement général tout en soulignant les contrastes régionaux du changement climatique. Ils affirment comme l'illustre la figure 1, que la tendance linéaire des températures de l'hiver boréal sur la période (1910-1945) se caractérise par une signature spatiale marquée par un réchauffement plus prononcé sur l'Atlantique et l'Amérique du nord, et un refroidissement sur l'Europe. Pendant la période 1950-2003, la tendance linéaire des températures de l'hiver boréal affiche un fort contraste entre les deux hémisphères austral et boréal avec un fort réchauffement pour l'hémisphère nord, plus particulièrement dans les hautes latitudes.

Ces constats renvoient à des questions essentielles pour les géographes climatologues. Parmi elles, celle des échelles spatiales et des liens qui unissent ces échelles dans les relations de cause à effet. Parmi ces questions se posent aussi, celle des échelles temporelles. En s'appuyant sur un pas de temps annuel, le poids des saisons et même au sein des saisons, celui des mois, sont masqués et lissés. Il ne met pas en évidence les saisons où les mois qui influencent, potentiellement, l'évolution des moyennes annuelles.

En outre l'appréhension de l'évolution d'un paramètre climatique, à des échelles temporelles fines permet de mieux décrire la nature des évolutions et constitue un outil précieux à l'évaluation des facteurs qui peuvent être à l'origine du phénomène. C'est le cas pour la circulation atmosphérique dont les modifications jouent un rôle souvent majeur dans ces évolutions.

Une interrogation majeure, encore associée à l'analyse des échelles spatio-temporelles, est celle des prévisions climatiques basées sur la modélisation. Une connaissance approfondie des climats aux échelles régionales et locales est fondamentale pour établir des modèles climatiques fiables. Le Treut (2010) souligne que « *malgré la convergence des modèles vers des résultats largement partagés et qui semblent significatifs à grande échelle, deux types d'incertitudes demeurent, correspondant à la fois à l'amplitude et à la localisation*

(dans le temps et dans l'espace) des effets attendus ». Beltrando (2010) n'hésite pas à déclarer, pour sa part, que les géographes climatologues délaissent les résultats des simulations numériques du climat futur issus des modèles numériques du climat, à cause de leur « *manque de précision et de fiabilité aux échelles des territoires occupés par les sociétés humaines* ».

Enfin, à l'hétérogénéité spatiale des évolutions climatiques s'ajoutent des inégalités territoriales dans les conséquences des phénomènes. Ces inégalités qui focalisent l'attention des chercheurs en Sciences Humaines, font émerger des zones¹ plus sensibles que d'autres aux effets des changements climatiques (Beltrando, 2010). Ces conséquences n'ont donc pas qu'un intérêt climatologique, mais aussi socio-économique.

Le bassin méditerranéen occidental sud (le Maghreb), ainsi que l'Atlantique tropical oriental nord (Les pays de l'Afrique de l'ouest compris entre la Mauritanie au nord et le Cameroun au sud) font partie des régions les plus fragilisées par les changements climatiques. Plusieurs auteurs ont déjà fait état de cette situation notamment par l'analyse de l'évolution des précipitations² et des températures.

Evan, et al, (2009) quantifie le réchauffement de l'Atlantique oriental nord tropical à +0,3 °C par décennie pendant la période 1982-2007, ce qui le caractérise par un réchauffement supérieur à celui que connaissent les autres bassins océaniques tropicaux. Par ailleurs, plusieurs études estiment que le bassin méditerranéen est l'une des premières zones du globe dont les changements de températures ont été attribués au réchauffement global (Béthoux et al, 1990 ; Xoplaki, et al, 2003).

La « fragilisation climatique » de ces zones où la ressource en eau impacte fortement la situation économique, est due à la baisse des taux des précipitations (Ruffault et al, 2012 ; Chaouche et al, 2009) qui accompagne l'augmentation des températures (Driouech, 2010 ; Xoplaki, et al, 2003 ; Ruffault et al, 2012). Le sud du bassin méditerranéen occidental, ainsi que la zone sahélienne, font en effet partie des zones les plus durement affectées par la sécheresse comme l'illustre la figure 2. Pour cette raison, les conditions thermiques et pluviométriques des changements climatiques ont fait l'objet de plusieurs travaux consacrés au bassin méditerranéen et/ou à l'Afrique de l'ouest, soit en englobant les deux secteurs ou en n'étudiant que l'un des pays qui les constituent.

Esper et al, (2007), dont les travaux sont représentatifs des études faites sur le secteur, soulèvent le caractère exceptionnel de la sécheresse que connaît le Maroc depuis les années 1980 à l'échelle du dernier millénaire 1049-2000. Driouech (2010) remarque que cette même décennie, en plus des années 1990-1995, regroupent des années particulièrement déficitaires pour les pluies au Maroc. L'analyse de Knippertz et al (2003) apporte des

¹ Les termes scalaires comme zone, espace ou région, sont utilisés dans cette thèse dans leurs acceptions communes et ne sont donc pas à considérer dans leurs sens dimensionnels géographiques.

² Très étudiée en Afrique de l'Ouest et sur le bassin méditerranéen. Pour cette raison mais aussi parce qu'elle pourrait constituer l'objet d'une thèse en soit, elle ne fera pas l'objet d'analyse particulière dans ce travail, mais l'objet d'un simple rappel permettant de mieux saisir la situation actuelle des régions considérées.

informations plus détaillées sur la répartition spatiale des précipitations au Maroc caractérisée par une tendance générale à la baisse mais aussi par une nette disparité d'un secteur d'observation à un autre. En considérant trois régions ; le Maroc Atlantique, région méditerranéenne, et enfin la région sud-atlasique, les auteurs font état d'une baisse plus forte de l'indice de pluie calculé sur la période 1931-1999 dans la région méditerranéenne et atlantique que dans la région sud-atlasique. Enfin, Stour et Agoumi (2008), en étudiant le climat du Maroc entre 1961 et 2004, soulignent que la sécheresse climatique que subit le pays est de plus en plus fréquente, sévère et étendue sur le plan spatial.

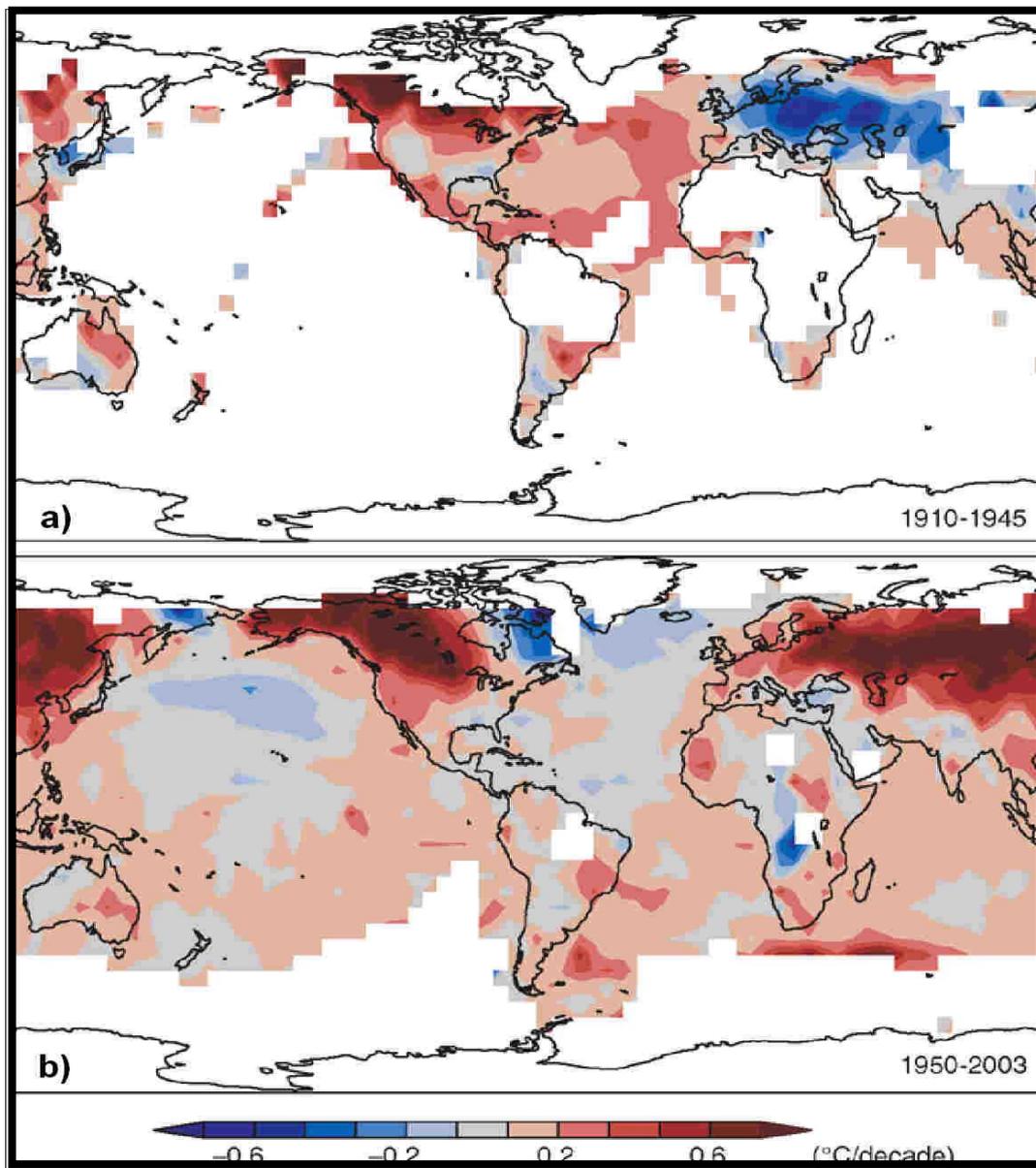


Figure 1. Tendance linéaire des températures de l'air en surface pendant de l'hiver boréal (janvier - mars) pendant la période 1910-1945 (1.a) et la période 1950-2003 (1.b). (Brönnimann et al, 2007)

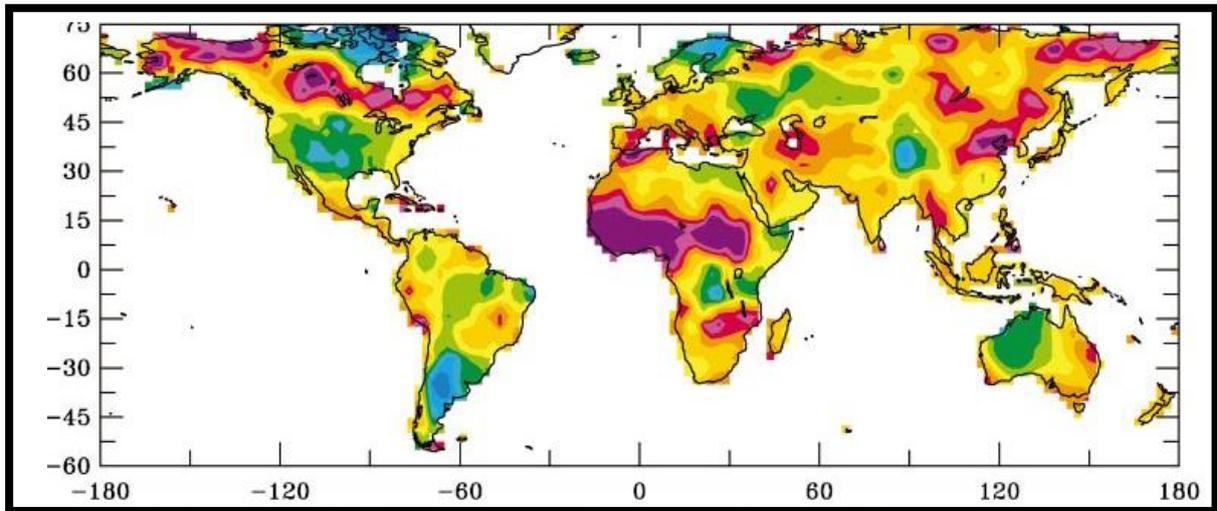


Figure 2. Carte des tendances linéaires du PDSI (Palmer Drought Severity Index) calculés à base des données des températures et des précipitations (1950-2002) (Dai et al, 2004).

Rouge (bleu) indique les zones les plus sèches (humides)

A la frontière méridionale du Maroc, la Mauritanie appartient au domaine saharo-sahélien où la diminution des précipitations est la plus marquée (55 %) de toute l'Afrique de l'ouest entre la période 1968-1997 et la période 1931-1967. La péjoration pluviométrique pour la même période est de 37 % dans le Sahel et de 26 % dans le domaine soudano-sahélien (Nicholson et al, 2000). Plus récemment, les recherches sur l'état de la sécheresse en Mauritanie et dans le Sahel d'une manière générale projettent dans un scénario plus optimiste depuis l'avènement de plusieurs épisodes pluvieux intenses à partir des années 1990 (Hubert et al, 2007; Nouaceur, 2009 ; Sarr, 2009). Mais cet optimisme reste limité par des incertitudes émises par plusieurs scientifiques quant à l'hypothèse d'un arrêt réel et durable de la sécheresse sahélienne dans le temps (L'Hôte et al, 2002 et Ozer et al, 2003).

L'évolution des températures, observée parallèlement à la péjoration pluviométrique, montre une tendance à la hausse aussi bien au Maroc qu'en Mauritanie. Nouaceur (2008) a souligné plus spécifiquement la tendance globale à la hausse des températures minimales en Mauritanie entre 1950 et 2005 qui enregistrent néanmoins « *une légère baisse qui touche le milieu des années 1990* ». Au Maroc, l'évolution des températures pendant la période 1961-2004 indique une tendance nette au réchauffement qui amplifie l'intensité de la sécheresse (Stour et Agoumi, 2008).

Cependant, si les températures et les précipitations sont parmi les paramètres météorologiques les plus étudiés au Maroc et en Mauritanie, d'autres paramètres qui régissent la circulation atmosphérique dans les basses couches ont bénéficié de moins d'attention. C'est le cas des pressions atmosphériques et des vents en surface. Par ailleurs, l'upwelling côtier maroco-mauritanien qui constitue un élément clé dans la dynamique climatique des deux pays et qui illustre la continuité des mécanismes climatiques, en passant d'un domaine climatique à un autre, a très rarement été intégré dans un travail de recherche portant sur l'évolution climatique de l'ensemble de la région.

Ainsi, le premier objectif de notre travail de recherche est d'offrir une vision globale de l'évolution climatique récente tenant compte des températures, aux échelles annuelle et mensuelle, mais aussi d'autres paramètres et indicateurs climatiques (pression, vents, upwelling) au cours des six dernières décennies en Afrique du nord-ouest. Les paramètres météorologiques choisis pour l'analyse, s'inscrivent dans les basses couches de l'atmosphère, qui impacte directement les sociétés et le vécu des populations. Le comportement des basses couches et son évolution constitue de ce fait un facteur déterminant à prendre en compte dans l'anticipation des politiques publiques face à la variabilité et aux évolutions climatiques à court, moyen, voire long termes. Que ce soit au Maroc ou en Mauritanie, pays très sensibles aux effets des changements climatiques, les stratégies d'adaptations face à ces changements ne cessent de donner du souci aux responsables politiques et décideurs. Si la Mauritanie a été le premier pays sub-saharien à élaborer en 2004 un programme d'adaptation avec l'appui des Nations-Unis (banque mondiale, 2009), les efforts des pouvoirs publics et des chercheurs scientifiques marocains dans ce domaines ont donné lieu à de multiples projets visant à contrer les effets des changements climatiques et à s'y adapter (Khattabi, 2010; Snoussi, 2009...).

Bien évidemment, la prise en compte de tous les niveaux de l'atmosphère permettrait une meilleure compréhension des phénomènes climatiques et de leurs évolutions. La diversité des paramètres météorologiques et le volume des données étudiées dans cette thèse nous ont conduite à ne pas élargir le travail vers l'analyse de données à différents niveaux d'altitude. Ce choix à également été fortement influencé par les moyens techniques et logistiques dont nous disposions et qui ne permettaient pas une analyse fine de tous les paramètres nécessaires à une analyse climatique plus complète. La valeur représentative d'une telle étude aurait donc été très limitée et d'une fiabilité très contestable.

Ce travail s'intéresse donc à l'évolution climatique récente des basses couches de l'atmosphère au Maroc et en Mauritanie, mais aussi de leur océan proche qui exerce une action déterminante sur l'atmosphère de la frange littorale. Le domaine d'étude inclut ainsi une partie du bassin méditerranéen sud-ouest (Le Maroc) en plus de la Mauritanie qui, située sur le bord atlantique oriental nord tropical, appartient aux deux domaines climatiques ; saharien et sahélien.

On trouve ici le deuxième objectif de la thèse. Cette étude est une contribution qui vise à pallier la faiblesse des analyses régionales dans les études climatiques menées par les géographes climatologues. Dans un contexte de changement climatique global, notre travail de recherche était une opportunité pour comparer l'évolution climatique dans l'espace maroco-mauritanien par rapport aux régions limitrophes voire par rapport aux tendances décrites à une échelle hémisphérique et planétaire.

La première problématique à laquelle nous tentons de répondre est donc celle qui vise à proposer un diagnostic de l'évolution climatique récente au Maroc et en Mauritanie ainsi que leur proche océan en tenant compte des paramètres météorologiques le moins souvent étudiés de concert.

Le troisième objectif, qui est sous-jacent aux deux premiers, est de vérifier l'existence à l'échelle de la région, d'une rupture climatique constatée d'une manière générale dans l'hémisphère nord et plus particulièrement dans le Sahel et dans le bassin méditerranéen. Il s'agit du tournant climatique des années 1970 que plusieurs auteurs ont mis en évidence.

A l'échelle hémisphérique, Trenberth (1990) constate déjà au début des années 1990 que les températures de surface dans l'hémisphère nord ont connu une baisse entre 1940 et 1970 pour repartir à la hausse à partir des années 1970. La décennie 1970 marque par ailleurs un changement de phase significatif des principaux modes de circulation atmosphérique dans l'hémisphère nord tels que l'oscillation arctique et l'oscillation nord Atlantique (Bracco et al, 2004). Toujours dans l'espace Atlantique nord, Pommier (2005) avance que la fréquence hivernale des anticyclones évolue selon deux modes contrastés ; le premier observé entre 1950 et 1970, se caractérise par une augmentation, tandis que le second observé entre 1970 et 2000, est marqué par une diminution. Selon cette même étude, *« l'évolution des caractéristiques des dépressions connaît deux phases successives, l'une de 1950 à 1970 et l'autre jusqu'en 2000 en valeurs annuelles et hivernales caractérisées par un gonflement vers le nord de l'espace couvert par les dépressions, qui sont plus nombreuses et plus profondes depuis les trente dernières années du XX^e siècle »*.

A l'échelle de l'Afrique de l'ouest sahélienne, la sécheresse sahélienne qui est très bien documentée dans la littérature scientifique a débuté entre la fin des années 1960 et le début des années 1970 (Haarsma et al, 2005; Lau et al, 2006 ; leroux, 1995...).

Ceci est le cas de la Mauritanie où la pluviométrie a décroché depuis les années 1970 (Nouaceur, 2009). Parallèlement, une nette augmentation caractérise l'évolution des températures minimales moyennes annuelles et saisonnières à partir de la décennie 1970 (Nouaceur, 2008).

La situation du Maroc est comparable à celle de la Mauritanie. Elle semble confirmer le rôle de la décennie 1970 dans l'évolution climatique notamment les précipitations qui sont entrées dans une phase déficitaire à partir de cette décennie (Karrouk, 2003). Stour et Agoumi (2008) distinguent dans les séries pluviométriques marocaines qui couvrent la période 1961-2004 deux périodes aux comportements pluviométriques opposés avec l'année 1972 qui incarne le moment de la rupture. Le même constat est observé dans les séries moyennes annuelles des températures qui affichent une nette tendance au réchauffement et des records absolus de températures à partir de l'année 1972 (Agoumi et Debbarth, 2005).

La place singulière qu'occupe la décennie 1970 dans les changements climatiques au Maroc et en Mauritanie semble donc un fait établi. Néanmoins, peu de travaux, voire aucun à notre connaissance, ont tenté de vérifier si cette rupture est constatée pour l'ensemble des paramètres météorologiques qui régissent le climat dans les basses couches de l'atmosphère.

La deuxième grande interrogation à laquelle tente de répondre ce travail est donc celle de la caractérisation du tournant climatique des années 1970 dans la région étudiée

(Amraoui, 2010; Amraoui et al, 2011). Une caractérisation qui passe dans un premier temps par une identification non biaisée –contrairement aux études comparatives entre deux périodes qui définissent au préalable les années 1970 comme période de rupture- des ruptures au sein des séries chronologiques. Ensuite, la synthèse des ruptures identifiées pour l'ensemble de l'espace considéré, aux échelles annuelle et mensuelle, est de nature à faire apparaître si le tournant climatique de cette décennie concerne ou non tous les paramètres météorologiques étudiés. Enfin, l'analyse chronologique des ruptures de chacun des paramètres étudiés : concomitance ou au contraire déphasage des ruptures d'un paramètre à l'autre, ainsi que le type d'évolution (qui se traduit par une augmentation ou une baisse de la moyenne) associé à chaque rupture, sont des éléments essentiels à la compréhension du contexte climatique général dans lequel se serait produit le tournant climatique des années 1970.

Afin de répondre à ces questionnements, ce travail se scinde en plusieurs chapitres :

- Le premier chapitre présente logiquement les données et des méthodes statistiques utilisées. Il expose également les cadres géographique et climatique du domaine étudié. Enfin, il explique le choix des modèles et concepts climatiques de la circulation atmosphérique générale retenus pour l'étude, qui privilégie l'analyse des paramètres et des phénomènes des basses couches de l'atmosphère, pour le suivi des variations climatiques.
- Le second chapitre est consacré à l'évolution spatio-temporelle des températures de l'air à 2 m, et aux résultats issus des analyses fondées sur les régressions linéaires et la segmentation d'Hubert. Le choix de traiter l'évolution des températures en premier lieu est purement subjectif. Il est associé à l'intérêt sans cesse grandissant accordé à ce paramètre, aussi bien par le grand public que par la communauté scientifique et les décideurs. Si la température a été fréquemment étudiée au Maroc et en Mauritanie, l'apport de la thèse réside dans la vision d'ensemble que permet la considération des deux pays appartenant à deux domaines climatiques et géographiques distinctes tout en représentant une continuité des mécanismes climatiques par leur situation sur le bord atlantique nord-est. Ce second chapitre permet donc d'examiner comment ont évolué les températures moyennes pendant les six dernières décennies et comment se manifeste la rupture climatique thermique des années 1970 dans la totalité de cet ensemble géographique.
- Bien que Les analyses entreprises sur les températures de l'air intègrent les températures de l'air au-dessus de l'océan, elles ne rendent pas parfaitement compte des ambiances thermiques de la surface de la mer, ni de la dynamique côtière spécifique de cette région caractérisée par la présence de l'upwelling. Le troisième chapitre se consacre donc à l'analyse de l'évolution annuelle, saisonnière et mensuelle des TSM et de l'upwelling côtier maroco-mauritanien pendant la période 1985-2002. Une analyse bibliographique de l'évolution de l'upwelling fondée sur des travaux récents, est établie dans le but d'équilibrer la période étudiée en la prolongeant au même niveau que les analyses des autres paramètres météorologiques abordés, dont les séries chronologiques s'étendent jusqu'à 2008.
- Le décryptage des variations des caractéristiques des masses d'air à travers l'analyse de l'évolution de la pression atmosphérique et des vents en surface constitue un des éléments

de réponse aux variations des températures de l'air et de celles de l'upwelling. C'est l'objet du quatrième chapitre qui est dédié à l'analyse de l'évolution de la Pression Atmosphérique au Niveau de la Mer (PNM) et des vents à 10 m au cours de la période 1950-2008.

- Les trois derniers chapitres débutent par une analyse des champs annuels et mensuels moyens de chacun des paramètres météorologiques étudiés. La reconstitution des champs climatiques moyens présente un double intérêt; d'une part, elle permet de montrer la représentativité des données utilisées de la réalité climatique de la région. D'autre part, les champs climatiques moyens constituent des repères dans l'analyse des évolutions spatio-temporelles des paramètres météorologiques étudiés.

- Enfin, la conclusion générale synthétise les principaux résultats issus de ce travail de recherche. Cette synthèse, permet de mettre en relief les co-variations potentielles dans l'évolution des paramètres climatiques étudiés selon les divers types d'échelles spatiales considérés et permet de retracer l'évolution climatique récente de la Mauritanie et du Maroc dans son ensemble en la situant dans le contexte des changements climatiques constatés à l'échelle de l'hémisphère nord et du globe. Elle est aussi l'occasion d'aborder les nombreuses perspectives de recherches ouvertes par la rédaction de cette thèse.

Chapitre 1.

Outils d'analyse et cadres géographique et atmosphérique.

Deux types de bases de données ont été exploités dans cette thèse. La première base est constituée d'images satellitaires thermiques qui représentent les TSM, et est extraite des fichiers Pathfinder. La seconde relative aux paramètres météorologiques de surface tels que la température de l'air, la pression atmosphérique et les vents à 10 m, a été extraite des Réanalyses NCEP-NCAR.

Diverses méthodes statistiques ont permis d'analyser la variabilité et l'évolution des paramètres météorologiques retenus. En plus des méthodes d'interpolation linéaire, de transformation des variables en anomalies standardisées, de l'Analyse en Composantes Principales (ACP), et des coefficients de corrélation, les traitements statistiques principaux utilisés dans cette étude sont les régressions linéaires et la méthode de segmentation d'Hubert.

La deuxième partie de ce chapitre expose les caractéristiques géographiques majeures du domaine d'étude. L'accent est mis dans un premier temps sur les composantes régionales du Maroc et de la Mauritanie, puis dans un deuxième temps, sur leurs composantes géographiques locales. Les deux composantes géographiques sont évoquées et analysées en relation avec les interactions qu'elles peuvent entretenir avec le climat de la région étudiée.

Dans la troisième partie de ce chapitre, le cadre théorique de la thèse est défini en le plaçant dans le contexte général du débat qui porte sur les théories et les modèles de la circulation atmosphérique générale. L'importance des basses couches de l'atmosphère dans la dynamique climatique est soulignée.

Enfin, les éléments principaux de la dynamique aérologique de surface qui régissent le climat du Maroc et de la Mauritanie, sont exposés avant de procéder à la présentation de la circulation océanique de surface le long de la côte atlantique maroco-mauritanienne.

1. Outils d'analyses.

1.1. Les Réanalyses et les données Pathfinder : une alternative aux données stationnelles.

La qualité, la fiabilité et la couverture spatio-temporelle des données constituent des éléments fondamentaux pour mener à bien un travail de recherches en climatologie diagnostique³. Lorsque la problématique de la thèse a été déterminée, nous avons contacté les services Météorologiques du Maroc et de la Mauritanie dans le but de nous procurer les données météorologiques nécessaires à la rédaction de cette thèse. Aucune réponse ne nous est parvenue du service météorologique mauritanien. La Direction Météorologique Nationale Marocaine (DMN), nous a répondu, mais en plus du coût élevé des données, celles-ci se sont avérées lacunaires, et dans le temps et dans l'espace, et donc peu exploitables.

Nous nous sommes alors tournée vers les bases de données disponibles gratuitement sur le Net. Notre choix a porté sur les bases de données NCEP/NCAR pour la pression atmosphérique, la température de l'air et les vents en surface. L'étude de l'upwelling et des températures de surface marine est fondée sur la base des données SST (noté dans la thèse TSM : Températures de Surface Marine) de Pathfinder de NOAA/NASA Oceans.

1.1.1. Les données NCEP/NCAR (Réanalyses 1) : pour l'analyse des températures de l'air, des pressions atmosphériques, et des vents.

La multitude des variables mesurées sur la totalité du globe depuis 1948 à nos jours à plusieurs pas de temps, en plus de la disponibilité des données en accès libre à partir du site web <http://www.cdc.noaa.gov>, a fortement motivé notre choix porté sur la base NCEP/NCAR. Les Réanalyses-1 du NCEP/NCAR proviennent de nombreuses sources, dont les observations sur bateaux, les radiosondages, ou les estimations des satellites, qui sont intégrées dans un système d'assimilation par un modèle numérique de prévision de temps (Kalnay et al, 1996).

La base de données NCEP/NCAR a par ailleurs fait l'objet de nombreuses études et critiques qui fournissent plus d'informations techniques relatives au modèle NCEP/NCAR, à la paramétrisation des données, et à leur fiabilité en comparaison avec d'autres types de données (Poccard, 2000 ; Higgins et al, 1996 ; et Kanamitsu, 1989).

En fonction du degré d'influence des données issues de l'observation, Kalnay et al, (1996) classent les variables mesurées dans la base des Réanalyses en 4 catégories :

³ La climatologie diagnostique est une démarche méthodologique qui vise à caractériser l'évolution et la variabilité spatio-temporelle du climat et à en définir les causes (Fontaine, 1989).

***La catégorie A** qui regroupe les variables principalement déterminées par les observations et représente de ce fait la catégorie de variables la plus fiable. Pour cette raison, les données que nous utilisons dans ce travail appartiennent toutes à cette catégorie qui regroupe les 17 hauteurs de géopotential ; les 17 niveaux de températures de l'air en Kelvin, les 17 niveaux de vent zonal et de vent méridien en m/s, et enfin les 17 niveaux de géopotential de la Pression atmosphérique au Niveau de la Mer (PNM) en hPa (Poccard, 2000).

***La catégorie B** qui désigne les variables déterminées à la fois par l'observation et par le modèle.

***La catégorie C** qui mentionne les variables qui ne sont pas déterminées par l'observation. Elles sont dérivées du modèle qui effectue l'assimilation des observations à la physique atmosphérique. Notons néanmoins que l'on peut obtenir selon cette méthode, lorsque les phénomènes sont bien paramétrés, une meilleure estimation des phénomènes que celle fournie par les données observées.

***La catégorie D** comprend les variables qui dépendent exclusivement du modèle, comme la résistance des plantes.

Les variables retenues dans ce travail couvrent la période 1950-2008 et sont :

*les moyennes mensuelles de la Pression atmosphérique réduite au Niveau de la Mer (noté PNM dans cette thèse) dont la résolution spatiale est de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ latitude et longitude,

*Les moyennes mensuelles des températures de l'air sous abri à 2 m au-dessus du sol qui bénéficient d'une résolution spatiale de $1,87^\circ \times 1,87^\circ$ latitude et longitude,

*Les moyennes journalières des vents méridiens (V) et zonaux (U) qui se caractérisent par une résolution spatiale identique à celle des températures de l'air ($1,87^\circ \times 1,87^\circ$). En effet, Le vent est décrit dans les Réanalyses-1 en fonction de ses deux composantes méridienne et zonale. La première représente le déplacement parallèle à un méridien de façon à que $V > 0$ corresponde à un vent dirigé du sud vers le nord. La seconde composante représente le déplacement du vent qui s'effectue parallèlement à un cercle de latitude de façon à que $U > 0$ corresponde à un vent dirigé d'ouest en est.

Ainsi, les données utilisées dans cette thèse, appartiennent toutes à la catégorie A définie précédemment et considérée comme étant la plus fiable.

En raison de l'hétérogénéité des résolutions spatiales entre d'une part, les vents et les températures ($1,87^\circ \times 1,87^\circ$) et d'autre part, les pressions ($2,5^\circ \times 2,5^\circ$), les matrices spatiales retenues sont légèrement différentes. Celles concernant les températures et les vents couvrent l'aire géographique comprise entre les méridiens de Greenwich et le $35^\circ 53' O$, et les parallèles $14^\circ 96' N$ et $41^\circ 14' N$. La matrice qui concerne la pression atmosphérique couvre l'aire géographique comprise entre les méridiens de Greenwich et le $35^\circ O$ et entre les parallèles $15^\circ N$ et $40^\circ N$. Cette extension spatiale qui dépasse le domaine d'étude proprement dit (Le Maroc et la Mauritanie et leur proche Océan), est motivée par notre volonté de replacer la dynamique et l'évolution climatiques maroco-mauritaniennes dans un cadre régional plus large.

1.1.2. Les données Pathfinder pour l'analyse des Températures de Surface Marine (TSM).

Les données exploitées dans l'étude des Températures de Surface Marine (TSM) et de l'upwelling côtier sont les images thermiques issues du radiomètre AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer). Elles ont été téléchargées à partir du site Pathfinder de la NASA (<http://podaac-www.jpl.nasa.gov/sst/>). Le projet PATHFINDER est un projet de la NOAA, en association avec la Nasa, qui retraite les données satellitaires actuellement disponibles pour produire des séries temporelles fiables de produits géophysiques dont la TSM (Vasquez et al, 1998). Seuls les produits mensuels (obtenus à partir des images quotidiennes) qui représentent les TSM couvrant la période 1985-2002, sont utilisés. Ils sont caractérisés par une résolution spatiale de l'ordre de 9 km et une résolution thermique de 0,125°C, très compatibles avec la détection et le suivi du phénomène de l'upwelling.

Ces données permettent, par leur accessibilité, leur couverture spatiale et leur régularité temporelle, une analyse spatiale la plus exhaustive possible des TSM et de l'upwelling ainsi qu'un suivi temporel prolongé dans le temps. Même si la longueur des séries reste relativement courte notamment comparée à celle des séries des PNM, des températures de l'air et des vents (1950-2008), elle possède une valeur indicative non négligeable. Notons que les analyses statistiques qui portent sur les TSM et l'upwelling sont complétées par un travail bibliographique qui permet de rendre compte des derniers travaux portant sur l'évolution spatio-temporelle des TSM et de l'upwelling côtier au Maroc et en Mauritanie.

Malgré une forte corrélation des données TSM de Pathfinder avec les données in situ (Toscano, *et al.* 2002), leur exploitation est entachée par la présence systématique de nuages. Ceux-ci étant généralement plus froids que la surface de la mer, la valeur de la température de brillance enregistrée par le capteur est souvent inférieure et peut être confondue avec les eaux d'upwelling, plus froides. Ce problème est encore plus important dans les régions d'upwelling caractérisées par la formation de nuages côtiers bas : (brouillards et stratus). Ces pixels nuageux sont identifiés par les différents algorithmes de détection des nuages, et sont masqués (flags) comme le continent (Figure 3). Une étape préliminaire à l'exploitation de ces données qui consiste à remplacer ces données considérées comme erronées ou manquantes s'impose. Pour ce fait, une interpolation linéaire a été appliquée afin de pallier le problème des données manquantes⁴.

⁴Nous y reviendrons dans la section 1.2.2 de ce chapitre.

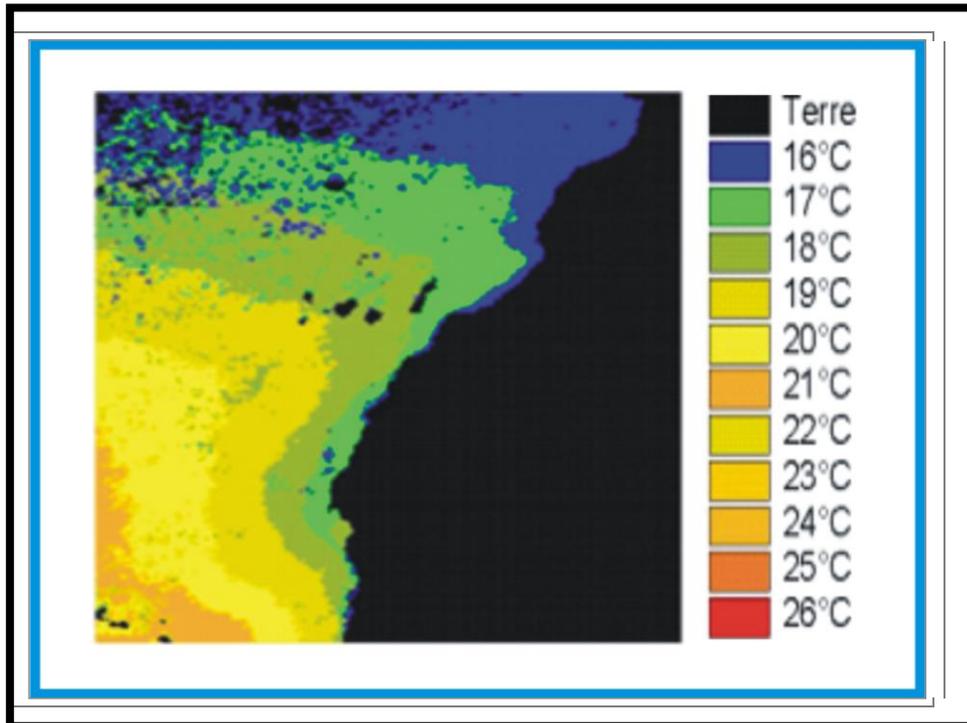


Figure 3. La moyenne mensuelle des TSM de février 1985-2002. (Les pixels contaminés sur cette carte figurent, notamment au large du Maroc septentrional, en noir comme le continent).

1.2. Les traitements préliminaires des données et les méthodes statistiques utilisées.

1.2.1. La préparation des données NCEP-NCAR : classification des vents en 8 directions.

L'exploitation des données des températures de l'air et des PNM n'a pas nécessité des prétraitements spécifiques en dehors de la conversion des températures en degrés Celsius. En revanche, des prétraitements ont été indispensables à l'exploitation des données des vents.

En se basant sur les fichiers des moyennes journalières des vents méridiens (v) et des vents zonaux (u), la valeur V (vitesse du vent) est égale à la racine carrée du nombre $u^2 + v^2$. A partir des résultats obtenus, les moyennes mensuelles de la vitesse du vent sont calculées. La direction du vent est calculée selon la formule suivante :

Direction = $(180 / \text{PI}) * \text{Arc tangente } (U/V) + \text{angle}$.

Si $V > 0$ Angle = 180°

Si $U < 0$ et $V < 0$ angle = 0°

Si $U > 0$ angle = 360°

Une fois le calcul de l'angle effectué, une classification en 8 directions de vent est établie (tableau 1). La fréquence relative de chaque direction a été calculée mois par mois pour la période 1950-2008.

les analyses de la dynamique éolienne dans notre domaine d'étude sont établies traditionnellement en se fondant soit sur des données stationnelles souvent lacunaires et/ou trop courtes (Sbai, et al, 1992), (Nouaceur, 1998), soit en conservant la forme fournie dans les bases des données satellitaires, à savoir la composante méridienne d'une part, qui permet de suivre les mouvements N/S ou S/N des vents, et d'une autre part, la composante zonale qui permet le suivi des mouvements E/W et W/E des vents (Pommier, 2005). Notre démarche qui consiste à établir une classification des vents en 8 directions permet ainsi de dépasser le problème de manque des séries assez longues et complètes des données stationnelles. Elle présente aussi l'avantage d'apporter des précisions quant à la provenance des flux et fournie par conséquent des indications précieuses quant à la dynamique des masses d'air.

<u>Directions du vent</u>	<u>Angle en °</u>
Nord	337,5°-22,5°
Nord-Est	22,5°-67,5°
Est	67,5°-112,5°
Sud-Est	112,5°-157,5°
Sud	157,5°-202,5°
Sud-Ouest	202,5°-247,5°
Ouest	247,5°-292,5°
Nord-Ouest	292,5°-337,5°

Tableau 1. La classification des vents en 8 directions.

1.2.2. La préparation des données Pathfinder : interpolation linéaire pour remplacer les données manquantes.

La récupération des données Pathfinder a été effectuée à l'aide du logiciel SeaDas⁵ qui est téléchargeable gratuitement sur : <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/seadas/download.ht>.

Après le découpage et la re-projection géographique des images couvrant au départ l'ensemble du globe, nous nous sommes restreint à l'espace compris entre les latitudes 16°N et 35°N et les méridiens 6°W et 23°W. Cette délimitation spatiale couvre la totalité de la côte atlantique maroco-mauritanienne, ainsi qu'une partie des eaux du large, permettant de percevoir au mieux le contraste thermique qui existe entre les TSM côtiers et les TSM au large; caractéristique observable majeure du phénomène de l'upwelling à l'aide de l'outil satellitaire.

Pour résoudre le problème des pixels contaminés et donc non exploitables pour notre étude, une interpolation linéaire, retenue en raison de la facilité de son utilisation et de son adaptabilité aux séries de variables continues, a été effectuée sur l'ensemble des données après leur extraction sous forme numérique, comblant ainsi les données manquantes. L'interpolation est opérée selon la formule de Taylor-Young :

$$T = T^1 + \frac{L - L^2}{L^2 - L^1} * (T^2 - T^1)$$

Où :

T est la valeur manquante ; **T¹** est la première température connue ; **L** est la coordonnée du pixel de la valeur manquante ; **L¹** est la coordonnée du pixel de la première valeur connue ; **L²** est la coordonnée de la deuxième valeur connue ; **T¹** est la première température connue ; et **T²** est la deuxième température connue.

Dans le but d'alléger la quantité des données à traiter et de réduire le temps de calcul, une sélection de dix radiales⁶ horizontales représentant les différents secteurs marins et côtiers de l'espace étudié, a été effectuée pour en extraire, à l'aide du logiciel SeaDas, les valeurs de température. Ces radiales représentent respectivement les latitudes 17, 19, 21, 23, 25, 27, 29, 31, 33 et 35°N, partant du trait de côte jusqu'au méridien 23°O pour couvrir l'ensemble des eaux côtières et une bonne partie des eaux du large (Figure 4).

Cette sélection est représentative des secteurs clés du littoral maroco-mauritanien. Favorisées par la topographie et le régime des vents, notamment au voisinage de certains

⁵ SeaDas : (SeaWifs Data Analysis System), est un logiciel développé pour le traitement des données SeaWifs (Sea-Viewing Wide Field-of-view Sensor). Il permet une analyse des données satellites comprenant le traitement, la projection, l'analyse, et le contrôle des qualités des données satellites de couleur de l'océan.

⁶ Le terme radiale correspond ici au segment retenu le long des dix parallèles citées ci-dessus en couvrant une ligne horizontale qui va de la côte jusqu'au méridien 23°O.

caps, les remontés des eaux froides ne sont pas régulières le long du littoral. Dans les latitudes 33°N, 31°N et 29°N qui correspondent respectivement aux cap Beddouza, cap Ghir et cap Juby, s'opère un upwelling local intense avec un pic de fréquence et d'intensité en été. L'upwelling y est fort en raison de l'orientation favorable de la côte par rapport à la direction des alizés (Binet, 1988 ; Mittelstaedt, 1991 ; et Ould Dedah, 1995). A la latitude du cap Bojador au Sahara marocain (entre 26°N et 27°N), l'upwelling intervient notamment au printemps et en été. La radiale extraite à la latitude 23°N (golfe de Cintra) représente la côte où la saison d'upwelling est la plus longue et qui s'étend entre cap Bojador et le cap Blanc. La latitude 21°N (cap Blanc) est le foyer de l'upwelling permanent, tandis que la spécificité du cap Timiris (latitude 19°N) réside dans la présence des canyons qui canalisent les eaux de l'upwelling. Enfin, à partir de la latitude 17°N, le plateau continental se rétrécit donnant lieu à un upwelling extrêmement côtier (Figure 4).

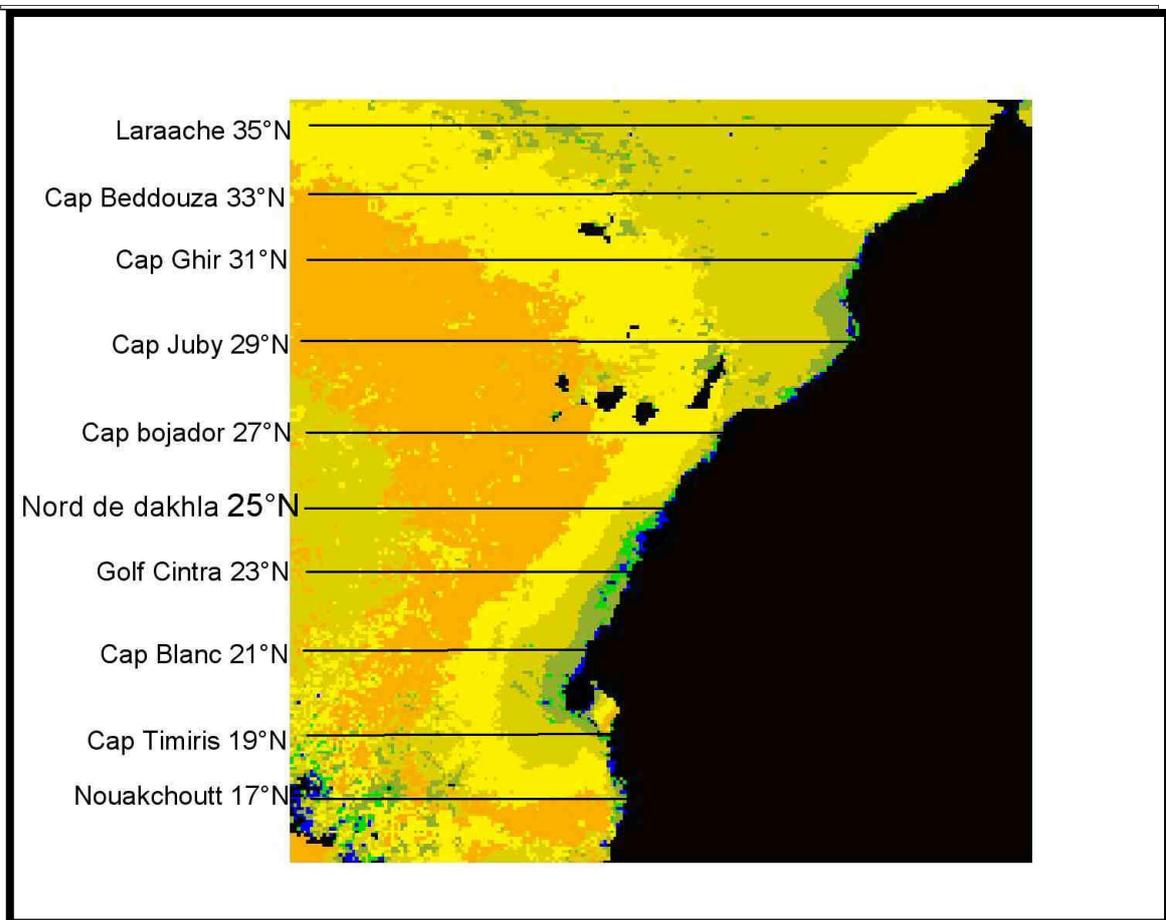


Figure 4. Les dix radiales retenues pour l'étude de la dynamique des TSM et de l'upwelling côtier.

1.2.3. Deux méthodes statistiques principales appliquées aux données NCEP-NCAR : les régressions linéaires et la segmentation d'Hubert.

Les méthodes statistiques utilisées dans cette thèse ont été retenues en fonction de trois critères; la nature des données, la longueur des séries chronologiques, et les objectifs visés. Ainsi, bien que l'étude de la variabilité climatique et l'évolution spatio-temporelle des paramètres météorologiques retenus soit au cœur de la problématique de la thèse, l'hétérogénéité des séries chronologiques des données des TSM (1985-2002) d'une part, et des données des PNM, des températures de l'air et des vents (1950-2008) d'autre part, a impliqué une différenciation des méthodes statistiques choisies entre ces deux ensembles.

1.2.3.1. Les régressions linéaires.

Les évolutions interannuelles des PNM, des températures de l'air et de la vitesse et des directions des vents sont analysées en se basant sur le calcul de **la pente de la courbe de régression linéaire** en utilisant l'équation suivante :

$$b = \frac{\sum (x - \bar{x}) (y - \bar{y})}{\sum (x - \bar{x})^2}$$

La pente étant la distance verticale divisée par la distance horizontale séparant deux points d'une ligne. L'équation présentée ci-dessus chiffre le taux de variation de y (la variable étudiée) en fonction de la variation de x (la période d'observations).

1.2.3.2. La segmentation d'Hubert : possibilité de déceler des changements multiples de moyenne dans une même série chronologique.

La détection des ruptures et l'analyse de la variabilité interannuelle sont menées à l'aide de la méthode de **la segmentation selon Hubert**. Cette procédure, appliquée initialement aux séries chronologiques des précipitations ou des débits des fleuves, (Hubert et al, 1989 ; Hubert et al, 1998 ; Sambou, 2004 ; Kingumbi, 2005) est un test de stationnarité qui a pour principe le découpage d'une série en plusieurs sous-séries de manière que la moyenne correspondant à chaque sous-série soit sensiblement différente de la moyenne de la ou des sous-séries voisines. On considère que la série chronologique est stationnaire lorsque le test de stationnarité est nul (Hubert et al, 1998). La segmentation est retenue lorsque l'écart quadratique entre elle et la série est minimum. Cette condition est nécessaire mais non suffisante pour la détermination de la segmentation optimale. Il faut lui adjoindre, par application d'un test de vraisemblance (test de Wald⁷ dans notre cas), la contrainte selon

⁷ Le test de Wald est un test de significativité du coefficient de régression. Il est basé sur la propriété de normalité asymptotique de l'estimation du maximum de vraisemblance et se calcule comme suit : $w = \beta^*$

laquelle les moyennes des deux segments contigus doivent être significativement différentes.

En comparaison aux tests de Pettitt (1979), de Heghimian (1977) et de Buichand (1982), la segmentation d'Hubert présente l'avantage de pouvoir rechercher des changements multiples de moyenne dans une même série chronologique et obtenir des découpages en autant de sous-séries homogènes que possible (Hubert et al, 2007). Depuis sa publication, la méthode de segmentation a connu plusieurs applications par ses auteurs (Hubert et Carbonnel, 1993; Hubert, 1997...), et par de nombreux chercheurs dans des études menées en Europe de l'est (Carbonnel et al, 1994), en Amérique du nord (Slivitski et mathier, 1993), en Asie (Cluis, 1998), ainsi qu'en Afrique de l'ouest (Moron, 1992; Khodja et Lubès, 1996; Paturel et al, 1997) et en Afrique du nord (Kebaili.Bargaoui, 1990; Meddi et Hubert, 2003). Si ces nombreuses applications ont contribué à confirmer la robustesse de la méthode de segmentation d'Hubert (Hubert et al, 2007), elles n'ont été menées que sur deux types de séries chronologiques qui sont les précipitations et les débits des fleuves. Dans notre travail, la méthode de segmentation sera appliquée pour la première fois sur des séries chronologiques relatives aux températures de l'air, des PNM et des vents de surface.

L'application de la segmentation est réalisée à l'aide d'un algorithme⁸, qui utilise le test paramétrique de Wald⁹. Ce programme ne permettant de traiter les données que colonne par colonne, a été intégré dans un second programme qui a permis l'automatisation du traitement étant donné la grande taille de la base exploitée (300 points de grille (individus) pour les températures et les vents, et 165 points de grille pour la pression atmosphérique). L'avantage de ce programme est qu'il permet d'obtenir en plus de l'année ou des années des ruptures, les indications suivantes :

*La moyenne de chaque segment, permettant ainsi d'établir des comparaisons entre les sous-périodes résultantes de la segmentation.

*La différence de moyenne entre segments consécutifs qui indique le sens et l'intensité de l'évolution entre deux segments.

Au sein de chaque segment :

- 1-La pente de la courbe de régression linéaire qui indique en cas de tendance significative si l'évolution se dirige vers une baisse ou vers une hausse.
- 2-Le coefficient de régression r dont la valeur comprise entre -1 et 1 fournit une indication sur l'intensité et le sens (positif ou négatif) de la corrélation.

$1/\text{Var}(\beta) * \beta$. β est le paramètre estimé et $\text{Var}(\beta)$ la variance asymptotique du paramètre estimé (Cadoret et al, 2004).

⁸ Cet algorithme a été conçu par Etienne LEBLOIS, ingénieur hydrologue au Cemagref de Lyon.

⁹ Voir note 5.

3-Le coefficient de détermination (r^2) dont la valeur comprise entre 0 et 1 détermine le degré de corrélation linéaire de variables (qualité de l'ajustement) dans l'analyse de régression.

Sont exposés ici, deux exemples des résultats obtenus après l'application du test de stationnarité d'Hubert aux séries chronologiques des températures annuelles. Le premier graphique (Figure 5) représente une série chronologique caractérisée par un seul découpage valide en trois sous-périodes. Le deuxième graphique (Figure 6) représente une série chronologique où la segmentation d'Hubert a permis d'obtenir deux découpages valides ; le premier divise la série chronologique en deux sous-périodes, tandis que le deuxième la divise en trois sous-périodes. Notons que lorsque plusieurs découpages sont considérés comme valides par l'algorithme, c'est le découpage maximal (jusqu'à 5 segments) qui est retenu par le second programme d'automatisation des traitements statistiques.

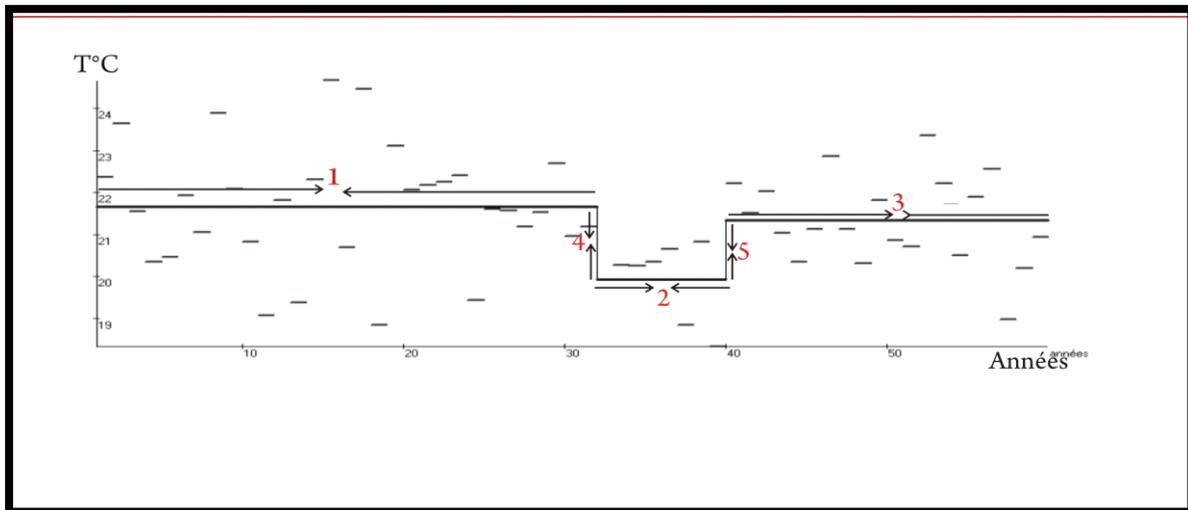


Figure 5. Segmentation des températures annuelles du point de grille 18,70°N/5,61°W situé en Mauritanie (1950-2008).

1. Premier segment (première sous-période)
2. Deuxième sous-période
3. Troisième sous-période
4. Premier saut (différence de moyenne entre le premier et le second segment)
5. Deuxième saut (différence de moyenne entre le deuxième et le troisième segment).

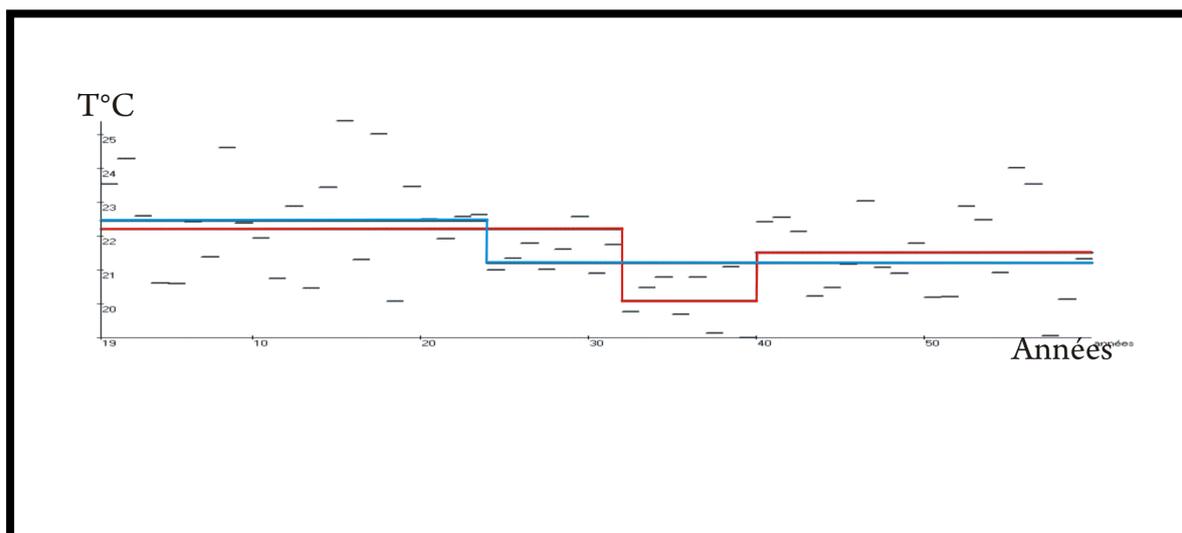


Figure 6. Segmentation des températures annuelles du point de grille 16,83°N/5,61°W situé en Mauritanie (1950-2008)

En bleu : découpage valide en deux sous-périodes.

En rouge : découpage valide en trois sous-périodes.

L'opportunité de pouvoir obtenir en plus des dates des ruptures, des informations complémentaires sur chaque sous-période obtenue après la segmentation, fait de cet algorithme un outil pertinent pour un suivi détaillé de la variabilité inter-annuelle des paramètres climatiques étudiés. Les résultats sont synthétisés spatialement de façon que l'on puisse localiser les années de rupture détectées par l'algorithme parallèlement aux changements de la moyenne (sauts) qui y correspondent (Cf. chapitre 2, page 83, figure 19 à titre d'exemple).

1.2.4. Méthodes statistiques appliquées aux données PATHFINDER.

1.2.4.1. Analyse en Composantes Principales avec rotation Varimax : détermination de la saisonnalité des TSM et de l'upwelling.

Une fois, les 10 radiales retenues pour l'analyse de l'évolution de TSM et de l'upwelling établies, des moyennes mensuelles sont calculées sur la période disponible (1985-2002). Ces moyennes ont servi principalement à effectuer **une Analyse en Composantes Principales (ACP)**¹⁰ (Saporta, 1990).

¹⁰ Réaliser une ACP consiste à remplacer n variables $x_1 \dots x_i$ corrélées entre elles, par des nouvelles variables $c_1 \dots c_i$, appelées composantes principales. Ces composantes sont des combinaisons linéaires non corrélées entre elles et de variance maximale des variables initiales.

Les variables considérées sont les mois et les individus sont les moyennes thermiques de chaque point composant les radiales retenues. L'objectif étant de synthétiser l'information de façon à faire apparaître les traits principaux de la dynamique spatiale moyenne des TSM et de l'upwelling le long de la côte atlantique maroco-mauritanienne sous forme d'unités homogènes spatialement et saisonnièrement. Cette synthèse permettra d'aboutir sur **un découpage saisonnier** des TSM et de l'upwelling. Le découpage obtenu, qui documente non seulement la co-variabilité spatiale des moyennes thermiques mensuelles (les points de grille), mais aussi leur co-variabilité inter-mensuelle, est adopté dans cette étude. Si le choix porté sur la méthode de l'ACP a été motivé par une recherche d'unités géographiques ayant des variabilités saisonnières semblables, cette méthode s'est avérée dans un premier temps peu efficace en induisant des composantes qui ne correspondent pas à des structures spatiales thermiques réelles. Dans ce cas, l'introduction d'une rotation Varimax¹¹ s'est avérée essentielle dans le sens où elle a permis de redistribuer l'information entre les premières composantes principales, en donnant une meilleure individualisation, et en stabilisant davantage les structures spatiales (Dyer, 1975 ; Richman, 1986 ; et Tufféry, 2010).

1.2.4.2. Les régressions linéaires appliquées sur les TSM côtières et les TSM au large.

La pente de la courbe de régression linéaire a été calculée après extraction au niveau de chaque radiale des valeurs minimales situées au niveau de la côte et des valeurs maximales situées au large pour représenter les tendances sur les 18 ans respectivement des TSM côtières et des TSM au large. Les informations ainsi obtenues n'ont qu'une valeur indicative étant donné la longueur de la période d'étude qui ne dépasse pas 18 ans alors que le minimum de nombre d'années requis pour une étude climatique est de 30 ans. Pour cette raison, l'analyse de l'évolution et de la variabilité interannuelle des TSM est approfondie en se basant sur l'évolution inter-annuelle des anomalies standardisées.

1.2.4.3. Les anomalies standardisées : lisser le gradient thermique latitudinal pour faciliter la comparaison des années entre elles.

L'étude de la variabilité inter-annuelle des TSM de chaque mois a été réalisée à partir des moyennes mensuelles des radiales de la côte au large transformées en **anomalie standardisées** afin de mieux déceler les variations et distinguer les années de déficit de celles d'excédent thermiques. Il s'agit de l'établissement de **l'indice centré réduit** (Nicholson, 2000) qui est le rapport de l'écart à la moyenne interannuelle sur l'écart type des températures annuelles formulé ainsi :

¹¹ La rotation Varimax change la façon dont chaque facteur représente une part de la variance. Elle rend l'interprétation plus aisée en maximisant la variance du carré des coordonnées des variables par colonne et en réduisant le nombre de composantes principales.

$$AST = (XI - X) / S$$

Où **AST** est l'Anomalie Standardisée des Températures, **XI** est la TSM mensuelle enregistrée pour un pixel considéré, **X** est la TSM moyenne mensuelle sur la période 1985-2002 pour un pixel considéré, et enfin **S** est l'Ecart type de la période ci-dessus citée.

1.2.4.4. Etablissement d'un indice de l'upwelling (ITNU).

Afin de quantifier l'évolution spatio-temporelle de l'upwelling en termes d'intensité (la différence thermique entre les eaux de l'upwelling et les eaux environnantes) et d'extension spatiale vers le large, nous avons établi un **Indice Thermique Normalisé de l'Upwelling noté (ITNU)**, adapté de Demarcq et al (2000). Il est basé sur la différence de température entre les eaux côtières et les eaux du large en utilisant comme seule variable les données de TSM. L'ITNU est calculé selon la formule suivante :

Où :

$$\frac{TSM_{max} - TSM_{ind}}{TSM_{max} - TSM_{up}}$$

TSM_{max} est la température maximale repérée sur chaque radiale.

TSM_{ind} est la valeur thermique de chaque point composant la radiale

TSM_{up} est la température de l'upwelling qui est le minimum des moyennes annuelles de tous les points de la radiale considérée.

Les différences avec l'indice de Demarcq et al (2000) formulé ci-dessous :

$$\frac{SST_{max} - SST_{min}}{SST_{max} - SST_{up}}$$

peuvent se résumer ainsi :

* Demarcq et al (2000) calculent la valeur de l'indice de l'upwelling pour chaque radiale en un seul point de la radiale d'où la prise en compte de la valeur **SST_{min}** qui est la valeur minimale des TSM repérée près de la côte pour chaque radiale. Pour notre indice, tous les points de la radiale jusqu'à la limite du plateau continental sont pris en compte, ce qui permet d'estimer en plus de l'intensité de l'upwelling, la prolongation des eaux upwellées vers le large.

* Dans l'indice de Demarq et al (2000), la valeur SST_{up} considérée est la valeur 14°C qui est la valeur moyenne des Eaux de sub-surface d'origine Centrale Sud Atlantique (ESCA) au niveau de la Mauritanie et du Sénégal. La valeur TSM_{up} considérée dans le présent travail est extraite de la base même des données TSM Pathfinder en retenant le minimum des moyennes annuelles de tous les points de la radiale considérée. Cette démarche se justifie par la grande étendue latitudinale de l'espace étudié qui rend peu pertinent de tenir compte d'une température moyenne des eaux Centrales Sud et Nord Atlantique car les origines et les caractéristiques des eaux atlantiques marocaines (Nord) et mauritaniennes (Sud) sont distinctes.

Nous avons fixé un seuil de différence de température de 3°C pour affirmer la présence ou l'absence des résurgences des eaux froides près de la côte (Wooster, 1976). L'intensité de l'ITNU est donc la valeur maximale de l'indice calculée pour chaque radiale. Elle est exprimée en degré centigrades. L'extension spatiale quant à elle, est exprimée en km après la traduction de l'extension préalablement définie en degré de longitude, en km. Elle est la prolongation maximale de la différence thermique côte/large égale ou supérieure à 3°C, le long de la radiale considérée, en partant de la côte en direction du large en se limitant au plateau continental.

La pertinence d'un indice thermique de l'upwelling réside dans sa représentation d'une indication effective de l'état de l'upwelling lors de la prise de vue basée sur la différence thermique côte/large. Il est le constat réel de l'upwelling qui est la conséquence des conditions aérologiques. Alors que l'indice d'Ekman qui repose sur les variations de la vitesse des vents au carré, divisée par le paramètre de Coriolis qui dépend du sinus de la latitude, (Cury et al, 1988), détermine plus la cause du phénomène que son état actuel. L'ITNU est par conséquent plus représentatif de l'intensité de l'upwelling dans la mesure où le phénomène peut persister plusieurs jours, voire plusieurs semaines, après la cessation des vents. Aussi, la mise en place même de l'upwelling s'effectue avec un décalage de quelques heures à quelques jours en fonction de l'intensité du vent et l'endroit des résurgences froides (Mitteltaedt, 1983).

L'ITNU permet également de mieux appréhender les contrastes spatiaux de ce phénomène d'une latitude à l'autre le long de la côte atlantique du Maroc et de la Mauritanie. Sachant notamment, qu'à une vitesse égale d'un vent favorable aux résurgences froides, les différents secteurs de la côte atlantique au Maroc et en Mauritanie ne réagissent pas de la même manière en raison des caractéristiques géographiques et topographiques propres à chaque secteur. Enfin, l'ITNU permet une bonne évaluation de l'extension spatiale de l'upwelling vers le large.

1.2.4.5. Coefficient de corrélation pour montrer la nature des relations entre l'intensité de l'upwelling et son extension vers le large.

Dans le but d'étudier la relation qui pourrait exister entre l'intensité de l'ITNU et son extension vers le large, le coefficient de corrélation de Bravais-Pearson a été calculé. Ce coefficient est un indice statistique qui exprime l'intensité et le sens (positif ou négatif) de la

relation linéaire entre deux variables quantitatives. Ce coefficient qui varie entre -1 et +1 exprime une relation linéaire plus forte à mesure que la valeur obtenue est proche de -1 ou de +1 (Oscar Vlleneuve, 1980).

Après avoir défini les bases de données utilisées dans ce travail, ainsi que les méthodes statistiques appliquées pour les traiter, la section suivante délimite l'espace géographique étudié.

2. Le cadre géographique : interférence des échelles spatiales.

La dynamique aérologique au Maroc et en Mauritanie ne peut être appréhendée séparément de leur cadre géographique. Les facteurs géographiques qui influencent le climat de l'Afrique du nord-ouest peuvent être classés en deux ensembles. Le premier ensemble qui nous place dans une étude régionale, regroupe les aires géographiques qui entourent ce domaine et constituent un lien entre lui et les phénomènes aérologiques extérieurs. Le deuxième ensemble est constitué de toutes les caractéristiques géographiques locales du domaine de l'étude. L'interférence entre ces deux ensembles et la position latitudinale, déterminent alors le ou les types des climats spécifiques des deux pays.

2.1. Rappel des composantes régionales du domaine d'étude.

Les aires géographiques qui délimitent des quatre côtés l'extrême nord-ouest de l'Afrique composé de la Mauritanie et du Maroc sont :

2.1.1. La Méditerranée au Nord du Maroc.

La façade septentrionale du Maroc est exposée aux influences de la Méditerranée occidentale (Figure 7). Cette dernière est séparée de la Méditerranée orientale par des hauts fonds situés entre la Tunisie et la Sicile et de l'Océan Atlantique par le Détroit de Gibraltar. La spécificité de la Méditerranée occidentale par rapport à la Méditerranée orientale est liée principalement à son ouverture sur l'océan Atlantique. La proximité de l'Océan Atlantique et sa connexion avec lui par l'intermédiaire du détroit de Gibraltar explique les températures relativement plus fraîches des eaux de la Méditerranée occidentale. L'effet de la latitude peut également jouer un rôle dans ce gradient thermique est/ouest, car la partie occidentale est située dans une position plus septentrionale par rapport à la partie orientale. En moyenne, la température de surface de la Méditerranée varie entre 21 et 30° l'été et entre 10 et 15 ° l'hiver en augmentant d'ouest en est.

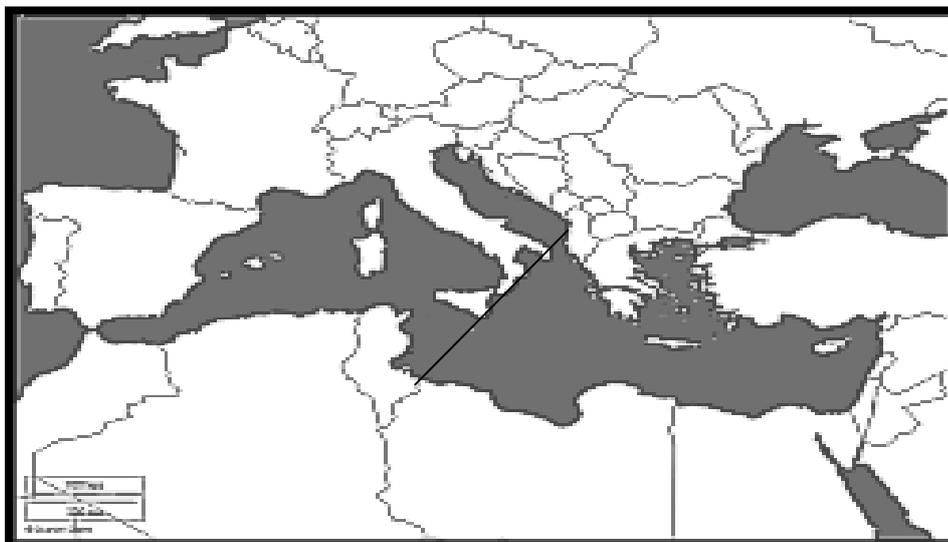


Figure 7. Méditerranée orientale / Méditerranée occidentale.

En raison de la position géographique de la Méditerranée qui lui donne une configuration quasiment fermée, et de ses températures élevées, l'évaporation est intense notamment en été. Malgré un fort potentiel précipitable dû à l'évaporation, la sécheresse estivale est l'une des caractéristiques majeures du climat méditerranéen. L'hiver, contrairement à l'été, est doux et humide et peut être le théâtre d'épisodes pluviométriques intenses. En effet, les entités anticycloniques subtropicales situées plus au sud pendant l'hiver, laissent place aux marges des perturbations septentrionales qui sont réactivées au contact des eaux chaudes méditerranéennes. La Méditerranée est également à l'origine de la douceur thermique des régions nordiques du Maroc.

2.1.2. L'Océan Atlantique : la limite ouest du Maroc et de la Mauritanie.

L'Océan communique dans l'extrême nord avec la Méditerranée par le détroit de Gibraltar. Au Maroc, la côte atlantique se développe linéairement vers le sud-ouest sur 2934 km du cap Spartel à Lagouira (Benzakour, 2000), et sur près de 900 km en Mauritanie (Nouaceur, 1999).

Cette extension latitudinale (de 35°N à 16°N) (Figure 8) fait que les influences océaniques soient elles même modulées par l'effet de la latitude en traduisant la transition entre le domaine tempéré et le domaine tropical. De ce fait, l'océan atlantique joue un rôle d'acheminement des perturbations en provenance de l'Arctique.

Ainsi, le Maroc reçoit, notamment en hiver, les marges des perturbations arrivant sur sa façade atlantique lorsque le système anticyclonique des Açores est décalé vers le sud. En raison de leur parcours au-dessus de l'océan, les Anticyclones Mobiles Polaires (AMP)¹², qui atteignent le Maroc par sa façade Atlantique sont en général moins puissants et se caractérisent par des températures plus douces que les AMP qui l'abordent par l'est. Le flux de mousson¹³ qui touche le sud de la Mauritanie pendant l'hivernage est une manifestation supplémentaire de l'interaction entre l'océan Atlantique et le continent, car c'est en parcourant l'océan avant de pénétrer dans le continent que la mousson se charge en humidité. Aussi bien pour le Maroc que pour la Mauritanie, l'océan Atlantique est la source principale d'humidité (Karrouk, 2003).

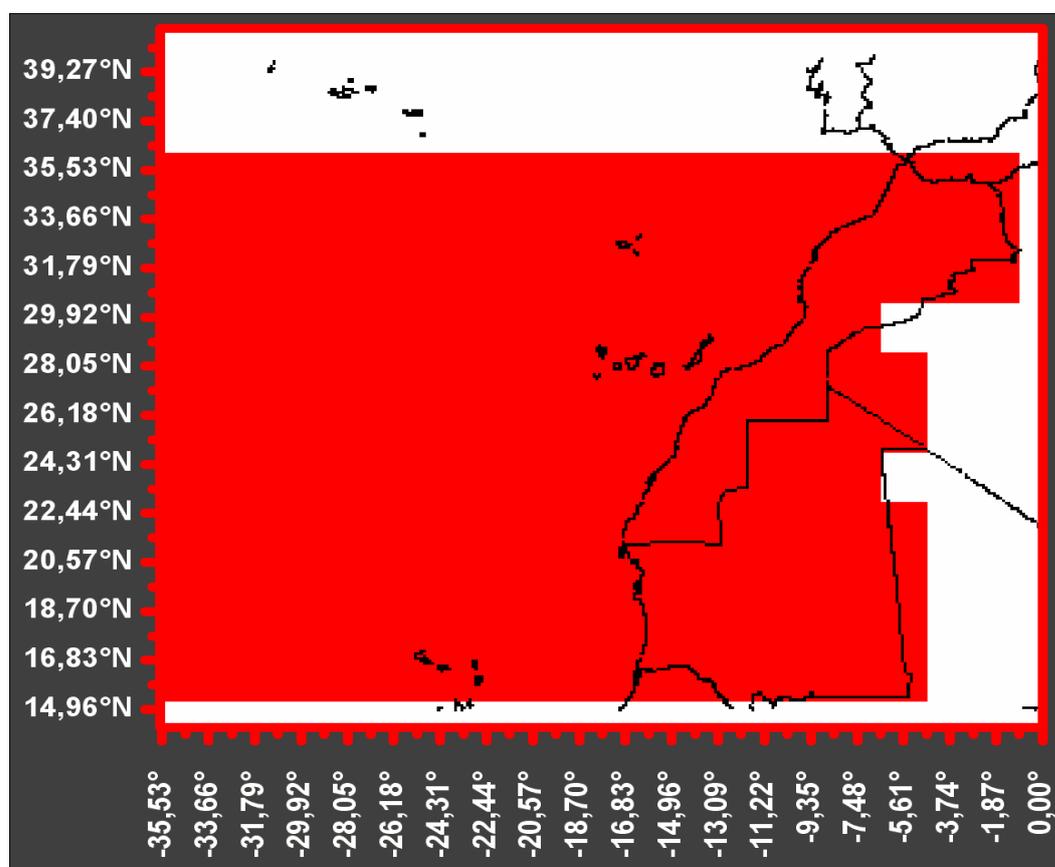


Figure 8. Délimitation du domaine étudié

L'influence déterminante de l'océan sur le climat des régions limitrophes, même si son évaluation précise suscite encore des débats, a déjà fait l'objet de nombreux travaux dont

¹² Le concept des AMP sera abordé et expliqué dans la section 3.1.2.1 de ce chapitre.

¹³ Le terme mousson qui signifie saison en arabe, indique le renversement saisonnier de la direction des vents en franchissant l'Equateur et en se dirigeant vers l'Afrique nord tropicale. Le contraste thermique entre le continent surchauffé et l'océan Atlantique qui se caractérise par des températures moins chaudes, est à l'origine de cette inversion d'écoulement du flux. On peut donc considérer la mousson comme la réponse de l'atmosphère à la différence d'énergie entre l'océan et le continent.

parmi eux la synthèse de Bryan (1962). L'océan, en contact immédiat avec l'atmosphère sur 71% de la surface terrestre, entretient une relation constante d'échanges d'énergie, d'eau et de dynamique éolienne avec la troposphère. De ce fait, il joue un rôle primordial dans la variabilité climatique à toutes les échelles du temps. Par sa forte capacité de stockage (1200 fois celle de l'atmosphère), il module le climat à une échelle séculaire par le biais de l'énergie stockée dans ses couches les plus profondes. Les courants superficiels quant à eux, contribuent à moduler les variations climatiques à court-terme, lesquelles relèvent des fluctuations journalières, saisonnières ou annuelles du climat (Merle, 2006).

En sens inverse, l'atmosphère anime la dynamique superficielle des océans par le biais de l'activité éolienne. La conjugaison de la force du vent à la force de Coriolis est à l'origine des déplacements horizontaux des couches superficielles des océans. C'est un processus qui ne fait que déclencher d'autres mécanismes donnant lieu à des phénomènes océano-atmosphériques locaux voire régionaux tel que l'upwelling côtier qui caractérise fortement le climat de la frange littorale maroco-mauritanienne.

2.1.3. Le Sahara, le plus vaste désert chaud au monde.

Au nord de la Mauritanie et à l'est et au sud du Maroc, s'étend le Sahara qui est le plus vaste désert chaud au monde. La stabilité atmosphérique et l'aridité en sont les caractéristiques majeures. Si l'extrême nord du Sahara bénéficie occasionnellement des marges des perturbations méditerranéennes et nord atlantiques, l'extrême sud tire profit des pluies de la mousson ouest africaine et des lignes de grains¹⁴. Entre les deux, le Sahara central est soumis à un régime extrêmement aride en raison de la permanence de la stabilité atmosphérique soutenue par la persistance des cellules anticycloniques (Karrouk, 2003; Bart et al, 2005). La persistance des cellules anticycloniques est également à l'origine des vents continentaux permanents dont les effets desséchants et échauffants sont accentués par l'extrême aridité et l'absence de reliefs contraignants. Ces vents sont connus sous le nom de Chergui au Maroc quand ils abordent celui-ci par l'est ou le sud-est, *harmattan* ou *Irifi* en Mauritanie, *Chehili* au Maghreb ou encore le *Sirocco* lorsqu'ils traversent la Méditerranée pour atteindre l'Europe méridionale (Rico, 2005).

¹⁴ Les lignes de grains se définissent comme une perturbation mobile dans le flux de mousson. Elles se caractérisent par la formation de nuages à grand développement vertical, qui se disposent en ligne de forme arquée avec une orientation méridienne (Leroux, 2000).

2.1.4. Le fleuve Sénégal : une frontière naturelle entre la Mauritanie et le Sénégal.

Contrairement aux frontières adoptant une forme purement rectiligne -soulignant ainsi la marque coloniale- qui séparent la Mauritanie du Maroc au nord, de l'Algérie au nord-est et du Mali à l'est, sa frontière avec le Sénégal est naturelle; il s'agit du fleuve Sénégal (Duvey. 2005). Ce dernier, long de 1770 km avec un bassin versant de 330 000 km² est alimenté par trois affluents principaux, le Bafing, le Bakoye et la Falémé qui prennent tous leur source dans le massif du Fouta Djallon en Guinée. À son embouchure, près de Saint-Louis au Sénégal, le débit annuel moyen de ce fleuve est de 640 m³/s, soit un volume total de 22 milliards de m³. En réalité, la variation des apports est très forte et ce volume varie, suivant les années, de 8 à 45 milliards de m³ (Dione. 1996). La Mauritanie partage avec le Sénégal non seulement «Le Fleuve», mais également son appartenance au domaine sahélien dans sa partie méridionale.

L'enchaînement des transitions d'un domaine climatique à l'autre démontre la pertinence du choix du domaine de l'étude. En effet, en parcourant le Maroc, nous sommes passés du climat méditerranéen au climat saharien en transitant par le climat méditerranéen à influences océaniques, le climat semi-aride à aride. Puis en atteignant le sud de la Mauritanie, nous nous trouvons face au climat sahélien. Cela se traduit, par une saisonnalité pluviométrique avec une saison sèche entre octobre et avril et une saison humide entre mai et septembre.

2.2. Les composantes géographiques locales : hautes montagnes marocaines et platitude du relief mauritanien.

L'interférence des éléments géographiques locaux ou régionaux avec la circulation atmosphérique générale détermine les mosaïques climatiques régionales. Au Maroc, la double ouverture maritime, le tracé des côtes et la présence des reliefs puissants représentés par les chaînes du Rif et de l'Atlas, sont les trois éléments qui déterminent la répartition des types des climats qui règnent sur le Maroc. A l'opposé, en Mauritanie, le relief érodé ne laisse émerger que de rares massifs de faible altitude dont le point le plus élevé atteint à peine 915 mètres près de Zouérate (Auzias, 2008). Mais si la platitude du relief et l'appartenance de la Mauritanie dans plus de 70% de son territoire au domaine saharien, la positionnent dans le même rang que les autres pays sahariens situés plus à l'intérieur, c'est sa position littorale qui lui confère une certaine originalité.

A l'extrême nord-ouest de l'Afrique, le Maroc s'étend sur une superficie de 710 850 km², et se situe entre 21° et 36° de latitude Nord et 1° et 17° de longitude ouest. Limité au Nord par la Méditerranée sur 512 km de Saïdia au Cap Spartel, une distance de 14 km à peine le sépare de l'Espagne. A l'Ouest, le Maroc s'étire sur 2934 km de côte atlantique, du Cap Spartel à Lagouira (Gaadi, 2000).

Située entre le Maroc au Nord et le Sénégal au Sud, la Mauritanie est un vaste territoire de 1 036 000 km² caractérisé par des conditions naturelles extrêmement rigoureuses (Nouaceur, 1999).

2.2.1. Le massif rifain domine l'ouverture du Maroc sur la Méditerranée.

La particularité géographique du Maroc par rapport à toute l'Afrique du nord et de l'ouest, réside dans la haute altitude de ses montagnes qui occupent presque 21% de ses 710 850 km² de superficie (Tazi Sadek, 2006).

La chaîne du Rif au Nord culmine, au Jbel¹⁵ Tidrhine à 2456 m. La morphologie de la chaîne rifaine montre un profil transverse dissymétrique, qui marque son maximum dans le tiers plus interne. Les versants méditerranéens se distinguent par une topographie escarpée et très accidentée. Les plaines sont inexistantes si l'on ne tient pas compte des zones alluviales côtières. Tandis que le versant sud du Rif présente des reliefs plus bas qui passent progressivement aux plaines, du bassin du Gharb et de Fès-Meknès. Cela a comme conséquence une hétérogénéité sur les plans climatique et hydrographique entre le versant méditerranéen marqué par un climat semi-aride et traversé par des oueds court à pente forte, et le versant atlantique, plus arrosé grâce aux influences océaniques et caractérisé par un réseau hydrographique plus riche et plus dense (Benali, 2006).

2.2.2. Le massif de l'Atlas est à l'origine d'une dissymétrie climatique est / ouest.

Le massif de l'Atlas, parallèle au littoral, s'allonge sur plus de 700 km, avec une largeur de 150 à 200 km. Il comprend une succession de hauts-reliefs séparés par des dépressions intramontagnardes. Ainsi, le Haut-Atlas forme la partie la plus remarquable par ses sommets les plus élevés, dont les Jbels Toubkal et M'goune culminent respectivement à 4165 m et à 4071 m. Il se prolonge par les collines plissées de Chaidma, tandis qu'au sud, les plissements sont abrupts au-dessus de la plaine de Souss. Vers l'est, il se prolonge par les chaînes calcaires plus modestes et aérées de l'Atlas Algérien. Le raccord entre les deux alignements s'effectue par le Moyen-Atlas qui se détache ensuite du Haut-Atlas au Jbel Haïne pour se développer en direction sud-ouest / nord-est jusqu'au Jbel Tazekka au sud. Plus au sud, débute le troisième alignement, l'Anti-Atlas. Constituant le massif le plus ancien, qui se rattache vers son milieu au Haut-Atlas et s'allonge selon une direction nord-est / sud-ouest jusqu'à l'Atlantique. Il se prolonge vers le sud jusqu'à l'oued Daraa et vers le sud-ouest jusqu'à l'océan (Boulanger, 1969).

¹⁵ Jbel signifie montagne en arabe.

La diminution des températures avec l'altitude est une des caractéristiques les plus importantes des climats de montagne. Si l'on prend l'exemple du sommet le plus élevé de l'Atlas (Jbel Toubkal), le gradient altitudinal est de -0.4°C pour 100 m de dénivelée pour les températures minimales et de -0.7°C pour les températures maximales. D'où une prédominance des températures négatives à partir de 1850 m. Enfin, comme la chaîne rifaine qui s'allonge sous forme d'arcs parallèle à la côte méditerranéenne, le massif de l'Atlas s'impose parallèlement à la côte atlantique avec une orientation nord-est / sud-ouest. Cette disposition contribue à la mise en place d'un front thermique constitué de nuages bas le long de ces reliefs et marque la limite de deux domaines climatiques au Maroc : le cis-atlasique et le trans-atlasique (Karrouk, 2003). Les effets orographiques se manifestent également par les vents de Foehn lorsque la circulation d'est s'installe sur le Maroc. Des flux descendants très chauds et secs se développent sur le versant ouest des Atlas, ce qui dessèche l'air et contribue à prolonger la désertification sur le versant est des Atlas (*Idem*).

2.2.3. La configuration hétérogène de la côte atlantique : un facteur qui conditionne la réponse de chaque zone côtière aux conditions aériennes et hydrologiques.

La topographie de la côte atlantique maroco-mauritanienne se caractérise par une grande hétérogénéité qui module la circulation générale des eaux le long du littoral. Elle conditionne également la réponse de chaque zone côtière aux fluctuations éoliennes et crée des variabilités spatiales des vents à petites échelles. Cela influence la dynamique spatiale de l'upwelling côtier, qui constitue une des caractéristiques climatiques majeures de la côte atlantique maroco-mauritanienne.

La ligne de côte affiche une succession de segments rectilignes de directions variables. Ces changements de direction sont soulignés par la présence de multiples caps et baies et par des reliefs qui surplombent le littoral et qui représentent une continuité de l'Atlas. C'est le cas dans le secteur compris entre le cap Ghir et Agadir où le relief "baigne ses pieds dans l'eau" dans le prolongement des montagnes du Haut Atlas Occidental (Atillah, 1993).

La côte débute au nord par le cap Spartel ($35^{\circ} 47' 13'' \text{ N}$) puis suivent le cap Jorf-el-Asfar ($33,2^{\circ}\text{N}$), le cap Cantin ($32,54^{\circ}\text{N}$), le cap Hadid (31.7°N), le cap Sim ($31,39^{\circ}\text{N}$), cap Tafelney ($31,10^{\circ}\text{N}$), Cap Ghir ($30,63^{\circ}\text{N}$), Cap Juby ($27,90^{\circ}\text{N}$), cap Bojador (26.8°N), cap Blanc (21.45°N) cap Barbas (22.20°N), et cap Timiris (19.45°N). A chaque cap succède une baie abritée du vent du nord et du nord-est et de la houle du large. Au Maroc, on peut citer la baie de Sidi Moussa, la baie de Safi, la baie d'Agadir (Debenham et Gossot, 1983).

En Mauritanie, la baie du Lévrier à l'est de la presqu'île du cap Blanc, pénétrant dans le continent en direction du nord, est l'une des plus vastes de la côte ouest d'Afrique. Au sud du cap Blanc et de la baie du Lévrier s'étend le grand banc d'Arguin qui occupe un tiers du littoral mauritanien (Creuseveau, 2004). Ce dernier s'étend sur 160 km de littoral et couvre une superficie maritime de $9\,000 \text{ km}^2$ (Domain, 1985). La spécificité de cette partie du littoral mauritanien réside dans sa faible pente qui entraîne, à marée basse, l'émersion

d'environ 450 km² de vasière (Sidi M.T. et Diop M.S, 2004). Cette faible pente de l'estran explique également que la température y soit plus élevée comparée aux eaux des régions avoisinantes plus fraîches, régies par un upwelling côtier quasi-permanent. C'est pourquoi le Grand Banc d'Arguin possède un écosystème particulier et bien individualisé par rapport à ses voisins.

L'ensemble de ces particularités topographiques de la côte imposent des conditions hydrologiques particulières. Le courant principal nord-sud qui circule le long des côtes marocaines frappe obliquement la côte convexe et change brutalement de direction vers le sud-ouest sous l'action déterminante de la côte (Atillah, 1993). Les structures orographiques côtières peuvent également agir comme barrière au passage du vent et abriter des frayères où les eaux sont plus calmes comme c'est le cas dans les baies de Dakhla au Maroc, et Saint-Jean et Tanite en Mauritanie.

L'influence de la configuration de la côte dans un système d'upwelling se manifeste sous plusieurs formes. Un rotationnel de vent positif dans la zone côtière peut générer d'une part un pompage d'Ekman, plus largement réparti spatialement que l'upwelling côtier et donc moins efficace. D'autre part, il peut créer un contre-courant vers le nord en lien avec la relation de Sverdrup¹⁶ qui décrit les écoulements barotropes (Sverdrup, 1947). Un tel contre-courant existe également en aval de barrières orographiques qui peuvent produire des gradients de vents plusieurs fois supérieurs aux gradients du large (Enriquez et al, 1995).

2.2.4. La topographie du plateau continental : facteur déterminant dans un système d'upwelling côtier.

La côte atlantique maroco-mauritanienne est bordée d'un plateau continental vaste dont la largeur varie entre 30 et 150 km (Figure 9). Entre 15°N et 30°N, la profondeur du point de rupture de pente, entre le plateau continental et le talus, est en moyenne de 103 m, ce qui est relativement peu profond (Caroli, 1999). Toutefois, la plate-forme comporte de nombreuses dépressions de grande profondeur. Les isobathes dessinent des traits réguliers et parallèles à la côte à l'exception du secteur compris entre cap Ghir et cap Bojador où le plateau continental est plus large et les isobathes évoluent vers le large dans une structure plus complexe (Figure 9).

La pente de la plate-forme est régulière et douce jusqu'à -150 m, puis elle s'accroît rapidement jusqu'à 200-300 m. Les principales pentes sont localisées entre El Jadida et le cap Ghir, entre le Cap Juby et le Cap Bojador et au cap Timiris (Figure 9). En Mauritanie, les fonds sont généralement réguliers et la pente vers le large est douce pour la plus grande partie du plateau (Ould taleb Ould Sidi, 2005). La plus grande largeur du plateau continental est située entre le cap Blanc et le cap Timiris où elle atteint entre 60 à 90 km (Domain, 1985).

¹⁶ La relation Sverdrup tient compte des effets conjugués du vent et de la force de Coriolis sur une surface océanique.

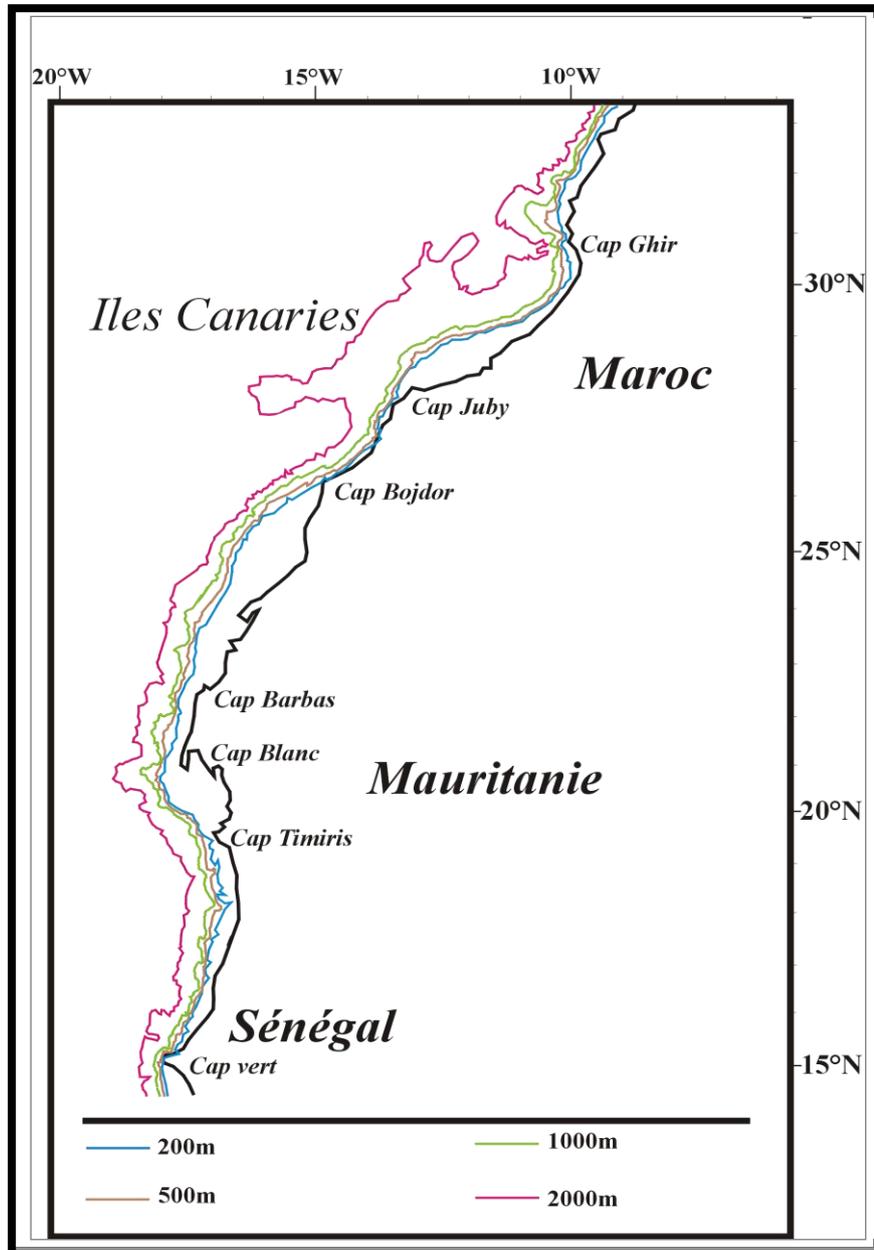


Figure 9. Topographie du plateau continental de la côte atlantique maroco-mauritanienne.

A partir du cap Timiris vers le sud, elle devient plus régulière et sa limite maximum est de 60 km. Le banc d'Arguin est caractérisé par la présence des fosses profondes de 300 à 400 m. Plus au sud, de nombreuses fosses moins importantes, situées notamment entre 16°30' N et 16°50' N, interrompent la régularité du plateau continental (Dobruvin et al, 1991). Les plus profondes entre elles sont rencontrées aux latitudes 18°40', 18°05' et 16°50'N (Domain, 1985).

La largeur du plateau continental influence la circulation océanique de surface et sub-surface. Un plateau étroit donne lieu à une seule cellule de remontée située près du rivage, un plateau large permet le développement de deux cellules de circulation, l'une située sur le talus et une isolée sur le plateau continental (Jacques et Tréguer, 1986). Cette structure est aussi favorable à l'augmentation du temps de résidence de la biomasse phytoplanctonique à proximité de la côte en empêchant la dispersion, par advection, de ces organismes vers le large. Elle permet alors un meilleur couplage des productions primaires et secondaires au-dessus du plateau continental (Binet 1991).

Après avoir défini les différentes composantes géographiques aux échelles locale et régionale de l'espace maroco-mauritanien, la section suivante a pour objectif de caractériser les interférences de ces composantes avec la circulation atmosphérique générale et la dynamique océanique de surface.

3. Le cadre théorique de l'approche climatique : débat sur le rôle des phénomènes de basses couches et forte influence océanique sur le climat de l'Afrique du nord-ouest.

3.1. La circulation atmosphérique générale : un débat pas tout à fait clos.

Loin de toute prétention visant à présenter une critique détaillée de tous les schémas proposés de la circulation atmosphérique, le but de la section qui suit, est de montrer à quel point l'établissement d'un modèle cohérent et complet de la circulation générale, constitue une tâche difficile. L'enchaînement et les contradictions qui existent entre les schémas préexistants illustrent également le fait que l'on ne continue souvent à les utiliser que faute de mieux en l'état des connaissances sur le sujet.

3.1.1. Rappel rapide des principaux modèles et théories d'analyse climatique.

3.1.1.1. Perturbation norvégienne et Front Polaire.

De multiples théories se sont succédées pour expliquer la circulation atmosphérique générale. Le modèle norvégien, établi pendant les années 1920 par une équipe de chercheurs norvégiens constituait un apport essentiel au regard de l'état des connaissances de l'époque et a rencontré dès son apparition un succès considérable.

Ce modèle s'intéresse uniquement aux perturbations qu'il lie aux contrastes thermiques qui constituent un front entre deux masses d'air d'origines et de caractéristiques différentes. Il décrit les différents systèmes frontaux et leurs relations avec le ou les temps perturbés. Il schématise ainsi ces systèmes en différenciant plusieurs fronts en fonction de l'espace géographique de leur genèse. On peut alors distinguer le Front Polaire, le Front Arctique ou Antarctique, le Front Méditerranéen ou encore le Front Intertropical (Vigneau, 2000). Cette schématisation de fronts et espaces accrédié l'existence de fronts moyens, ce qui est, selon Vigneau, aberrant étant donné le déplacement incessant des perturbations. L'imperfection majeure soulevée par Leroux (2000) et Comby (1998), est la focalisation sur la dépression considérée comme étant le centre du système perturbé en laissant en suspens la détermination de l'origine de la dépression, sachant que, selon Leroux (2000), « *les dépressions sont des conséquences et non des causes* ». Mais malgré les contestations vis-à-vis du modèle norvégien (Joly, 1996), il est encore souvent utilisé par les météorologues et les climatologues notamment pour l'analyse des cartes de surface.

3.1.1.2. Le modèle cellulaire

Le modèle cellulaire fut l'œuvre de Georges Hadley en 1753 qui a décrit une circulation atmosphérique fermée au sein des cellules dites de Hadley, en tenant compte de la rotation de la Terre pour expliquer l'orientation vers l'ouest de la circulation en surface et en considérant que la chaleur équatoriale est le moteur de la circulation générale. Les deux cellules de Hadley situées de part et d'autre de l'Équateur sont animées par les transferts d'énergie et de chaleur entre les zones nord et sud allant de l'Équateur jusqu'au pôle de chaque hémisphère. Hadley pensait d'abord que les échanges de chaleur et d'énergie s'effectuaient directement entre les pôles et l'Équateur, mais il admet ensuite que « *la circulation méridienne se limitait aux régions intertropicales en raison de l'existence de forts mouvements descendants vers le 30° parallèle* » (Pédelaborde, 1991). C'est Ferrel (1856) qui propose, un siècle plus tard, un schéma tri-cellulaire « *Dans les régions polaires, l'air froid et lourd subsiste et diverge au sol vers les latitudes tempérées. En altitude, la convergence vers le Pôle boucle la circulation au sein de la cellule polaire ainsi crée* » (Berger, 1992). Entre la cellule de Hadley, limitée vers le nord et vers le sud respectivement à 30°N et 30°S et la cellule polaire, limitée vers les latitudes 60° nord et sud, se trouve la cellule intermédiaire de Ferrel. Des trois cellules, c'est la cellule de Hadley, bien qu'elle-même contestée, qui résiste le plus aux critiques. Ces dernières portent notamment sur le fonctionnement de la cellule aussi bien lorsque les explications thermique et dynamique sont avancées, que lorsque l'explication systémique est privilégiée.

Une objection majeure porte également sur les limites qui séparent les cellules entre elles car « *l'existence de redoux prouve que l'air chaud en provenance des tropiques peut être entraîné en basses couches assez loin en direction des pôles* » (Vigneau, 2000). Ce qui enlève aux limites des cellules de Hadley, de Ferrel et des cellules polaires toute crédibilité (Comby, 1998). Le schéma tri-cellulaire est de ce fait « *inapte à restituer les échanges méridiens d'air et d'énergie ainsi que la migration des structures aérologiques et de structures pluvio-gènes* » (Leroux, 2006).

3.1.1.3. L'école cinématique

Si le modèle tri-cellulaire tient compte d'interaction entre la circulation en surface et celle d'altitude, l'école cinématique donne la priorité aux couches supérieures de la troposphère (Leroux, 1990 ; Comby, 1998). En effet, le développement des techniques permettant l'observation en altitude (notamment par les radiosondages), et l'introduction de plus en plus forte de la modélisation climatique basée sur la mécanique des fluides, ont conduit à rejeter catégoriquement l'influence des basses couches sur la circulation atmosphérique générale. Comme le déclare Pagney (1988) en ce qui concerne le climat de la France : «*la position des centres d'action et des flux en altitude....impose les conditions de surface et, en conséquence, les temps subis*». Mais le sens de la relation entre les basses couches de l'atmosphère et les phénomènes d'altitude n'est toujours pas clairement établi et n'est surtout pas simple à vérifier. «*Il n'existe pas encore de conception synthétique et de schéma d'ensemble satisfaisant, intégrant logiquement surface et altitude dans les trois dimensions de l'espace*» (Leroux, 1990).

3.1.2. L'importance des phénomènes des basses couches

Les années 1990 marquent l'émergence d'une remise en question de la primauté de la haute atmosphère dans le fonctionnement de la circulation atmosphérique générale. Implicitement ou explicitement, plusieurs études ont souligné l'importance des phénomènes des basses couches. Ainsi, l'expérience FASTEX (Fronts and Atlantic Storms Track Experiment) organisée au début de 1997 et ayant comme objectif d'étudier la formation des dépressions dans l'Atlantique nord, a permis «*la mise en évidence du rôle très inattendu d'un précurseur confiné dans les basses couches, sur un cas où une plus classique induction par une perturbation d'altitude semblait a priori net* » (Arbogast et Joly, 1998).

Watanabe et Nitta, (1999) affirment que l'état de surface est responsable des changements quasi-décennaux de l'ONA (l'Oscillation Nord Atlantique). Ainsi, des changements vers une phase positive de l'ONA seraient accompagnés de changements des couvertures neigeuses en Eurasie et Amérique du Nord. Moins affirmatif sur la nature de la relation de cause à effet, Hufty, (2001) observe que les oscillations hebdomadaires ou annuelles des pressions atmosphériques résultent ou occasionnent des fréquences plus grandes d'air arctique. On peut noter également que les contrastes thermiques existants entre les masses d'air continental froid et sec, et les masses d'air circulant sur les bords orientaux des continents, où circulent les courants océaniques chauds, sont sources d'instabilités atmosphériques. (Drévilion, 2002). Enfin, la troposphère qui représente la surface d'équilibre entre le rayonnement terrestre et le rayonnement solaire (Bjerknes et al, 1934), contient à elle seule plus de 75 % de la masse atmosphérique. En outre, c'est dans les basses couches, où siègent des facteurs géographiques tels que le relief, les surfaces marines ou fluviales, que la variabilité atmosphérique est plus grande et plus facilement décelable.

Enfin, en s'intéressant aux phénomènes des basses couches, Pédelaborde (1982) souligne que toutes les recherches effectuées sur la mécanique de l'atmosphère ont démontré que dans les 35 premiers km de l'atmosphère, les mouvements de grande échelle ont tous une cause essentiellement dynamique. Les effets thermiques ne mettant en jeu que peu d'énergie comparée à celle transformée par les effets dynamiques.

3.1.2.1. Le modèle AMP

Parmi les auteurs, Leroux (1980, 1981, 2000...) est celui qui a le plus insisté sur le rôle déterminant des basses couches de l'atmosphère dans la conception d'un modèle « complet » de la circulation atmosphérique générale. Ce modèle qui a été élaboré dans les années 1980, (Leroux, 1983) tente une description et une explication complètes de la variabilité et dynamique climatiques en accordant la primauté aux phénomènes essentiellement dynamiques des basses couches. En se basant sur l'observation de ce que Leroux appelle des faits réels, à savoir, les situations synoptiques qui incluent l'évolution des masses d'air et les changements constatés sur les paramètres météorologiques, tels que la température, l'humidité, le vent..., il affirme que l'élément qui commande les variations météorologiques quotidiennes et par conséquent le climat en général, se trouve dans les basses couches de l'atmosphère. En effet, « *Les régions polaires sont recouvertes d'air progressivement refroidi, cet air émigre périodiquement vers les basses latitudes selon des trajets grossièrement méridiens de telle sorte qu'il n'existe pas de front polaire continu (ce qui contredit le modèle de Palmén)* » (Demangeot, 1997).

Il n'est pas question dans cette section de présenter un exposé détaillé sur la théorie des AMP (Anticyclone Mobile Polaire) (Leroux, 1983, 1986, 1993, 2000, 2005). En plus des travaux de Feu M. Leroux, le modèle AMP a été appliqué aux dynamiques et variations climatiques en France (Comby, 1991 ; 1998), en Mauritanie (Nouaceur, 1999), en Amérique centrale (Barbier, 2004), ainsi qu'au Sénégal (Sarr, 2009). Nous ne retiendrons ici que les éléments principaux du modèle :

Les AMP : sont des vastes lentilles d'air plus froid et dense en valeur relative et absolue, comparé à l'air des régions qu'ils traversent. Ils résultent, d'une façon continue, du refroidissement et de l'affaissement de l'air au-dessus des régions polaires. Les plus puissants d'entre eux peuvent atteindre une pression de 1050 hPa. En moyenne, leur épaisseur est de 1500 m, tandis que le diamètre moyen d'un AMP va de 2000 à 3000 km. (Leroux, 2000).

La genèse de l'AMP : Le déficit thermique polaire entretient le tassement de l'air en renforçant la pression atmosphérique ce qui entraîne la diffluence et le détachement des masses d'air polaires. La coulée froide ou la succession des coulées froides s'organisent rapidement en Anticyclone Mobile Polaire sous l'action de la force géostrophique qui lui assure sa cohérence. Le départ d'un AMP en soulevant l'air devant lui favorise la formation d'un couloir dépressionnaire dans lequel, l'air plus chaud que celui contenu dans le centre de l'AMP, circule dans le sens dépressionnaire en se dirigeant vers le pôle de l'hémisphère concerné.

Dans le modèle de M. Leroux, **les échanges méridiens** entre les zones polaires et les zones tropicales sont assurés par les AMP. Ceux-ci se déplacent d'ouest en est avec une composante méridienne qui peut même être prépondérante lorsque les AMP sont très puissants. Sur sa face avant, l'air froid et dense de l'AMP, soulève devant lui les flux chauds (en valeur relative ou absolue). Si le passage de l'AMP en lui-même renforce la pression au-dessus des zones qu'il parcourt, le soulèvement des flux chauds sur sa face avant entraîne une baisse de la pression dans les basses couches et la formation d'un couloir dépressionnaire. La circulation cyclonique ainsi formée, entraîne la remontée, avec une puissance variable selon –entre autres- la puissance de l'AMP qui l'a déclenchée, de la dépression vers le nord ou le nord-ouest (sud-est) dans l'hémisphère nord (dans l'hémisphère sud). Ainsi l'AMP transporte dans sa migration vers les tropiques de l'air polaire qui a des caractéristiques différentes de l'air tropical. De la même façon, le couloir dépressionnaire et la dépression initiés sur sa face avant transportent l'air « chaud » tropical vers les moyennes latitudes, puis vers les hautes latitudes.

Ainsi, **il n'existe pas dans le modèle M. Leroux, de frontières entre les zones climatiques ni une multiplicité de circulations atmosphériques organisées en boucle.** « *Les pôles sont à la fois, le point de départ de l'air froid véhiculé par les anticyclones, et en retour la destination de l'air chaud associé aux dépressions, selon des trajectoires bien déterminées qui définissent la répartition des températures résultantes*» (Leroux, 2007).

3.2. La dynamique aérologique qui régit le ou les climats du Maroc et de la Mauritanie.

Il n'existe donc pas selon M. Leroux de cloisonnement aérologique entre la zone tempérée et la zone tropicale. La continuité spatiale de certains phénomènes météorologiques, tel que l'upwelling côtier qui touche toute la côte ouest de la péninsule ibérique et celle de l'Afrique occidentale boréale jusqu'à la latitude 10°N, confirme cette réalité.

Les mécanismes généraux qui déterminent la circulation atmosphérique au-dessus des deux pays sont les mêmes, mais c'est la position latitudinale et la multiplicité des facteurs géographiques qui modulent les effets de la circulation générale pour une zone donnée. La circulation atmosphérique générale, est commandée dans les basses couches par les AMP. Leur rôle est déterminant car c'est eux qui animent le transfert d'énergie entre les pôles et l'Équateur. Pommier (2005) a confirmé, que l'intensité du déficit thermique polaire module les caractéristiques des AMP d'où l'alternance de deux modes de circulation générale. En période hivernale, « *lorsque le déficit thermique est intense (moins intense) sur le bassin occidental de l'Arctique, les Anticyclones sont moins fréquents (plus fréquents) mais ils sont plus froids (moins froids) et ainsi ils parviennent à garder plus longtemps leurs caractères propres (ne parviennent pas à garder longtemps leurs caractères propres). Les anticyclones étant plus froids, ils sont plus puissants*» et ils atteignent plus rapidement les latitudes méridionales.

Selon M. Leroux, les AMP qui influencent le climat du Maroc sont de trajectoire dite « américaine » et « scandinave ». Le relief du Groenland répartit leurs trajectoires dès leur déclenchement, en fonction de ses altitudes élevées (2135 m en moyenne). Ce relief force le départ préférentiel de part et d'autre du Groenland. A l'ouest de celui-ci, les premiers empruntent la trajectoire américaine, ils couvrent l'Amérique du nord, puis se dirigent vers l'Atlantique au-dessus duquel reste une grande partie de l'air polaire advecté. Le Maroc bénéficie de la marge des perturbations issues de la dépression associée à la face avant de l'AMP. Ces perturbations qui déclenchent les précipitations, peuvent même intéresser le versant oriental des Atlas quand les AMP responsables sont puissants et vigoureux.

Les deuxièmes empruntent la trajectoire scandinave. Après qu'ils soient déviés vers l'est du Groenland. Ils s'écoulent vers l'Atlantique oriental puis l'Europe centrale. Certains d'entre eux s'écoulent vers le bassin méditerranéen occidental et poursuivent leur trajet sur l'Atlantique au large de l'Espagne, puis du Maroc, vers l'est de l'Afrique du nord. Les Atlas constituent un obstacle devant ces AMP, ils limitent leur progression vers le versant oriental. Ces AMP peuvent également aborder le Maroc du côté ouest quand ils traversent l'Atlantique oriental en passant par les îles britanniques.

En hiver, la Mauritanie à son tour, peut se trouver -moins fréquemment- sous l'influence de la circulation générale de l'hémisphère nord et donc des AMP arctiques lorsque ceux-ci sont dans leurs vigueur et intensité maximales. Mais le climat de la Mauritanie, et notamment la pluviométrie, de par sa position dans le domaine tropical, dépend plus de la circulation atmosphérique de l'hémisphère sud et par conséquent des AMP originaires de l'Antarctique. Ceci s'effectue notamment par l'intermédiaire des alizés austraux, qui se transforment en flux de mousson, chaud et humide, dès la traversée de l'Equateur météorologique.

3.2.1. Les éléments principaux de la circulation générale dans les basses couches de l'espace maroco-mauritanien.

3.2.1.1. Les Agglutinations Anticycloniques.

Les hautes pressions subtropicales sont considérées comme des éléments clé de la circulation atmosphérique de surface (Hasternath 1991) et définies statistiquement à partir de moyennes de pressions. Cette perception statistique, bien qu'elle donne une indication sur leur positionnement géographique moyen et sur leur évolution barométrique, ne permet pas d'identifier les mécanismes de leur formation.

L'étude synoptique fondée sur les bulletins météorologiques et les images satellitaires et appuyée par l'étude du temps associé (pression, température, humidité, vent...), offre la possibilité de discerner les processus de la formation de ces zones de hautes pressions subtropicales. Ainsi, leur régénération ou « rénovation » incessante se produit régulièrement par des anticyclones polaires mobiles qui deviennent stationnaires et chauds (Viaut, 1942). Dans ce travail, le concept Agglutination Anticyclonique, noté A.A (Comby, 1991) est adopté

en raison de sa pertinence dans l'explication de la genèse, de l'évolution dans le temps et dans l'espace, et de la structure des hautes pressions subtropicales.

C'est la succession d'AMP de trajectoires différentes qui, en s'affaiblissant et se désintégrant, s'emboîtent les uns dans les autres, qui génère les A.A (Comby, 1991). Si l'action du facteur orographique est tout aussi déterminante dans la formation des A.A car elle favorise la désintégration des AMP, elle n'y est pas pour autant indispensable. En fonction de la continuité et l'altitude d'un ensemble orographique, mais parallèlement de la puissance et de la densité d'une masse anticyclonique, celle-ci peut être soit canalisée, fragmentée ou complètement bloquée par le relief. « *Cette situation crée aux environs des reliefs les plus imposants et dont la position par rapport aux trajectoires des AMP est la plus pertinente, une accumulation et une compression d'air qui génère ainsi l'Agglutination* » (Nouaceur, 1999). En l'absence d'une entrave topographique imposante, l'Agglutination des AMP est fonction de leur propre dynamique interne. L'AMP ne peut continuer sa migration vers les basses latitudes indéfiniment en raison de la perte progressive de sa densité. Il se réchauffe et s'étale par accroissement de la force de frottement et par la décélération de la vitesse de rotation des flux internes en perdant ainsi de leur homogénéité. A l'emplacement où un premier AMP a achevé sa progression, la situation est favorable à l'intégration d'un deuxième puis un troisième ... AMP qui en perdant, à leur tour de leur cohérence pendant leur translation vers les basses latitudes, s'emboîtent l'un dans l'autre formant ainsi une nouvelle A.A.

L'A.A se définit donc comme une vaste zone de hautes pressions atmosphériques (plus vaste que la zone couverte par un AMP). La localisation statistique annuelle de l'A.A est subtropicale mais varie en fonction de sa migration saisonnière, elle-même fonction des variations saisonnières des AMP qui la forment. La dépression périphérique est comblée sur la face avant des flux anticycloniques qui l'intègrent, la stabilité et le sens anticyclonique de la rotation s'affirment, en interdisant les ascendances et réduisant voire bloquant les chances de pluie.

Trois AA influencent la dynamique aérologique en Afrique du nord-ouest :

L'AA des Açores

L'AA méditerranéenne ou saharo-méditerranéenne

L'AA de Sainte-Hélène.

La formation de **l'A.A des Açores** est favorisée par la convergence et les télescopages successifs des AMP dont les trajectoires américano-atlantique et scandinave se croisent au niveau de l'Archipel des Açores. Les AMP de trajectoire scandinave qui se différencient de ceux empruntant la trajectoire océanique par un avantage de densité et de vigueur, sont à même de bloquer, dans les mêmes latitudes où ils se heurtent aux reliefs africano-européens, ceux de trajectoire américano-atlantique. La genèse de l'A.A est associée également à la combinaison des barrières orographiques que constituent les Alpes, les

Pyrénées, les Monts Cantabriques, le Massif Central puis en fin de parcours les Atlas marocains et telliens.

Néanmoins, la présence de l'A.A des Açores n'est permanente que statistiquement, puisqu'elle est conditionnée par la réalimentation continue par les AMP. « *Si le renouvellement de ces derniers est insuffisant, l'AA disparaît d'elle-même. Elle perd de sa puissance, se réduit et peut enfin s'évacuer vers l'est, mais une bonne partie des AMP agglutinés a déjà rejoint la circulation tropicale* » (Leroux, 1992). Dans ce cas, les AMP continuent leur progression vers le Maroc où même la Mauritanie quand ils sont dans leur puissance maximale, et creusent les dépressions par soulèvement. Cette situation est favorable au déclenchement de la pluie.

Dans une situation moins extrême, à savoir, lorsque la réalimentation de l'A.A continue grâce à des AMP peu puissants et moins rapides, elle se retire vers des latitudes plus septentrionales. Dans ce contexte, les perturbations n'arrivent pas jusqu'à la latitude du Maroc qui bénéficie alors d'un temps ensoleillé et calme tandis qu'en Mauritanie, ce retrait de l'A.A des Açores pourrait favoriser l'intrusion des influences atmosphériques australes.

A l'opposé, la situation inverse consiste en une position plus méridionale. L'A.A couvre un espace considérable, notamment pendant l'hiver où elle se situe entre deux zones climatiques distinctes : une tempérée au Nord et une tropicale au sud (Ben Brahim, 1997). Cette position qui témoigne de l'absence de tout cloisonnement aérologique entre le domaine tempéré et le domaine tropical, se reflète directement sur la structure de l'A.A des Açores, constituée alors de deux portions : une froide et humide composée d'air polaire fraîchement intégré, et une portion située sur la marge méridionale caractérisée par une température plus élevée et une stabilité plus importante de par son parcours plus méridional.

Sur le continent, l'influence de **l'A.A saharo-méditerranéenne ou saharienne** selon sa position saisonnière est déterminante. Sa formation est la conséquence de la rencontre des fragments d'AMP d'origines et de trajectoires différentes. Si du côté occidental, les AMP parviennent très rarement à franchir la barrière des Atlas, l'alimentation de l'A.A saharo-méditerranéenne s'effectue essentiellement par le nord du côté du bassin méditerranéen. Vers le bassin méditerranéen occidental, la canalisation s'opère entre Pyrénées et Alpes, entre Alpes et Alpes dinariques, par les échancrures entre les Sierras espagnoles ou se déverse « en nappe » au-dessus du plateau ibérique notamment en hiver lorsque les AMP sont plus épais (Comby, 1992 ; Leroux, 2000). A l'inverse, les AMP qui atteignent la Méditerranée du côté oriental se caractérisent par plus de vigueur grâce à une trajectoire plus directe, en s'écoulant entre les Carpates et les Balkans d'un côté, et l'Anatolie et les Monts Taurus de l'autre. La fusion des AMP pénétrant la Méditerranée du côté ouest avec ceux canalisés du côté est contribue à une intensification barométrique sur la Méditerranée. L'A.A ainsi générée ou préexistante mais réalimentée par l'arrivée de ces AMP adopte une position méditerranéo-saharienne pendant la saison estivale lorsque les AMP sont moins puissants. Elle a en revanche une position franchement saharienne et peut couvrir la totalité

du Sahara avec un diamètre de plusieurs milliers de kilomètres (Rognon, 2000) pendant l'hiver lorsque les AMP qui les alimentent sont animés par une translation plus méridionale.

La structure verticale de l'A.A saharo-méditerranéenne ou saharienne reflète les origines de sa genèse. L'air relativement froid véhiculé par les AMP qui arrivent des deux versants de la Méditerranée rejoint la base de l'unité anticyclonique saharienne tandis que l'air tropical sec et chaud règne en altitude. C'est une structure qui stabilise davantage l'air en entravant toute ascendance, et contribue par conséquent, à entretenir l'aridité du Sahara.

Si le Maroc dépend d'un point de vue aérologique exclusivement de la circulation atmosphérique de l'hémisphère nord, la position latitudinale de la Mauritanie l'expose, en plus des influences septentrionales, à la circulation de l'hémisphère sud par le biais de **l'A.A de Sainte-Hélène**. Cette dernière est la conséquence de l'emboîtement des AMP en provenance du continent antarctique après avoir effectué une trajectoire purement atlantique. Ils sont scindés au niveau de Cap (Afrique du Sud) puis au niveau du Drakensberg (Afrique du Sud) (3299 m d'altitude). C'est l'air dévié vers le nord en longeant l'escarpement namibien qui, en rejoignant l'Atlantique sud qui contribue à la formation et la réalimentation de l'A.A de Sainte-Hélène (Leroux, 2000). Étant donné que sa formation et sa réalimentation sont fonction de la puissance et la fréquence des AMP d'origine antarctique, l'A.A est plus puissante pendant l'hiver austral où elle s'étend davantage dans une position plus septentrionale, en modifiant la trace de l'Équateur Météorologique et en avantageant la circulation australe sur la circulation septentrionale.

3.2.1.2. Les flux de surface.

Les circulations d'alizés.

Les deux A.A océaniques sont génératrices des flux d'alizés maritimes qui se transforment en mousson lors de leurs mouvements trans-équatoriaux. C'est le cas de l'alizé maritime lié à la circulation anticyclonique de l'A.A de Sainte-Hélène. L'A.A continentale est génératrice, quant à elle, de l'alizé continental.

L'alizé maritime se décompose en deux flux; le premier est l'alizé maritime de type 1. Il souffle depuis la façade orientale des A.A des Açores et de Sainte-Hélène et donc le long de la côte atlantique de l'Afrique du nord-ouest pour celui originaire des Açores et le long de la côte de l'Afrique sud-ouest en ce qui concerne l'alizé maritime en provenance de l'AA de Sainte-Hélène. Il se caractérise par sa température fraîche en comparaison des températures ambiantes des secteurs qu'il parcourt. Lorsqu'il aborde le continent, il se réchauffe progressivement au contact des masses d'air continentales plus chaudes. L'alizé maritime de type 2 règne sur la façade méridionale de l'anticyclone des Açores ainsi que la façade septentrionale de l'A.A de Sainte-Hélène. Il se caractérise par une tropicalisation quasiment achevée et une température plus élevée que l'alizé maritime de type 1.

Sur le continent, la différenciation entre type d'alizé 1 et type d'alizé 2 est très vite dépassée par le réchauffement thermique qui accélère le passage du type 1 au type 2 (Leroux, 1989). En effet, cet alizé débute sur la Méditerranée par des caractères maritimes à

savoir, des flux humides et relativement frais, puis se dessèche et se réchauffe à mesure qu'il pénètre dans le continent jusqu'à donner un alizé continental, connu sous le nom d'*Harmattan* dans sa branche la plus méridionale (Leroux, 1991).

La rencontre de l'alizé maritime avec l'alizé continental se matérialise sur la côte africaine occidentale par la Discontinuité de l'Alizé (D.AI). Il s'agit d'une discontinuité d'origine thermique et hygrométrique dans la mesure où elle est constituée de deux flux d'origines et de caractéristiques totalement antagonistes. La strate inférieure de la D.AI issue de l'alizé maritime, relativement frais et humide est surmontée par la strate supérieure de l'alizé continental, chaud et fortement desséché. Bien que la strate inférieure de l'alizé maritime soit pourvue d'un potentiel précipitable, la stratification aérologique de la D.AI est stérilisante. La condensation d'air maritime humide s'effectue uniquement dans les basses couches avec une impossibilité absolue d'ascendance. La conjugaison des deux éléments principaux permettant la production de pluie, pourtant présents, à savoir, l'humidité de l'air contenue dans la strate inférieure, et une concentration importante d'aérosols de poussières contenus dans la strate supérieure, est alors irréalisable faute de mouvement ascendant suffisant. Cette stratification, amplifiée par le phénomène de l'upwelling qui contribue à renforcer le rafraîchissement de la strate inférieure de la D.AI explique la particularité climatique de toute la côte saharienne ; une forte aridité coexistant avec des températures sensiblement plus fraîches que celle que l'on retrouve à l'intérieur des terres ou même de l'autre côté de l'Atlantique à latitudes égales.

La circulation de Mousson.

L'extrême sud mauritanien est favorisé, en comparaison aux autres secteurs du pays, par un climat sahélien. Il bénéficie de l'humidité transférée de l'autre côté de l'Équateur par le flux de mousson. Ce dernier, signifiant saison en arabe, désigne dans cette zone de l'Afrique occidentale, un flux d'alizé de direction sud-est qui, dans son mouvement trans-équatorial, change de trajectoire en adoptant une direction sud-ouest, « *avec, pour effet fondamental de transférer l'humidité océanique d'origine lointaine vers l'intérieur des terres* » (Leroux, 2000).

La mousson de l'Afrique de l'ouest est donc fonction de l'amorçage de la circulation atmosphérique australe et plus précisément de l'unité anticyclonique de Sainte-Hélène. Elle matérialise ainsi le transfert d'énergie d'un hémisphère à l'autre, ainsi que l'interaction entre les phénomènes atmosphériques des deux côtés de l'Equateur, étant donné que l'attraction de la dépression thermique saharienne est aussi déterminante dans ce processus.

Si l'intensité de la mousson africaine et les précipitations qui en résultent, ainsi que leur répartition spatiale dépendent des gradients méridiens d'énergie entre l'océan Atlantique et le continent (Afrique de l'ouest), des études récentes ont démontré que son action s'opère en deux phases principales. Elles distinguent ainsi une première phase qui s'étend de mars à juin, pendant laquelle la mousson s'installe sur le continent de l'Afrique de l'ouest accompagnée d'une progression graduelle de la pluie vers l'intérieur. La deuxième phase qui

de juillet et septembre est plus active, connue également sous le nom de saut de mousson (Sultan et Janicot, 2003), concentre près de 75 à 90 % du cumul annuel de pluie en domaine sahélien et enregistre l'extension latitudinale maximale vers le nord en couvrant ainsi l'extrême sud de la Mauritanie (Lebel et al, 2003).

3.3. La circulation océanique de surface et interactions avec la basse atmosphère.

3.3.1. L'influence climatique de l'océan sur les régions côtières.

Les mers et les océans couvrent plus de 70% de la planète et leur capacité de stocker la chaleur dépasse de 1200 fois celle de l'atmosphère (Minster, 2002). Bien que la plus grande part de cette chaleur soit emmagasinée dans les couches profondes de l'océan, représentant environ 90% de la masse volumique totale océanique (Saraceno, 2005), l'océan profond reste isolé de la couche de surface, au niveau de laquelle se produit l'essentiel des échanges avec les basses couches de l'atmosphère.

En raison du comportement thermique de l'eau, la surface océanique se différencie de la surface terrestre par des températures atténuées et des variations thermiques plus faibles. La forte inertie thermique de l'océan, concernant aussi bien l'absorption que la restitution, impose un déphasage du régime thermique par rapport au mécanisme cosmique. Le maximum et le minimum thermiques se voient alors décalés de deux ou trois mois après le mois de solstice. De plus, les variations mensuelles s'opérant d'une manière très progressive, les différences thermiques mensuelles sont estompées et l'évolution annuelle est uniformisée. D'ailleurs, le même constat est vérifié à l'échelle diurne, d'où une amplitude thermique diurne très faible sur les secteurs côtiers.

Sur le plan thermique, cela se traduit sur les zones côtières par des hivers plus doux et des étés plus frais qu'à l'intérieur des terres. Le contraste thermique entre la terre et la mer favorise la mise en place d'un régime de brises côtières. Les brises de mer soufflent pendant la journée, tandis que les brises de terre prédominent à partir de fin de journée dès que le continent commence à se refroidir en l'absence des radiations solaires. Dans les deux sens, les brises sont d'autant plus fortes que le contraste thermique terre/océan est plus prononcé avec une pénétration à l'intérieur des terres allant d'une dizaine à une centaine de Km (Leroux, 2001).

La pénétration des brises marines à l'intérieur des terres modifie les caractéristiques hygrométriques de l'air. En hiver, l'air océanique, relativement chaud et humide se refroidit « à la base » en se déplaçant au-dessus de la surface continentale plus froide. Le refroidissement entraîne la condensation de la vapeur d'eau en minuscules gouttelettes maintenues en suspension par la turbulence et le vent léger. En été, l'advection d'air océanique relativement fraîche peut atteindre plusieurs dizaines de kilomètres à l'intérieur

des terres réchauffées en raison de l'insolation, en augmentant le taux de l'humidité relative et en formant des brouillards.

La structure verticale de l'atmosphère est dans ces conditions stabilisée par l'inversion thermique résultante. L'ascendance de l'air est ainsi contrariée et les précipitations se font rares mais l'effet de la sécheresse est atténué par le degré hygrométrique élevé de ces régions.

La circulation océanique aux abords du Maroc et de la Mauritanie se rattache à la circulation océanique de l'Atlantique nord-est. Elle se caractérise par des conditions hydrologiques et météorologiques complexes.

3.3.2. Eaux océaniques maroco-mauritaniennes : circulation, caractéristiques des masses d'eau, et fronts.

3.3.2.1. La circulation.

Le long de la côte ouest-africaine existe un ensemble de courants dirigés vers le nord qui se situe en sub-surface ou en profondeur, mais atteignant parfois la surface. Devant la Mauritanie, le contre-courant sub-superficiel est encore situé sur la partie externe du plateau, vers 60 m de profondeur, tandis que le noyau du sous-courant profond est entre 100 et 200m, à une centaine de kilomètres de la côte, au-delà du plateau continental (Mittelstaedt, 1983). La probabilité de trouver un flux sub-superficiel nord, au large du plateau s'amenuise de 20°N à 25°N. L'enfoncement du courant profond se poursuit au fur et à mesure qu'il se dirige vers le nord : 400 m à 500 m vers 25°N, 500 à 1000 m vers 30°N à 34°N (Binet, 1988).

Cet ensemble varie avec l'intensité des alizés. Le contre-courant nord disparaît du plateau continental lorsque l'alizé est fort (Teisson, 1983). Réciproquement il atteint la surface au large de la Mauritanie, pendant une période de relaxation (Mittelstaedt, 1983).

Le cap Blanc sépare la région d'alternance nord et la région subtropicale (Berrit, 1973). Ce changement est attribué à la nature des eaux de résurgence : eaux centrales nord-atlantiques au nord du cap Blanc et eaux centrales sud-atlantiques au sud.

Ce changement dans le système de courants induit une frontière faunistique dans ces eaux (Schulz, 1982). Il n'y a presque pas de transport vers le nord, dans les eaux superficielles, au nord du Cap Blanc et le contre-courant s'enfonce trop profondément pour pouvoir alimenter les eaux côtières en espèces tropicales au nord de 22°N. Or, la limite septentrionale des migrations des *Sardinella aurita* se situe vers 24°N, d'après Conand (1977) et Boely et al (1979). Et l'on situait, jusque vers 1970 la limite méridionale de la pêcherie de sardine vers 26°N (Fréon et Stequert, 1979). La région située au nord du cap Blanc (de 21 à 24°N) apparaît donc comme une importante région charnière. Le changement de régime de courant en semble largement responsable (passage de une à deux couches de

courants, d'une circulation toujours orientée dans le même sens à une circulation alternée) (Binet, 1991).

3.3.2.2. Caractéristiques des masses d'eau.

Cette circulation décrite dans le paragraphe précédent influence la distribution des masses d'eau en surface qui sont constituées d'une couche en contact direct avec l'atmosphère, dont l'épaisseur est de 150 m environ (Lathulière, 2008). De nombreuses études ont permis de distinguer plusieurs types d'eaux océaniques dans les eaux côtières maroco-mauritaniennes (Allain, 1970; Barton et al, 1977; Fraga, 1974; Hagen et Schemainda, 1987; Le Saos, 1976; Oueld Dedah, 1995; Tomczak, 1978 et Wozniak, 1970). Au nord, les eaux canariennes froides et salées (>36 p 1000), règnent avec une épaisseur de 60 m environ. A un niveau plus profond (600 - 900 m), originaires de la convergence subtropicale nord, on trouve les eaux centrales nord Atlantiques qui proviennent du nord et du nord-ouest. Toujours au nord, « *en dessous des eaux centrales, on trouve des eaux méditerranéennes qui ont franchi le détroit de Gibraltar* » (Lathulière, 2008). Plus vers le sud, les eaux de surface du sud dites aussi eaux guinéennes, sont chaudes avec des températures moyennes de 26 °C, et salées (35,5 – 35,7 p 1000). Elles recouvrent les eaux canariennes avec une épaisseur qui ne dépassent pas 30 à 40 m. A leur limite septentrionale se forme le front thermique du cap Blanc entre août et septembre. Faisant partie des types des eaux océaniques mauritaniennes, les masses d'eaux appelées de type « A » se situent à une profondeur supérieure à 50 m et proviendraient du mélange des eaux canariennes avec celle de l'upwelling du Sahara marocain. Au niveau du banc d'Arguin, la particularité topographique combinée à une forte insolation sont à l'origine de sa spécificité hydrologique. En effet, en dépit d'un upwelling quasi-permanent, les eaux de surface dans la région du Banc d'Arguin sont plus chaudes et plus salées que les eaux avoisinantes car elles sont exposées à une forte insolation et à une forte évaporation (Figure 10). Elles descendent vers le large à une vitesse de 50 m/ s jusqu'à des profondeurs de 200-300 m. Elles sont à l'origine des anomalies de température et de salinité en décembre et mai, mois pendant lesquels leur densité est maximale. Enfin, en dehors de la répartition hydrographique liée à la dynamique des courants de surface, les eaux salées et froides de l'upwelling, constituent une des caractéristiques majeurs des eaux océaniques maroco-mauritaniennes.

La présence de l'archipel des Canaries au niveau du talus continental apporte une particularité supplémentaire à la circulation océanique de la région (Aristegui et al, 2004). « *La circulation de grande échelle doit, soit passer par les divers détroits entre les îles et entre les îles africaines, soit contourner l'archipel par l'ouest* » (Hernandez-Guerra et al, 2002). Mais en plus de leur position au niveau du talus continental, les îles Canaries atteignent des altitudes très élevées allant jusqu'à 3718 m à Tenerife, et 2423 m à De La Palma par exemple (De Teran, 1963). Ainsi, la dynamique éolienne est fortement influencée par les effets orographiques « *qui se traduisent par des zones de rotationnel de vent positif et négatif induisant du pompage d'Ekman et favorisant la création de tourbillons dans le sillage des îles Canaries.* » (Barton et al, 2004; Lathulière, 2008).

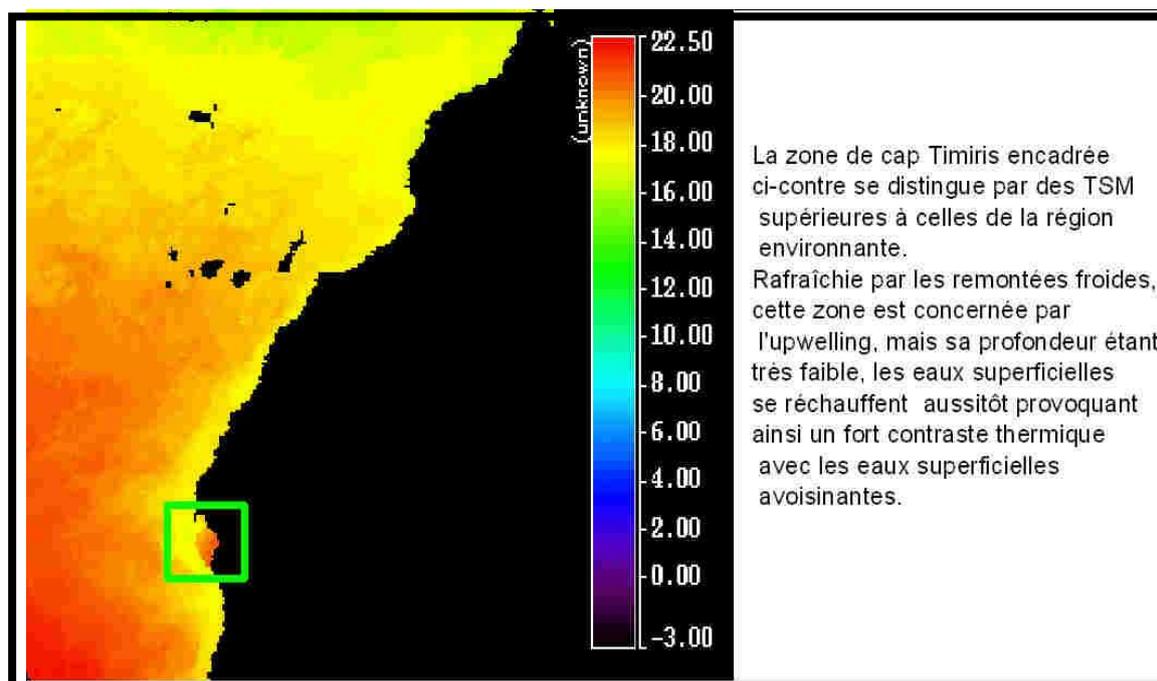


Figure 10. Moyenne mensuelle des TSM en novembre 1986 en T°C selon les données Pathfinder.

3.3.2.3. Les courants de surface.

La côte atlantique maroco-mauritanienne appartient dans son ensemble au système des Canaries qui intéresse le bord oriental de l'Atlantique nord de la pointe nord de la Péninsule Ibérique (43°N) jusqu'au sud du Sénégal. La circulation au niveau du plateau continental est déterminée par la résultante de deux systèmes de grands courants aux caractéristiques très différentes (Figure 11).

Venant du nord, ***le Courant des Canaries*** est un courant froid permanent, dont une branche bifurque vers l'ouest au niveau du cap Blanc pour former le courant nord-équatorial. En saison froide une branche suit, vers le sud, les côtes du Maroc et de la Mauritanie jusqu'au Sénégal et forme une dérive littorale d'une largeur équivalente à celle du plateau continental. Les eaux canariennes, dont les températures varient entre 18 °C et 22.5°C (Navarro-Pérez et al, 2001), apparaissent dès le mois d'octobre dans le nord de la côte marocain et couvrent la totalité du plateau continental en janvier en se mélangeant avec les eaux profondes de l'upwelling côtier. Les variations saisonnières du courant des Canaries sont liées à celles des alizés maritimes de secteur nord à nord-est générés sur la façade orientale de l'agglutination anticyclonique des Açores. Ainsi, son extension latitudinale maximale correspond à la position la plus méridionale de l'A.A des Açores, et s'opère en janvier. L'extension des eaux canariennes est minimale en été. En mois de juillet, elle se limite à la latitude du cap Blanc.

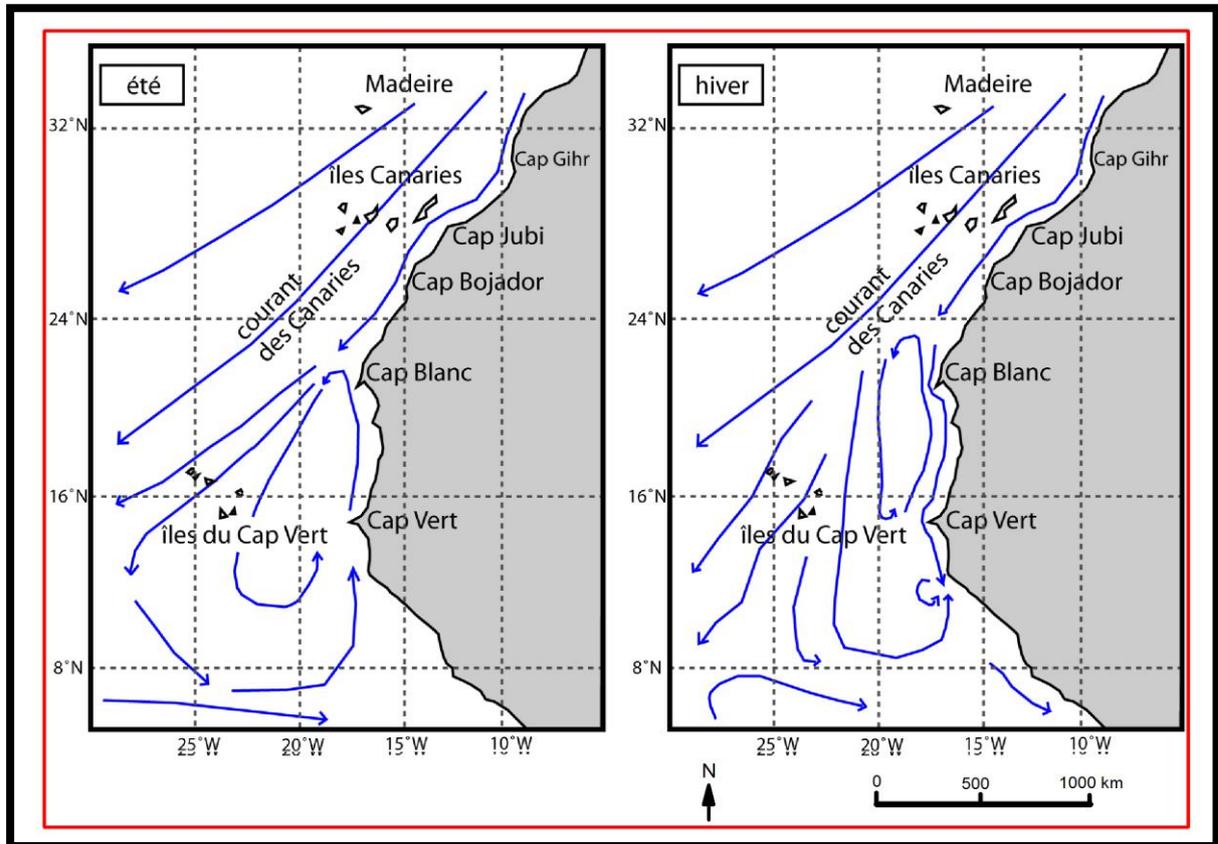


Figure 11. Courants de surface dans l'Atlantique nord-est d'après Barton et al (1998)

Lorsque le courant des Canaries s'affaiblit, le courant de Mauritanie se renforce ; ce dernier est la branche nord du **contre-courant équatorial**. Il se propage pendant la saison chaude et couvre le plateau continental avec une extension maximale vers le nord jusqu'au parallèle 21°N.

3.3.2.4 L'upwelling côtier.

Furnestin, 1950 et 1955 ; Erimesco, 1965 ; Allain, 1970 a,b ; Jones et Folkar, 1970; Jaidi, 1981 ; Orbi et al, 1992 ; Roy, 1996 ; Demarcq et al, 2000 ; Lathuilière, 2008., confirment tous l'ascension en surface des eaux froides de l'Afrique de l'ouest avec des intensités variables selon les saisons. Ce phénomène océano-atmosphérique communément appelé l'upwelling, se produit sous l'effet du vent (voir chapitre 3). Sa présence sur la frange littorale maroco-mauritanienne a des conséquences diverses tant sur les plans hydrologique et biologique, que sur le climat de la région. Il contribue ainsi à une intensification du rafraîchissement côtier déjà opéré grâce au courant des Canaries, ce qui peut induire parfois une confusion entre les eaux canariennes et les eaux des remontées froides. Le rafraîchissement côtier une fois effectif, entretien des nappes de brouillards et de rosées qui humectent le littoral littorale. Grâce à l'upwelling, le contraste thermique entre les zones côtière et l'intérieur des terres est amplifié notamment lorsque le vent n'est pas favorable à une pénétration des

influences maritimes vers l'intérieur (Atillah, 1997). Le contraste thermique s'opère également dans un sens nord / sud d'une manière qui s'oppose au contraste thermique latitudinal habituel, à savoir une augmentation de la température en partant du nord vers le sud. Ainsi, il arrive souvent, sous l'influence de l'upwelling, que ce soient les secteurs côtiers du sud qui bénéficient des températures plus fraîches que les côtes septentrionales (Atillah, 1997).

3.3.2.5. Les fronts.

Dans tous les systèmes d'upwelling côtier, les eaux froides de l'upwelling peuvent être aisément distinguées des eaux océaniques plus chaudes du large à l'aide des images satellitaires thermiques. La limite entre les TSM froides et les TSM chaudes est une zone relativement étroite avec des gradients thermiques méridiens (parallèlement à la ligne de côte). Cette limite qui se caractérise conjointement par d'intenses gradients des différentes propriétés océanographiques et biologiques visibles sur les champs biogéochimiques (chlorophylle¹⁷) est appelée front d'upwelling (Letelier et al, 2004; Bowman et Esaias, 1978; Fedorov, 1985; Myrberg et al, 2010 et Smith, 1994). Ces zones frontales, enchevêtrées, où la rétention de lentilles d'eaux froides à proximité d'eaux plus chaudes produit des structures complexes et hétérogènes, favorisent le développement de la production biologique. Elles peuvent également être un lieu de piégeage des particules ou des organismes présents au sein de la masse d'eau (Roy, 1992).

En plus de l'influence de l'intensité de chaque épisode d'upwelling (Castelao et Barth, 2006), Durski et Allen (2005) ont souligné le rôle de la bathymétrie locale dans la détermination des structures frontales de l'upwelling. L'idée est que la pente de la topographie et les forts déplacements des interfaces élargissent la condition d'instabilité en poussant la limite du front de l'upwelling plus loin de la côte.

La structure frontale principale au niveau de la côte atlantique maroco-mauritanienne se positionne autour de la latitude 10°N en hiver pendant lequel elle forme le front des Bissagos. En été, cette zone de discontinuité remonte vers la latitude 21°N où elle constitue le front du cap Blanc.

¹⁷ Une chlorophylle regroupe un ensemble de pigments verts qui permettent aux végétaux autotrophes l'absorption de l'énergie lumineuse.

Conclusion du chapitre

Les bases des données utilisées dans cette thèse proviennent essentiellement des Réanalyses-1 NCEP-NCAR et de la base Pathfinder. Ont été détaillées dans ce chapitre les conditions de leur exploitation et les méthodes statistiques appliquées.

La présentation du cadre géographique permet d'élucider le contexte environnemental dans lequel interviennent les composantes atmosphériques. Ainsi, si la position latitudinale du Maroc le place dans le domaine subtropical, son ouverture dans le nord sur la Méditerranée, confère à son climat une empreinte méditerranéenne avec des hivers doux et humides et des étés chauds et secs. L'influence maritime est encore plus renforcée sur la façade atlantique qui constitue, par sa longueur (3000 km) la façade marocaine maritime principale. Loin des deux façades maritimes, les effets modérateurs de la Méditerranée et de l'Atlantique s'estompent progressivement et la continentalisation se renforce davantage sous l'effet des alizés continentaux. De plus les reliefs imposants que constituent le Rif et la chaîne atlasique ajoutent une composante supplémentaire qui contribue à une grande diversification climatique. Dès lors, l'on ne peut parler du climat du Maroc mais des climats du Maroc (Karrouk, 2003).

La Mauritanie, partagée entre un climat saharien sur la majorité de son territoire, et un climat sahélien dans le sud, se caractérise contrairement au Maroc par la platitude de son relief. Mais, elle partage avec le Maroc un littoral riche en ressources pélagiques en raison de la présence du phénomène de l'upwelling.

Bien que les deux pays se trouvent sous l'influence de la circulation atmosphérique générale de l'Atlantique nord, les spécificités géographiques et la position latitudinale font qu'ils ne réagissent pas de façon identique face aux composantes atmosphériques qui caractérisent cette circulation dans les basses couches.

Les outils méthodologiques ayant été définis, et partant des rappels et constats généraux nécessaires à la connaissance des phénomènes climatiques qui conditionnent les activités socio-économiques de la région, l'évolution climatique des deux pays pendant les six dernières décennies sera examinée. Le choix a été fait de débiter par l'analyse de l'évolution et de la variabilité des températures de l'air qui font l'objet du deuxième chapitre. Si la température a été souvent étudiée au Maroc et en Mauritanie, l'apport de la thèse réside dans la vision d'ensemble que permet la considération des deux pays appartenant à deux domaines climatiques et géographiques distincts tout en représentant une continuité des mécanismes climatiques de par leur situation sur le bord atlantique nord-est. Il est intéressant de voir comment ont évolué les températures moyennes pendant les six dernières décennies et comment se manifeste la rupture climatique des années 1970 dans la totalité de cet ensemble géographique.

Chapitre 2.

Les températures de l'air en 1950-2008 : une tendance générale au réchauffement avec des contrastes régionaux et un tournant majeur pendant les années 1970.

La température de l'air constitue une des composantes essentielles du climat et fait partie des paramètres de classification des climats. Son impact au sein du système climatique et les conséquences de ses variations sur les sociétés ne cessent de susciter l'intérêt des scientifiques et des décideurs. Bien que l'augmentation des températures ne soit qu'une des multiples facettes des changements climatiques que connaît la planète, elle monopolise en effet l'attention et représente un des paramètres climatiques les plus étudiés.

Comme on l'a déjà évoqué, le dernier rapport du GIEC fait état d'un réchauffement climatique global sans équivoque, caractérisé par une hausse des températures moyennes de l'atmosphère et de l'océan (GIEC, 2007). Ce même rapport attribue un record de chaleur à la période 1995-2006 depuis l'année 1850. La tendance linéaire mondiale au réchauffement entre 1906 et 2005 est estimée à 0.74 °C. Les températures ont augmenté partout mais plus fortement sur les hautes latitudes de l'hémisphère nord. Toujours selon le dernier rapport du GIEC, les terres émergées se réchauffent plus rapidement que les océans.

En relation avec une augmentation accrue des émissions des Gaz à effet de serre (GES) de l'ordre de 70% et plus particulièrement du CO₂ de l'ordre de 80% entre 1970 et 2004, le rapport de GIEC considère que le réchauffement planétaire moyen observé depuis le milieu du 20^{ème} siècle, est « très *probablement attribuable aux activités humaines* ».

Le GIEC appuyé par une grande partie des communautés scientifique, politique et médiatique, déclare ces affirmations consensuelles. Pourtant, des publications scientifiques démontrent qu'en plus des régions qui se réchauffent, certaines régions connaissent au contraire, une tendance au refroidissement, tandis que d'autres n'enregistrent aucune tendance significative. L'exemple de l'Arctique occidental affirme cette réalité. La figure ci-dessous montre que l'Arctique connaît une évolution thermique hétérogène entre 1954 et 2003. C'est l'Arctique occidental qui se distingue par une tendance forte au refroidissement. Elle est de l'ordre de -1°C approximativement à l'échelle annuelle et de l'ordre de -2°C approximativement en hiver (ACIA, 2004). Il apparaît donc clairement que la tendance au réchauffement de la planète ne se traduit pas par une uniformité des évolutions aux échelles locales.

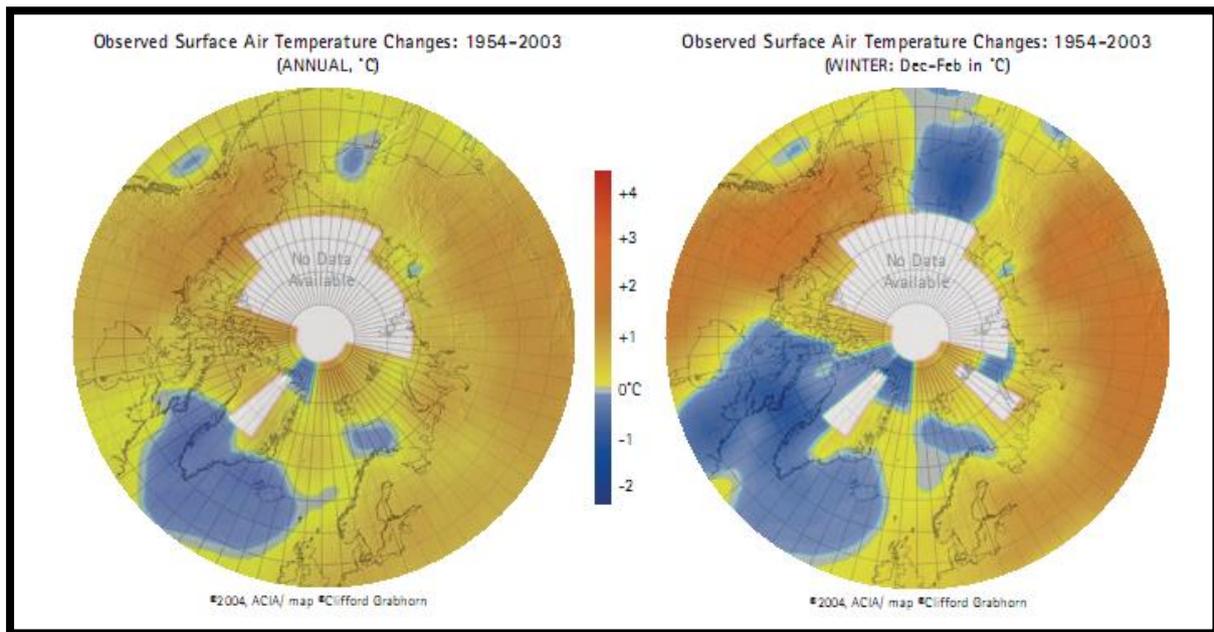


Figure 12. Evolution des températures de surface de l'Atlantique Arctique de 1954 à 2003. Évolution annuelle à gauche et hivernale -DJF- à droite. (ACIA, 2004).

Pour rappel, un des objectifs de ce chapitre est de tenter de voir comment l'évolution des températures de l'air en Afrique du nord-ouest se place dans un contexte de réchauffement dit planétaire. La tendance linéaire entre 1950 et 2008 est-elle conforme à la tendance linéaire mondiale moyenne. L'affirmation d'un réchauffement continental plus important que celui observé sur les océans est-elle vérifiée pour l'Afrique du nord-ouest ?

Nous visons également dans ce chapitre à caractériser le tournant climatique des années 1970 sur le plan thermique en Afrique du nord-ouest. Y a-t-il eu une rupture significative de la tendance des températures et dans quel sens s'est elle produite ?

Dans un premier temps, les conditions thermiques moyennes sont dressées aux échelles annuelle et saisonnière/mensuelle. Comme évoqué dans l'introduction générale, la reconstitution des champs thermiques moyens présente un double intérêt; d'une part, elle permet d'affirmer la représentativité des Réanalyses, des champs thermiques moyens. D'autre part, le champ thermique moyen constitue un repère dans l'analyse de l'évolution des températures dans la région, en permettant de vérifier l'existence ou non de relations proportionnelles entre l'état thermique moyen et l'ampleur des tendances observées. Dans un deuxième temps, l'étude de l'évolution interannuelle des températures à l'échelle annuelle puis saisonnière/mensuelle est présentée, suivie par l'étude consacrée à la détection des ruptures.

1. Analyse de l'état moyen des températures de l'air 1950-2008 : contrastes spatiaux et variabilité saisonnière.

1.1. Les températures moyennes annuelles : des contrastes locaux qui obéissent aux facteurs latitude, continentalité, et orographie.

La température annuelle moyenne de l'air a un caractère indicatif, puisqu'elle gomme l'ampleur des fluctuations qui se produisent en cours de l'année. Elle permet cependant de suivre l'évolution des températures sur de longues périodes. Selon les directives de l'Organisation Météorologique Mondiale (OMS), la valeur moyenne de référence (dite valeur normale) se calcule sur 30 ans.

L'analyse du champ thermique annuel moyen basée sur plus d'un demi-siècle (1950-2008) (Figure 13) met en évidence un découpage thermique qui dépend de multiples facteurs. On peut relever la présence de deux gradients thermiques distincts. Un gradient croissant nord / sud dû à la latitude, et un gradient croissant en partant de l'océan vers le continent, qui illustre le contraste thermique dû à la continentalité. Le secteur côtier, notamment à partir du Sahara jusqu'au sud de la Mauritanie, se caractérise par la présence d'une discontinuité thermique qui, en se développant parallèlement à la côte, témoigne de la présence de l'upwelling côtier (Figure 13).

La Mauritanie, en raison de sa position latitudinale et de son aridité, est dotée d'un bilan énergétique plus élevé que celui du Maroc. Si l'on ne tient compte que du facteur de l'ensoleillement, lui-même tributaire de la latitude et des saisons, le rayonnement global annuel (RG) est sensiblement plus intense en Mauritanie qu'au Maroc. Suivant une distribution croissante du nord au sud, le RG marocain varie entre un minimum annuel moyen de $344,1 \text{ W/m}^2$ enregistré dans les régions d'Oujda et Tanger et un maximum moyen de $384,8 \text{ W/m}^2$ enregistré à Dakhla au sud. Cette distribution place le Maroc dans le fuseau radiatif latitudinal moyen annuel de 365 W/m^2 (Karouk, 2003). En Mauritanie, le RG évolue selon la même distribution latitudinale croissante du nord au sud avec des valeurs qui vont de 3446 joules par exemple à Atar situé au nord du pays, à 3556 joules à Sélibaby, la station la plus méridionale du pays (Nouaceur, 1999).

Globalement, le contraste thermique est assez évident entre l'océan et le continent avec une différence de l'ordre de 3 degrés centigrades approximativement au bénéfice du continent pour une latitude égale (Figure 13). L'effet de l'altitude sur la répartition spatiale des températures est manifeste au niveau des chaînes montagneuses de l'Atlas et du Rif qui se singularisent par des températures plus fraîches ; 15°C en moyenne contre 18°C à 19°C dès que l'on franchit la zone montagneuse.

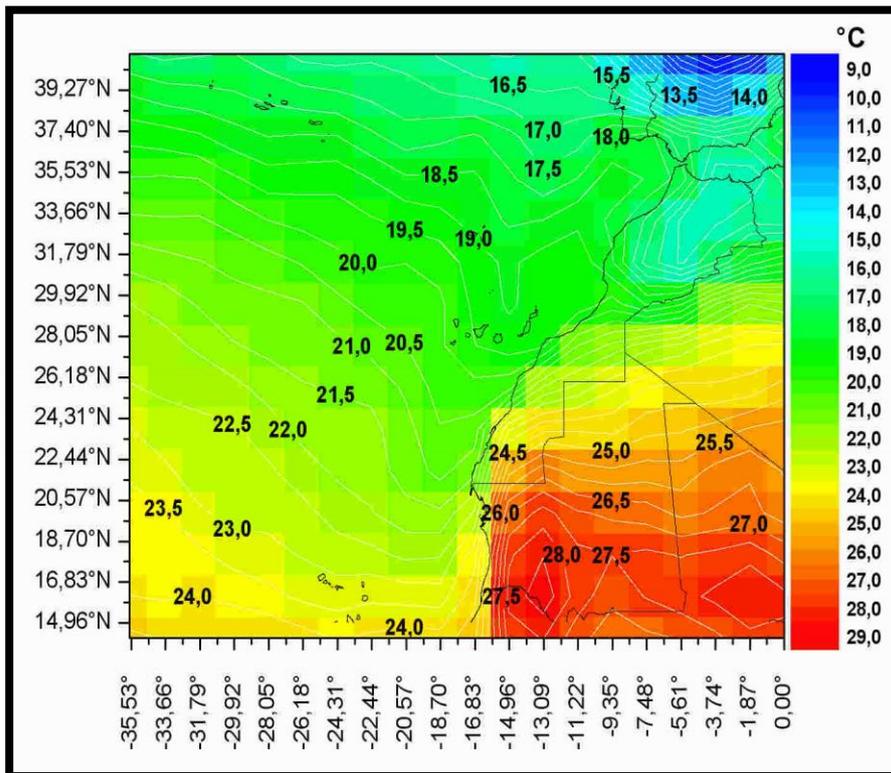


Figure 13.
Moyenne
annuelle des
températures
de l'air en °C
selon les
Réanalyses
NCEP - NCAR
(1950-2008)

Les températures les plus élevées sont observées au sud du domaine étudié, qu'il s'agisse de la partie océanique ou de la partie continentale. Le maximum absolu est de 28,5°C, enregistré près de la région de Gorgol au sud-ouest de la Mauritanie. Au-dessus de l'océan, le maximum thermique atteint 24,5°C au large de la Mauritanie. Les minima enregistrés sur le continent et au-dessus de l'océan se situent respectivement au large du Maroc septentrional et au niveau de la chaîne atlasique (Figure 13).

1.2. Les températures moyennes saisonnières : saisonnalité régie principalement par les facteurs cosmiques.

1.2.1. La saison hivernale¹⁸ (DJF) : la période la plus déficitaire de l'année.

C'est la saison la plus déficitaire de l'année en raison de la baisse énergétique hivernale de l'hémisphère nord. La répartition spatiale des températures moyennes hivernales met en évidence les caractéristiques suivantes (Figure 14) :

¹⁸ En raison de l'étendue géographique de la zone étudiée sur des domaines climatiques différents, le découpage saisonnier adopté dans cette thèse n'a pas de valeur climatique. En présentant l'avantage de permettre des comparaisons avec les travaux entrepris sur l'évolution climatique aux échelles de l'espace Atlantique nord et de l'hémisphère nord, il est purement cosmique et radiatif. Les saisons se déclinent ainsi comme suivant : DJF (hiver), MAM (printemps), JJA (été), et SON (automne).

-De décembre à février, le minimum absolu des températures variant de 4,72°C en décembre, à 4,81°C en janvier jusqu'à 8,05°C en février, est situé au niveau des hautes altitudes des Atlas.

-Au-dessus de l'océan, le minimum thermique est situé sur la côte septentrionale marocaine. Il varie entre 14°C et 15°C. La température la plus élevée enregistrée au dessus de l'océan est de 24°C en décembre, de 23°C en janvier, et de 22°C en février.

-Les variations intra-saisonniers moyennes du champ thermique en hiver montrent que les températures de l'air augmentent entre le début et la fin de l'hiver. L'évolution intra-saisonnaire au-dessus de l'océan est fortement marquée par l'inertie océanique qui inverse le réchauffement saisonnier constaté sur le continent, en donnant lieu à un rafraîchissement des températures à la fin de la saison hivernale.

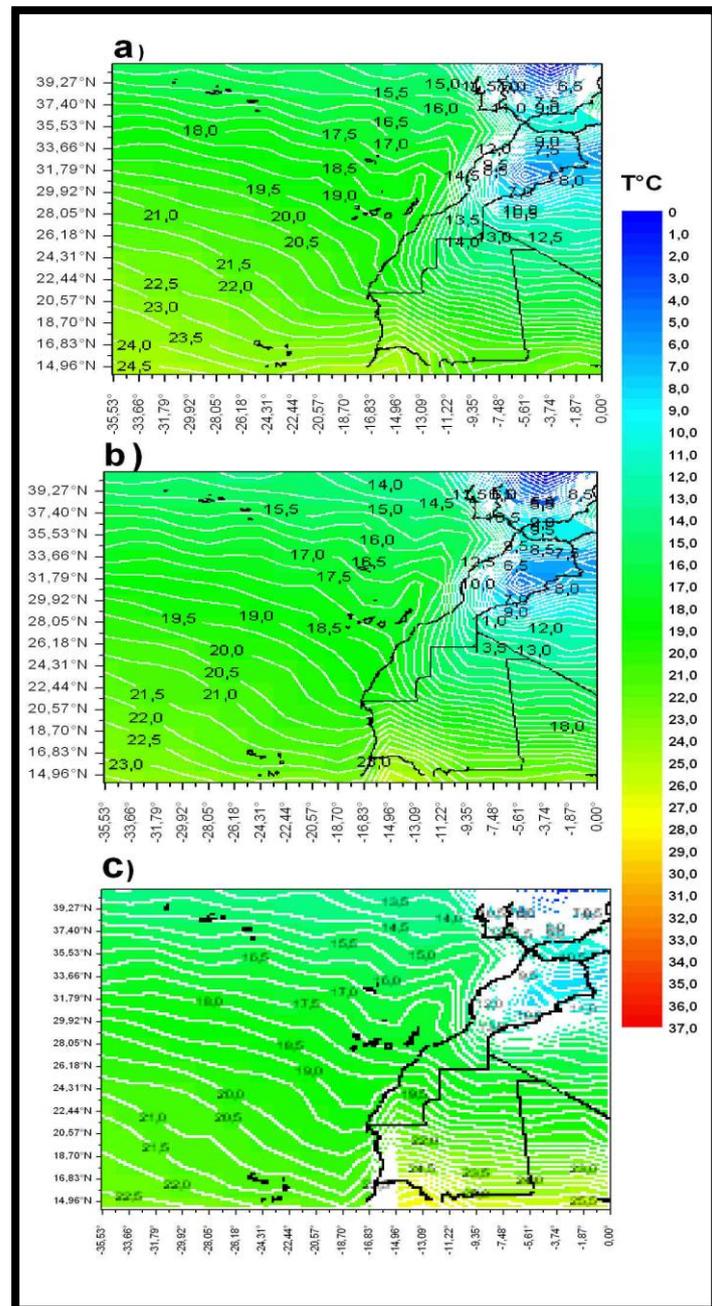


Figure 14. Températures de l'air : moyennes mensuelles hivernales de la période 1950-2008.

a) décembre, b) janvier, c) février

1.2.2. Le printemps (MAM) : début de l'installation des conditions chaudes.

Comparé à la saison hivernale, les températures continentales pendant le printemps accusent une augmentation générale à partir du mois de mars. Le maximum passe de 26,5°C en hiver (février) à 33°C en printemps (mai), tandis que le minimum passe de 5°C (décembre et janvier) à 18°C en mai. Ce réchauffement qui reflète le début de la mise en place des conditions chaudes de l'hémisphère boréal, n'est pas observé au-dessus de l'Atlantique. Contrairement au continent, les températures de l'air au-dessus de l'Atlantique connaissent une baisse illustrée par une perte de 2,5°C entre le maximum hivernal et le maximum printanier. Ceci n'est pas le cas en revanche du minimum océanique qui lui, enregistre une augmentation entre l'hiver et le printemps (Figure 14).

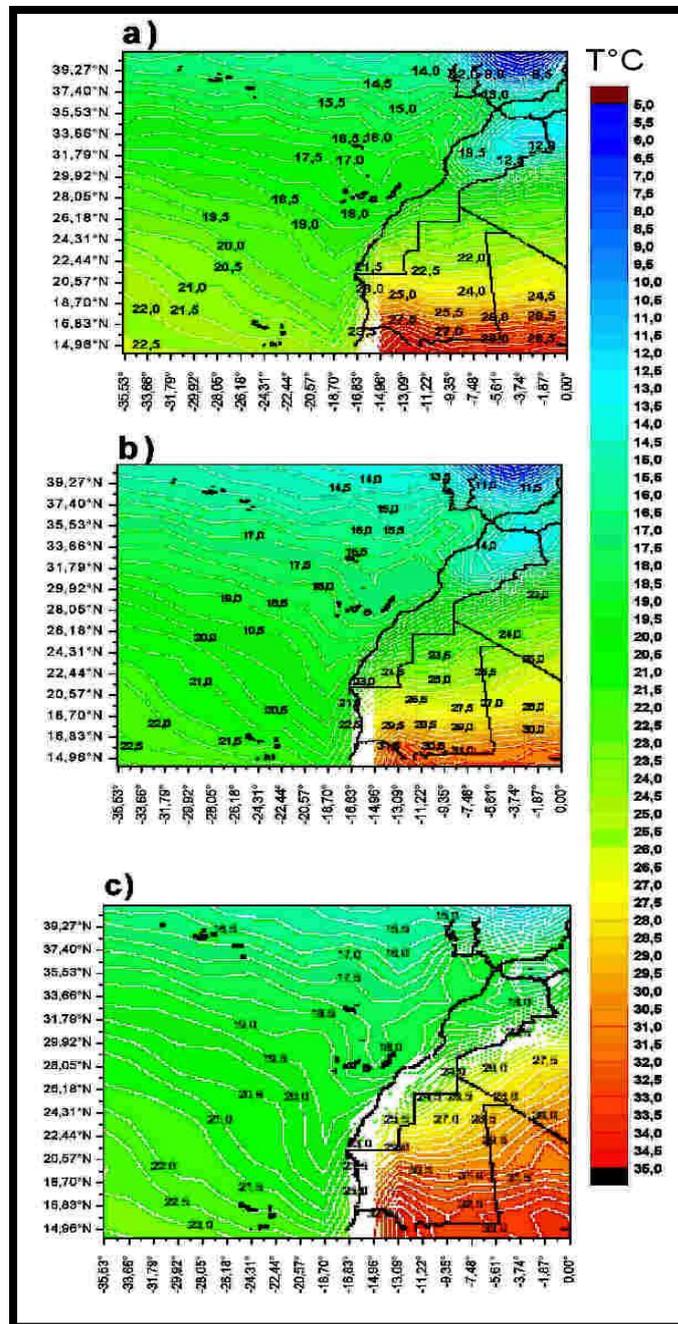


Figure 14. Températures de l'air : moyennes mensuelles printanières de la période 1950-2008.

a) mars, b) avril, c) mai

La variabilité intra-saisonnière de la saison printanière se caractérise par une intensification du réchauffement sur le continent entre le début et la fin de la saison. Ce

réchauffement intéresse toute le domaine d'étude partant du nord du Maroc jusqu'au sud de la Mauritanie. La région de Guidimakha (carte dépliant 1) détient le maximum absolu avec 29°C, 32°C et 34°C relevées respectivement en mars, avril et en mai. Il en est de même concernant le minimum thermique observé au niveau de la chaîne atlasique. A ce niveau, celui-ci passe de 11°C en mars à 13°C en avril, puis 18°C en mai. Au-dessus de l'Atlantique, la variabilité intra-saisonnière des températures reste faible voire inexistante.

Le réchauffement constaté dans l'évolution des extrêmes thermiques, est confirmé par le développement spatial de la zone chaude à travers les trois mois de la saison du printemps (Figure 14). Ce développement atteint son maximum en mai lorsque l'isotherme 27,5°C épouse presque la frontière maroco-mauritanienne. La totalité de la Mauritanie se trouve alors sous l'influence de flux chauds en provenance du sud-est, d'où une dégradation de leurs influences dès que l'on se dirige vers le nord-ouest. La zone côtière apparaît comme un îlot qui résiste face à cette amplification du réchauffement en enregistrant des valeurs inférieures à celles observées à l'intérieur de 7°C au niveau de la Mauritanie et le sud du Sahara marocain, et de 4°C à 5°C en ce qui concerne le Maroc central. L'observation des champs thermiques entre mars et mai montre que les isothermes se resserrent davantage au sein du front thermique côtier vers la fin du printemps. L'intensification de la discontinuité thermique côtière est accompagnée d'une poussée latitudinale vers le nord en atteignant la latitude des îles Canaries (Figure 14-c).

1.2.3. La saison d'été (JJA) : augmentation sensible des températures par comparaison avec le printemps.

La lecture des champs thermiques des trois mois estivaux montre l'introduction de changements sensibles dans le champ thermique de l'Afrique du nord-ouest (Figure 15). En effet, les facteurs cosmiques contribuent à renforcer le réchauffement déjà entamé pendant le printemps. C'est ainsi que le maximum estival enregistre une augmentation de 2°C (35°C) par rapport au printemps et change de position géographique puisqu'il est relevé au nord-est de la région Tiris-Zemmour (carte dépliant 1), alors que les températures les plus élevées ont été jusqu'alors constatées au sud de la Mauritanie. C'est au niveau de la valeur minimale de toute la zone d'étude que la hausse est plus remarquable. En effet, si le minimum thermique est encore enregistré au niveau de la zone montagneuse de l'Atlas marocain, il a connu une augmentation de 9°C puisque la valeur minimale enregistrée en été est de 20°C au lieu de 11°C en printemps. Au-dessus de l'Atlantique, le maximum thermique localisé toujours au large de la Mauritanie passe de 22,5°C au printemps à 25,5°C en été. La même amplitude thermique (+3°C) est enregistrée entre le minimum printanier et le minimum estival au-dessus de l'Atlantique.

Le réchauffement des températures de l'air est concomitant au changement de la stratification thermique latitudinale. Le sud mauritanien n'accueille plus le maximum thermique moyen car les températures présentent dorénavant des valeurs qui baissent en direction du sud. Ceci s'applique aux températures de l'air dans la moitié australe mauritanienne loin de la côte, et au niveau de la côte saharienne, en ce qui concerne le mois

de juin (Figure 15-a). Deux phénomènes distincts sont à l'origine de cette configuration thermique ; la côte saharienne, à l'image de toute la côte marocaine, est sous l'influence d'un refroidissement de ses eaux superficielles dû à une intensification des remontées des eaux froides d'origine sub-superficielle. Mais les températures encore plus fraîches au sud saharien sont révélatrices d'une intensité plus forte du phénomène dans cette partie du littoral atlantique. Le deuxième phénomène qui explique l'inversement de la configuration latitudinale thermique au sud de la Mauritanie est lié au développement de la mousson atlantique dont la mise en place débute en mai avec des effets thermiques adoucissants ressentis sur le sud de la Mauritanie à partir du mois de juin (Janicot et al, 2009).

Cette situation se renforce en juillet et août avec une progression vers le nord. Du fait du retrait de l'A.A des Açores, qui véhicule les alizés maritimes responsables des remontées froides, vers le nord. C'est toute la côte atlantique marocaine, excepté la partie septentrionale qui connaît un renversement de l'organisation latitudinale des températures.

En Mauritanie, les effets adoucissants de la mousson africaine sont perceptibles sur l'ensemble du territoire, y compris sa partie saharienne, avec un maximum de l'ordre de 35°C en juillet et de 34,5°C en août, situé pour ces deux mois à l'extrême nord-est du pays (région de Tiris-Zemmour) (carte dépliant 1). A partir de juillet, et d'une manière plus confirmée en août, le gradient thermique longitudinal disparaît près de la côte mauritanienne en se retirant vers la latitude du cap Blanc. Ceci se produit au profit d'un rétablissement du gradient latitudinal avec des températures croissantes vers le nord. Le minimum thermique enregistré en Mauritanie en juin, juillet et en août est respectivement de 32°C, 30°C et 28°C. Ce minimum se situe à l'extrême sud des régions de Trarza et Brakna (Carte) en juillet et au sud de la région d'Assaka en Août, alors qu'il est observé en Mauritanie atlantique, entre Nouadhibou et la région d'Inchiri (carte dépliant 1) en juin. Il est donc de plus en plus en baisse avec un déplacement continu vers le sud-est du pays.

Au Maroc, si la zone côtière atlantique est très influencée par le rafraîchissement dû au renforcement de l'upwelling estival, à l'intérieur des terres, le gradient latitudinal est conforme à la dégradation latitudinal nord/sud de l'ensoleillement, mais aussi au renforcement de la continentalité dû à l'éloignement de la côte méditerranéenne au nord et de la côte atlantique à l'ouest. Les températures croissent donc en direction du sud et de l'est.

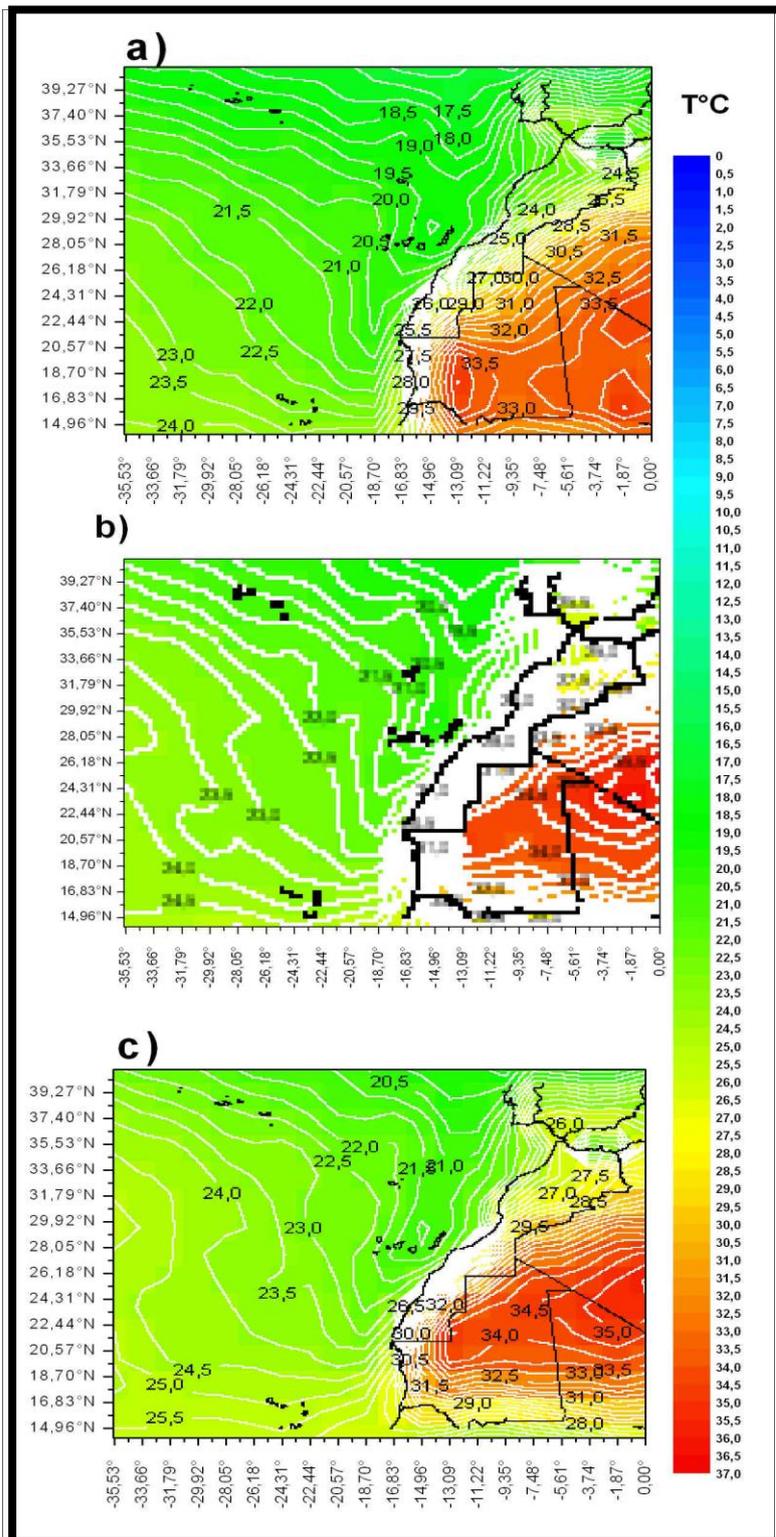


Figure 15.
Températures de l'air : moyennes mensuelles estivales de la période 1950-2008.

a) juin, b) juillet, c) août.

1.2.4. L'automne (SON) : fort contraste entre le début et la fin de la saison.

Une baisse générale et progressive des températures annonce l'arrivée de l'automne. On peut noter une perte de 2°C du maximum saisonnier qui est enregistré en septembre dans

l'ouest de l'Adrar mauritanien (carte dépliant 1). Ce début de rafraîchissement est plus marqué sur le minimum thermique saisonnier qui passe de 20°C en été à 9,5°C en automne (Figure 16).

Paradoxalement, la température maximale au-dessus de l'Atlantique accuse une hausse de 2,5°C tout en refluant vers la côte, et plus précisément vers la zone côtière de Nouakchott (carte dépliant 1).

Entre septembre et octobre, les influences thermiques de la mousson africaine sont encore visibles dans la répartition spatiale des isothermes en Mauritanie sahélienne. Dans cette zone, nous notons un rafraîchissement croissant des températures de l'air à partir du nord vers le sud. Simultanément, le gradient thermique observé sur la Mauritanie saharienne obéit au gradient zonal du rayonnement solaire. Les isothermes adoptent une allure franchement zonale avec une hausse des températures vers le sud de la zone saharienne de la Mauritanie. Ce n'est qu'à partir de novembre que la répartition thermique croissante vers le sud se rétablit sur la totalité de la Mauritanie accompagnée d'un refroidissement généralisé sur toute la zone d'étude y compris le Maroc. Au sein de cette saison intermédiaire, la variabilité intra-saisonnière est animée par un refroidissement très marqué sur le continent, notamment à l'intérieur des terres. L'océan dont la déperdition thermique est plus lente compense encore le rafraîchissement saisonnier des zones côtières. Ainsi, lorsqu'à l'intérieur du Maroc, l'amplitude thermique entre septembre et octobre se situe entre -5,5°C et -7°C, elle ne descend pas en dessous de -3°C sur la frange littorale. En Mauritanie, le recul de la mousson africaine vers le sud, conjugué au début du rétablissement des dispositions atmosphériques boréales actives, induit une amplitude thermique modérée dans la partie sahélienne. La zone saharienne enregistre quant à elle une baisse plus importante des températures entre septembre et octobre ; elle est comprise entre -6,5°C à l'extrême nord-est du pays et -4,5°C dans le sud de la zone saharienne mauritanienne. Entre octobre et novembre, la diminution des températures se poursuit avec la même intensité. Seule la Mauritanie sahélienne se distingue par un rafraîchissement plus prononcé en raison de l'estompement des influences thermiques de la mousson africaine qui contribuait encore entre septembre et octobre à diminuer, voire à masquer la diminution thermique arrivant par le nord.

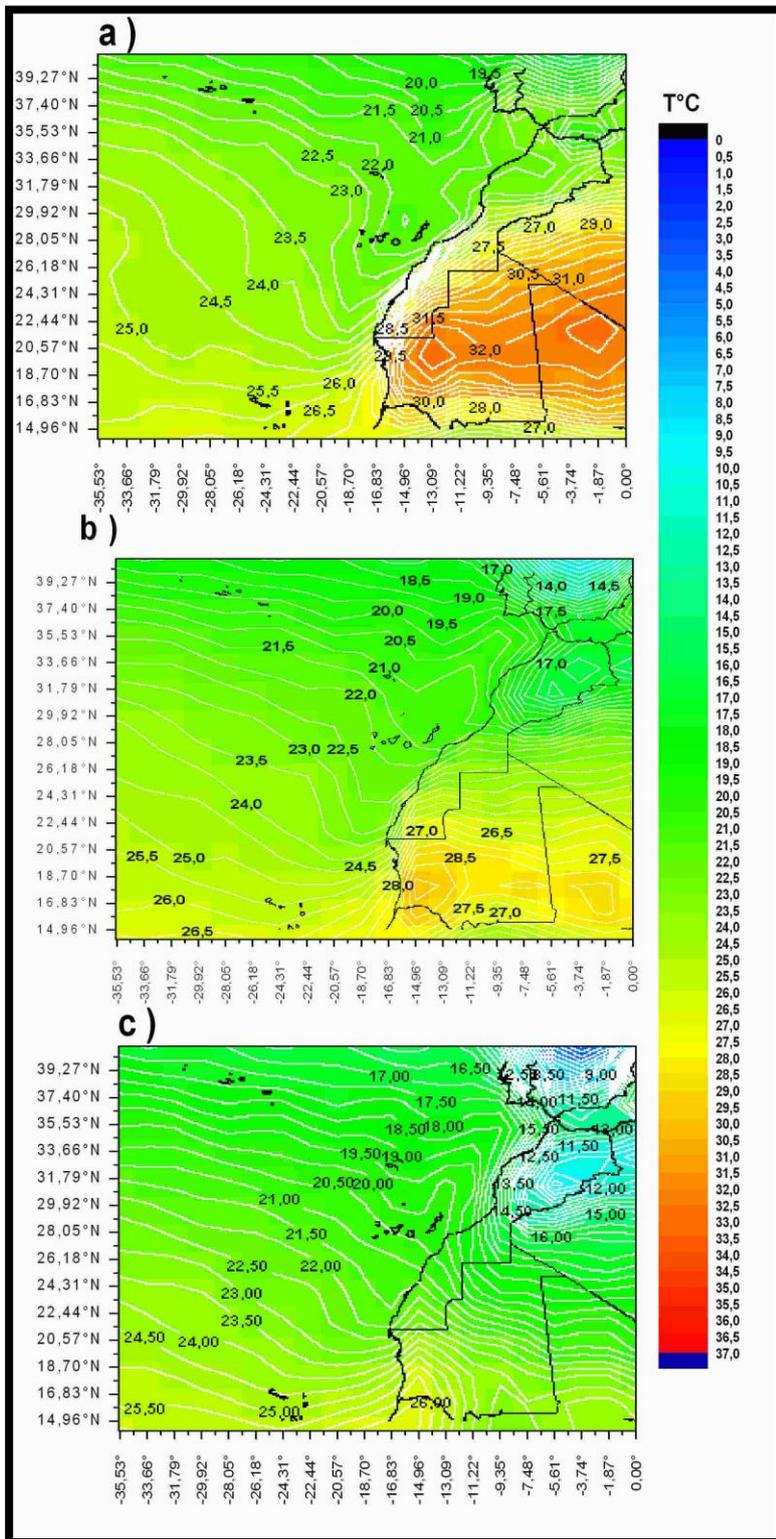


Figure 16. Températures de l'air : moyennes mensuelles automnales de la période 1950-2008.

a) septembre, b) octobre, c) novembre.

Outre le refroidissement saisonnier, la lecture des champs thermiques des trois mois de l'automne permet de souligner la variabilité spatiale qui caractérise le phénomène de

l'upwelling côtier le long de la frange littorale maroco-mauritanienne. Le resserrement des isothermes près de la côte est révélateur de la formation d'un front thermique dont la structure représente un indicateur très fiable de la présence et de l'intensité de ce phénomène. Ainsi, lorsqu'en mois de septembre, le front thermique côtier maintient encore un prolongement vers le nord (vers 30°N), correspondant à la composante estivale de l'upwelling côtier, on remarque qu'à partir d'octobre, la structure commence à se désintégrer à cette latitude pour reculer complètement vers le sud (28°N) en novembre (Figure 16-c). Le long de la côte septentrionale atlantique marocaine, s'individualise une autre structure thermique frontale qui n'a pas de lien avec les mécanismes qui déterminent la mise en place de l'upwelling. Elle est décelable sur les cartes thermiques à partir du mois d'octobre (Figure 16-b) et s'intensifie en novembre conjointement à l'intensification du courant des Canaries qui caractérise cette période pré-hivernale, en contribuant au refroidissement des zones côtières marocaines.

L'analyse de l'état moyen des champs thermiques saisonniers et mensuels permet de déterminer les régimes thermiques dans le domaine d'étude.

1.3. Deux régimes thermiques principaux : monodal au Maroc et bimodal en Mauritanie.

Au cours de la période 1950-2008, l'étude climatologique des températures de l'air au Maroc et en Mauritanie, permet de distinguer trois régimes thermiques :

Sur le littoral atlantique, règne un **régime thermique océanique** caractérisé par une faible amplitude thermique (autour de 4°C), et une courbe lisse qui laisse apparaître un minimum entre janvier et février et un maximum entre septembre et octobre. La figure 17-a montre que ce régime est caractérisé par une intrusion plus marquée à l'intérieur des terres au niveau du Sahara. Cela est imputable à la platitude du relief d'un côté, de l'autre côté, cette zone comprise approximativement entre 20°N et 28°N se singularise du reste de la côte maroco-mauritanienne par un upwelling permanent qui contribue à l'amplification des effets thermiques océaniques et la prolongation spatiale de ceux-ci à l'intérieur des terres.

En dehors du Sahara marocain, le Maroc a un **régime thermique unimodal** marqué par une courbe à cloche caractéristique **des régimes méditerranéens**. Le sommet de la courbe est représenté par la saison chaude juin, juillet et août avec un maximum rencontré majoritairement en août. Les minima sont enregistrés en hiver entre décembre et février, tandis que les deux saisons intermédiaires marquent les transitions entre les deux saisons principales. L'amplitude thermique varie en fonction du degré de la continentalité, d'où son amplification à mesure que l'on s'éloigne de l'Atlantique ou de la Méditerranée (Figure 17-b).

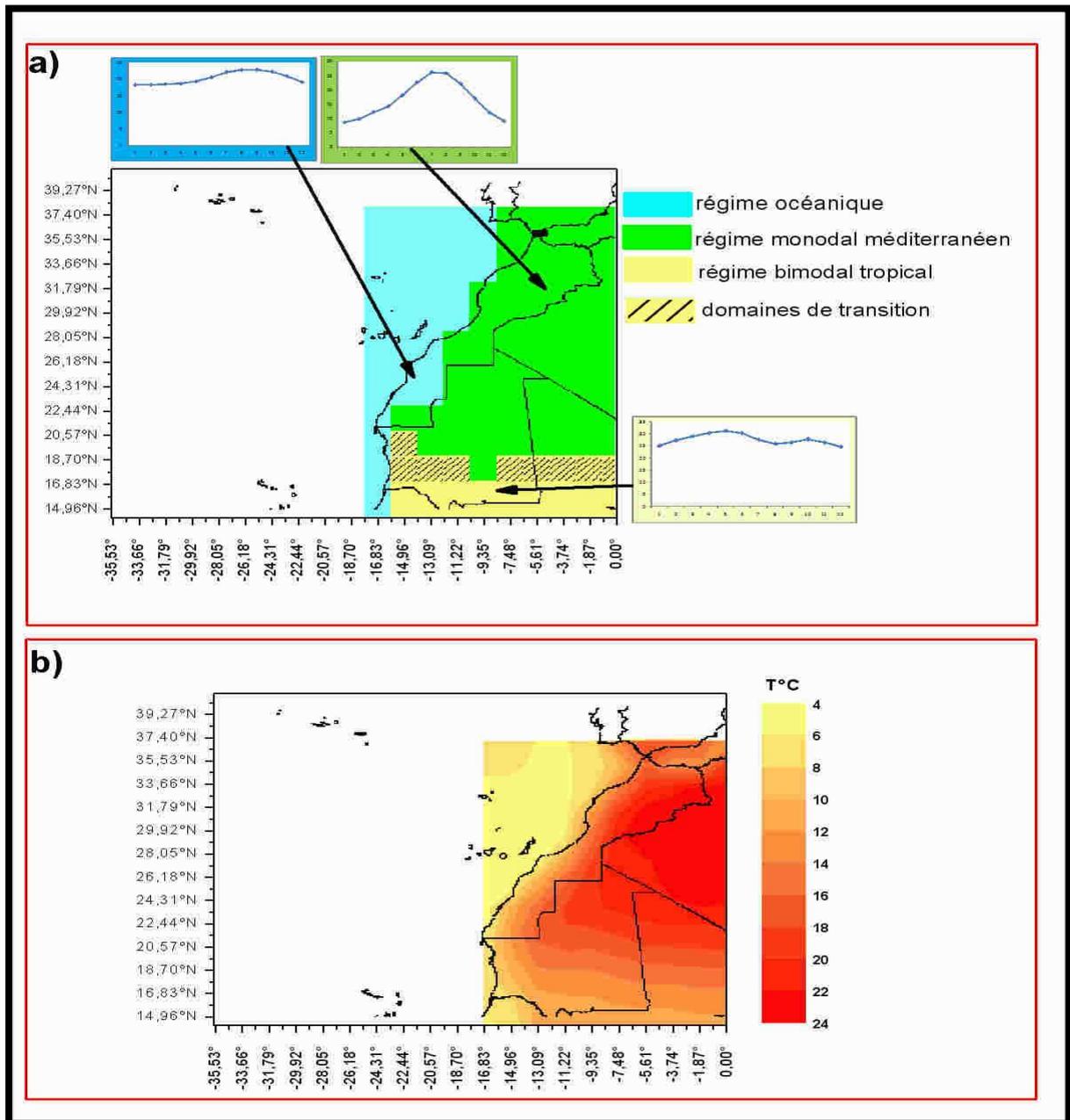


Figure 17. Régimes (a) et amplitudes (b) thermiques au Maroc et en Mauritanie (1950-2008).

C'est ce même régime thermique unimodal qui prédomine sur les trois quarts nord de la Mauritanie mais avec des spécificités dues à l'effet de transition vers un régime thermique qui règne au sud de la Mauritanie et qui est très influencé par l'intrusion de la mousson africaine. Le sommet de la courbe est ainsi moins pointu mettant en évidence un estompement d'une part de l'amplitude thermique entre les trois mois les plus chauds, et entre le mois le plus chaud et le mois le plus froid d'autre part.

La Mauritanie sahélienne quant à elle présente un **régime thermique bimodal** avec un maximum principal situé autour de mai et juin et un maximum secondaire observé en

octobre. Dans cette zone, les fortes valeurs de températures sont accompagnées d'une amplitude thermique plutôt modérée (entre 9°C et 12°C).

Résumé.

L'étude détaillée de la distribution spatio-temporelle des moyennes thermiques annuelles et mensuelles, des régimes, et des amplitudes thermiques, révèle des caractéristiques régionales et souligne l'ampleur des variations saisonnières d'une région à l'autre. Bien évidemment, le facteur cosmique dont dépend l'intensité du rayonnement solaire joue un rôle primordial en créant le gradient thermique croissant vers le sud. Toutefois, des facteurs locaux sont en mesure de relativiser l'influence de ce facteur cosmique, à l'image de la mousson atlantique dont la pénétration à l'intérieur des terres (sud de la Mauritanie) contribue à inverser le sens du gradient thermique latitudinal. Il en est de même pour le phénomène de l'upwelling lequel, en s'intensifiant au sud de notre région en hiver, contribue à rafraîchir les températures de l'air au dessus du littoral concerné et donc à perturber le gradient thermique croissant vers le sud.

D'une manière générale, les facteurs principaux qui déterminent la variabilité inter-saisonnière des températures de l'air diffèrent entre le Maroc et la Mauritanie, bien que les deux pays aient pour élément commun leur situation sur la bordure est de l'océan Atlantique.

Au Maroc, une bordure maritime supplémentaire (la Méditerranée) confère aux régions septentrionales du pays un adoucissement en hiver et contribue à tempérer la chaleur estivale. Des températures moins élevées constituent également une spécificité du climat de montagne régnant dans le Rif et les Atlas. Notons que ces derniers créent une dissymétrie thermique, séparant d'un côté le Maroc dit atlantique qui bénéficie des influences océaniques modératrices, et d'un autre côté, le versant oriental caractérisé par des températures plus élevées.

En Mauritanie, les facteurs locaux les plus déterminants sont le fort taux d'albédo dû à l'aridité. Le moteur principal capable de tempérer l'élévation des températures reste l'upwelling pour la zone côtière, et la mousson atlantique pour la partie sahélienne du pays.

Comme évoqué précédemment, la caractérisation des champs thermiques moyens permet de situer l'évolution interannuelle des températures, qui fait l'objet des sections suivantes, dans le cadre thermique moyen.

2. Evolution et variabilité interannuelles des températures de l'air (1950-2008).

2.1. A l'échelle annuelle.

2.1.1. Un réchauffement généralisé sur l'Atlantique et une évolution hétérogène sur le continent.

La tendance de fond des températures moyennes annuelles de l'air montre un réchauffement généralisé sur l'Atlantique pendant la période 1950-2008. Le réchauffement se caractérise néanmoins par une intensité variable d'une région à l'autre. La plus forte hausse des températures se localise au niveau des îles Canaries avec un maximum de 0.97°C (Figure 18). Hormis la région côtière comprise entre cap Ghir et Tarfaya (de 31.79°N à 28.05°N), le réchauffement diminue au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la côte. Ce réchauffement de l'Atlantique nord-est subtropical s'inscrit dans un processus de réchauffement que connaît l'Atlantique est depuis l'Arctique en opposition à un refroidissement sur l'Atlantique occidental. En effet, une évolution contrastée est observée entre 1954 et 2005, sur les deux versants de l'Atlantique. « A l'ouest, l'évolution des températures annuelles exprime une baisse de 1°C en moyenne, à l'est, au contraire, une hausse de 1°C » (Comby, 2009).

Sur le Continent, l'évolution des températures est hétérogène. La totalité du territoire marocain enregistre un réchauffement qui est plus intense dans sa partie saharienne (26,18°N-20,57°N) avec un maximum de 1.4 °C (Figure 18). La Mauritanie connaît deux évolutions opposées : La moitié orientale enregistre un réchauffement qui s'estompe en direction de l'est et du sud-est, pour laisser place à une tendance modérée au refroidissement sur l'est sahélien (-0.45°C) mais qui se confirme davantage dès que l'on se dirige vers le Mali.

Trois profils d'évolution des températures peuvent alors être discernés, réchauffement, stagnation et refroidissement. Ce constat confirme le caractère régional de la variabilité des températures même si la tendance majoritaire au réchauffement coïncide avec celle de la moyenne globale (Brönnimann et al, 2007).

Homar et al (2010) confirment à leur tour la grande variabilité régionale des tendances des températures entre 1951 et 2006. Ils indiquent qu'au moment où l'évolution des températures de l'air sur le bassin méditerranéen occidental est en accord avec l'évolution de la moyenne thermique globale, les régions orientales du bassin méditerranéen, qui enregistrent une tendance au refroidissement, sont en total déphasage avec ce scénario.

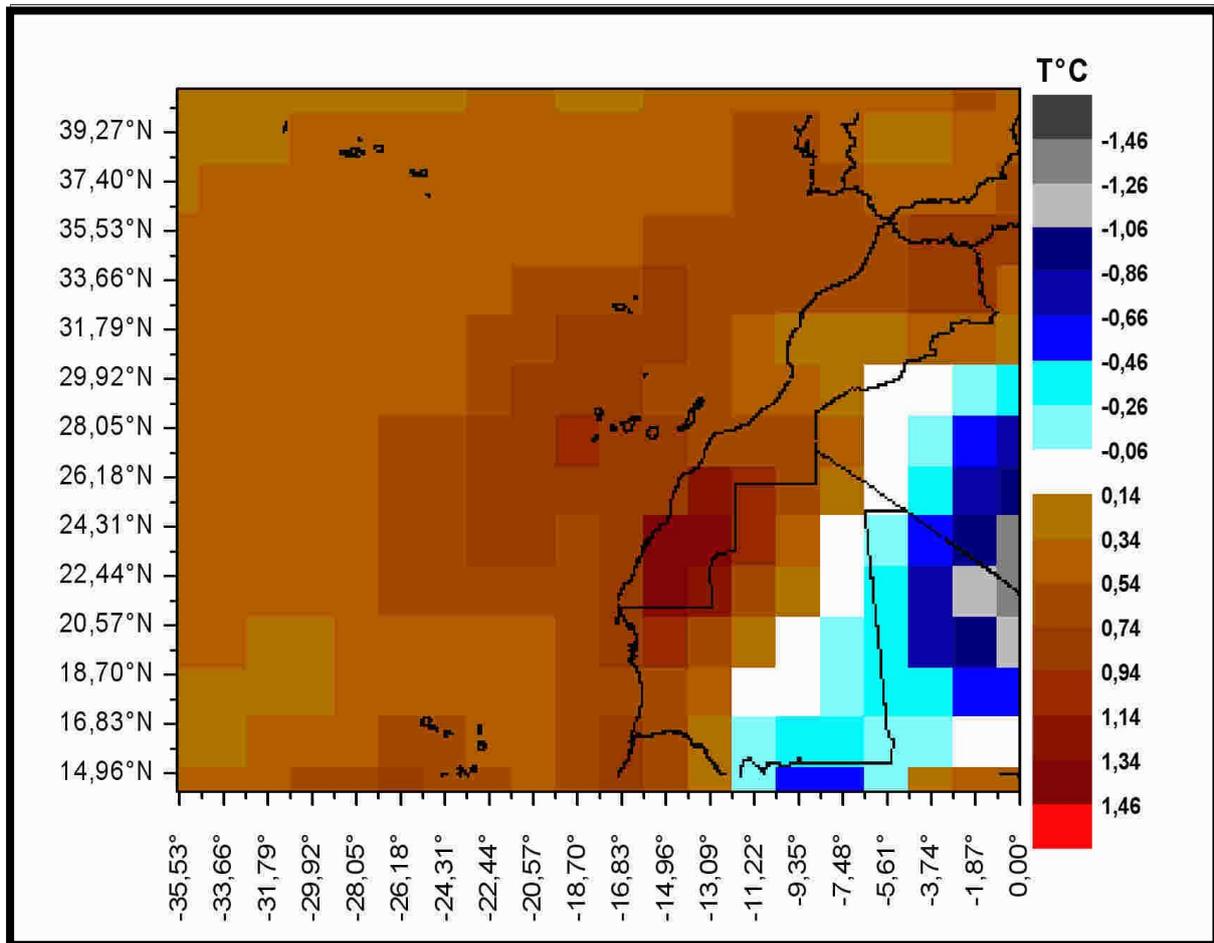


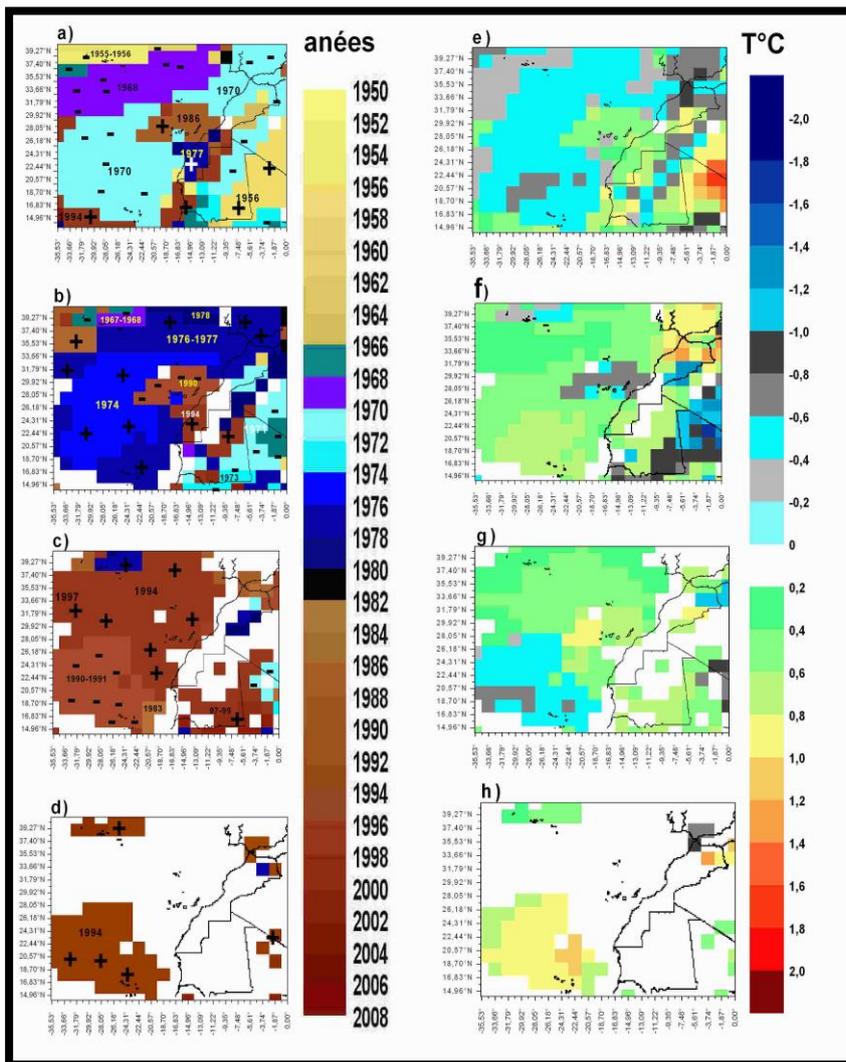
Figure 18. Tendances linéaires des températures de l'air annuelles entre 1950 et 2008

2.1.2. Segmentation d'Hubert appliquée aux moyennes annuelles : deux décennies clés ; 1970 et 1990.

Les résultats de la procédure de la segmentation¹⁹ appliquée sur les moyennes annuelles des températures de l'air à 2 m sont consignés dans la figure 19. Il en ressort notamment que les décennies 1970 et 1990 marquent des périodes de changements sensibles en enregistrant chacune deux ruptures touchant les températures au-dessus de l'océan mais également sur le continent. La figure 19-a qui illustre la distribution spatiale de la première rupture montre que le premier changement qui a touché les températures de l'air au-dessus de l'Atlantique est survenu en 1968 au large du Maroc septentrional. La rupture survenue en 1970 a concerné la zone comprise entre les régions Tanger-Tétouan et Marrakech-Tensift-Al Haouz (carte dépliant 1) et leur côtes atlantique et méditerranéenne, le nord-est de la

¹⁹ Cf. chapitre 1, section 1.2.3.2.

Mauritanie et toute la zone océanique comprise entre 30°N et 16.83°N. Le Sahara marocain a connu une rupture pendant cette même décennie mais elle est plus tardive ; en 1977. Cette dernière année constitue la seconde rupture pour toutes les zones ayant enregistré une première rupture en 1968. Soulignons qu'au-dessus des îles Canaries et sur la côte mauritanienne, les températures de l'air n'ont pas enregistré de ruptures pendant les années 1970. C'est en 1986 que s'est produite la première rupture au niveau des Canaries suivie d'une seconde rupture 1990 puis une troisième en 1994. La côte mauritanienne, quant à elle n'a enregistré qu'une seule rupture. Elle date de 1994 (Figure 19-a).



a) premières années de rupture, b) deuxièmes années de rupture, c) troisièmes années de rupture, d) quatrièmes années de rupture, e) saut 1, f) saut 2, g) saut 3, h) saut 4²⁰.

Figure 19. Spatialisation des résultats de la segmentation selon Hubert appliquée sur les moyennes annuelles des températures de l'air à 2 m (1950-2008).

²⁰ Légende valable pour toutes les figures de spatialisation des résultats de la segmentation avec 4 années de rupture.

Selon ces mêmes résultats, on constate que lorsque la rupture se produit en début de la décennie 1970 ou à la fin des années 1960, elle s'accompagne d'un refroidissement dans les zones concernées de -0.6 à -0.8 °C (Figure 19-e). Ces valeurs représentent la différence de moyennes des deux sous-périodes successives. En revanche, lorsque la rupture survient au milieu ou à la fin de la décennie 1970, elle exprime une hausse des températures. Cette augmentation est de l'ordre de 0.7 °C au large de la Mauritanie, tandis qu'elle atteint 1.4 °C au nord du Maroc (de la région orientale jusqu'à Doukkala-Abda) (Figure 19-f). Au niveau des Canaries et la côte mauritanienne, les premières ruptures, bien que non simultanées, se sont traduites par une élévation des températures. Les deux dernières ruptures intervenant en 1991 et 1994 correspondent respectivement à une diminution puis une augmentation des températures.

Le croisement des deux méthodes (le calcul de la pente de la tendance et la segmentation d'Hubert) fait apparaître la singularité régionale du Sahara marocain marquée par une forte hausse des températures entre 1950 et 2008 (Figure 18). Une hausse qui s'exprime, avec la procédure de la segmentation, par la succession de deux ruptures positives en 1976 et 1994 qui ont induit un réchauffement de 0.6°C à 0.7°C (Figure 19-a, b, e, f). Au niveau des Canaries qui représente la deuxième zone où le réchauffement est très prononcé (Figure 18), la variabilité interannuelle est plus marquée avec des ruptures plus nombreuses (Figure 19-a, b, c). Bien que trois ruptures se soient succédé entre 1950 et 2008, il apparaît que la dernière rupture est celle qui a influencé le plus nettement la tendance au réchauffement. La différence entre les moyennes observées dans le dernier segment de la série qui s'étend sur 14 ans et le segment adjacent est de 0.9°C contre -0.6°C pour la seconde rupture et 0.5°C pour la première rupture (Figure 19-e, f, g).

Le nord et le centre du Maroc atlantique (la zone comprise entre Tanger-Tétouan et Marrakech-Tansift-AlHaouz) qui font également partie des régions qui ont connu un fort réchauffement, se caractérisent par une faible variabilité interannuelle et ne sont concernées que par des changements datant des années 1970 ; un négatif en 1970 avec une baisse de -0.8°C et un positif en 1979 qui s'associe à une augmentation de 1.2°C (Figure 19-a, b, e, f).

Malgré une forte influence de la décennie 1970 dans les changements de comportements thermiques de la Mauritanie, sa zone côtière se singularise par l'absence de ruptures pendant cette décennie et n'enregistre qu'une seule rupture positive de la stationnarité plus tardivement (1994) (Figure 19-a).

Si l'on se restreint aux résultats de la segmentation, la signature de l'explosion de Pinatubo en 1991 n'est détectable que sur l'océan Atlantique aux larges du Sahara et de la Mauritanie. Cependant l'examen des courbes annuelles des températures montre que les années 1991, 1992 et 1993 sont sensiblement plus froides que l'année 1990 même sur le continent. Bien que cette baisse soit générale, elle est plus marquée sur l'océan que sur le continent. Il est admis qu'une explosion volcanique de l'ampleur de celle de Pinatubo est

susceptible de provoquer une baisse sensible des températures sur tout l'hémisphère nord. Cependant, une telle analyse tient peu compte des effets indirects escomptables des aérosols propagés par le volcan. En effet, ces particules peuvent induire un réchauffement hivernal et un refroidissement estival du continent, mais uniquement un refroidissement au-dessus de l'océan pour toutes les saisons confondues (Robock, 2000). Ce constat peut expliquer les résultats obtenus sur la partie océanique de notre étude.

En revanche, ce qui reste perceptible, et sur la totalité de la partie océanique, et sur le continent, notamment la Mauritanie, est l'arrêt de cet effet à partir de 1994 et donc la reprise du réchauffement (Figure 19-a, b, c, d, e, f, g, h).

Bien que les deux méthodes statistiques des régressions linéaires et de la segmentation d'Hubert se montrent complémentaires, elles ne permettent pas de faire ressortir les années extrêmes. La section suivante analyse la répartition spatio-temporelle des trois années les plus chaudes puis les trois années les plus froides dans le but de compléter l'analyse de l'évolution et de la variabilité des températures moyennes annuelles.

2.1.3. La chronologie et la distribution spatiale des années extrêmes.

2.1.3.1. Les années les plus chaudes : regroupement des trois années extrêmes dans les deux dernières décennies.

Les trois représentations graphiques ci-dessous synthétisent la distribution spatiale des trois premières années les plus chaudes entre 1950 et 2008 (Figure 20). La combinaison des informations contenues dans les trois figures illustre l'existence de plusieurs zones homogènes quant à l'avènement d'épisodes chauds. La première zone qui ressort se situe au-dessus de l'Atlantique et couvre la quasi-totalité de la zone océanique de notre étude. L'année 2004 constitue majoritairement la première année la plus chaude (Figure 20-a) dans cette zone dont la forme peut être assimilée à une auréole. Elle représente en revanche, la deuxième ou la troisième année la plus chaude dès que l'on s'oriente vers les bords nord et est de l'auréole (Figure 20-b, c). Quoi qu'il en soit, un trait caractéristique commun de l'évolution interannuelle des températures dans ce secteur réside dans l'avènement tardif des trois années les plus chaudes, à savoir pendant les années 2000 sauf pour la bordure nord et nord-est de « l'auréole » où l'une des trois années les plus chaudes est tantôt 1995, tantôt 1999.

Tout en restant sur l'Atlantique, deux zones se dessinent de part et d'autre de la première zone décrite ci-dessus, en plus d'une troisième située à cheval entre le Sahara marocain et la moitié nord-ouest de la Mauritanie, en ayant comme élément commun, la survenue d'une année très chaude en 1998 (Figure 20). C'est uniquement au large de la Mauritanie et à l'intérieur des Terres de celle-ci que la distribution interannuelle des trois années les plus chaudes diffère en accueillant le troisième maximum thermique en 1969 pour le premier, et le premier et le deuxième maximum thermique respectivement en 1966 puis en 1969 en ce qui concerne le deuxième.

En définitive, les deux décennies 1990 et 2000 apparaissent comme une période déterminante du réchauffement récent plus particulièrement au-dessus de l'Atlantique proche de l'Afrique du nord-ouest. La chronologie des trois années les plus chaudes montre un chevauchement de zones où, une, deux ou trois années les plus chaudes de la période d'étude se sont produites entre 1995 et 2006. Les années en question sont, en plus de 2004 et 1998 qui couvrent à elles seules tout le proche Atlantique :

- l'année 1995 qui totalise soit le premier, le second ou le troisième maximum sur la côte marocaine centrale entre 31,79°N et 29,92°N mais surtout sur toute la zone qui se situe au large du Maroc septentrional et central jusqu'à la latitude des îles Canaries.

- l'année 1997 qui accueille le premier maximum thermique sur la totalité de la côte atlantique marocaine jusqu'à la latitude 24,31°N (entre Bojador et Dakhla), puis le deuxième ou le troisième maximum thermique sur le reste de la côte marocaine saharienne jusqu'au cap Blanc.

- l'année 1999 dont la présence en tant qu'année très chaude se limite au large du Maroc jusqu'à la latitude du cap Bojador (28,05°N) en partant du nord.

- l'année 2001 bien qu'elle ne représente que la deuxième ou la troisième année la plus chaude aux larges du Maroc central et du Sahara marocain, a pu totaliser le maximum thermique annuel sur le continent entre d'un côté, l'extrémité nord-orientale du Sahara et le nord-ouest de la Mauritanie, et de l'autre côté, la région de Nouakchott en Mauritanie, en plus de la quasi-totalité de la côte mauritanienne. En tant que deuxième ou troisième année plus chaude, l'année 2001 figure également sur l'est du Maroc, sur la partie du domaine atlantique marocain située entre Agadir et Tiznit (vers 30°N), la majorité du Sahara marocain et au niveau du plateau continental mauritanien.

- l'année 2003 accueille le premier maximum dans la région de Casablanca. En dehors de cette région, elle ne représente que la deuxième ou la troisième année la plus chaude au large du Maroc central et saharien.

- l'année 2006 occupe en tant qu'année enregistrant un des trois premiers maximums thermiques, tout l'espace océanique qui va de la côte saharienne et mauritanienne jusqu'au large. Sur le continent, l'année 2006 arrive en deuxième position sur la quasi-totalité du domaine saharien marocain.

Bien avant les décennies 1990 et 2000, la Mauritanie se détache du reste du domaine étudié par un avènement plus précoce de (ou des) l'année (s) la (es) plus chaudes. En 1966, elle enregistre déjà son maximum thermique sur toute la moitié occidentale de son territoire. En 1969, c'est l'ouest de la Mauritanie qui enregistre le premier maximum thermique annuel en même temps qu'au large du pays. L'année 1969 constitue ensuite la deuxième année la plus chaude en Mauritanie orientale concernée par un premier maximum en 1966, et au-dessus de la zone océanique située sur le plateau continental mauritanien de la moitié sud du pays.

Cette même zone caractérisée par la survenue des années les plus chaudes entre 1966 et 1969, a connu alternativement une troisième année très chaude ; 1970. Cette dernière constitue la deuxième ou la troisième année la plus chaude sur toute la Mauritanie, excepté, son domaine atlantique.

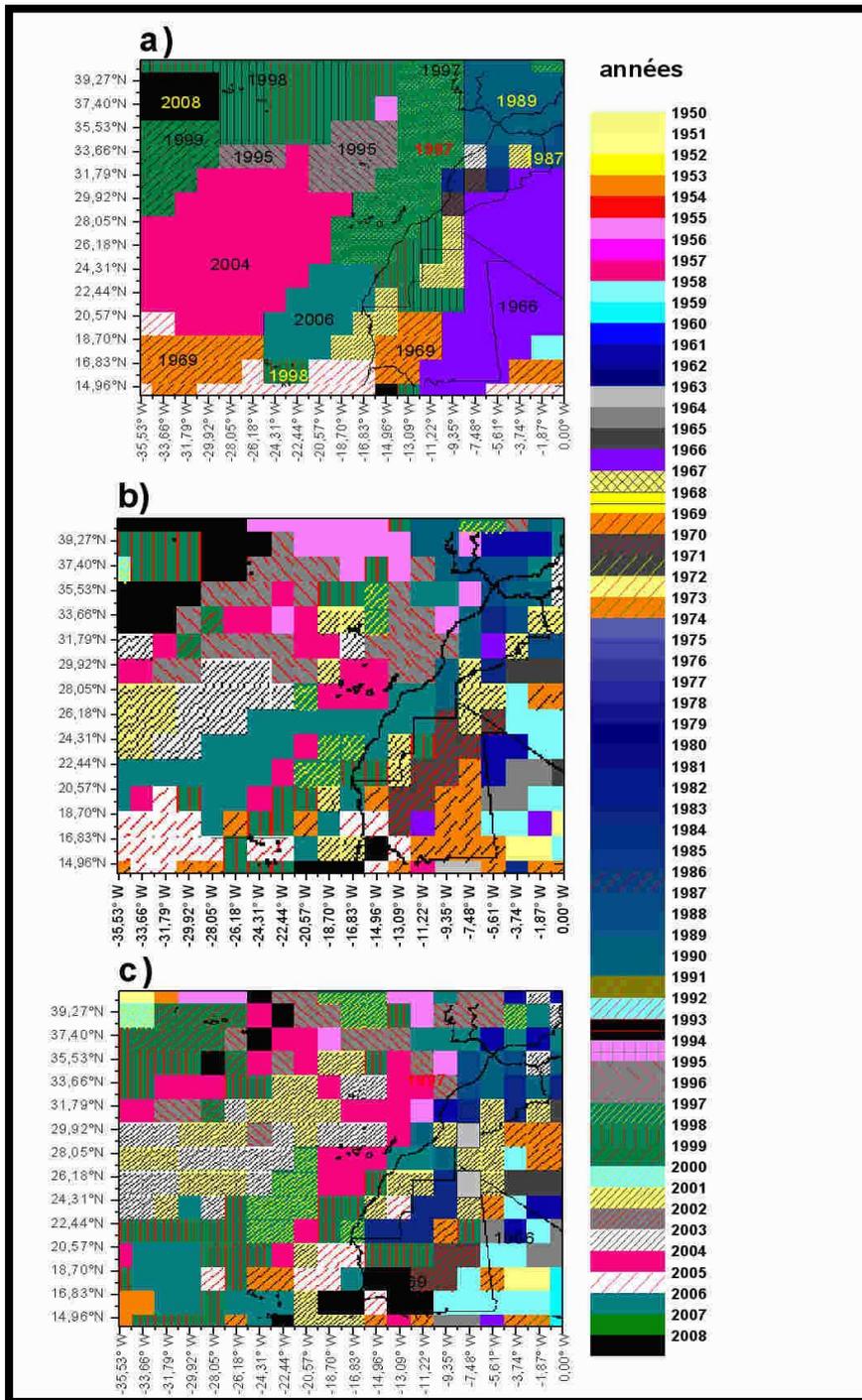


Figure 20.
Distribution spatio-temporelle des trois années les plus chaudes pendant la période 1950-2008.

a) la première année la plus chaude, b) la deuxième année la plus chaude, c) la troisième année la plus chaude.

2.1.3.2. Les trois années les plus fraîches : la décennie 1970 comme période principale.

La spatialisation des trois années les plus froides sur la période 1950-2008 fait ressortir principalement trois décennies (1950, 1970, 1990). Parmi ces trois décennies, la décennie 1970 accueille à elle seule quatre années classées parmi les trois années les plus froides selon les régions. Le début de la décennie est marqué par l'avènement de l'année 1971 qui apparaît comme étant la plus froide au large du Maroc septentrional et comme deuxième ou troisième année plus froide à l'extrême nord du Maroc. Au sein de la même décennie, l'évènement froid de l'année 1972 a touché la totalité du Maroc que ce soit au-dessus du continent ou de l'océan Atlantique, mais également au-dessus des eaux océaniques mauritaniennes (Figure 21).

Ainsi, la figure 21-a illustre la présence de cette année comme première année très froide sur la totalité du Maroc septentrional, central et atlantique, ainsi que le nord du Sahara. Au niveau de la côte atlantique et aux larges de toutes ces zones précitées, l'année la plus froide est observée également en 1972. Plus on s'oriente vers le versant oriental des Atlas et vers le Sahara marocain, l'année 1972 régresse en deuxième ou en troisième année la plus froide (Figure 21-b, c). La figure 21-a illustre sur la moitié méridionale du domaine atlantique mauritanien (entre 18,70-16,83°N) et son proche océan, que 1974 est la première année la plus froide. La compilation des figures 20-b et x-c permet d'obtenir une cohérence spatiale de zones où l'année 1974 occupe la position de la deuxième ou de la troisième année la plus froide. La première zone est située sur l'Atlantique près des côtes marocaines entre les latitudes 35,53 °N et 28,05 °N, où l'année 1974 est classée majoritairement en deuxième années plus froide. La deuxième zone se situe au large du Sahara marocain (aussi au niveau de son plateau continental) et au large de la Mauritanie. Ici, l'année 1974 constitue encore une fois majoritairement la deuxième année la plus froide. La troisième zone où figure l'année 1974 comme principalement la troisième année la plus froide, couvre toute la Mauritanie sud-orientale.

Le dernier évènement froid majeur qu'a connu la décennie 1970, s'est produit en 1976. La singularité de cet épisode froid réside dans sa continentalité, contrairement aux évènements froids antérieurs à cette date, qui ont touché aussi bien les températures continentales que les températures au-dessus de l'océan. Cette année enregistre ainsi les températures les plus basses sur toute la moitié nord de la Mauritanie entre les latitudes 18,70°N et 27,11°N, et sur l'est du Sahara et du sud marocain jusqu'à la latitude 29,92°N. Comme deuxième année plus froide, l'année 1976 est présente au nord du Maroc (33,66°N/7,48°W-1,87°W), et sur la côte atlantique marocaine entre 29,72°N et 26,18°N, ainsi qu'au sud du Sahara marocain.

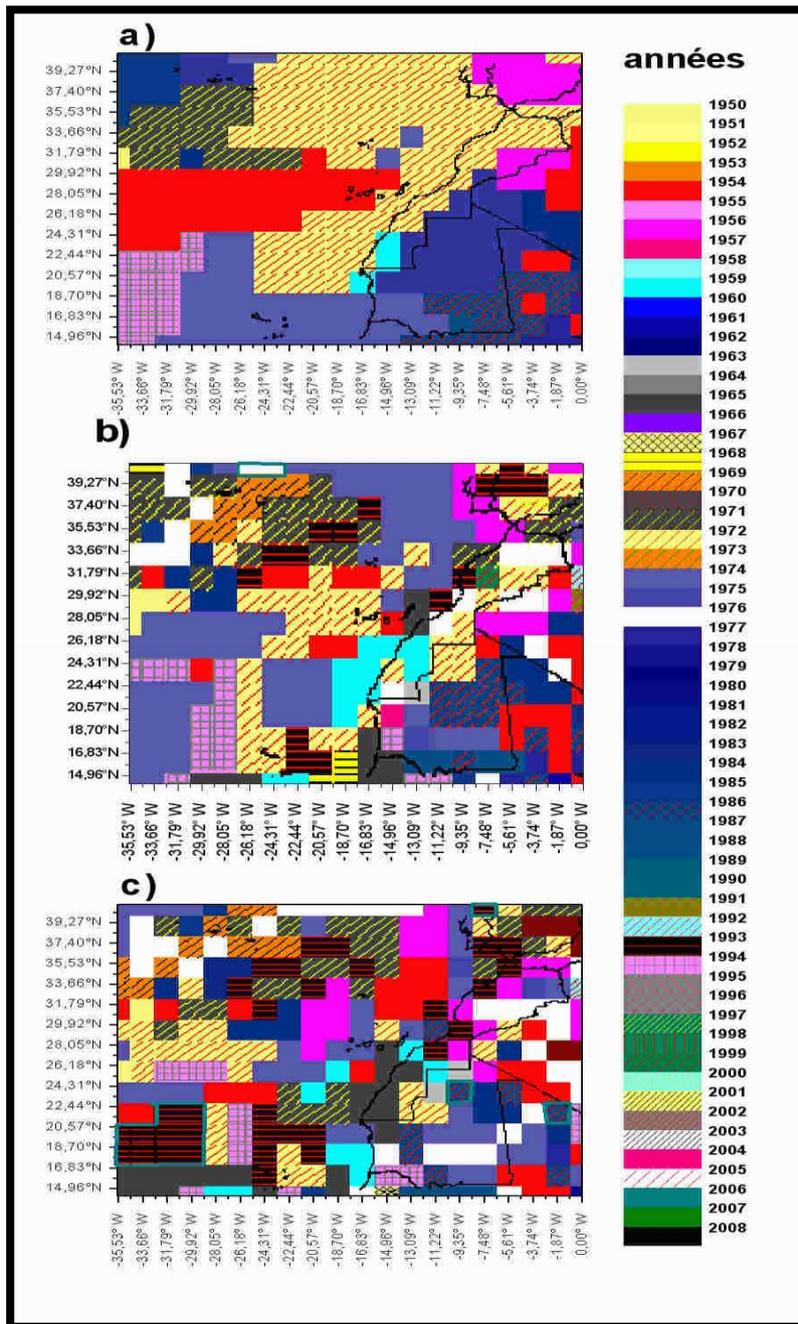


Figure 21.
Distribution spatio-temporelle des trois années les plus froides pendant la période 1950-2008.

a) la première année la plus froide ; b) la deuxième année la plus froide ; c) la troisième année la plus froide.

En termes de fréquence d'années très froides et de leur distribution spatiale, la décennie 1950 se classe juste derrière la décennie 1970, en accueillant trois années très froides. La première est 1954 qui a enregistré les températures annuelles les plus froides uniquement au-dessus des eaux océaniques entre les parallèles 31,79°N et 24,31°N (Figure 21-a). Autour de cette zone, quelques pixels prolongent l'étendue spatiale de cet épisode froid en enregistrant leur seconde ou troisième année plus froide en 1954. Il en est de même à l'extrême nord-est et à l'extrême sud-est de la Mauritanie.

L'année 1956 constitue la première année la plus froide dans les régions Meknès-Tafilelt et Souss-Massa-Draâ situées à l'extrême est du Maroc (voir carte dépliant 1). Sur la figure 21-b, elle apparaît comme la seconde année la plus froide à l'extrême nord du Maroc (presqu'île tangitaine et sa côte immédiate). L'année 1956 constitue également la troisième année la plus froide sur l'Atlantique à l'ouest des Îles Canaries, au niveau du Rif, vers les Atlas, au niveau de la côte à la latitude 28,05°N puis un peu plus loin vers l'est et au nord-est du Sahara marocain.

Moins étendu et moins intense, l'épisode froid de 1959 s'est restreint au Sahara marocain et sa bordure océanique en plus de la bordure océanique mauritanienne (Figure 21-a, b, c).

En ce qui concerne la décennie 1990, deux années seulement apparaissent comme très froides en ne touchant que des zones très réduites. La première est l'année 1993, qui bien qu'elle n'enregistre nulle part le premier minimum annuel thermique, représente la seconde ou la troisième année la plus froide à trois zones distinctes. La première est localisée le long du domaine atlantique marocain et son littoral immédiat, en s'étendant de l'extrême nord du pays jusqu'à la latitude 28,05°N. La deuxième zone se situe au large du Maroc septentrional, tandis que la troisième zone se situe au niveau de la limite ouest du plateau continental mauritanien jusqu'au large.

Le deuxième épisode froid de la décennie 1990 s'est produit en 1994. Il n'a intéressé quasiment que l'Atlantique, car, en tant que premier minimum, il figure uniquement aux larges de la Mauritanie et du sud du Sahara marocain. En tant que second ou troisième minimum, l'évènement froid de l'année 1994 se prolonge dans la même zone décrite précédemment, mais plus vers l'est et le nord, et figure parallèlement à l'extrême sud-ouest de la Mauritanie sahélienne.

Résumé.

L'analyse de l'évolution des températures moyennes annuelles selon la base des données NCAR-NCEP permet de conclure à un réchauffement généralisé au Maroc et au-dessus de l'Atlantique, et à une évolution hétérogène des températures de l'air en Mauritanie.

La segmentation d'Hubert situe les périodes principales des fluctuations de la moyenne thermique autour des années 1970 et 1990. Elle suggère qu'en début des années 1970, la température a connu une baisse aussi bien sur le continent qu'au-dessus de l'Atlantique avec une diminution thermique plus importante dans la moitié est de la Mauritanie. La fin des années 1970 est synonyme de réchauffement sur l'Atlantique au même titre que la seconde moitié des années 1990.

L'analyse de la chronologie des trois années les plus chaudes et les trois années les plus froides a permis d'approfondir les conclusions issues des régressions linéaires et de la segmentation. La concentration des trois années les plus chaudes dans les deux dernières décennies (1990 et 2000) en ce qui concerne le Maroc et l'océan est cohérente avec la

tendance au réchauffement constatée dans ces secteurs. Elle est cohérente également avec les résultats de la segmentation qui identifie une dernière rupture de stationnarité en 1994, à la suite de laquelle les températures ont connu une hausse. Inversement, la précocité chronologique des années les plus chaudes en Mauritanie notamment du sud-est (pendant la décennie 1960), en plus de l'avènement tardif (entre 1976 et 1986) des années les plus froides suit la même évolution que la baisse des températures constatée par régressions linéaires. Il n'y a donc pas, selon les Réanalyses, une uniformité des évolutions thermiques dans l'ensemble du domaine étudié.

2.2. A l'échelle mensuelle / saisonnière.

2.2.1. Les températures hivernales.

2.2.1.1. Une tendance franche au réchauffement sur la bande côtière et l'océan et une évolution hétérogène sur le continent.

La tendance de fond des températures de l'air montre un réchauffement généralisé sur l'Atlantique pendant la période hivernale 1950-2008. Le réchauffement se caractérise néanmoins par une intensité qui varie dans le temps et l'espace, soit : entre le début et la fin de l'hiver, et d'est en ouest. C'est le mois de décembre qui accuse l'augmentation des températures la plus sensible avec un maximum dépassant 1,5°C situé au niveau des Iles Canaries (Figure 22-a).

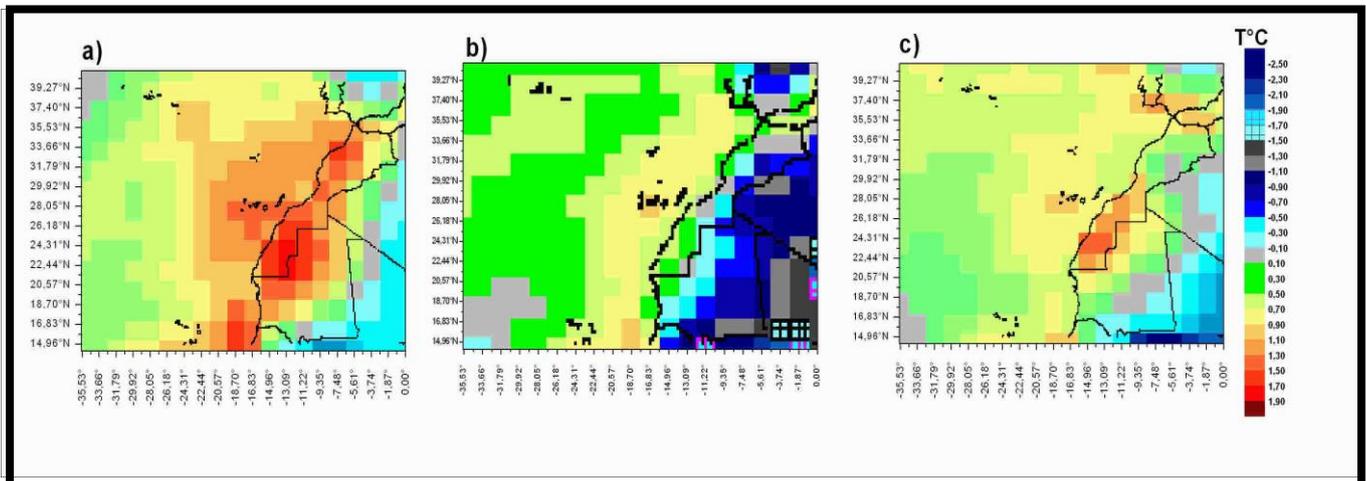


Figure 22. L'évolution hivernale des températures de l'air à 2 m (1950-2008) : régressions linéaires.

a) décembre, b) janvier, c) février

L'augmentation la plus forte sur l'Atlantique en janvier et février est respectivement de 0,96°C et de 1,4°C située toujours au niveau des Iles Canaries. Le réchauffement s'accroît

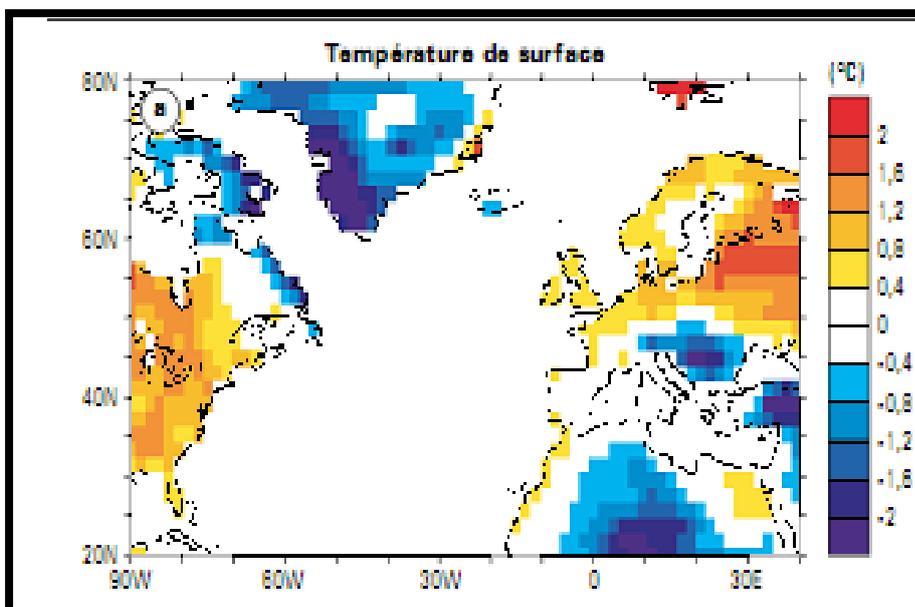
au fur et à mesure que l'on s'approche de la zone côtière notamment celles du nord du Sahara marocain et du sud de la Mauritanie.

Au niveau du continent, l'évolution des températures est non univoque. Le mois de décembre affiche une forte tendance à la hausse des températures sur la totalité du Maroc y compris sa partie saharienne, en plus de la zone saharienne de la Mauritanie. La tendance à la hausse s'amenuise dès que l'on pénètre dans la partie sahélienne de la Mauritanie notamment à l'intérieur des Terres. L'extrême sud de la Mauritanie enregistre une faible tendance au refroidissement (entre $-0,2^{\circ}\text{C}$ et $-0,4^{\circ}\text{C}$) (Figure 22-a).

Le mois de janvier se distingue par une tendance majoritaire au refroidissement. En effet, à l'exception du Sahara marocain et la bande côtière de toute la zone d'étude, la tendance des températures entre 1950 et 2008 est négative. Le refroidissement est plus marqué vers le sud-est de la Mauritanie où il atteint jusqu'à -1°C (Figure 22-b).

La tendance au refroidissement se maintient en février, au sud-est de la Mauritanie mais elle ne concerne significativement que l'extrême sud-est avec une baisse maximale de $-1,25^{\circ}\text{C}$. En dehors de cette zone, la tendance au réchauffement s'impose sur la totalité du domaine d'étude avec un maximum de $1,4^{\circ}\text{C}$ localisé au niveau du Sahara marocain (Figure 22-c).

Ces résultats notamment ceux qui concernent les zones de refroidissement, concordent avec les conclusions avancées par Cassou (2004). Ce dernier a étudié les changements climatiques dans l'espace Atlantique nord pendant la saison hivernale (DJF), entre 1960 et 1999. Il a démontré l'existence d'un quadripôle de part et d'autre du bassin nord-Atlantique, avec un réchauffement sur le nord du continent européen (la Scandinavie et la Russie), ainsi que sur l'Amérique du nord (Figure 23). « *Ce réchauffement contraste avec un refroidissement sur les terres bordant la mer du Labrador, l'Europe du Danube et le Sahara* » (Cassou, 2004).



2.2.1.2. L'apport de la segmentation d'Hubert appliquées sur les séries chronologiques des températures hivernales : La décennie 1970 comme période charnière sur le continent et les deux décennies 1970 et 1990 comme périodes clés au-dessus de l'Atlantique.

La méthode de segmentation met en évidence la succession de plusieurs ruptures de stationnarité des séries chronologiques des températures pendant les trois mois de l'hiver. Il en ressort que les deux tendances divergentes des températures entre, d'un côté, le Maroc et son proche océan qui ont connu une forte tendance au réchauffement et, de l'autre côté, le sud de la Mauritanie qui a connu une tendance au refroidissement, sont liées à des ruptures de stationnarité ayant intervenus pendant la décennie 1970.

Cela se traduit sur la figure 24 qui schématise les résultats de la segmentation pour le mois de **décembre**, par la rupture qui s'est produite entre 1974 et 1976 sur tout le Maroc et son proche océan, hormis les provinces sahariennes, en s'accompagnant d'une augmentation des températures. Cette augmentation que traduit le saut entre les moyennes des deux premières sous périodes définies par la rupture de 1974 ou 1976 est plus prononcée sur le continent qu'au dessus de l'Atlantique. Elle oscille entre 1,4°C et 1,8°C au nord du Maroc (jusqu'à la latitude du cap Ghir) et sur la côte immédiate de cette même zone, tandis qu'elle n'atteint que 0,8°C au-dessus de l'océan. L'extrême sud mauritanien enregistre une rupture négative entre 1970 et 1980 selon les points de grille. La baisse est comprise entre -1,3°C et -1,9°C (Figure 24).

L'évolution inter-annuelle des températures pendant le mois de **janvier** se caractérise par une plus grande variabilité interannuelle qu'en décembre avec une plus grande fréquence des ruptures. La figure 25 montre qu'au dessus de l'Atlantique proche du Maroc, trois ruptures peuvent être décelées. La première survenue en 1968 (Figure 25-a), traduit une augmentation des températures de l'ordre de 1°C. La seconde rupture sur cette même zone, qui s'est produite en 1970 et 1971, est négative, et est accompagnée d'une baisse qui avoisine -1,5°C autour des Iles Canaries et varie entre -0,6 et -0,9°C en direction du large (Figure 25-b, f). Toujours pour la même zone, la troisième rupture a eu lieu principalement en 1994, mais plus tardivement quand on se dirige vers le nord (2000).

Au niveau des Iles Canaries, cette troisième rupture a été observée en 1978. Il est important de noter que cette dernière rupture a été positive, même si elle ne s'est pas produite la même année. L'adoucissement est modéré et ne dépasse pas 0,8°C.

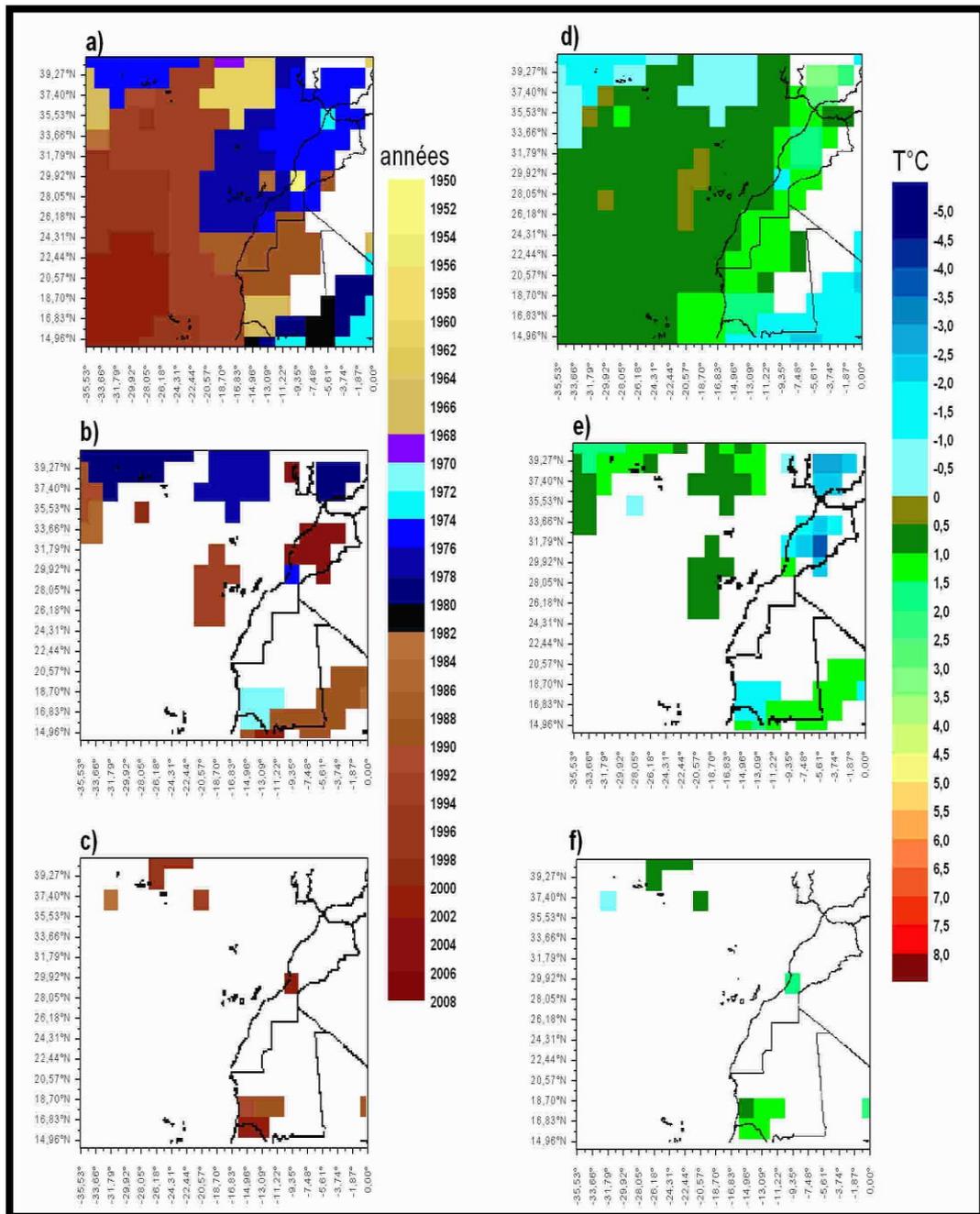


Figure 24. Spatialisation des résultats de la segmentation selon Hubert appliquée sur les moyennes mensuelles des températures de l'air en décembre (1950-2008).

a) premières années de rupture, b) deuxièmes années de rupture, c) troisièmes années de rupture, d) saut 1, e) saut 2, f) saut 3²¹.

²¹ Légende valable pour toutes les figures de spatialisation des résultats de la segmentation avec 3 années de rupture.

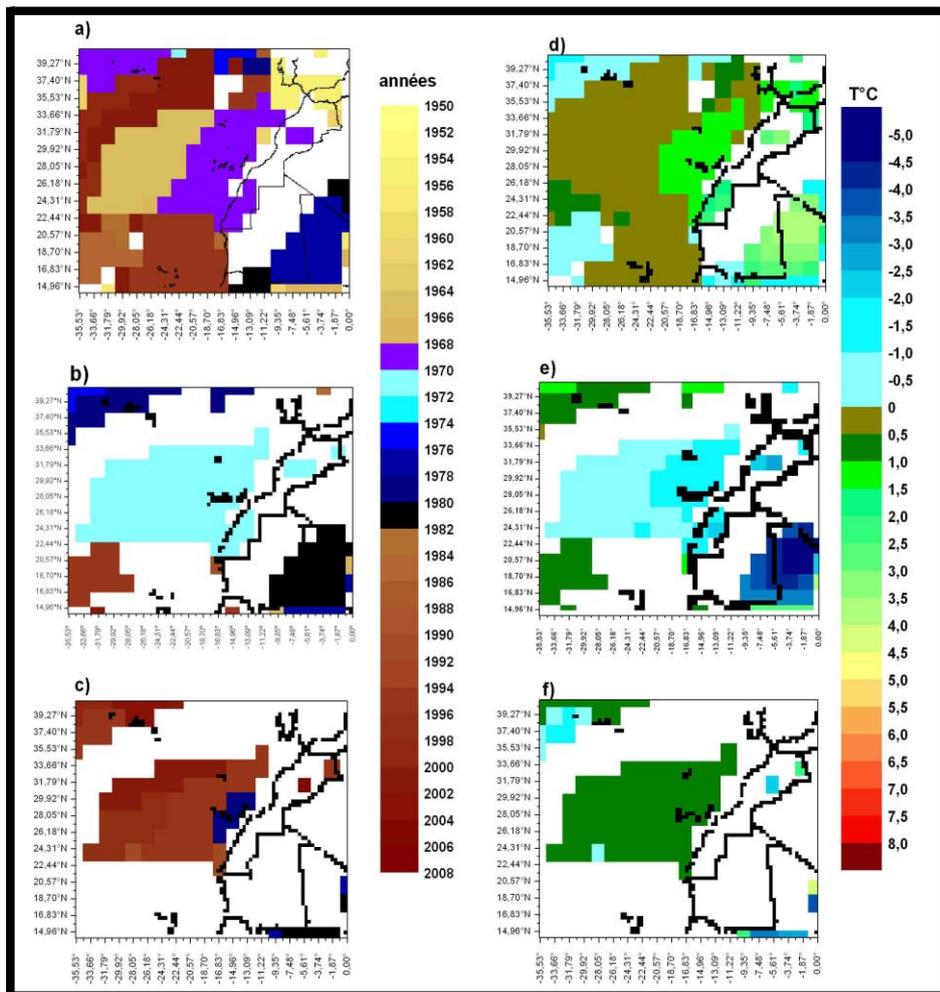


Figure 25. Spatialisation des résultats de la segmentation selon Hubert appliquée sur les moyennes mensuelles des températures de l'air en janvier (1950-2008).

La seconde zone qui a connu des ruptures de stationnarité pendant le mois de janvier est le sud de la Mauritanie notamment le sud-est. On peut ainsi observer au Hodh el Chargui et à l'est du Hodh el Gharbi et du Tagant (carte dépliant 1), deux ruptures qui traduisent deux tendances antinomiques. La première qui a intervenue en 1977 résulte d'une augmentation de la moyenne entre la première sous-période (1950-1976) et la seconde sous-période (1977-1979). Cette augmentation varie de 2,6 à 3,8°C. La seconde et dernière rupture enregistrée dans cette même zone (en 1980), traduit une baisse de la moyenne des températures de l'air de l'ordre de -3,3°C à -4,4°C. Dans les régions de Gorgol, Assaka et Brakna, situées dans le sud mauritanien, la seule rupture enregistrée est négative (Figure 25-a, e). Elle date de 1980 et est estimée à des valeurs qui sont comprises entre -0,8°C et -1,1°C.

L'analyse des tendances linéaires appliquée sur les moyennes thermiques des mois de **février** pendant la période 1950-2008, nous avait permis de distinguer le sud-est de la Mauritanie en raison de sa tendance au refroidissement. Parallèlement, au-dessus de l'océan Atlantique et sur le reste du continent, cette même analyse avait permis de constater la prédominance de la tendance au réchauffement, notamment au Maroc entre le parallèle 29,92°N et le sud du Sahara marocain (Figure 26).

La segmentation corrobore cette analyse en détaillant la chronologie de ces évolutions notamment en ce qui concerne le refroidissement de la Mauritanie du sud-est et le réchauffement sur l'Atlantique. Il s'avère que la rupture négative, survenue en 1970-1971, accompagnée d'une baisse de la moyenne qui va de -1,5 à -3,2, explique cette tendance au refroidissement. Notons néanmoins que cette rupture ne fut pas unique pendant les 59 ans d'étude, mais elle succède à une première rupture, qui était elle, positive, survenue entre 1959 et 1962 et en 1967 plus à l'ouest pour le carré qui englobe l'ouest de l'Adrar et du Tagant en plus des parties nord de Nouakchott et du Brakna (Figure 26-a, b). Lors de cette première rupture, la différence de moyenne entre la première sous-période et la deuxième va de +1,2°C à +2,6°C, en notant que la hausse la plus forte intéresse les régions concernées par la rupture de 1967 (Figure 26-a, e).

Bien qu'il soit généralisé, le réchauffement au-dessus de l'Atlantique, ne s'est pas opéré avec la même intensité, ni selon la même chronologie. Près de la côte, où la régression linéaire a montré une plus forte tendance au réchauffement qu'au large, une rupture positive ne s'est produite qu'entre 1994 et 1995. Il en est de même pour la « zone océanique mauritanienne » qui a connu également une rupture positive en 1994. Cette date marque une hausse des températures de 0,6°C entre les deux sous-périodes 1950-1993 et 1994-2008.

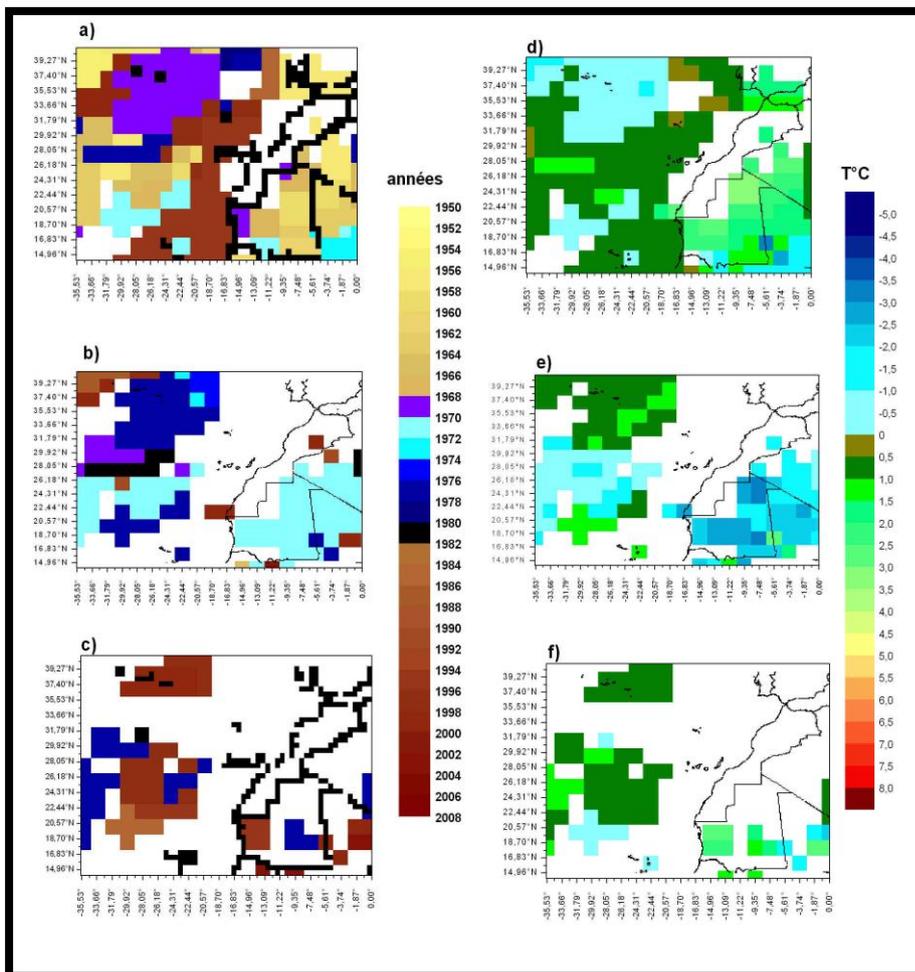


Figure 26. Spatialisation des résultats de la segmentation selon Hubert appliquée sur les moyennes mensuelles des températures de l'air en février (1950-2008).

En s'éloignant de la côte, la variabilité interannuelle s'intensifie en donnant lieu à deux à trois ruptures par endroit. Au large du Maroc, partant de son extrême nord jusqu'à la latitude 26,18°N, une première rupture négative est enregistrée en 1968. Elle résulte d'une baisse de la moyenne de l'ordre de -0,6 à -1,2. A cette rupture négative, succède une rupture positive en 1976, accompagnée d'une hausse qui atteint 1,2°C à 1,4°C par endroit.

Au large du Sahara marocain, l'avènement des ruptures est plus précoce puisque la première d'entre elles date de la fin de la décennie 1950 et du début jusqu'au dernier tiers de la décennie 1960, à savoir les années 1957, 1963, 1964 et 1967 pour certains points de grille. En face de la figure qui représente les premières années de rupture, l'image synthétisant le saut de la moyenne entre la première et la deuxième sous-période montre une augmentation de 0,9°C. Ensuite, une baisse de la moyenne (-1,3°C) est à l'origine d'une rupture négative enregistrée en 1970 au-dessus de cette même zone océanique. La troisième et dernière rupture enregistrée dans cette zone est positive, marquant une hausse de +0,8°C et datant de 1996 (Figure 26).

2.2.2. L'évolution interannuelle des températures pendant le printemps : avril, le mois qui enregistre le troisième record de réchauffement de l'année.

2.2.2.1 Des régressions linéaires qui mettent en évidence une grande variabilité intra-saisonnière

Contrairement à l'hiver où l'on a pu constater une tendance générale au réchauffement sur l'Atlantique parallèlement à une évolution plus mitigée sur le continent, le printemps manifeste un schéma d'évolution thermique plus complexe (Figure 27).

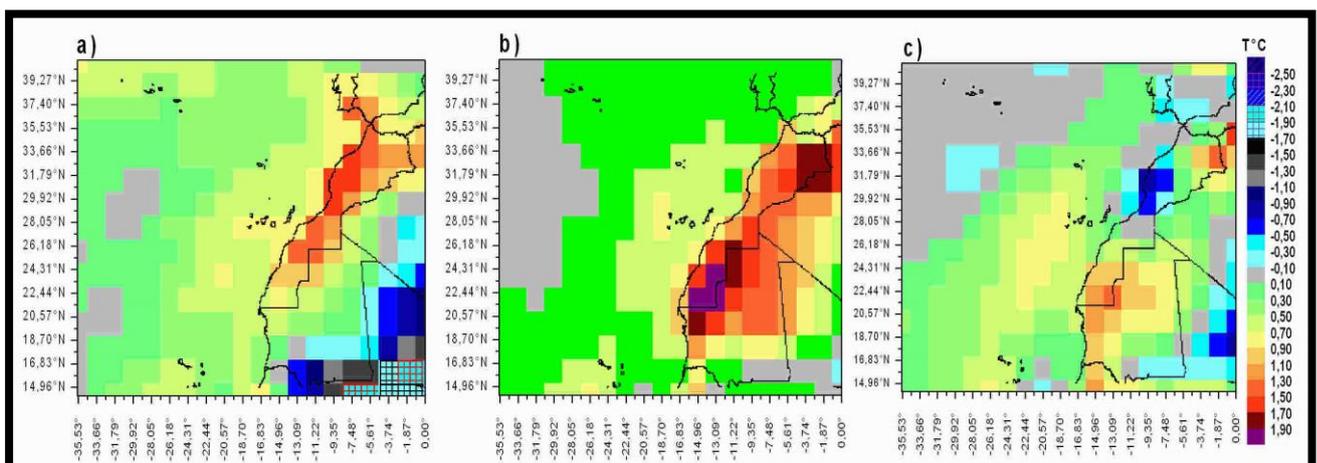


Figure 27. L'évolution printanière des températures de l'air à 2 m (1950-2008).

a) mars, b) avril, c) mai.

Le début de cette saison intermédiaire traduit une évolution quasi-identique à celle de l'hiver, avec un réchauffement qui intéresse quasiment tout l'Atlantique. A l'image de la saison hivernale, l'amplification de la hausse des températures va dans le même sens du rapprochement de la côte atlantique. A mesure que l'on se dirige vers le large, la tendance à la hausse s'amenuise voire s'inverse à l'extrême ouest du domaine d'étude (Figure 27-b, c), sans qu'elle ne soit significative. Autour des Iles Canaries, le réchauffement est le plus prononcé si l'on restreint la comparaison aux températures au-dessus de l'Atlantique. La pente de la courbe de régression linéaire donne le chiffre de $+0,7^{\circ}\text{C}$ comme hausse plus marquée au niveau des Canaries, valeur inférieure de $0,2^{\circ}\text{C}$ à ce qui a été observé en janvier et février, et de $0,8^{\circ}\text{C}$ à ce qui a été observé en décembre. Le long de la côte atlantique maroco-mauritanienne, la zone des Iles Canaries délimite de part et d'autre deux zones côtières dont l'intensité de réchauffement est inégale. Partant de la côte atlantique septentrionale du Maroc jusqu'aux Iles Canaries, la hausse est en moyenne de $0,8^{\circ}\text{C}$, tandis qu'au sud de cette zone, elle atteint au mieux $+0,66^{\circ}\text{C}$, et affiche des valeurs non significatives au niveau de la moitié sud de la côte mauritanienne immédiate.

Sur le continent, le Maroc, au-delà d'un réchauffement généralisé sur la totalité de son territoire, enregistre l'augmentation des températures la plus forte de tout le domaine d'étude pendant le mois de **mars** (Figure 27-a). Que le rapprochement soit fait parallèlement aux trois mois de l'hiver ou avec les deux autres mois du printemps, la configuration spatiale du réchauffement qui va dans le sens d'une dégradation du nord vers le sud, est spécifique au mois de mars (Figure 27-a). Ainsi, les températures de l'air à 2 m du mois de mars gagnent jusqu'à $1,6^{\circ}\text{C}$ pendant les 59 années d'étude sur la zone allant de la Presqu'île tangitaine jusqu'à la latitude TanTan ($28,05^{\circ}\text{N}$). Entre Tan-Tan et le nord de Bojador ($24,31^{\circ}\text{N}$), elles ont augmenté d'environ $1,3^{\circ}\text{C}$ entre 1950 et 2008. La moitié sud de la région Lāayoune-Bojador-Sakia-Lhamra accuse une augmentation de $0,9^{\circ}\text{C}$, puis à Oued Eddahab au sud du Sahara marocain, l'augmentation varie entre $0,6^{\circ}\text{C}$ et $0,7^{\circ}\text{C}$.

La Mauritanie, partagée entre deux tendances divergentes dont une positive au nord, et une négative au sud, n'enregistre une augmentation sensible des températures que dans sa moitié nord-ouest (Figure 27-a). Cette augmentation culmine à $1,3^{\circ}\text{C}$ à l'extrême nord de Tiris-Zemmour (carte dépliant 1).

Du moins sur le continent, le mois **d'avril** est celui qui enregistre le réchauffement le plus accentué du printemps (Figure 27-b). A l'exception du bord méridional mauritanien où les températures connaissent une stagnation, la tendance à la hausse est prédominante. On peut distinguer deux secteurs où le réchauffement est très intense. C'est le secteur situé entre l'est du Sahara marocain et le nord-ouest mauritanien qui observe le réchauffement maximal avec une hausse de $2,03^{\circ}\text{C}$ entre 1950 et 2008. Apparaît ensuite en seconde position le nord-est marocain où les températures ont augmenté de $1,8^{\circ}\text{C}$.

Au-dessus des eaux océaniques, l'adoucissement est moindre pendant le mois d'avril. Il atteint son maximum au-dessus des côtes saharienne et nord mauritanienne (entre $+0,7^{\circ}\text{C}$ et $+1^{\circ}\text{C}$). Soulignons enfin qu'en dehors de la zone littorale proprement dite (sans dépasser le plateau continental), aucune tendance significative n'est constatée (Figure 27-b).

A partir du mois de **mai** (Figure 27-c), le réchauffement perd en intensité et en expansion spatiale. Côté Atlantique, c'est surtout au sud-ouest des îles Canaries que l'on peut qualifier le réchauffement de significatif (autour de $+0,6^{\circ}\text{C}$ à $0,8^{\circ}\text{C}$). Côté continent, le mois de mai est un mois qui a la particularité d'enregistrer une tendance au refroidissement ($-0,8^{\circ}\text{C}$) dans une zone caractérisée jusqu'à lors par une tendance positive très marquée, à savoir la côte atlantique marocaine qui s'étend du nord jusqu'au cap Juby. Ailleurs, et à l'exception de l'extrême sud-est mauritanien, la tendance à la hausse des températures, bien que très modérée voire non significative, prédomine sur le continent. Cette tendance à la hausse est plus précisément visible au nord-est du Maroc et à l'intersection entre le Sahara marocain et la moitié occidentale de la Mauritanie ($+1,3^{\circ}\text{C}$).

2.2.2.2. La segmentation d'Hubert : des ruptures dans les séries chronologiques de températures printanières plus marquées au-dessus de l'océan que sur le continent.

Pendant le mois de **mars**, la méthode de la segmentation met en évidence l'alternance de plusieurs ruptures. Au-dessus de l'Atlantique, les températures de l'air sont marquées par une première rupture négative intervenue en 1970 ou en 1969 (Figure 28-a). La baisse thermique qui accompagne cette rupture dépasse partout $-0,5^{\circ}\text{C}$ et va en deçà de $-1,1$ dans les secteurs proches de la côte mauritanienne, La côte méditerranéenne et atlantique du Maroc septentrional (Figure 28-e). La rupture qui y succède est positive (1976) (Figure 28-b). Elle traduit un adoucissement au-dessus de toute la zone océanique notamment la zone côtière, qui enregistre une amélioration thermique supérieure à $1,2^{\circ}\text{C}$ et qui atteint jusqu'à 2°C au niveau de la côte marocaine entre Rabat et Essaouira ($33,66^{\circ}\text{N}$ - $29,92^{\circ}\text{N}$) (Figure 28-f). Autour des îles Canaries, le réchauffement s'est poursuivi avec une nouvelle rupture positive entre 1994 et 1996 (Figure 28-c). 1994 marque une augmentation thermique qui varie entre $+0,5$ et $+0,6^{\circ}\text{C}$, en touchant la zone même des îles Canaries et au nord et à l'ouest de celles-ci. La rupture de 1996 a affecté la zone située au sud des îles Canaries (côte saharienne et nord mauritanienne) avec une hausse plus marquée qui atteint un maximum de $+1,5^{\circ}\text{C}$ (Figure 28-g). Il est intéressant d'observer que le réchauffement de cette dernière zone a été interrompu par l'avènement d'une rupture en 1992 traduisant un affaiblissement thermique de $-1,2^{\circ}\text{C}$ (Figure 28-c, g). Cela rappelle les résultats de la segmentation sur les moyennes annuelles, qui font ressortir dans le début de la décennie 1990, une rupture négative au-dessus de cette même zone. Cela suggère par conséquent que la variabilité interannuelle des températures pendant le mois de mars influence la variabilité à l'échelle annuelle.

Sur le continent, quatre zones peuvent être distinguées. Il s'agit pour **la première zone** du nord du Maroc (de Tanger au cap Ghir $31,79^{\circ}\text{N}$), qui a vu l'alternance de deux ruptures, une négative en 1969-1970 qui traduit une baisse de la moyenne de $1,68^{\circ}\text{C}$. Puis une positive (1976), associée à une amélioration de la moyenne qui avoisine les $2,7^{\circ}\text{C}$ (Figure 28-b, f). Plus au sud, (entre les parallèles $31,79^{\circ}\text{N}$ et $24,31^{\circ}\text{N}$), **la deuxième zone** se caractérise par une forte variabilité interannuelle et par la précocité des ruptures. En effet, cette zone a enregistré une péjoration très significative de sa moyenne thermique en 1952 ($-3,8^{\circ}\text{C}$) (Figure 28-a, e). Le deuxième changement de moyenne s'est effectué en 1956 avec une

augmentation de la moyenne des températures qui varie entre $+1,9^{\circ}\text{C}$ et $+2,7^{\circ}\text{C}$ selon les points des grilles (Figure 28-b, f). Deux dernières fluctuations sont encore observées en 1969-1970 et en 1976 dont la première résulte d'une nouvelle chute de la moyenne estimée à $-2,12^{\circ}\text{C}$. (Figure 28-c, g). A partir de 1976, la moyenne augmente encore une fois, marquant la dernière rupture enregistrée pour cette zone, et se stabilise autour d'une hausse moyenne de $+2^{\circ}\text{C}$ jusqu'à la fin de la période d'étude (Figure 28-d, h).

La troisième zone, (entre cap Ghir et cap Juby) (carte dépliante 1) se singularise par le fait qu'elle n'ait enregistré qu'une seule rupture (1976). Elle marque une amélioration de la moyenne thermique de $+1,1^{\circ}\text{C}$ (Figures 28-a, e).

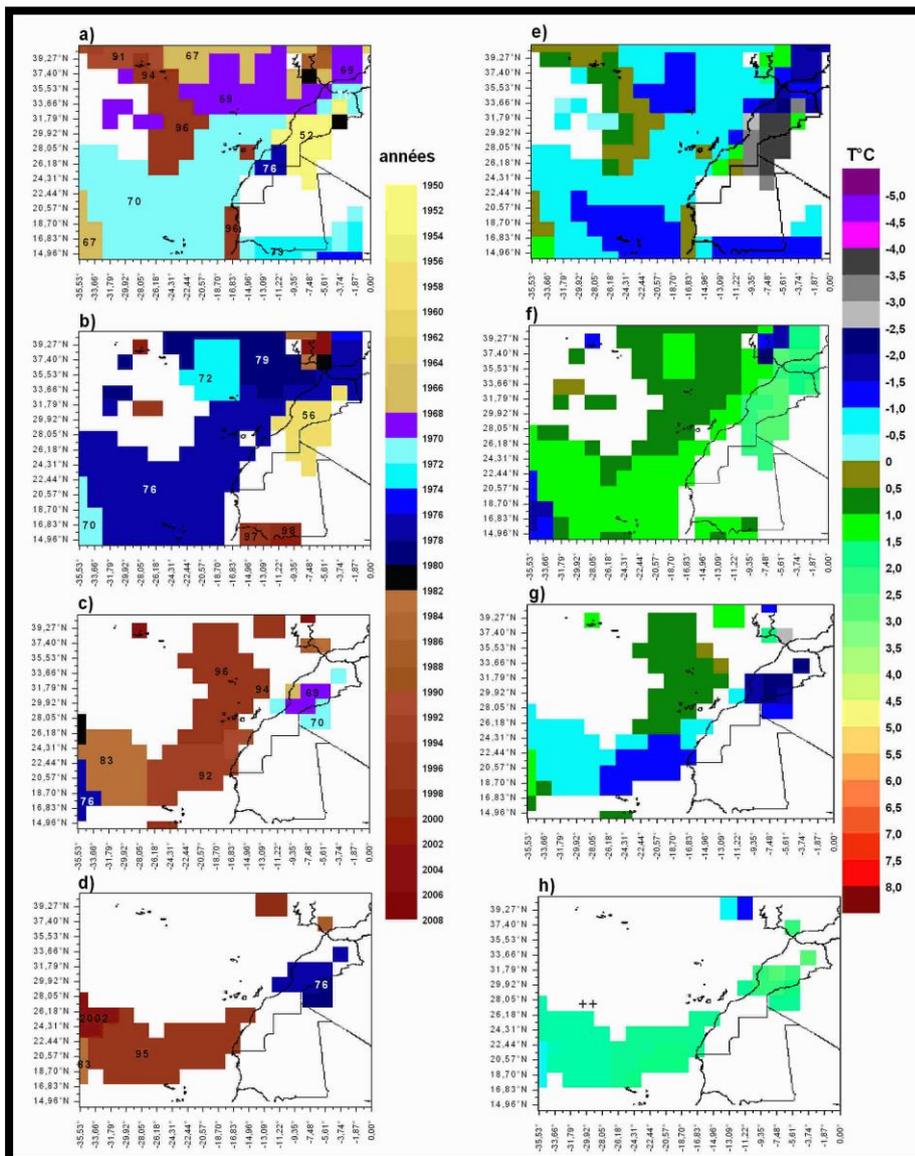


Figure 28. Spatialisation des résultats de la segmentation selon Hubert appliquée sur les moyennes mensuelles des températures de l'air en mars (1950-2008).

La quatrième zone concerne l'extrême sud mauritanien. Elle a connu une seule rupture principale en 1973, accompagnée d'une chute des températures qui atteint jusqu'à $-1,5^{\circ}\text{C}$ (Figures 28-a, b, e et f). Pour cette zone, l'année 1973, bien qu'elle marque une rupture

négative, est également la date du début de retour à la hausse car entre 1973 et 2008, la pente de la courbe de régression linéaire est estimée à $+1,085^{\circ}\text{C}$ (Figure 29), avec un coefficient de régression de 0,336. Si ce schéma d'évolution est vérifié dans tout le sud de la Mauritanie, les figures x et x-b montrent que les régions Hodh el Gharbi, Assaka, Gorgol, Cuidimaka et le sud de Brakna et Trarza (carte dépliant 1), ont connu une seconde rupture positive en 1998, moins marquée que la première ($+1,1^{\circ}\text{C}$ en moyenne pour les quatre points de grille qui représente cette zone). C'est une rupture qui révèle un renforcement de la tendance à la hausse déjà entamée depuis 1973. Malgré la succession de deux ruptures positives (en 1973 puis en 1998), la moyenne de la sous période 1973-2008 reste inférieure à celle de la sous-période 1950-1973) (Figure 29).

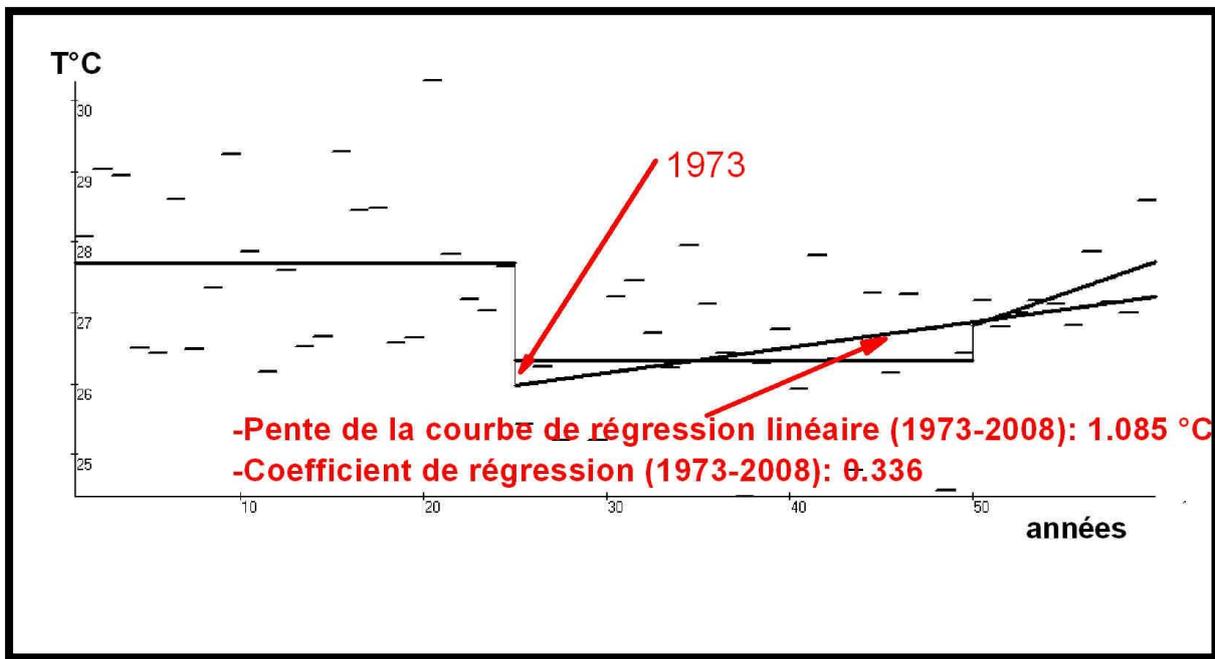


Figure 29. Segmentation des températures de l'air en mars dans le sud mauritanien (1950-2008)

Au mois d'avril, les ruptures de stationnarité semblent toucher aussi bien les températures de l'air continental que celles de l'air maritime. Dès lors, la chronologie de ces ruptures écarte tout cloisonnement mer/continent. Les similitudes sont ainsi plus perceptibles entre les eaux océaniques mauritaniennes et la totalité des côtes mauritanienne et marocaine même celle bordée par la Méditerranée (Figure 30-a, b). La figure 30-e montre qu'une chute de la température s'est opérée au niveau des eaux océaniques mauritaniennes à partir de 1970. Le saut qui représente la différence entre les moyennes des deux sous-périodes sous-jacentes varie entre $-0,6^{\circ}\text{C}$ et -1°C . En 1973, la méthode de la segmentation décèle une rupture négative plus marquée le long de la côte atlantique maroco-mauritanienne et de la côte marocaine méditerranéenne. C'est dans le nord et notamment au niveau de la zone qui comprend les régions 5, 6 et 10 (voir carte des régions administratives), que cette rupture marque une baisse plus importante en atteignant $-2,6^{\circ}\text{C}$. La baisse n'a en revanche pas persisté (6 ans pour les eaux océaniques mauritaniennes et 3 ans pour les zones côtières). Une nouvelle rupture positive y a mis un

terme en stabilisant la moyenne jusqu'en 2008, autour d'une amélioration thermique de l'ordre de +1°C au-dessus des eaux atlantiques près de la Mauritanie, et avec un saut encore plus significatif au niveau des zones côtières. La moyenne 1974-2008 affiche dans ces régions une augmentation qui va jusqu'à +1,3 sur la côte mauritanienne, pour s'amplifier sur les côtes marocaines en dépassant +2,5°C sur la côte centrale et +3,5 dans la zone comprenant les régions 5, 6 et 10 (carte dépliant 1).

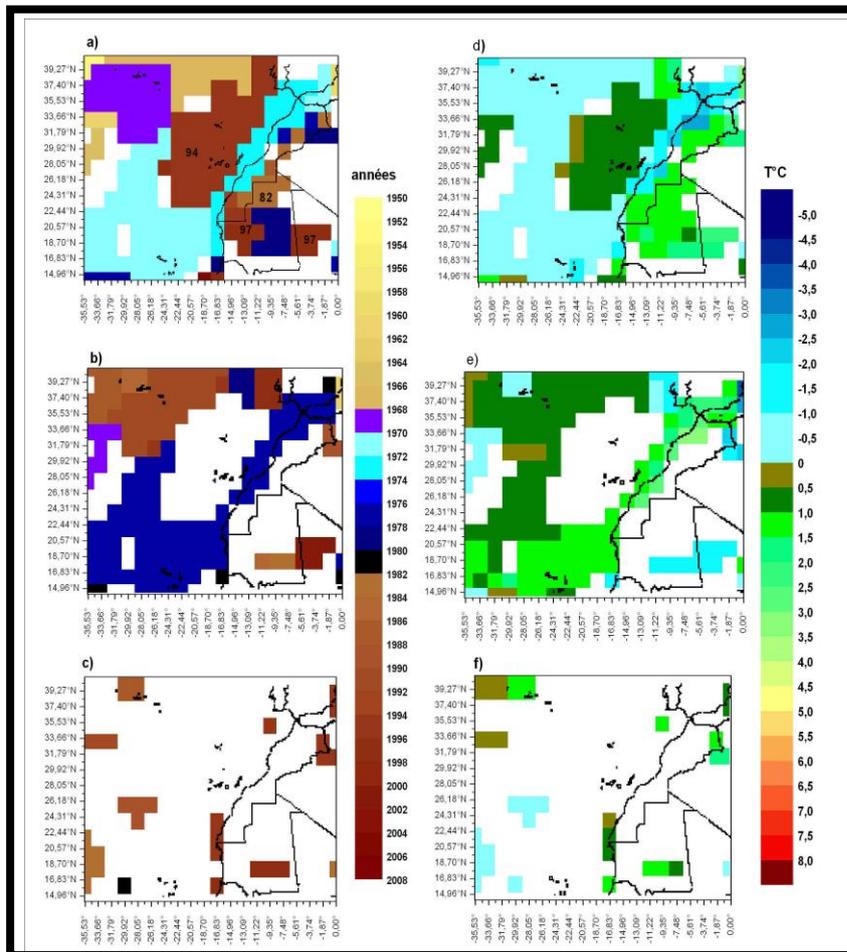


Figure 30. Spatialisation des résultats de la segmentation selon Hubert appliquée sur les moyennes mensuelles des températures de l'air en avril (1950-2008).

Si les ruptures de stationnarité survenues pendant la décennie 1970 peuvent relever aussi bien d'une augmentation que d'une baisse thermique, les ruptures rencontrées pendant la décennie 1990 sont toutes positives. Cela se confirme avec la rupture positive de 1990-1991 (saut variant entre +0,5°C et +0,7°C) qui s'est introduite au large du Maroc septentrional et de la Péninsule Ibérique (Figure 30-a). Il en est de même pour l'intervention de la rupture de 1994 détectée au-dessus des eaux atlantiques marocaines. En effet, cette année qui représente la seule année de rupture dans cette zone, date une augmentation de la moyenne qui se chiffre entre +0,5°C et +0,94°C. La fin des années 1990 (l'année 1997) constitue également une année de rupture positive dans l'ouest mauritanien, qui accompagne une forte augmentation des températures qui varie de +1°C à +1,5°C (Figure 30-e). Le reste du territoire mauritanien (excepté l'extrême sud) a connu également une rupture positive unique à chaque fois pour la zone concernée. 1982 date la rupture positive

(autour de $+1^{\circ}\text{C}$) enregistrée au nord (région Tiris-Zemmour), tandis que l'année 1979 date la rupture positive (augmentation supérieure à $+1,5^{\circ}\text{C}$) observée dans les régions comprises entre cap Blanc et cap Timiris et limitées à l'est par la partie orientale de l'Adrar (Figure 30-a, e).

La chronologie des ruptures pendant le mois de **mai** montre que la décennie 1970 est ponctuée de deux ruptures principales qui ont affecté les mêmes zones qu'en avril, mais avec une couverture spatiale qui inclue toute la moitié ouest de la Mauritanie en plus du sud du Sahara marocain. Ces zones ont connu une première rupture négative caractérisée par une baisse qui s'échelonne entre $-0,5^{\circ}\text{C}$ et $-0,9^{\circ}\text{C}$ sur l'aire qui couvre les eaux océaniques mauritaniennes. La baisse de la moyenne consécutive à cette rupture est encore plus marquée dans la partie sud-ouest de la Mauritanie ($-1,3^{\circ}\text{C}$). Elle l'est davantage au nord du Maroc et sur la côte centrale (vers Cap Ghir 31°N) ainsi qu'au Sahara (jusqu'à $-1,8^{\circ}\text{C}$) (Figure 31-a, e).

Dans ces secteurs excepté le nord marocain, une remontée des températures survient à partir de 1976 ou de 1977 selon les points de maille, ou encore en 1978 dans le Sahara marocain et son littoral. Elle réinstalle en quelque sorte les conditions thermiques préexistantes au cours de la première sous-période en élevant la moyenne des températures de $+0,7^{\circ}\text{C}$ à $+1,2^{\circ}\text{C}$ (Figure 31-b, f).

Au large du Maroc, en partant du nord et en allant jusqu'au sud de l'Archipel de Madère (vers la latitude $29,92^{\circ}\text{N}$), se profile une aire dont les séries chronologiques des températures en mois de mai présentent des ruptures de stationnarité plus précoces. Il s'agit notamment de la rupture négative dès 1966, qui intéresse la majorité des points de mesure présente dans cette aire. Cette rupture est associée à un recul de la moyenne qui varie entre $-0,5^{\circ}\text{C}$ et $-0,9^{\circ}\text{C}$ en tournant majoritairement autour de $-0,6^{\circ}\text{C}$ (Figure 31-a, e). Elle est suivie d'une rupture positive qui a eu lieu en 1986 dans la moitié est de cette aire qui s'étire à l'avènement de cette rupture pour couvrir en plus le nord du Maroc. La partie ouest de cette aire a enregistré également une rupture positive mais en 1994 (Figure 31-b). L'intensité de la rupture est similaire partout ($+0,6^{\circ}\text{C}$ en moyenne), sauf au nord du Maroc où la hausse de la moyenne est d'environ $+1,9^{\circ}\text{C}$ (Figure 31-f).

La zone des îles Canaries se démarque du reste du domaine étudié par son schéma d'évolution interannuelle sensiblement différent (Figure 31-a, b, c). A l'exception de Furteventura et Gran Canaria situées à l'est, cette zone se distingue par une concentration de fluctuations de la moyenne au cours d'une courte période (1986- 1994). La figure 32 qui illustre les découpages valides retenus par l'algorithme de la segmentation, met l'accent plus particulièrement sur la rupture principale qui s'est produite en 1986. Si l'on tient compte des trois découpages valides, après une première sous-période 1950-1986, pendant laquelle la courbe de tendance linéaire se caractérise par une pente négative de $-0,55^{\circ}\text{C}$, le saut associé à cette première rupture est estimé à $+0,828^{\circ}\text{C}$. Autour d'une moyenne de $19,09^{\circ}\text{C}$, la deuxième sous-période s'achève précipitamment en association à la rupture de 1991 qui marque une baisse de $-0,9^{\circ}\text{C}$. A partir de 1994, la température augmente encore une fois pour se stabiliser jusqu'en 2008 à une moyenne de $18,94^{\circ}\text{C}$ (saut de $+0,84^{\circ}\text{C}$) (Figure 32).

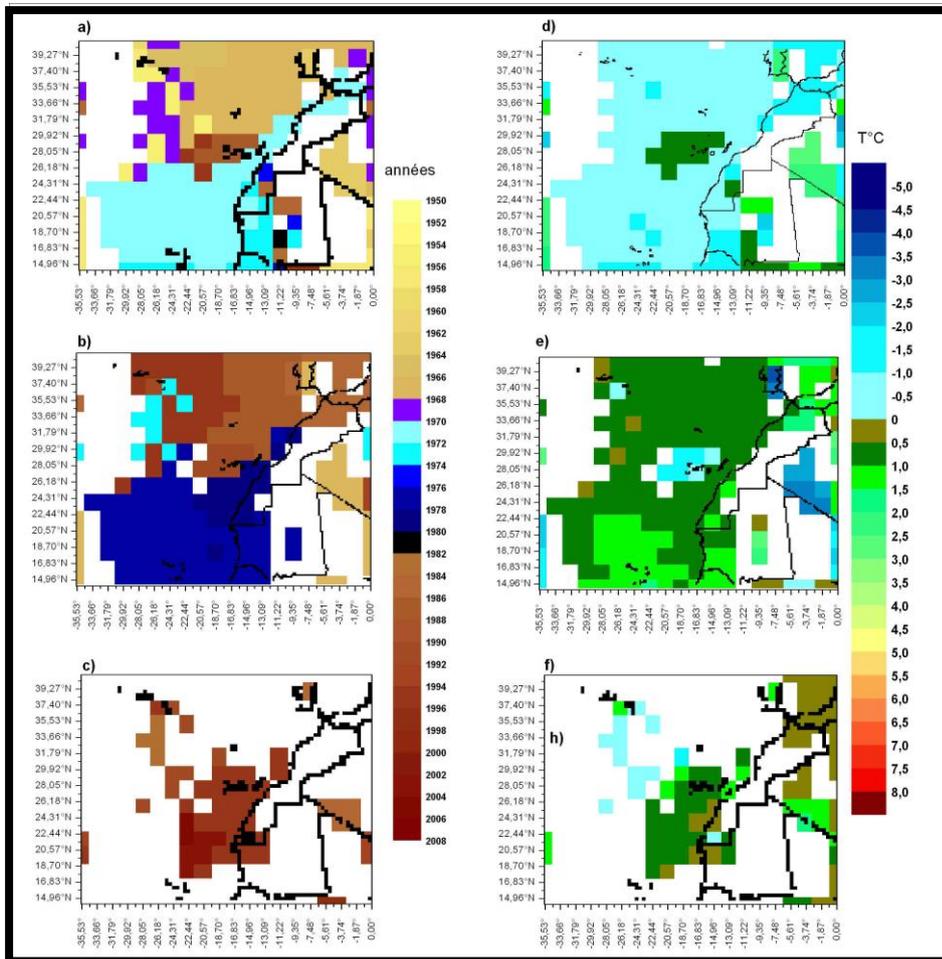


Figure 31. Spatialisation des résultats de la segmentation selon Hubert appliquée sur les moyennes mensuelles des températures de l'air en mai (1950-2008).

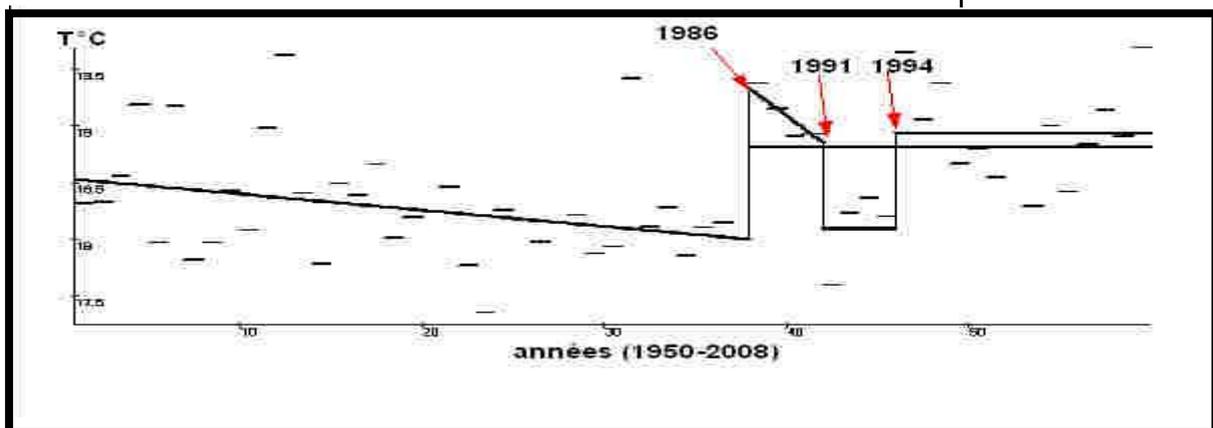


Figure 32. Segmentation selon Hubert de la série 1950-2008 des températures du mois de mai au niveau des canaries (29,92°N / 16,83°O)

Enfin, les deux années 1994 et 2002 - selon les points de grille- constituent les dernières dates de ruptures (positives) pour l'aire qui s'étend de l'intersection sud du Sahara marocain/nord-ouest de la Mauritanie, jusqu'aux eaux océaniques avoisinantes (Figure 31).

2.2.3. L'évolution interannuelle des températures pendant l'été : la saison qui accueille les deux premiers records de réchauffement.

2.2.3.1. Les régressions linéaires des températures pendant l'été : une variabilité spatiale qui fait apparaître un fort réchauffement du Sahara marocain.

Au-delà d'une variabilité intra-saisonnière très marquée pendant l'été, cette saison abrite le mois qui enregistre le réchauffement le plus marqué de toute l'année. Il s'agit du mois de **juin** pendant lequel le réchauffement se situe entre $+2,4^{\circ}\text{C}$ et $3,1^{\circ}\text{C}$ dans tout le Sahara marocain (Figure 33-a). Pendant ce même mois, est enregistré le réchauffement des températures de l'air au-dessus de l'océan le plus marqué, juste après le réchauffement observé en décembre. Un réchauffement qui dépasse $+1^{\circ}\text{C}$ entre 1950 et 2008, que l'on peut observer au-dessus des eaux océaniques limitrophes du Sahara marocain. La région du nord du Maroc se classe en deuxième position après le Sahara en terme d'intensité du réchauffement, avec une pente de tendance linéaire chiffrée jusqu'à $+2,3^{\circ}\text{C}$ dans la région orientale, et $+1,8^{\circ}\text{C}$ au niveau de la Presqu'île tangitaine (Figure 33-a). Entre ces deux zones (Sahara et nord du Maroc), l'augmentation des températures est moindre mais reste très significative en dépassant partout $+0,9^{\circ}\text{C}$. La Mauritanie également a vu ses températures augmenter significativement (entre $+0,7^{\circ}\text{C}$ et $+1,4^{\circ}\text{C}$), mais exclusivement dans sa partie nord-ouest limitrophe du Sahara marocain.

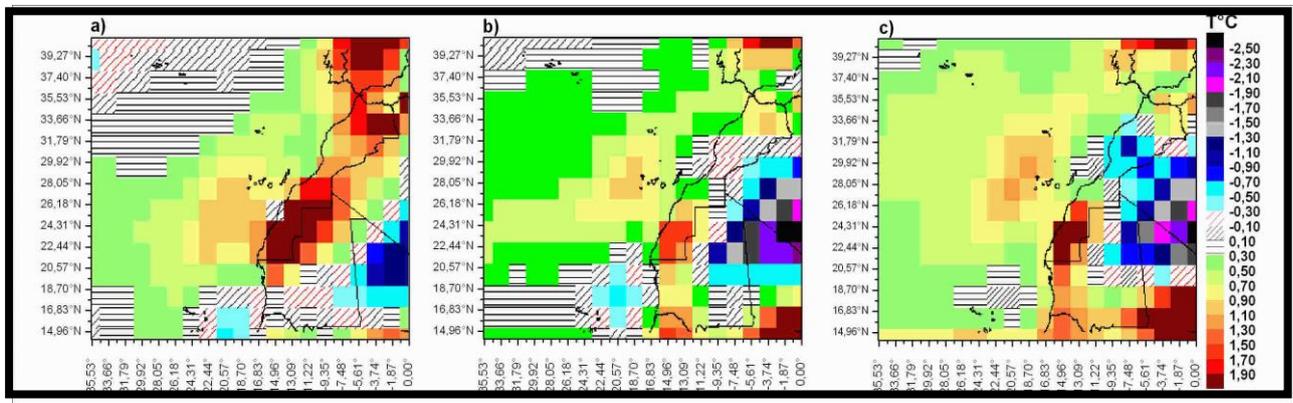


Figure 33. L'évolution des températures de l'air à 2 m en été (1950-2008).

a) juin, b) juillet, c) août.

La tendance de fond des températures en **juillet** est marquée par l'hétérogénéité tant sur le continent qu'au-dessus de l'océan (Figure 33-b). Sur le continent, trois zones se distinguent, en fonction de l'intensité de la tendance. La première qui se localise au nord du Maroc (Figure 33-b), se caractérise par une tendance positive comprise entre $+0,7^{\circ}\text{C}$ et $+1,05^{\circ}\text{C}$. La seconde zone comprise entre le Sahara marocain et le sud-ouest de la Mauritanie, a connu un réchauffement plus sensible qui oscille entre $+0,5^{\circ}\text{C}$ et $+1,6^{\circ}\text{C}$. Singularisée par une tendance négative, la zone qui comprend le nord du Hodh Echargui et

l'est des régions Tiris-Zemmour et Adrar (carte dépliant 1) a vu ses températures diminuer de $-0,5^{\circ}\text{C}$ à $-1,5^{\circ}\text{C}$.

Au-dessus de l'Atlantique, la tendance à la hausse est prédominante sauf près de la Mauritanie ($-0,5$ comme diminution maximale). La seule zone qui s'individualise avec une tendance significative à la hausse se situe au niveau des Îles Canaries notamment à leur ouest où près de La Palma et El Hierro, les températures gagnent $+0,95^{\circ}\text{C}$ pendant les 59 ans d'étude.

La configuration spatiale de la tendance de fond des températures observée à la fin de la saison estivale (août) est très proche de celle observée pendant le mois précédent (Figure 33-c). Les mêmes tendances observées en juillet sont accentuées pendant le mois d'août. C'est le cas notamment du Sahara marocain qui enregistre le second record de réchauffement après le mois de juin avec $+ 2,3^{\circ}\text{C}$. L'aire touchée par ce réchauffement s'étale davantage en comparaison avec juillet, sur tout l'extrême sud mauritanien. La troisième zone située au nord-est de la Mauritanie et dont on avait individualisé la tendance à la baisse des températures en juillet, se prolonge davantage vers le nord, en couvrant ainsi le centre du Maroc entre Casablanca et Tarfaya en passant par le Haut Atlas et l'Anti-Atlas, où la baisse thermique varie entre $-0,5^{\circ}\text{C}$ et $-0,9^{\circ}\text{C}$.

Sur l'océan, le réchauffement est plus prononcé qu'en juin et juillet, en termes d'intensité et d'extension spatiale. C'est plus particulièrement au niveau des Canaries et de la côte saharienne que les températures montent le plus avec respectivement $+1,1^{\circ}\text{C}$ et $+0,9^{\circ}\text{C}$.

2.2.3.2. La segmentation selon Hubert appliquée sur les moyennes des trois mois de l'été : la singularité des années 1990.

Autour des Iles Canaries, dans l'extrême sud-ouest mauritanien et dans les régions marocaines 3, 4, 5, 7, 10, 12, 13, 14 et 15 (carte dépliant 1), se dessinent trois zones qui se caractérisent par l'avènement d'une première rupture positive qui s'est produite entre 1986 et 2000 en ce qui concerne le Maroc et les Canaries, et en 1957 en ce qui concerne la Mauritanie (Figure 34-a, e). Hormis ces trois zones, tout le domaine d'étude enregistre une rupture négative des températures pendant le mois de **juin**. Ce sont des ruptures qui datent généralement de 1955 à 1957 sauf au large où celles-ci ont eu lieu en 1968 ou en 1970. Il est important de noter qu'encore une fois, l'intérieur de la Mauritanie, dont l'étude de la régression linéaire avait montré une tendance négative mais pas significative, se singularise suite à cette première rupture par une baisse très marquée de la moyenne thermique. En effet, au moment où la différence entre la moyenne de la première sous-période et la seconde sous-période atteint jusqu'à $-2,5^{\circ}\text{C}$ en Mauritanie, elle varie entre $-0,5^{\circ}\text{C}$ et $-0,9^{\circ}\text{C}$ au-dessus des autres zones ayant connu une rupture négative.

Les figures qui soulignent les deuxièmes et les troisièmes ruptures relevées pendant le mois de juin (Figure 34-b, c), mettent la lumière plus particulièrement sur le Sahara marocain et sa zone océanique limitrophe. Dans cette zone, consécutivement à l'unique rupture positive enregistrée en tout début des années 1950, la moyenne des températures des sous-

périodes identifiées à l'aide de la segmentation n'a cessé d'augmenter. Deux augmentations de la moyenne sont ainsi identifiées respectivement en 1978, puis en 1994.

Au large, partant de la latitude 33,66°N jusqu'au sud de la zone d'étude, c'est la décennie 1970 qui ressort comme une période de transition. Partout au large, la première rupture est négative. Elle date de 1968 jusqu'au large parallèlement à la moitié sud du Sahara marocain. Parallèlement à la moitié sud du Sahara et du nord de la Mauritanie, cette rupture date de 1970, tandis qu'elle a eu lieu en 1957 au large parallèle au sud de la Mauritanie. La seconde rupture (positive) s'est manifestée en 1974 en ce qui concerne la zone située au large entre 31,79°N et 22,44°N. Au sud de cette zone, toujours au large, la seconde rupture s'est produite en 1978. Enfin, c'est uniquement au large de la Mauritanie, qu'une troisième rupture a succédé à celle de 1978. Elle date de 1990 et exprime une péjoration thermique de l'ordre de -0,9°C (Figure 34-c, g).

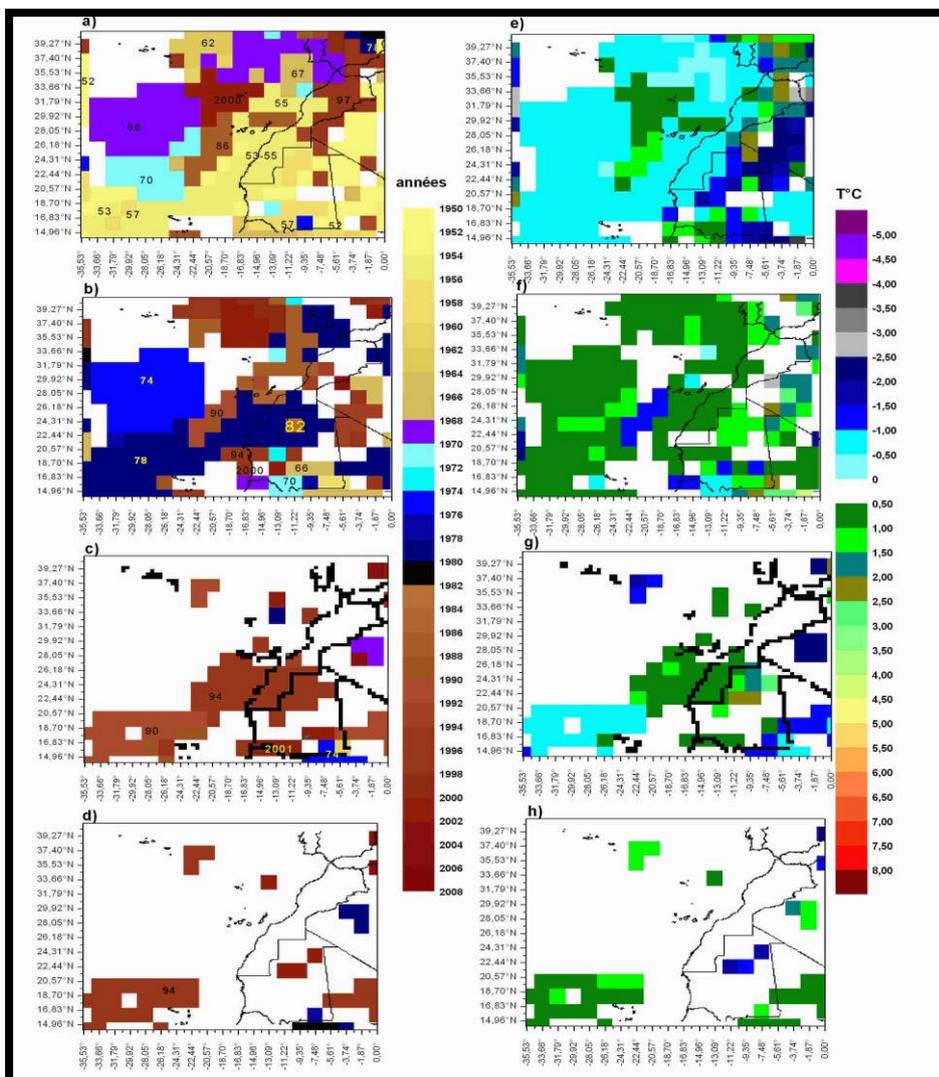


Figure 34. Spatialisation des résultats de la segmentation selon Hubert appliquée sur les moyennes mensuelles des températures de l'air en juin (1950-2008).

L'application de la méthode de la segmentation d'Hubert sur les moyennes thermiques du mois de juillet de 1950 à 2008, fait apparaître la décennie 1990 et le début des années

2000 comme étant une période principale de transition (Figure 35-a, b, c, d). Ce cas de figure est plus particulièrement vérifié au-dessus de l'Atlantique. La figure 35-a et x-e qui synthétisent respectivement la distribution spatiale et temporelle des premières années de rupture, et la différence de moyenne entre les deux sous-périodes sous-jacentes, mettent en évidence une rupture positive unique qui s'est produite, selon les points de maille, entre 1994 et 2002, sur toute la zone océanique marocaine, hormis la côte centrale (entre cap Ghir et cap Juby), ainsi que sur la zone côtière centrale de la Mauritanie. Sur la même figure, on peut observer qu'au dessus des eaux océaniques sud sahariennes et mauritaniennes, les températures de l'air ont connu un premier basculement de la moyenne vers la baisse ($-0,6^{\circ}\text{C}$), majoritairement en 1955 (Figure 35-a, e). Tout au sud de cette zone, la rupture négative ne s'est manifestée qu'en 1970 ($-0,6^{\circ}\text{C}$). L'observation des trois figures qui représentent les trois ruptures suivantes (Figure 35-b, c, d) rend perceptible une forte variabilité interannuelle au-dessus de cette dernière zone, dont les séries chronologiques sont ponctuées par plusieurs fluctuations. En ce qui concerne les fluctuations observées pendant la décennie 1990, une négative est identifiée en 1990, notamment au large de la Mauritanie. Les années 1994 et 1997 datent en revanche, l'intervention de ruptures positives (l'une ou l'autre) qui ont succédé à celle de 1990 (Figure 35).

Sur le continent, la décennie 1990 et la période 2000-2002 sont représentatives d'une période de basculement vers des températures plus chaudes. Ceci est observable sur la quasi-totalité de la Mauritanie, ainsi qu'à l'extrême nord du Maroc (Figures 35-a, b, c, d). Certaines zones qui ont enregistré un réchauffement à partir des années 1990, avaient connu antérieurement une baisse de la moyenne thermique en 1970, ce qui est le cas notamment du sud-est de la Mauritanie (Figure 35-a, b). Le Maroc quant à lui, hormis le nord et la partie saharienne, se caractérise par une évolution interannuelle ponctuée des changements de moyennes survenant pendant la décennie 1970. En somme, la zone atlantique située entre les parallèles $33,66^{\circ}\text{N}$ et $28,05^{\circ}\text{N}$ a connu une rupture négative en 1970 (jusqu'à $-2,9^{\circ}\text{C}$) (Figure 35-b, f). Vers l'est, à la frontière avec l'Algérie et la Mauritanie, la première rupture a eu lieu en 1976 (Figure 35-a). Elle est négative et traduit une baisse importante (-3°C). Ensuite la moyenne thermique a augmenté en 1979 avec une reprise d'environ 2°C .

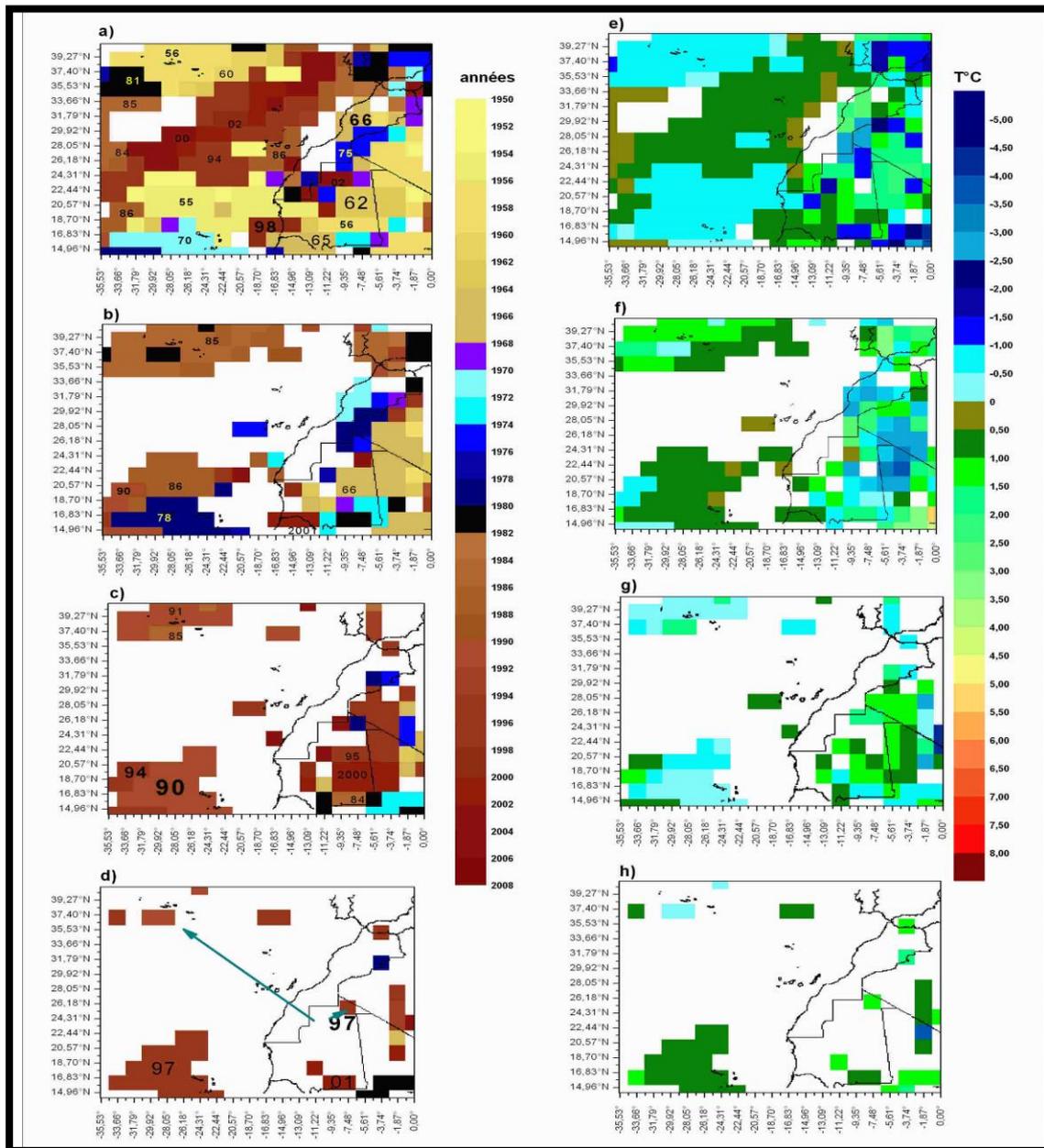


Figure 35. Spatialisation des résultats de la segmentation selon Hubert appliquée sur les moyennes mensuelles **des températures de l'air en juillet** (1950-2008).

Durant le mois d'**août**, les fluctuations des températures de l'air, notamment au-dessus de l'Atlantique, s'observent davantage pendant la décennie 1980 (Figure 36-a, b). Le rapprochement entre les résultats de la régression linéaire (Figure 36-c) et ceux de la segmentation (Figure 36), permet de mettre en relation le réchauffement constaté au-dessus des eaux océaniques marocaines, avec une rupture positive survenue, selon les points de grille entre 1984 et 1987. Au large de la Mauritanie, une rupture positive s'est produite pendant cette même décennie (1986). Elle est suivie par une rupture négative en 1990 (-1,2°C), puis une deuxième rupture positive en 1994 (+0,9°C) (Figure 36-b, f).

2.2.4. L'évolution interannuelle des températures pendant l'automne.

2.2.4.1. Les régressions linéaires pendant l'automne : des similitudes avec l'évolution hivernale.

La tendance de fond suivie par les températures de l'air pendant la saison intermédiaire automnale entre 1950 et 2008, met en évidence un réchauffement généralisé au-dessus de l'Atlantique. Les plus fortes tendances se concentrent le long de la côte mauritanienne et autour des Iles Canaries (Figure 37). Le réchauffement le plus confirmé est observé en novembre avec une augmentation de $+1,7^{\circ}\text{C}$ sur la côte mauritanienne (Figure 37-c). Pour cette même zone, le réchauffement est de $+1,3^{\circ}\text{C}$ et de $+1,5^{\circ}\text{C}$ respectivement en septembre et octobre. Autour des Canaries, c'est encore le mois de novembre qui enregistre le réchauffement le plus prononcé avec un maximum de $+1,2^{\circ}\text{C}$, tandis qu'il ne dépasse pas $+0,9^{\circ}\text{C}$ à $+1^{\circ}\text{C}$ en septembre et en octobre.

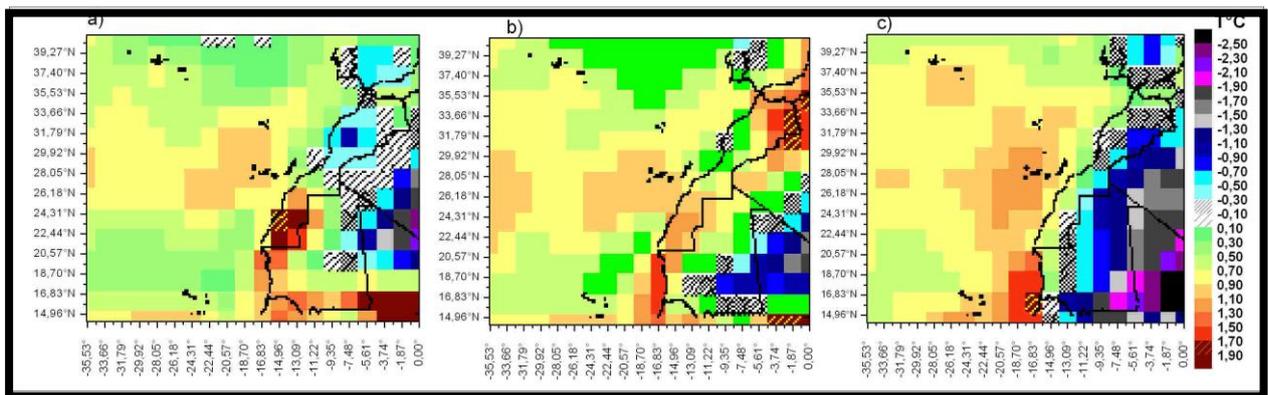


Figure 37. L'évolution automnale des températures de l'air à 2 m (1950-2008).

a) septembre, b) octobre, c) novembre.

Sur le continent, la configuration géographique et temporelle de la tendance de fond montre des dissemblances intra-saisonniers mais aussi spatiales au sein du même mois. En **septembre**, un contraste nord / sud est clairement établi entre d'un côté, le Sahara marocain et la Mauritanie, dont les températures connaissent une tendance à la hausse, et de l'autre côté, tout le territoire marocain (hormis l'extrême nord-est) en partant du nord, jusqu'à la latitude $28,05^{\circ}\text{N}$ qui contrairement, enregistre une tendance à la baisse des températures. Nous soulignons que c'est le Sahara marocain qui enregistre la hausse thermique la plus intense comparativement au reste de l'automne, avec une pente de la courbe de régression estimée à $+2,1^{\circ}\text{C}$ entre 1950 et 2008 (Figure 37-a). Le domaine atlantique de la Mauritanie, ainsi que le sud de celle-ci accusent une augmentation qui s'élève à $+1,5^{\circ}\text{C}$

En **octobre**, la tendance au réchauffement prédomine sur le continent si l'on en exclut l'extrême sud-est mauritanien qui connaît un refroidissement ($-1,2^{\circ}\text{C}$) (Figure 37-b). La tendance à la hausse la plus confirmée est observée à l'extrême est du Maroc et elle avoisine $+1,8^{\circ}\text{C}$. La deuxième zone qui connaît un réchauffement important est le Sahara avec une augmentation de $+1,4^{\circ}\text{C}$ pendant les 59 années d'étude.

L'évolution interannuelle des températures de l'air sur le continent en mois de **novembre**, se rapproche sensiblement de celle qu'on avait observée en mois de janvier (Figure 22-b). Le point commun est la tendance au refroidissement qui intéresse les deux pays. Seule la bande littorale échappe à ce refroidissement avec des tendances positives qui ne sont significatives qu'au sud de la latitude $28,08^{\circ}\text{N}$ (en face des Canaries). Le refroidissement est très marqué dans l'est et le sud mauritaniens, où la pente entre 1950 et 2008 atteint jusqu'à $-2,3^{\circ}\text{C}$ (Figure 37-c).

2.2.4.2. La segmentation d'Hubert en automne : forte présence des années 1990 au-dessus de l'océan comme période de rupture.

La segmentation selon Hubert appliquée sur les moyennes mensuelles des températures du mois de **septembre** de 1950 à 2008 informe sur une grande variabilité interannuelle et sur des disparités régionales. La décennie 1990 suivie par les années 2000 et 2002, constituent une période de transition majeure que ce soit au-dessus des eaux océaniques ou sur le continent (Figure 38-a, b, c, d). Les changements observés pendant cette période se traduisent majoritairement par une augmentation de la moyenne thermique qui semble plus intense sur le continent. La seule année qui traduit une tendance au refroidissement pendant la décennie 1990, est l'année 1991 à partir de laquelle, la température baisse de $-4,5^{\circ}\text{C}$ au nord du Maroc (Figure 38-b, f).

Avec une couverture spatiale moins étendue, les années 1970 figurent également comme une période de transition notamment au-dessus de l'Atlantique où les années 1975 ou 1976 marquent une rupture positive. Il en est de même au nord du Maroc qui a enregistré sa première rupture positive en 1976 (Figure 38-a et e). Bien que présente d'une manière très sporadique, l'année 1973, que nous pouvons observer sur les figures 38-a, b et c respectivement au large du Maroc septentrional, au niveau du proche océan saharien et mauritanien, puis à l'intérieur de la Mauritanie, enregistre quant à elle une rupture négative des températures pendant le mois de septembre.

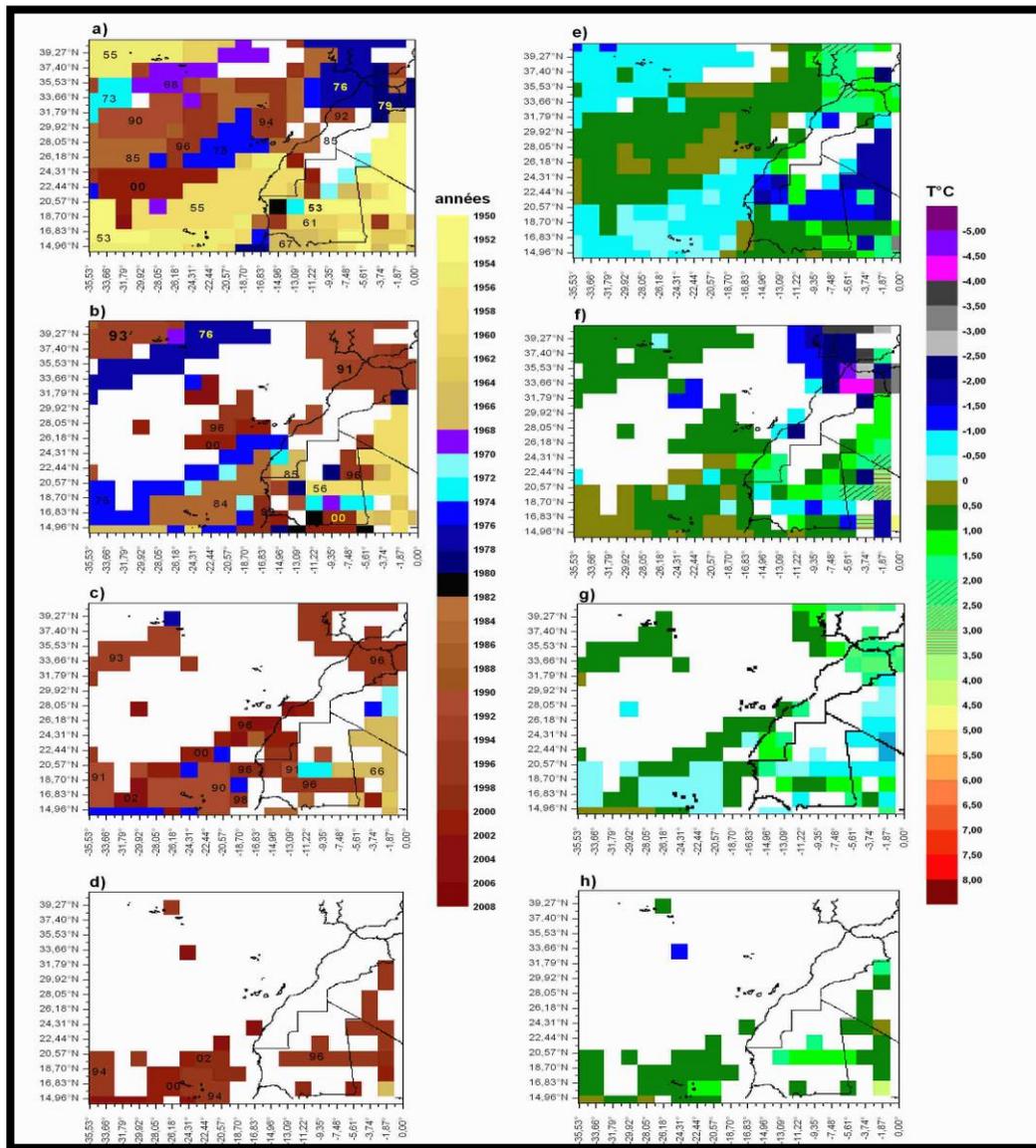


Figure 38. Spatialisation des résultats de la segmentation selon Hubert appliquée sur les moyennes mensuelles des températures de l'air en septembre (1950-2008).

Schématiquement, le recouplement entre les tendances linéaires et les découpages obtenus via la segmentation relie le fort réchauffement constaté au Sahara marocain à la succession de deux ruptures positives en 1985 (Figure 38-b) et en 1996 (Figure 38-c). Ce même schéma se vérifie pour la zone des Iles Canaries qui enregistre le réchauffement le plus fort concernant les températures au-dessus de l'Atlantique. Bien que l'ordre chronologique ne soit pas identique, cette zone n'a connu que des ruptures positives enregistrées en 1976, 1994, 1996 ou 2000 selon les points de maille.

La distribution des ruptures pendant le mois d'octobre met en évidence deux premières ruptures qui n'ont intéressé que le sud-est de la Mauritanie et les températures au-dessus des eaux océaniques de celle-ci (Figure 39-a). Cela commence en 1956 avec une rupture

associée à une baisse de la moyenne d'environ $-0,8^{\circ}\text{C}$ au-dessus de l'Atlantique mauritanien (Figure 39-e), mais à une augmentation de la moyenne au sud-est mauritanien. Pour ces deux zones, la rupture postérieure s'est produite en 1966, traduisant inversement une amélioration thermique au-dessus de l'océan et une baisse au sud-est mauritanien (Figure 39-b, f).

Sur tout le domaine d'étude, les ruptures enregistrées pendant la décennie 1970 paraissent marginales en termes de couverture spatiale, par rapport à celles enregistrées pendant la décennie 1990 et les années 2000 et 2002. On peut en compter deux; la première est celle de 1973 qui s'associe à une baisse des températures, tandis que la deuxième date de 1975, et traduit une hausse des températures.

Ce qui caractérise les ruptures survenues pendant la période 1990-2002 est qu'elles sont toutes positives à l'exception de celle enregistrée en 1991. La deuxième caractéristique est que la quasi-totalité du domaine d'étude a enregistré au moins une rupture positive pendant cette période.

La figure 40-e qui représente la spatialisation du premier saut enregistré lors de la première rupture pendant le mois de **novembre**, fait ressortir la même dissymétrie continent / océan observée auparavant dans la figure 37-c. Il apparaît que les températures de l'air ont entamé une baisse dès le début de la deuxième moitié du 20ème siècle (1956) sur les zones côtières et tout le continent à l'exception de la moitié sud-est de la Mauritanie. La différence de moyenne entre la première et la seconde sous-période dépasse -4°C par endroit (Figure 40-e). Cette rupture a intéressé également les températures au-dessus des eaux océaniques avoisinant le Sahara et la Mauritanie mais en s'associant à une baisse thermique moins importante ($-0,8^{\circ}\text{C}$). La première rupture observée en 1970 ou en 1974 au sud-est mauritanien a été également négative et s'est accompagnée d'une chute allant jusqu'à $-2,5^{\circ}\text{C}$ (Figure 40-a, e). Bien qu'un changement positif de la moyenne se soit introduit dès 1966 dans cette même zone du continent qui a connu la première rupture négative en 1955, la reprise située majoritairement entre $+1^{\circ}\text{C}$ et $+1,8^{\circ}\text{C}$ n'a pas suffi pour rétablir les conditions thermiques préexistantes avant la rupture de 1956.

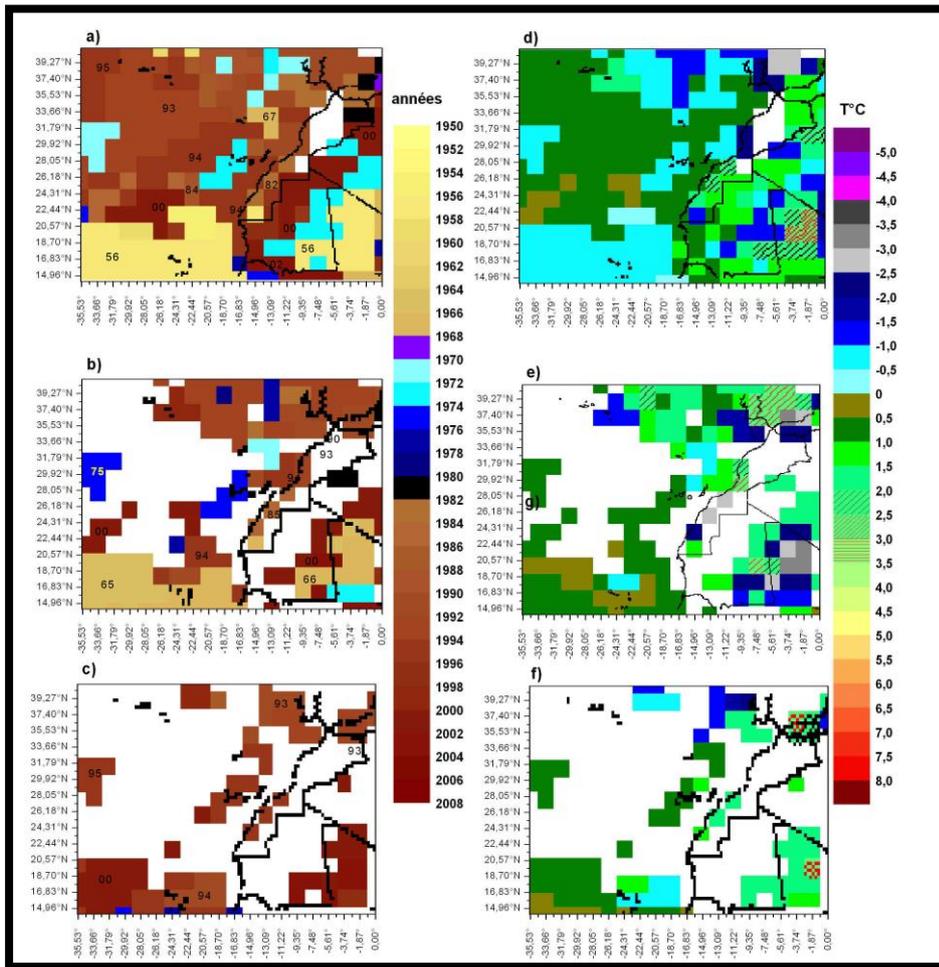


Figure 39. Spatialisation des résultats de la segmentation selon Hubert appliquée sur les moyennes mensuelles des températures de l'air en octobre (1950-2008).

Sur l'océan, hormis quelques zones très restreintes ayant enregistré une rupture positive soit en 1975 soit en 1977, tout le domaine océanique a vu ses températures de l'air augmenter pendant la décennie 1990 suite à des ruptures survenues principalement en 1994 ou en 1995 selon les zones. Nous soulignons enfin que la côte mauritanienne et la zone des Canaries qui ressortent dans la figure 40-c comme les zones océaniques ayant enregistré le plus fort réchauffement, ont enregistré une rupture positive en 1994.

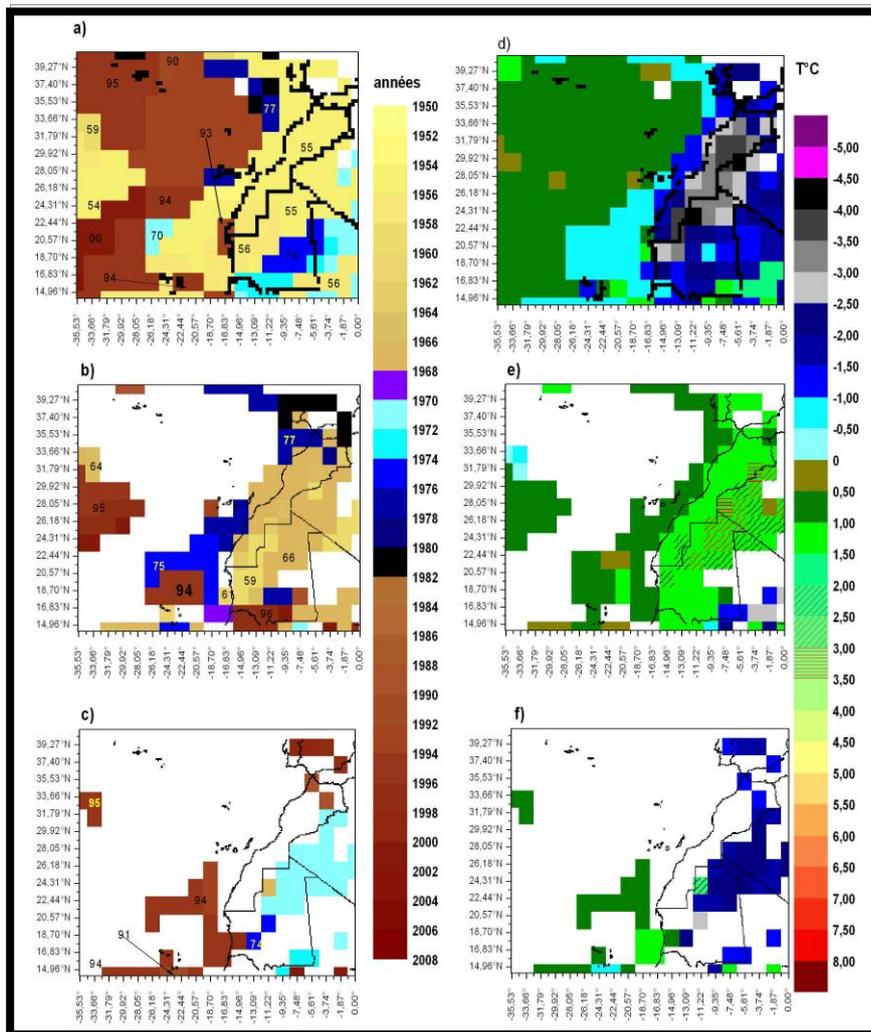


Figure 40. Spatialisation des résultats de la segmentation selon Hubert appliquée sur les moyennes mensuelles des températures de l'air en novembre (1950-2008).

Résumé.

L'analyse des résultats issus des régressions linéaires des températures de l'air à l'échelle mensuelle fait état d'une grande hétérogénéité spatiale, et d'une forte variabilité intra-saisonnière.

Sur le plan spatial, la tendance au réchauffement est plus constante au fil des mois au-dessus de l'Atlantique que sur le continent. Pour certains mois comme novembre et janvier, une dissymétrie quasi-absolue est observée entre l'air océanique qui se réchauffe et l'air continental affecté par une tendance au refroidissement. Au-dessus de l'océan atlantique, la zone des Canaries, ainsi que la côte mauritanienne se distinguent par une augmentation plus marquée des températures. Entre le Maroc et la Mauritanie, c'est le Maroc notamment la zone saharienne qui se réchauffe le plus. Ceci est vérifié en termes de couverture spatiale du réchauffement et de son intensité.

Malgré la grande variabilité intra-saisonnière et inter-saisonnière, on peut distinguer la saison estivale comme étant la saison qui atteint les records de réchauffement. Dans le Sahara marocain, les mois de juin et août enregistrent des augmentations des températures qui atteignent respectivement + 3,1°C et + 2,33°C. Le mois d'avril enregistre le troisième record de réchauffement observé également dans le Sahara avec + 2,02°C. En termes de refroidissement, les deux mois de janvier et novembre paraissent comme étant les mois ayant enregistré le refroidissement le plus marqué.

La segmentation d'Hubert appliquée sur les moyennes mensuelles fait apparaître deux périodes principales de changement de la moyenne des températures. La première concerne la décennie 1970 et la seconde concerne la décennie 1990.

Au sein de la décennie 1970, deux dates clés caractérisent l'évolution des températures. Dans un premier temps, une rupture traduisant une baisse des températures s'est produite entre 1970 et 1972. Elle est détectée notamment en hiver et pendant le printemps au-dessus du proche Atlantique saharien et mauritanien. Avec moins de constance au fil des mois, cette même rupture est observable en Mauritanie notamment dans le sud, et sur la bande côtière marocaine pendant les deux saisons d'hiver et du printemps. Dans un deuxième temps, la fin de la décennie 1970 est plutôt synonyme de réchauffement. En concernant toutes les saisons, elle est observable notamment au-dessus de l'océan au niveau de la bande côtière marocaine, et au-dessus des eaux océaniques saharienne et mauritanienne.

Au sein de la décennie 1990, une première rupture négative qui date de 1990-1991 caractérise les séries chronologiques des températures au-dessus de l'océan mauritanien en été. La couverture de la rupture positive située entre 1994 et le début des années 2000 (mais notamment en 1994) est plus étendue autant sur le plan spatial que temporel. Elle a intéressé les températures de l'air océanique dans leur totalité. Tandis que pour le continent, elle a été détectée surtout en Mauritanie, alors qu'au Maroc, on la retrouve uniquement en automne.

Conclusion du chapitre

Le diagnostic de la variabilité inter-annuelle des températures de l'air, basé sur l'étude des tendances linéaires d'une part, et sur la méthode de segmentation selon Hubert d'autre part, permet de constater que la période 1950-2008 a été riche en termes de fluctuations des températures en Afrique du nord-ouest et son proche océan. Ces fluctuations révèlent des signatures spatiales et temporelles distinctes.

Définir la période de l'année pendant laquelle les tendances sont les plus marquées : disparité spatiale et temporelle.

Les records d'intensité de réchauffement sont observés dans le Sahara marocain et au Maroc nord-oriental. Néanmoins, le réchauffement est plus constant au-dessus de l'océan que sur le continent. Que ce soit sur les plans annuel ou mensuel, la tendance positive des températures de l'air est prédominante au-dessus de l'océan. Toujours au-dessus de l'Atlantique, en considérant la tendance à l'échelle annuelle ou mensuelle, la zone des Canaries apparaît comme celle qui se réchauffe le plus fortement. Elle est suivie par la côte immédiate mauritanienne qui affiche un fort réchauffement à l'échelle annuelle, et mensuelle en ce qui concerne la période hivernale (DJF), et automnale (SON), ainsi qu'en avril dans une moindre mesure.

En termes de variabilité inter-saisonnière, il est net que les tendances relevées à l'échelle annuelle sont plutôt amputables à deux saisons successives, à savoir l'automne et l'hiver dont les tendances enregistrées au-dessus de l'océan sont très similaires à celle enregistrée à l'échelle annuelle.

Sur le Continent la signature du changement thermique oppose selon l'échelle temporelle et le mois considérés certaines régions à d'autres. Mais, avant de rappeler la divergence de ces tendances, il nous paraît important de souligner la grande variabilité intra-saisonnière que laisse apparaître l'étude des tendances linéaires, notamment en ce qui concerne le continent. Cela nous conforte dans le choix de privilégier, dans cette étude les moyennes mensuelles plutôt que les moyennes saisonnières. Ainsi, lorsque la spatialisation des résultats de la tendance linéaire à l'échelle annuelle, montre une homogénéité au Maroc qui connaît un réchauffement graduel mais généralisé, la Mauritanie semble divisée en deux espaces dont le premier qui distingue tout l'ouest, se réchauffe, et le second qui individualise la partie est, connaît une tendance négative mais très faible. Ce même schéma figure en décembre, février, juin, octobre et mars. En janvier et novembre, la tendance au refroidissement est majoritaire sur le continent (excepté une fine bande littorale atlantique). La configuration spatiale du changement thermique paraît plus complexe au cours des autres mois. En juillet, août, et septembre la tendance négative paraît s'étendre du nord-est mauritanien jusqu'à la côte centrale marocaine. Au sein du printemps, avril enregistre sur tout le continent (excepté l'extrême sud-est de la Mauritanie où la tendance négative n'est

pas significative), un fort réchauffement. En mai, la tendance linéaire fait apparaître une région à tendance négative mais non significative au sud-est mauritanien, une région dont la tendance nette est au refroidissement, située au niveau de la côte centrale marocaine, et deux zones dont les températures montrent une forte tendance à la hausse, à savoir le nord-est marocain et les trois quarts du territoire mauritanien.

Le réchauffement constaté au Maroc est supérieur au réchauffement moyen annuel planétaire.

Le réchauffement annuel diagnostiqué au Maroc et sur les trois quarts nord de la Mauritanie, est plus sensible que le réchauffement annuel moyen planétaire chiffré au cours de la période 1906-2006 à $+0,7^{\circ}\text{C}$, et au cours de la période 1956-2006 à $+0,65^{\circ}\text{C}$. Il s'avère également, comme l'avait souligné le rapport du GIEC de 2007, que les terres émergées se réchauffent plus fortement que les océans si l'on considère l'évolution moyenne annuelle, dans la mesure où lorsque réchauffement y a, les foyers les plus intenses se trouvent sur le continent. En revanche, à l'échelle mensuelle, ce constat (qui attribue un plus fort réchauffement aux terres émergées) n'est pas toujours vérifié.

Le refroidissement constaté dans la Mauritanie sahélienne orientale s'inscrit dans la variabilité régionale qui caractérise les évolutions thermiques contemporaines. Pour rappel, nous avons préalablement mentionné dans l'introduction de ce chapitre la divergence des tendances des températures entre l'Arctique oriental et l'Arctique occidental. Ce refroidissement rejoint également celui observé en Méditerranée orientale (Homar et al, 2010), au niveau des côtes nord-américaines bordant le Labrador, ainsi qu'en Europe du Danube (Cassou, 2004).

Des hypothèses pour expliquer les tendances observées : forçages externes et internes.

Bien qu'il ne s'agisse pas du même paramètre, le rapprochement peut être fait entre les tendances constatées pour une part, des Températures de Surface Marine (TSM) et d'autre part, des températures de l'air. Force est de constater que les tendances des deux paramètres sont similaires. Entre 1982 et 2007, Les TSM de l'Atlantique tropical nord ont enregistré une augmentation de $0,75^{\circ}\text{C}$ entre 10°N et 20°N à l'est de 60°W (Evan, 2009). Ce rythme du réchauffement s'inscrit dans une tendance plus rapide que celle observée dans les autres bassins océaniques durant les trois dernières décennies. Une tendance qui serait due à une diminution de la teneur en aérosols dans l'air qui se déclinent en deux volets : les aérosols d'origine volcanique qui seraient responsables à 55% de la variabilité à basse fréquence des TSM, et les aérosols minéraux stratosphériques qui interviennent à 12% dans cette même variabilité (total de 67% imputable rien qu'aux aérosols) (*Ibidem*). Ceci est déductible de la variabilité interannuelle. Mais lorsque seule la saison estivale est prise en considération, la part de responsabilité des aérosols dans la modulation des TSM en Atlantique tropical nord-est est de 75% (*Ibidem*). La relation étant d'ordre négatif entre les deux paramètres, explique dans la même mesure le refroidissement qui a suivi l'explosion de Pinatubo en 1991. Selon la même source, le lien est établi également entre un relâchement de l'harmattan et le réchauffement de l'Atlantique nord-est tropical en raison de la baisse

dans l'air, de la teneur en aérosols qui résulte de ce relâchement (*idem*). Si cette hypothèse est valide pour expliquer une part du réchauffement au-dessus de l'océan, qu'en est-il pour le continent ? Il est envisageable que des éléments d'explications puissent être trouvés dans la variabilité interne du système climatique. Les comportements et les évolutions des masses d'air et des flux de surface constituent des composantes fondamentales dans la variabilité interne du climat. Ces composantes n'influencent pas uniquement les températures de l'air. Le phénomène de l'upwelling côtier qui caractérise la côte maroco-mauritanienne en dépend étroitement. Parallèlement, l'upwelling influence les ambiances thermiques côtières. Ces interférences font l'objet des chapitres qui suivront.

Confirmation du tournant climatique des années 1970.

D'une manière générale, si un tournant climatique ait pu être identifié sur le plan thermique pendant les années 1970, il s'avère que cette période n'est pas la seule à avoir accompagné des transitions sensibles des régimes thermiques. De fait, nous pouvons dire que la deuxième moitié du 20^{ème} siècle a vu l'alternance de deux décennies clés ; 1970 et 1990.

La rupture négative du début des années 1970 (plus précisément entre 1968 et 1972), s'inscrit vraisemblablement dans un contexte hémisphérique mais qui s'est ressentie plus particulièrement dans l'Atlantique nord. Le refroidissement qui en a résulté a été concomitant à l'arrivée d'un flux d'eaux douces depuis le pôle Nord (Thompson et al, 2010).

Il est possible que l'accroissement des températures à partir de la deuxième moitié des années 1970 constitue un retour à « la normale » ou un redressement de la tendance après cet événement hémisphérique froid du début de la même décennie.

Les deux ruptures principales qui ont ponctué la décennie 1990 s'inscrivent pour la première (1991-1992) dans les répercussions de l'explosion volcanique du Pinatubo. Tandis que la rupture positive dès 1994 paraît faire corps avec la tendance planétaire au réchauffement. Cela concorde par ailleurs avec l'inventaire des ruptures positives qui s'est révélé positif dans plusieurs secteurs de notre domaine d'étude pendant les années 2000, et avec celui des années les plus chaudes qui paraissent majoritaires entre 1994 et 2006.

Dans le chapitre suivant consacré à l'analyse de l'évolution des TSM et de l'upwelling côtier maroco-mauritanien, la période de transition des années 1970 ne peut être étudiée statistiquement étant donné que les séries chronologiques utilisées ne débutent qu'en 1985. Néanmoins, la littérature scientifique peut apporter quelques éléments d'éclairage sur cette période.

Chapitre 3.

L'évolution spatio-temporelle des TSM et de l'upwelling côtier le long des côtes marocaine et mauritanienne : divergence nord / sud.

1. L'upwelling côtier : phénomène d'interface basse atmosphère / surface océanique.

Un upwelling côtier est un processus physique résultant d'une divergence horizontale des eaux de surface océanique suivie d'un mouvement compensatoire vertical. Le vent, en soufflant dans une direction sensiblement parallèle à la côte, met en mouvement les couches superficielles de l'océan qui sont alors déviées par la force de Coriolis (Figure 41) (Wooster et al, 1976). Le transport résultant au sein de la masse d'eau est dévié vers la droite dans l'hémisphère nord (gauche dans l'hémisphère sud). La couche superficielle soumise directement à l'action du vent est appelée couche d'Ekman du nom de V.W Ekman qui est le premier à avoir décrit l'effet du vent sur les courants (Ekman, 1905). Le vide provoqué en surface par cette déviation est aussitôt comblé par un flux vertical ascendant à la côte. Ce flux prend naissance le long du talus continental et se dirige vers la surface. Il apporte sur le plateau continental des eaux d'origine sub-superficielle. Ces eaux étant froides en valeur relative et absolue créent une anomalie thermique en surface qui témoigne de la mise en place de l'upwelling côtier (Leroux, 2001).

La présence d'un upwelling se repère par un gradient de températures croissant de la côte vers le large et un front thermique, plus au moins marqué selon l'intensité de l'upwelling (Figure 42).

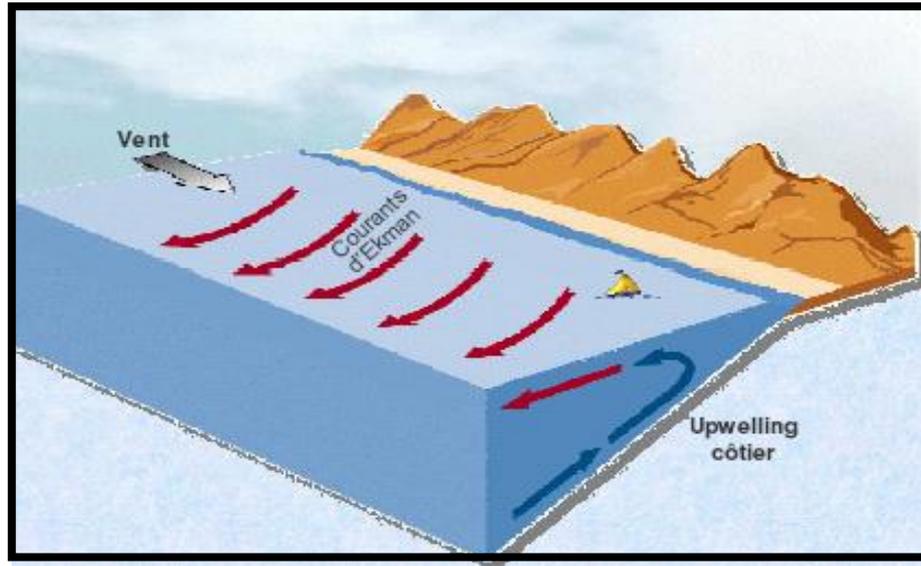


Figure 41. Processus de l'établissement d'un upwelling côtier (<http://hmf.enseeiht.fr/travaux/CD9899/travaux/optsee/hym/nome14/pa03.htm>)

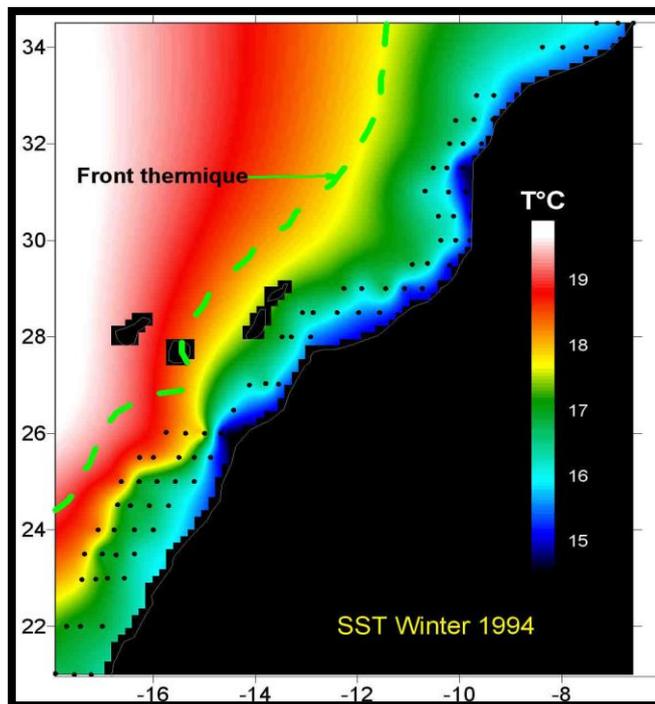


Figure 42. Moyenne des TSM de l'hiver 1994 dans la côte ouest-africaine selon des données in situ (Zizah et Marsac, 2000)

1.1. Les systèmes d'upwelling dans le monde

L'upwelling côtier n'est pas une spécificité des côtes maroco-mauritaniennes. Ce phénomène se manifeste en différentes régions du monde qui réunissent les

conditions nécessaires à sa présence. Il existe quatre grands écosystèmes d'upwelling qui bordent les façades ouest des continents (Figure 43). Leur répartition sur les versants orientaux des océans indique leur appartenance aux systèmes anticycloniques océaniques qui caractérisent chaque région

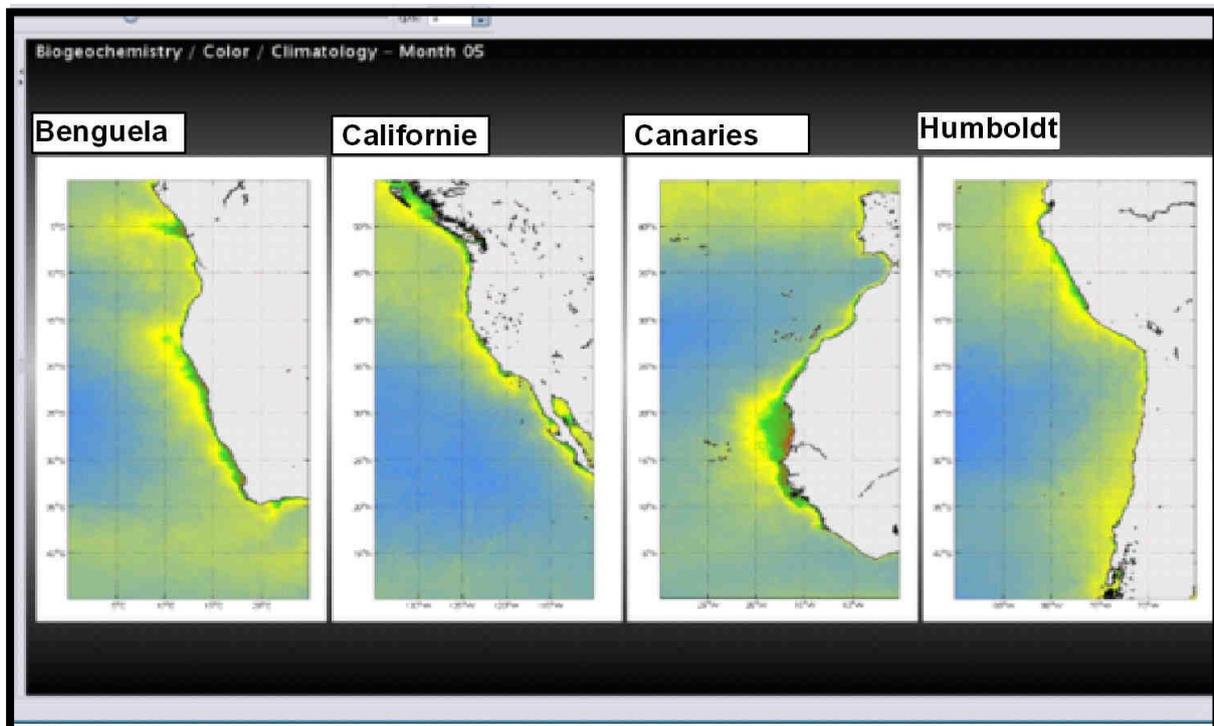


Figure 43. Les systèmes d'upwelling côtier dans le monde.

Le système d'upwelling du courant de Humboldt qui fournit 15 à 20 % des captures maritimes mondiales est le plus productif dans le monde. Au sein de cet écosystème situé dans le Pacifique sud, l'upwelling est permanent au Pérou et saisonnier le long des côtes chiliennes. Dans le pacifique nord, l'upwelling californien en relation avec l'A.A des Hawaiï, est permanent dans la côte centrale californienne. Dans le nord, il se produit entre avril et septembre, alors que dans le sud, il est plus actif en automne et en hiver. D'une manière générale, l'upwelling californien accuse son intensité maximale pendant le printemps et l'été (Winant et Dorman, 1997).

Le long de la côte ouest africaine australe, l'upwelling de Benguela se singularise des autres systèmes d'upwelling par ses deux frontières responsables d'intrusion d'eau chaude : au nord, par le front Angola-Benguela et au sud, par le courant des Aiguilles qui constitue la terminaison du courant de Bord ouest de l'océan indien. Cet écosystème se subdivise en deux écosystèmes du nord (sud de l'Angola et Namibie) et du sud (ouest et sud de l'Afrique du Sud) séparés par la cellule permanente d'upwelling de Lüderitz.

Enfin, le long de la côte ouest africaine nord, l'écosystème d'upwelling du courant des Canaries dont fait partie l'upwelling maroco-mauritanien se subdivise en trois grandes régions. La côte nord marocaine avec un upwelling saisonnier en été ; la côte sud marocaine

et nord mauritanienne avec un upwelling permanent et la côte sénégalaise et sud mauritanienne avec un upwelling qui se produit en hiver.

La présence de ces upwellings n'est pas sans influence sur la vie socio-économique de ces pays.

1.2. Un intérêt économique capital du phénomène de l'upwelling pour le Maroc et la Mauritanie.

Grâce au phénomène de l'upwelling, les eaux atlantiques maroco-mauritaniennes sont particulièrement poissonneuses. Elles font partie des côtes les plus riches en ressources biologiques dans le monde, ce qui confère à la pêche une place capitale dans l'économie des deux pays.

Le Maroc, avec ses 2934 kilomètres de côte atlantique, du cap Spartel (35°47'N) à Lagouira (21°N), est la première puissance halieutique en Afrique et dans le monde arabe.

L'exploitation des ressources halieutiques contribue d'une manière significative à la richesse nationale et à l'équilibre de la balance commerciale notamment depuis les années 1970. A partir de cette date, le secteur de la pêche a été considéré parmi les priorités des plans de développement économique. Dès 1973, le code d'investissement a prévu une batterie de dispositions pour l'encouragement aux investissements maritimes. L'Etat marocain a, par ailleurs conclu des accords de pêche avec l'Union Européenne, la Russie, et le Japon dont les contreparties financières et techniques ont contribué au développement du secteur (El Filali et El Ayoubi, 2003).

Cette politique a eu des retombées très positives aussi bien sur le secteur de la pêche que sur l'économie nationale en général. Ainsi, la production halieutique est passée de 200 000 tonnes au début des années 60 à 580 000 tonnes en 1990 puis à plus d'un million de tonnes en 2001 (Figure 44).

Après le pic de l'année 2001, la moyenne annuelle de production halieutique marocaine tournera autour d'une moyenne de 800 000 tonnes avec des fluctuations d'une année à l'autre et une baisse entre 2010 et 2011 (Figure 44), due selon le ministère de l'agriculture et la pêche maritime, aux mauvaises conditions climatiques et à la grève observée par les marins pêcheurs durant tout le mois de mai dans la zone qui s'étend entre Agadir et Dakhla.

Quoi qu'il en soit, les efforts du gouvernement visant à renforcer le secteur de la pêche se poursuivent. Dans ce sens, une nouvelle stratégie de développement, baptisée « Halieutis » a été élaborée dans le but de tripler le PIB (Produit Intérieur Brut) du secteur d'ici 2020. Actuellement, le secteur de la pêche maritime génère une contribution de 2 à 3 % au PIB, soit un chiffre d'affaire de 16,3 milliards de Dirhams²² et 15% de la valeur totale des

²² 1 euros = 11,076 Dirhams

exportations. En outre, 500 000 personnes vivent directement ou indirectement, de la pêche (Site web officiel du ministère de l'agriculture et de la pêche maritime).

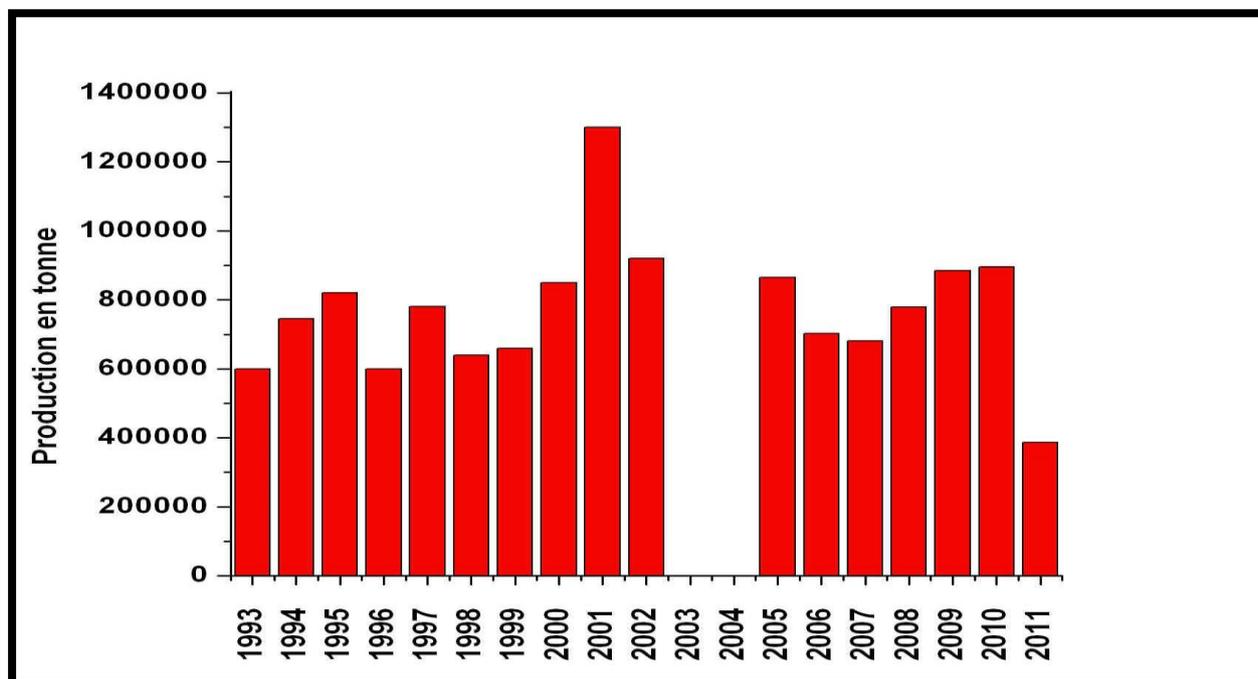


Figure 44. Evolution de la production halieutique au Maroc entre 1990 et 2011 (Mer en chiffres)

Tout comme pour le Maroc, la pêche côtière est à l'origine du rôle socio-économique capital du littoral atlantique mauritanien. Avec ses 720 kilomètres de façade maritime de Nouadhibou à N'diogo, et sa Zone Economique Exclusive (ZEE) de 234 000 km², la Mauritanie dispose d'un formidable potentiel halieutique, qui la classe en deuxième puissance halieutique en Afrique et dans le monde arabe, directement après le Maroc (Delafon, 2005). Le secteur de la pêche n'emploie qu'environ 36 000 personnes, mais participe pour plus de 40 % des recettes d'exportations et pour 10 % du PIB national (www.infosamak.org, 2012).

Dans un marché mondial caractérisé par une croissance continue de la demande en produits de mer (www.fao.org)²³, la filière de la pêche apparaît donc comme une composante d'avenir pour l'économie des deux pays qui prennent de plus en plus conscience des richesses halieutiques que renferme leur littoral.

²³ La production mondiale totale de poissons et des produits de la mer a augmenté en passant 124 millions de tonnes en 2000 à 1446 millions de tonnes en 2009. La valeur de l'ensemble des exportations mondiales des produits de la pêche a augmenté de 72,1 % entre 2000 et 2009.

1.3. Un rôle socio-économique capital qui justifie l'intérêt des études scientifiques pour l'upwelling maroco-mauritanien.

Une bonne gestion du secteur de la pêche maritime passe tout d'abord par une meilleure connaissance des conditions biologiques, physiques et climatiques dans lesquelles évoluent les populations de poissons. Notre volonté de contribuer au développement des connaissances sur la variabilité spatio-temporelle de l'upwelling justifie pour une large partie le sujet de la thèse. Ce phénomène est un des phénomènes clés de la dynamique océano-atmosphérique de cette région. Il est responsable du développement des conditions marines favorables à la prolifération du poisson.

Outre son intérêt économique pour les deux pays, l'upwelling est avant tout un phénomène climatique très représentatif des interactions océan / atmosphère. Par ailleurs, il illustre par son prolongement latitudinal, couvrant toute la côte de l'Afrique de l'ouest comprise entre 10°N et 35°N (Wooster et al, 1976), la continuité des processus climatiques entre les zones tempérées et les zones tropicales en passant par la zone subtropicale.

La compréhension des mécanismes de l'upwelling est également indispensable pour le discernement de certains paramètres climatiques des zones côtières. Tel est le cas de la température de l'air, l'humidité, la nébulosité ou la formation des brouillards, qui font partie des caractéristiques majeures des climats côtiers.

Par ailleurs, l'upwelling peut être considéré comme un indicateur climatique qui renseigne sur les variations des conditions aérologiques. Ainsi, un upwelling intense et persistant dans le temps traduit la présence d'un flux d'alizé N à NE fort et constant. Conjointement, la constance de l'Alizé résulte d'une stagnation ou renforcement de l'A.A des Açores.

L'importance que revêt ce phénomène en Afrique de l'ouest explique l'abondance de la littérature scientifique sur le sujet. Les recherches engagées dans ce sens ne se limitent ni à l'océanographie ni à la climatologie côtière. La succession des facteurs qui sont à l'origine de son déclenchement et la multitude de ses impacts sur les eaux océaniques, les régions côtières, et le milieu biologique, exigent une approche scientifique multidisciplinaire.

Ainsi, de nombreuses études régionales ont porté sur les caractéristiques physiques et les conséquences chimiques et biologiques des upwellings ouest-africains, parmi elles : Rébert (1983), Mittelstaed (1983), Gouriou (1988), Binet (1988)...

A une échelle plus réduite, l'upwelling a fait l'objet de plusieurs études sur le plan local concernant séparément le Maroc ou la Mauritanie (Jaaidi, 1981 ; Orbi et al, 1992 ; Furnestin, 1950 et 1955; Erimesco, 1965 ; Roy, 1992; Demarque et al, 2005 ; Huntsman et Barber, 1977; Moujane et al, 2011; Ould Taleb Ould Sidi M-M, 2005...).

Toutes ces études confirment l'ascension en surface des eaux froides du plateau continental à proximité du Maroc et de la Mauritanie, en mettant l'accent sur la grande

variabilité saisonnière et intra-saisonnière du phénomène. Toutefois, peu d'études ont inclus les recherches sur l'upwelling dans une analyse climatique plus large en parallèle à d'autres paramètres météorologiques comme les températures de l'air, les PNM et les vents.

Ce chapitre a pour objectif de pallier ce manque de vision globale en intégrant dans la même étude la côte de deux pays dont le prolongement latitudinal permet le suivi des transformations des phénomènes océano-atmosphériques dans un climat à composante océanique avant tout, mais sur trois domaines climatiques différents : tempéré, subtropical et tropical. Pour ce fait, le discernement de la composante saisonnière est essentiel pour la distinction des comportements de chacun de ces domaines climatiques face à un même phénomène qui est l'upwelling. La variabilité saisonnière de l'upwelling et des TSM est donc étudiée en se basant sur des données des TSM extraites sous forme de radiales horizontales (segments des parallèles limités à l'est par la ligne de côte et à l'ouest par le méridien 35°O). Ces radiales couvrent d'une façon régulière toute la côte atlantique maroco-mauritanienne. Cela nous permet d'étudier trois formes d'upwelling : l'upwelling estival entre la latitude 35 et la latitude 27°N, l'upwelling permanent entre les latitudes 20°N et 27°N et enfin, l'upwelling hivernal au sud de la Mauritanie.

2. Variabilité et évolution spatio-temporelles de l'environnement côtier selon les données Pathfinder (1985-2002) : forte interférence entre les TSM et l'upwelling.

Dans ce chapitre, l'analyse de l'évolution interannuelle des TSM et de l'upwelling sera précédée d'une analyse de leurs cycles saisonniers moyens. L'inertie thermique de l'océan, plus forte que celle de l'atmosphère, entraîne un décalage saisonnier entre les températures de surface marine et les températures de l'air. De plus, dans une zone marquée par une forte variabilité saisonnière de l'upwelling côtier, qui influence sensiblement le climat côtier d'une manière générale, et les TSM plus particulièrement, l'analyse de l'état moyen constitue une étape essentielle à la compréhension de la dynamique climatique côtière.

Afin de définir un découpage saisonnier des TSM sur la côte, et au large de la Mauritanie et du Maroc, une Analyse en Composantes Principales (ACP) avec rotation Varimax, a été effectuée²⁴ Elle a permis d'établir les cycles saisonniers des TSM en mettant en évidence le rôle déterminant de l'upwelling sur les TSM côtières. Dans un second temps, le cycle saisonnier de l'upwelling est établi en se basant sur l'ITNU²⁵. En plus de compléter le découpage saisonnier obtenu à l'aide de l'ACP en caractérisant la variabilité saisonnière de l'upwelling dans chacune des zones qu'elle a permis de déterminer, le cycle saisonnier basé

²⁴ Cf. Méthodes statistiques, chapitre 1, section 1.2.4.1.

²⁵ Cf. Méthodes statistiques, chapitre 1, section 1.2.4.4.

sur l'ITNU permet de vérifier la validité de cet indice en confrontant les cycles obtenus au découpage résultant de l'ACP.

2.1. Variabilité saisonnière des TSM et de l'upwelling : rôle déterminant de l'upwelling sur les TSM côtières.

2.1.1. Résultats de l'ACP : saisonnalité définie selon quatre composantes principales.

La dynamique spatiale des TSM et de l'upwelling le long de la côte maroco-mauritanienne varie sensiblement d'une latitude à l'autre. L'ACP met en évidence l'existence de deux saisons distinctes séparées à chaque fois par un mois de transition.

La première Composante Principale (CP 1) traduit un effet de masse en représentant 54 % de la variance totale, (tableau 2). Elle décrit le comportement thermique des TSM pendant la saison hivernale en montrant des corrélations positives fortes avec la période qui s'étend entre novembre et avril. On peut noter néanmoins que le signal de cette composante perdure jusqu'au mois d'octobre qui montre une corrélation de 0,60 avec la CP 1. Mieux corrélé avec la CP 4 (0,63), le mois d'octobre est toutefois exclu de la saison hivernale et peut être considéré comme mois de transition entre l'été et l'hiver.

Les caractéristiques thermiques de l'**hiver** se résument comme suit (Figure 45).

Les valeurs minimales sont localisées au nord de la côte maroco-mauritanienne. Elles correspondent aux eaux froides d'origine septentrionale véhiculées vers le sud par le courant des Canaries.

Les isothermes montrent une configuration assez zonale sauf à proximité de la côte où l'on observe un gradient méridien qui peut correspondre au courant des Canaries pour la côte septentrionale du Maroc, et aux remontées des eaux froides pour le reste de la côte.

Le maximum thermique est situé tout au sud au large de la Mauritanie.

De la latitude 26,5°N jusqu'au sud de la Mauritanie (17°N), le gradient thermique est franchement méridien avec un contraste thermique assez marqué entre la côte et le large témoignant de la présence de l'upwelling hivernal.

mois	CP1	CP2	CP3	CP4
août	0,267	<u>0,951</u>	0,090	0,106
avril	<u>0,938</u>	0,266	0,173	0,117
décembre	<u>0,871</u>	0,416	0,108	0,202
février	<u>0,922</u>	0,294	0,189	0,143
janvier	<u>0,920</u>	0,306	0,173	0,148
juillet	0,246	<u>0,893</u>	0,342	0,109
juin	0,533	0,488	<u>0,689</u>	0,051
mai	<u>0,869</u>	0,253	0,394	0,109
mars	<u>0,942</u>	0,260	0,146	0,139
nov	<u>0,778</u>	0,565	0,071	0,219
octobre	0,604	0,471	0,074	<u>0,639</u>
septembre	0,385	<u>0,900</u>	0,093	0,156

Tableau 2. Le taux de corrélation de chaque variable (mois) avec chacune des composantes principales retenues

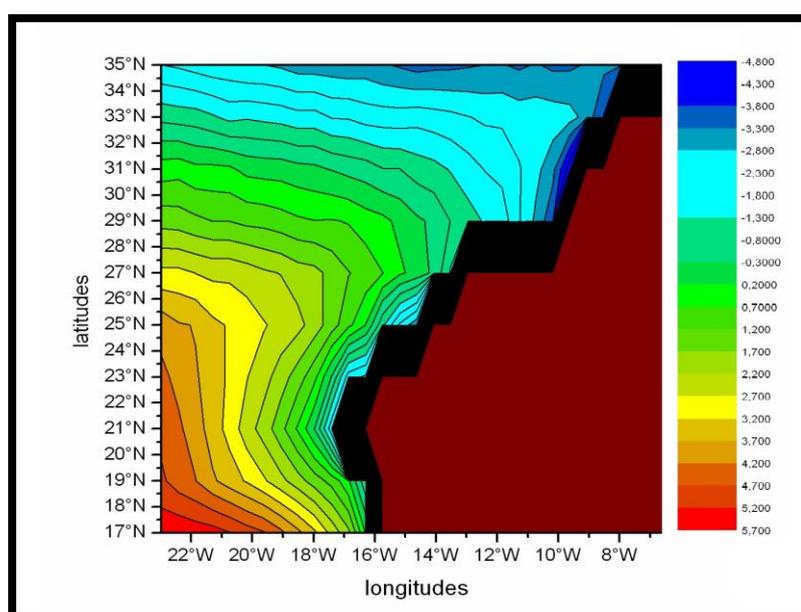


Figure 45. CP1 novembre-mai : contributions des individus (pixels) en % après rotation Varimax²⁶.

²⁶ Cf. méthodes statistiques, chapitre 1 section 1.2.4.1.

La transition entre l'hiver et l'été s'effectue en juin dont les principaux traits thermiques sont schématisés dans la figure 46 qui représente la CP 3 qui totalise 7,5 % de la variance totale.

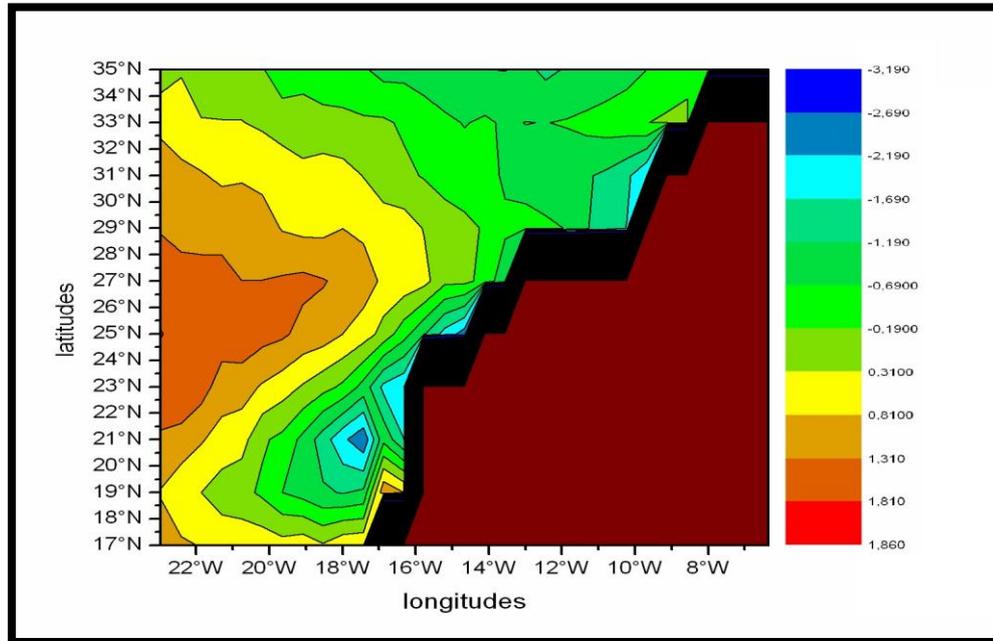


Figure 46. CP 3 (juin) : contributions des individus (pixels) en % après rotation Varimax

- Une dissymétrie thermique nord/sud avec un début d'homogénéisation des températures dû au réchauffement estival.
- La phase de naissance de l'upwelling estival entre 33°N et 29°N.
- Un début d'affaiblissement de l'upwelling hivernal au sud illustré par un gonflement des isothermes donc un relâchement du gradient thermique parallèle à la côte.

L'été s'installe de juillet à septembre avec des caractéristiques thermiques estivales plus marquées en août. D'où une corrélation plus forte de ce mois avec la CP 2 qui représente 32% de la variance totale (Figure 47) et qui se distingue par :

- Une homogénéisation relative des TSM entre le nord et le sud à l'exception de l'extrême sud qui se différencie par des températures plus élevées et un gradient ouest / est très prononcé.
- Un gradient thermique parallèle à la côte qui s'étend entre la latitude 33°N au nord et la latitude 21°N (cap Blanc) au sud. Deux cellules d'upwelling se distinguent par leurs températures plus froides (31,5°N à 29°N entre Essaouira et Agadir) et (26°N-23°N cap Bojador à Dakhla). Ces deux zones correspondent généralement aux aires sources des upwellings côtiers, car c'est dans ces secteurs côtiers que les vents de nord à est sont fréquemment présents, notamment en été à Essaouira, considéré comme la troisième ville la plus ventilée après Taza et Tanger.

- A partir de la latitude 21°N jusqu'au sud, les températures sont plus élevées et croissent en direction du sud. C'est ici qu'on retrouve les eaux chaudes d'origine semi-équatoriale qui se déplacent vers le nord pendant cette saison à la suite du déplacement de l'Equateur Météorologique.

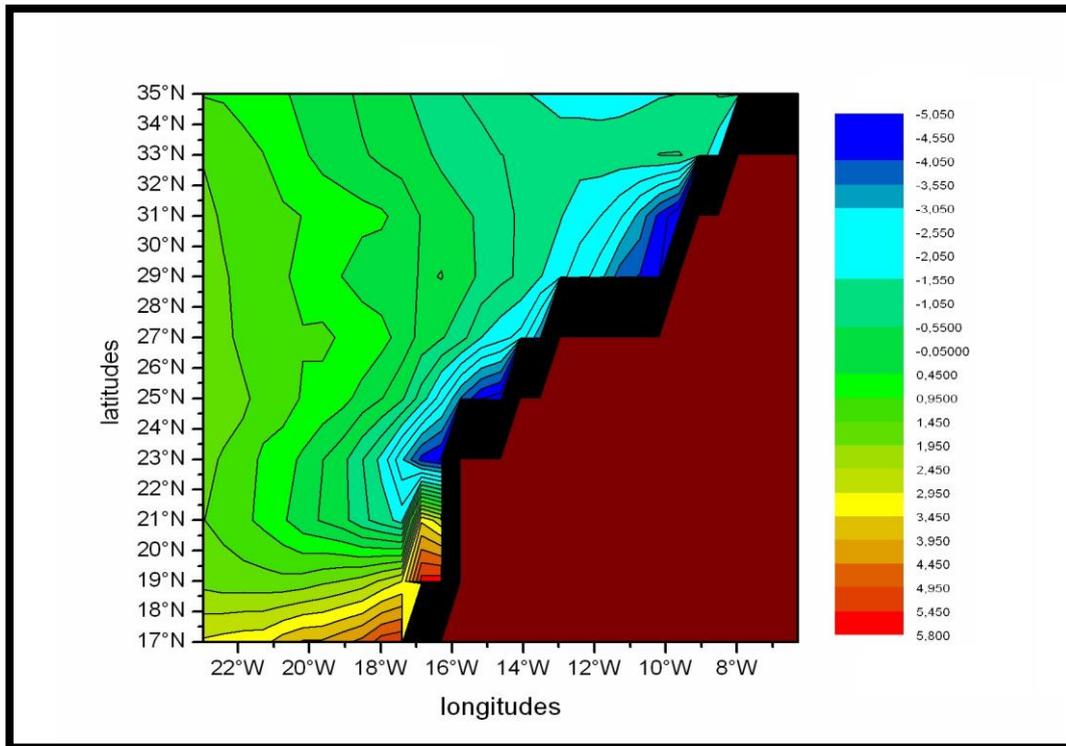


Figure 47. CP 2 (juillet-septembre) : contributions des individus (pixels) en % après rotation Varimax

La transition entre l'été et l'hiver s'effectue au mois d'octobre dont les caractéristiques thermiques sont résumées dans la CP 4 qui représente 5,3 % de la variance totale (Figure 48). Pendant ce mois, le champ thermique des eaux de surface est particulièrement homogène, notamment dans les secteurs méridionaux. La transition se signale également par la mise en place d'un gradient thermique zonal au nord de la côte marocaine. C'est uniquement entre les latitudes 21°N et 27°N que le gradient thermique ouest / est persiste en témoignant d'un upwelling permanent.

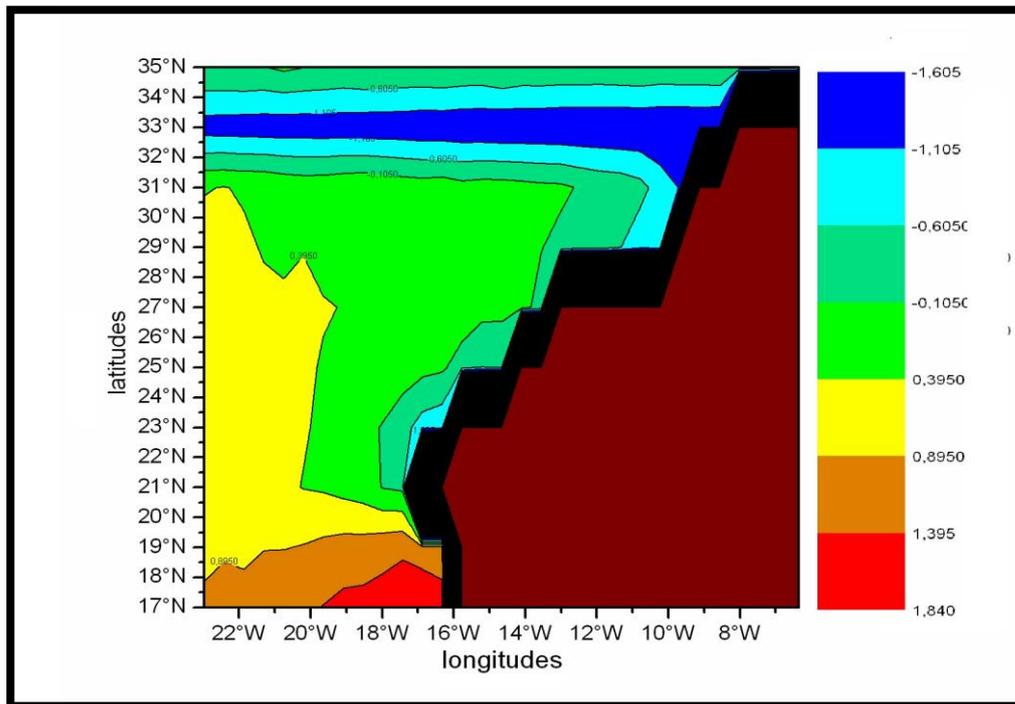


Figure 48. CP 4 (octobre) : contributions des individus (pixels) en % après rotation Varimax

2.1.2. Cycle saisonnier de l'upwelling basé sur le calcul de l'ITNU²⁷.

La figure 49 résume le cycle saisonnier moyen (1985-2002) de l'upwelling maroco-mauritanien basé sur l'ITNU. La persistance des vents alizéens sur la zone comprise entre le nord du cap Blanc (21°N) et le sud du cap Bojador, explique que l'upwelling y soit permanent. Cette zone est représentée dans la figure 4²⁸ par les deux radiales qui correspondent respectivement aux latitudes 23°N (vers Dakhla) et 25°N (sud du cap Bojador) (Figure 4). L'upwelling est hivernal au sud du cap Blanc mais montre une variabilité spatiale qui s'explique par un décalage des deux phases de son installation et de sa dissipation entre les trois radiales méridionales 21°N, 19°N et 17°N. Au niveau même du cap Blanc (21°N), les résurgences des eaux froides s'installent à partir du mois d'octobre pour durer jusqu'en juin. Cette évolution est caractéristique de la zone du cap Blanc qui constitue une zone de transition entre la zone où l'upwelling est permanent (nord du cap Blanc au sud du cap Bojador), et la zone de l'upwelling hivernal qui se situe au sud du cap Blanc. Si l'on croise les cycles saisonniers de l'upwelling basés sur l'ITNU (Figure 49) avec les résultats de l'ACP qui détermine le découpage saisonnier des TSM et délimite géographiquement les zones à upwelling permanent, hivernal ou estival, il apparaît que c'est la radiale située au 19°N qui représente le mieux l'upwelling hivernal. Cette partie de la côte mauritanienne connaît un

²⁷ Cf. Méthodes statistiques, chapitre 1, section 1.2.4.4.

²⁸ Cf. Chapitre 1, section 1.2.2.

début d'activité de l'upwelling hivernal à partir de novembre jusqu'en mai, avec une délimitation spatiale similaire donc au découpage saisonnier obtenu par l'ACP. Davantage vers le sud, au niveau de la radiale de la latitude 17°N, le cycle saisonnier moyen de l'upwelling hivernal est moins long avec un upwelling actif uniquement entre janvier et avril.

En raison de l'affaiblissement et de la position moins méridionale de l'A.A des Açores en été, les alizés maritimes qui s'écoulent de sa façade orientale en favorisant la remontée des eaux froides, sont plus actifs dans la zone comprise entre la latitude 27°N (sud du cap Juby) et la latitude 31°N. L'upwelling est alors spécialement estival dans cette zone. Il est actif entre mai et septembre pour se désintégrer à partir du mois d'octobre (Figure 49). Par ailleurs, le pic d'activité de l'upwelling côtier estival est atteint entre juillet et septembre que ce soit en termes d'intensité ou en termes d'extension spatiale en direction du large (Figure 49). Notons enfin que le calcul de l'ITNU étant basé sur le gradient thermique entre la côte et le large, il est susceptible d'indiquer la présence de l'upwelling dès lors que le seuil déterminé est atteint (3°C) même si les processus de ce refroidissement côtier sont indépendants des mécanismes réels qui accompagnent le déclenchement d'un upwelling. Ceci peut être le cas des latitudes les plus septentrionales prises en compte dans cette analyse (les radiales 31°N et 29°N) où le cycle de l'ITNU montre des valeurs indicatives de la présence de l'upwelling. Ceci nous amène à considérer les résultats qui concernent les radiales les plus septentrionales en hiver avec beaucoup de prudence car le refroidissement côtier en hiver dans ces latitudes peut être lié au rôle que joue le courant froid des Canaries pendant cette saison.

Les cycles saisonniers de l'ITNU d'une radiale à l'autre qui correspondent au découpage saisonnier obtenu par la méthode de l'ACP, confortent les résultats obtenus par la méthode de restitution de l'ITNU.

Après avoir déterminé le cycle saisonnier des TSM et identifié les différentes zones de l'upwelling côtier maroco-mauritanien en fonction des cycles saisonniers qui sont propres à chaque zone, l'analyse qui suit s'intéresse à l'évolution des TSM et de l'upwelling pendant la période 1985-2002. Elle est basée sur la méthode de régression linéaire et les anomalies standardisées²⁹. Cette analyse est néanmoins précédée par un éclairage sur les l'évolution de l'environnement côtier et de l'upwelling avant 1985.

²⁹ Cf. Méthodes statistiques, chapitre 1, section 1.2.4.3.

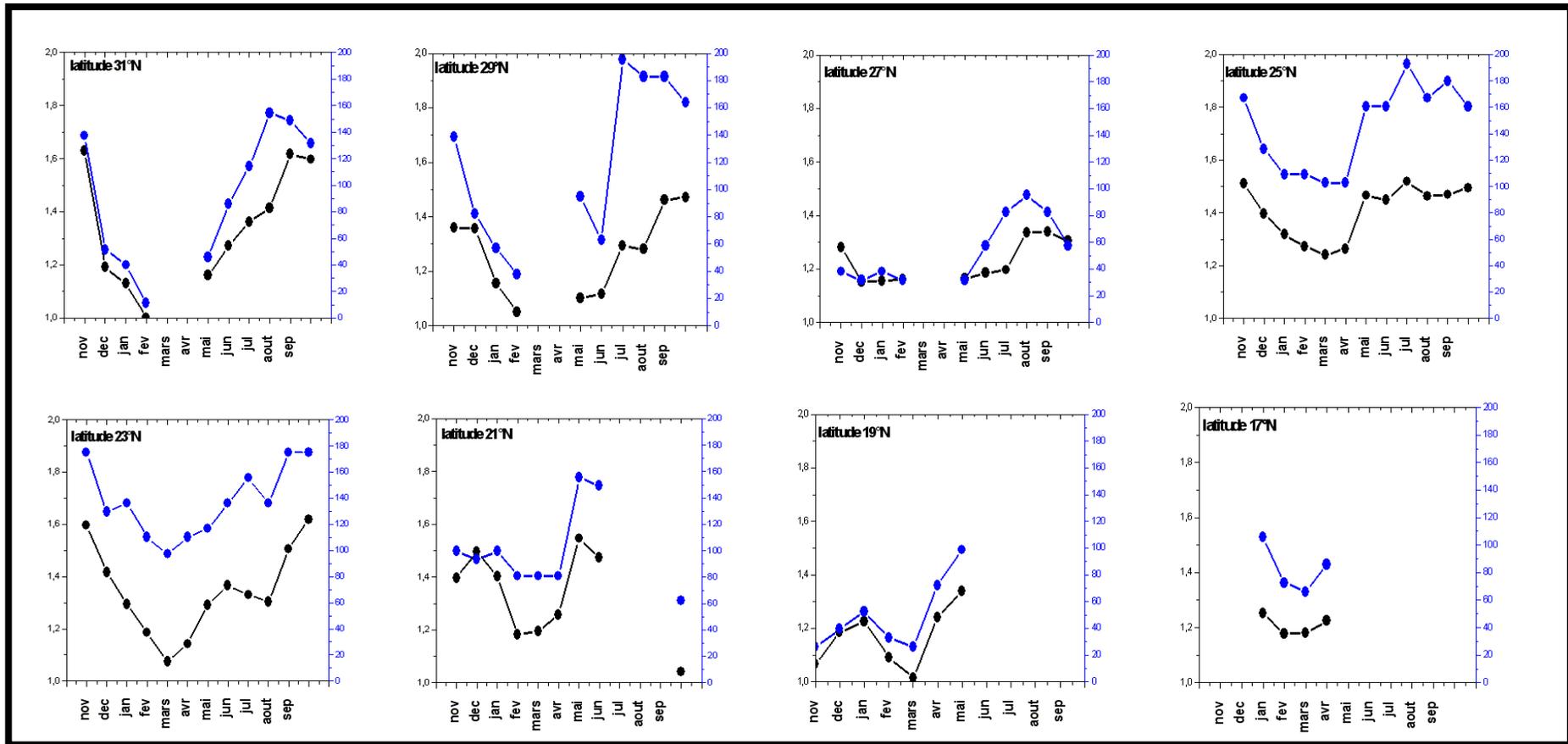


Figure 49. Cycle saisonnier de l'ITNU en termes d'intensité et d'extension spatiale des radiales correspondants aux latitudes (1985-2002).

En noir : l'intensité en °C En bleu : l'extension spatiale en km

2.2. Synthèse de l'évolution de l'upwelling avant 1985 : des changements sensibles à partir des années 1970.

L'objectif principal de cette synthèse fondée sur des travaux qui ont retracé l'évolution de l'environnement côtier au Maroc et en Mauritanie avant 1985 voire avant les années 1970, est d'apporter un éclairage sur une éventuelle transition climatique pendant les années 1970.

Parmi ces travaux, Goumi et Orbi (1992) se sont intéressés à l'évolution de l'upwelling dans la région d'Essaouira (31°N) en s'appuyant sur l'indice de l'upwelling calculé à partir des données de vent relatives à la période 1952-1988. L'évolution interannuelle de l'indice de l'upwelling montre dans cette région, un changement de phase à partir de l'année 1975 (Figure 50). Entre 1952 et 1975, l'indice de l'upwelling se caractérise par une variabilité interannuelle faible tout en se situant majoritairement au-dessus de la moyenne (Figure 50). Entre 1976 et 1984, l'activité de l'upwelling se réduit considérablement. « *Après cette chute, l'upwelling a repris en 1985-1986 pour connaître une nouvelle baisse en 1988* » (Goumi et Orbi, 1992).

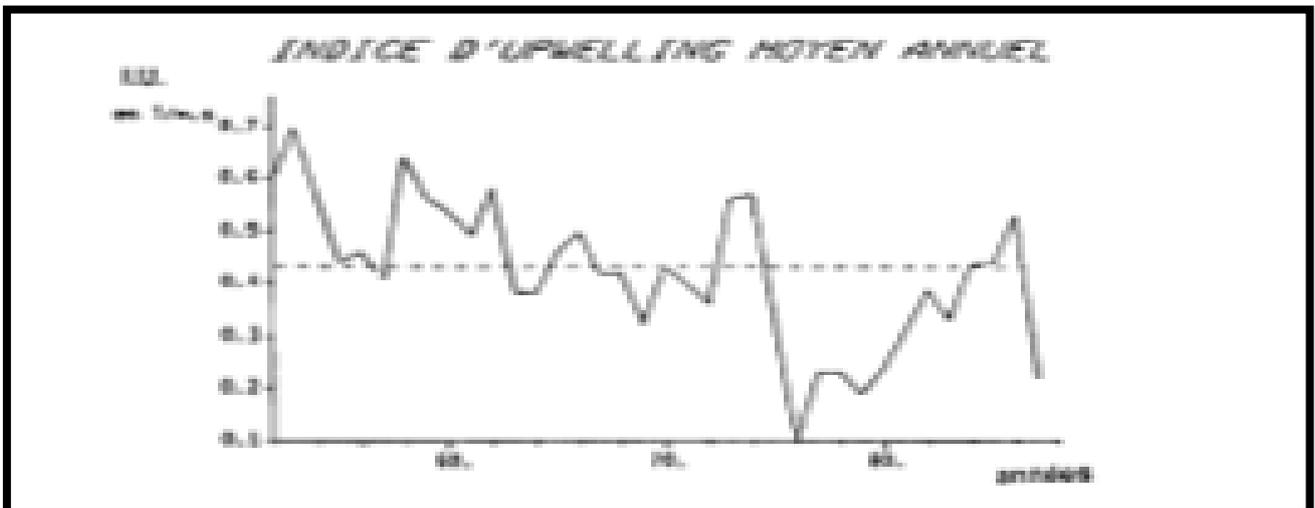


Figure 50. Evolution interannuelle de l'indice de l'upwelling de 1952 à 1988 à Essaouira (31°N) d'après Goumi et Orbi (1992)

Roy (1992) a procédé à un découpage du littoral nord-ouest africain en 8 zones dans l'objectif d'analyser les fluctuations interannuelles de l'upwelling de chacune d'entre elles. Parmi ces 8 zones, 6 font partie de notre domaine étudié. Le tableau 3 indique les coordonnées géographiques de chacune de ces 6 zones. Sur la période 1964-1988, les séries chronologiques de l'indice de l'upwelling (IUC) montre un accroissement continu au Maroc nord et sud (Figure 51). Entre 25°N et 16°N (zone qui inclut la côte saharienne et

mauritanienne), l'IUC atteint des valeurs maximales pendant la décennie 1970 pour décroître jusqu'à la fin des années 1980 (Figure 51).

Zone côtière	Latitude moyenne
Maroc Nord	29°N
Maroc Sud	26°30'N
Sahara Nord	23°30'N
Sahara Sud	21°N
Mauritanie Nord	19°N
Mauritanie Sud	17°N

Tableau 3. Latitudes moyennes des 6 zones d'upwelling considérées (Roy, 1992)

L'intensification de l'upwelling pendant les années 1970 semble répondre à une intensification des alizés pendant cette même période (Roy, 1992). Les fluctuations qui affectent les directions et la vitesse du vent sont des facteurs indéniablement déterminants dans les processus de l'upwelling. Une analyse spatio-temporelle de leurs évolutions sera traitée dans le quatrième chapitre de cette thèse.

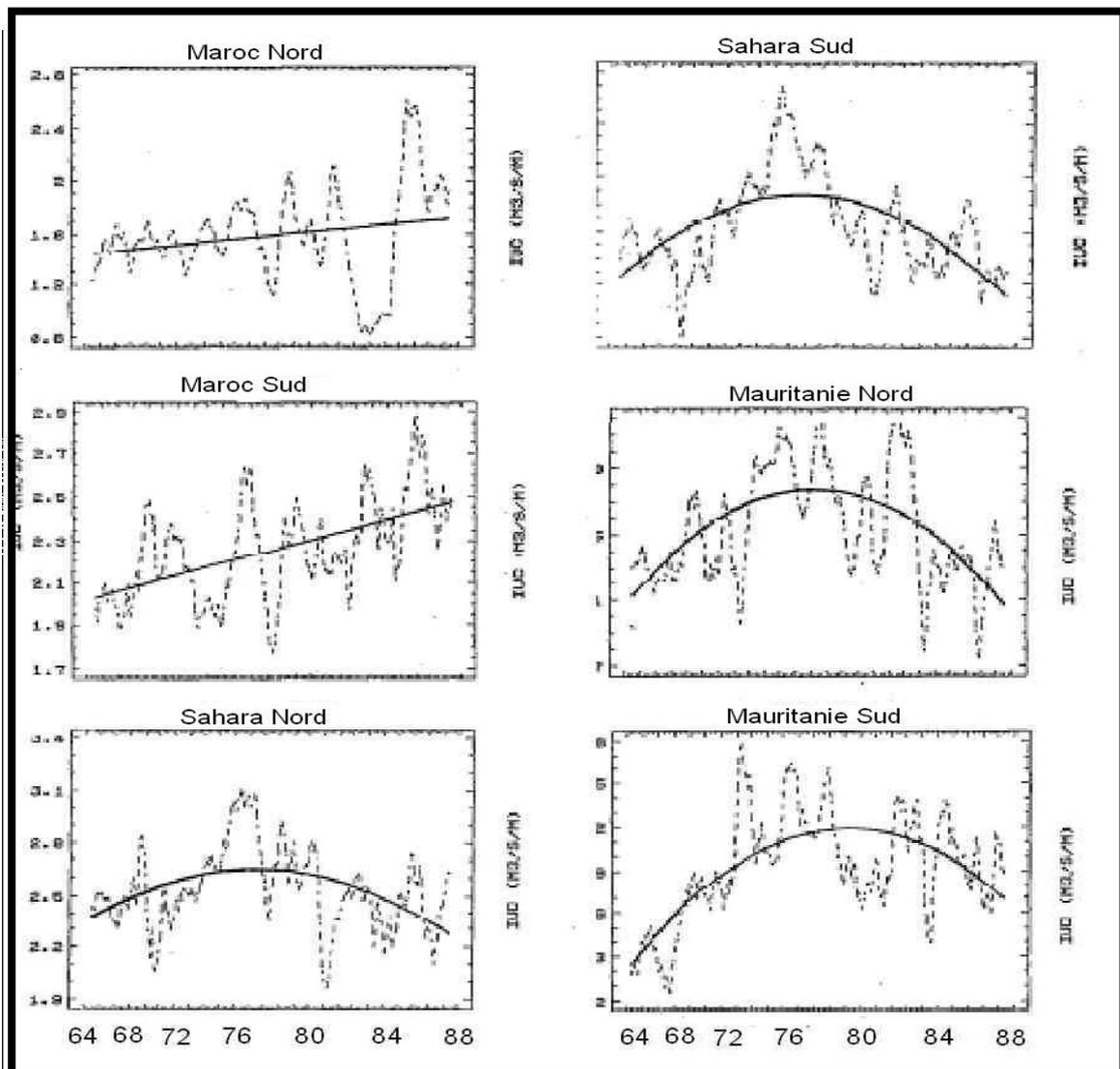


Figure 51. Variabilité interannuelle (trait pointillé) de l'IUC et tendance (trait plein) de 1964 à 1988 entre 30°N et 17°N (Roy, 1992)

2.3. Evolution interannuelle des TSM et de l'upwelling maroco-mauritanien en 1985-2002.

2.3.1. Evolution interannuelle des TSM.

2.3.1.1. Les régressions linéaires mettent en évidence un réchauffement marqué des TSM mauritaniennes.

L'upwelling côtier est un phénomène qui influence fortement les variations des TSM le long de la côte maroco-mauritaniennes. Les variations thermiques côtières de surface océanique ne répondent donc pas aux mêmes mécanismes que les TSM au large qui ne sont

pas influencées par l'upwelling. En conséquence, l'étude de l'évolution interannuelle des TSM est menée en deux temps. Dans un premier temps, nous considérons les points de grille situés au niveau du plateau continental comme des TSM côtières. Sur chaque segment des dix radiales étudiées, situé entre le trait de côte et la limite ouest du plateau continental, nous avons calculé la moyenne pour chaque mois de l'année sur la période 1985-2002. En nous basant sur ces valeurs moyennes, nous avons constitué les séries chronologiques mensuelles des TSM côtières qui ont permis d'étudier leur évolution interannuelle.

Dans un second temps, nous avons calculé la valeur moyenne sur le second segment qui s'étend de la limite ouest du plateau continental de chaque radiale considérée, à la limite ouest de notre domaine d'étude, à savoir le méridien 23°O. Les valeurs obtenues constituent les séries chronologiques mensuelles des TSM au large.

L'évolution des TSM côtières révèle l'existence de deux zones qui se singularisent pendant la période **hivernale** par deux types d'évolutions opposées (Figure 52). La côte mauritanienne jusqu'au cap Blanc, enregistre un réchauffement qui dépasse les 2°C, plus précisément à la latitude du cap Timiris pendant novembre et décembre. Ce réchauffement est accompagné d'un refroidissement dans la région située entre Bojador (25°N) et Laäyoune (29°N), en atteignant jusqu'à -1,5°C à la latitude 27°N en novembre (Figure 52).

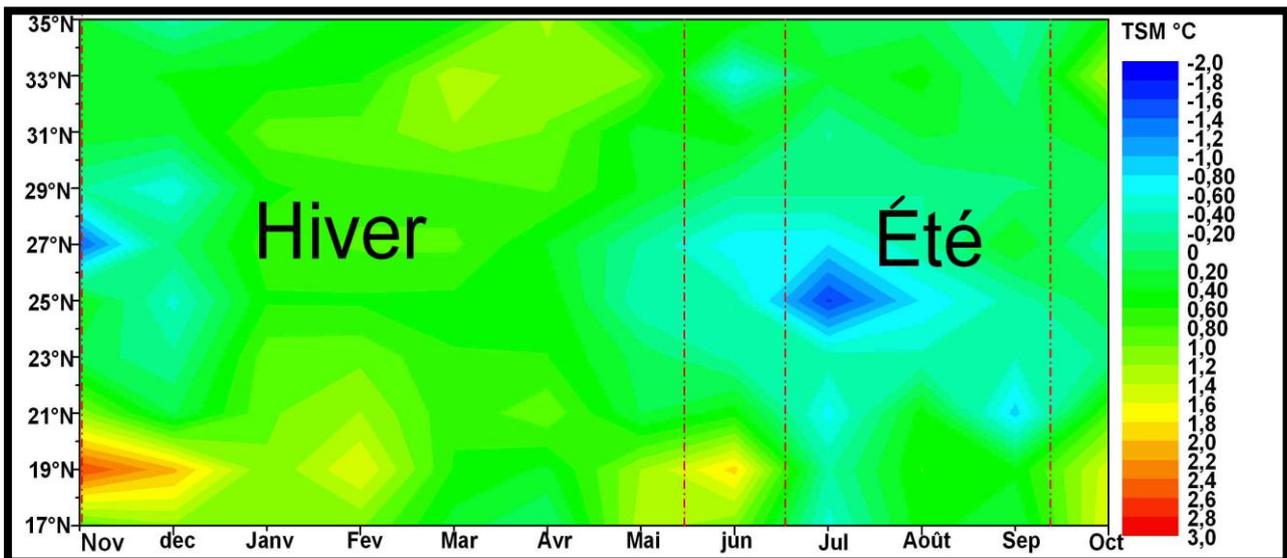


Figure 52. Régression linéaire des TSM côtières en 1985-2002.

En dehors de ce secteur, la tendance générale des TSM côtières pendant la saison hivernale est à la hausse. Cette hausse est d'autant plus forte au sud (Mauritanie et le cap Blanc) en janvier, février et mai et au nord entre la région d'Essaouira et du cap Ghir (31°N) et la région de Laraãche (35°N), en mars et avril.

En été, le réchauffement des TSM côtières est généralisé en Mauritanie avec un maximum centré sur Cap Timiris pendant les trois mois de l'été. Ce réchauffement qui reste moins fort que celui observé en hiver (1,2°C en été contre 2,7°C en hiver) s'oppose à un

refroidissement entre 23°N et 27°N avec une baisse sensiblement plus forte au 25°N qui atteint en juillet -1,6°C.

Pendant **les deux mois intermédiaires de juin et octobre**, les TSM côtières augmentent sur la côte mauritanienne tandis qu'elles enregistrent une baisse entre les parallèles 29°N et 23°N notamment en juin (Figure 52).

Au large, la tendance au réchauffement des TSM est plus généralisée que celle des TSM côtières notamment pendant la saison hivernale (Figure 53).

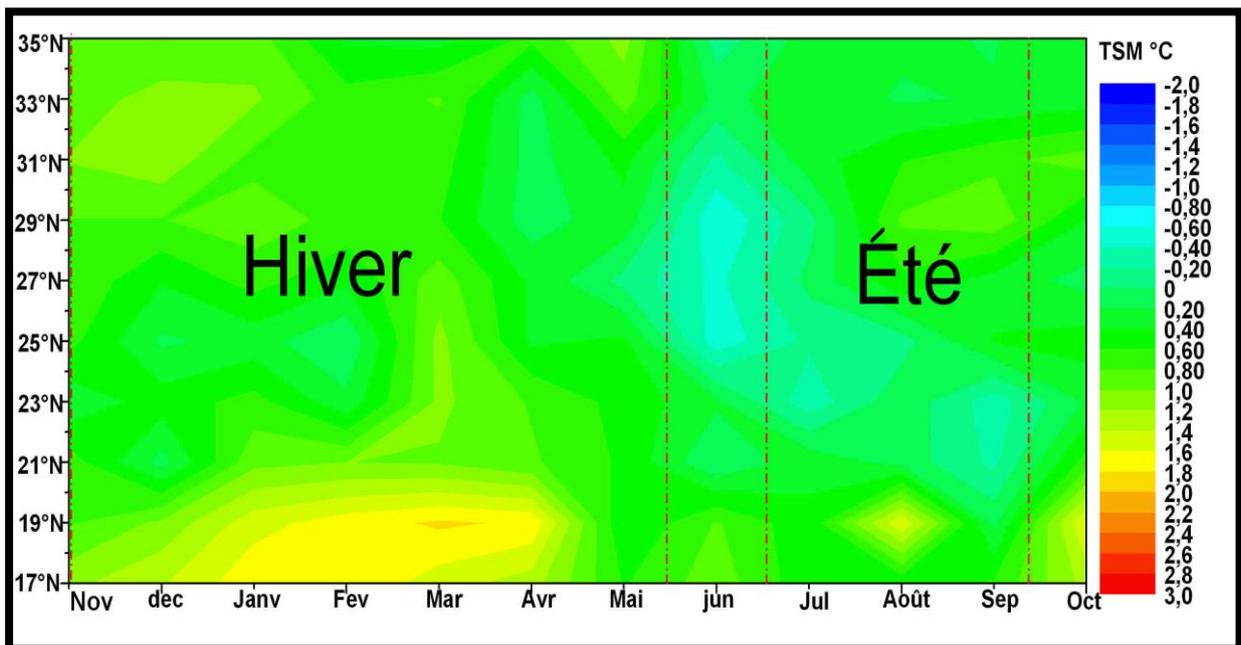


Figure 53. Régression linéaire des TSM au large en 1985-2002.

La Mauritanie enregistre un réchauffement plus fort et constant durant **la saison hivernale**; le maximum étant atteint en février au niveau du cap Timiris avec une augmentation de 2,07°C entre 1985 et 2002. Le réchauffement affecte également les TSM au large du Maroc notamment dans le nord entre 35°N et 27°N où la hausse atteint jusqu'à 1,4°C en décembre (Figure 53).

En été, la tendance des TSM au large se caractérise par une hausse générale notamment au large de la Mauritanie. Une tendance à la hausse qui se confirme également **en octobre** pour la Mauritanie. L'évolution des TSM au large semble plus contrastée **en juin** qui montre une tendance au refroidissement entre les latitudes 25°N et 29°N au moment où le réchauffement persiste au large du Maroc septentrional et de la Mauritanie.

De manière générale, l'analyse des régressions linéaires appliquées sur les moyennes mensuelles des TSM côtières et des TSM au large met en évidence que les TSM mauritaniennes se réchauffent plus que les eaux océaniques marocaines de surface notamment en hiver. La zone centrale de la côte maroco-mauritanienne (comprise entre 23°N et 29°N) tend plutôt à se refroidir en été notamment près de la côte.

L'impossibilité de fournir plus de précisions sur la variabilité interannuelle des TSM en se basant sur les régressions linéaires constitue une forte limite de cette analyse. Pour réduire cette imprécision, une seconde approche fondée sur l'analyse des anomalies standardisées³⁰ est abordée.

2.3.1.2. Les anomalies standardisées des TSM : forte variabilité interannuelle et concentration des anomalies chaudes entre 1995 et 2002.

Les anomalies des TSM sur la côte et au large du Maroc et de la Mauritanie, pendant la **saison hivernale (novembre – mai)** montrent que la période 1985-2002 se décompose en deux épisodes aux comportements thermiques opposés (Figure 54 et 55). Le premier épisode qui se situe entre 1985 et 1993 est caractérisé par la prédominance, sur la totalité de la zone étudiée, des conditions froides avec une année 1993-1994 particulièrement froide entre novembre et février. La localisation de cette anomalie négative (< -2) dans la plupart des cas, loin des côtes, suggère qu'elle n'est pas liée à une intensification de l'upwelling mais plutôt à un refroidissement général des eaux océaniques de surface. Au début de cette même période froide (1985-1993), l'année 1985 enregistre également une anomalie froide mais qui ne concerne que la fin de la saison hivernale (avril – mai) et se limite aux eaux océaniques mauritaniennes (Figures 55, latitudes 17°N-f et g, 19°N- f et g, et 21°N- f et g).

³⁰ Cf. Méthodes statistiques, chapitre 1, section 1.2.4.3..

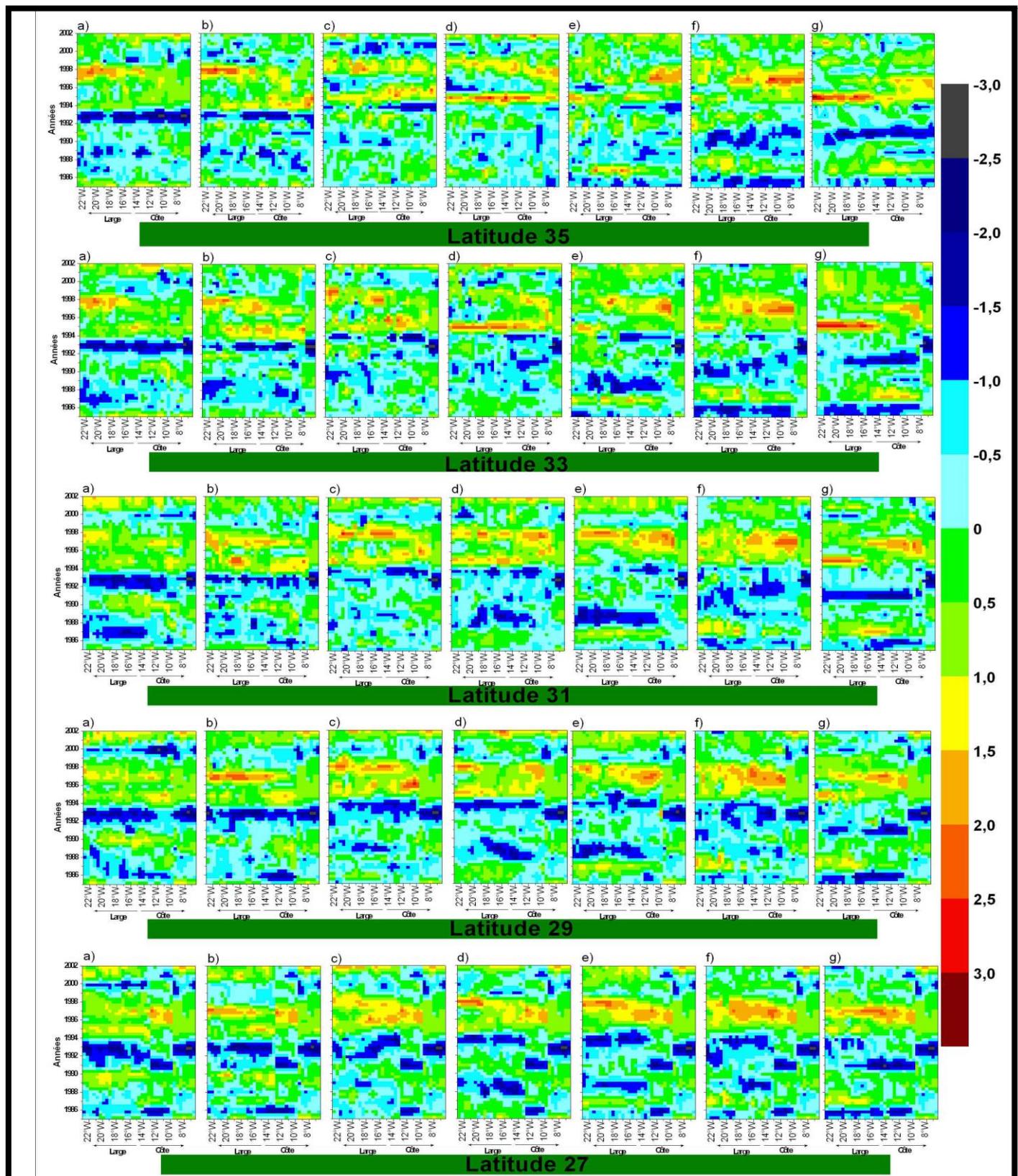


Figure 54. Les anomalies standardisées des TSM entre 1985 et 2002 pendant la saison hivernale (novembre-mai) aux latitudes comprises entre 35°N et 27°N.

a) novembre ; b) décembre ; c) janvier ; d) février ; e) mars ; f) avril ; g) mai. (Légende identique pour la figure 55)

A cette période froide succède à partir de 1994, une période plus chaude qui persiste jusqu'à 2002 malgré l'avènement d'une année froide 1999-2000 (Figures 54 et 55).

En dépit de l'avènement de cette anomalie froide, la période 1994-2002 reste une période chaude marquée par des anomalies chaudes notables. Depuis Larache (35°N) et jusqu'à Laïyoune (29°N) pour le mois de novembre, et jusqu'à Bojador (27°N) pour décembre et janvier, les deux années 1997 et 1998 enregistrent des anomalies chaudes plus marquées au large que sur la côte. Entre février et mai, cette même anomalie de l'année 1997-1998 persiste dans la totalité du domaine étudié (Figures 54 et 55).

De façon moins constante et moins intense, l'année 1995-1996 se caractérise également par une anomalie chaude pendant la saison hivernale (Figure 54 et 55). C'est le cas également de l'année 2001-2002 qui accuse des anomalies positives concentrées particulièrement au large entre les latitudes 31°N (région d'Essaouira et cap Ghir) et 25°N (Bojador) en novembre. Pendant le même mois, la région du cap Blanc (21°N) et du Cap Timiris (19°N), se différencient des autres régions par des anomalies chaudes en 2001-2002 concentrées plutôt dans la zone côtière. Entre décembre et mars, l'anomalie chaude de 2001-2002 intéresse particulièrement les eaux de surface mauritaniennes (entre 21°N et 17°N).

Pendant la saison hivernale, la mise en comparaison d'une part, des tendances de températures océaniques côtières et de celles des TSM au large pour chaque zone pendant la saison hivernale, avec d'autre part les anomalies standardisées des TSM année par année, permet d'expliquer les variations des tendances. Ainsi, la tendance au réchauffement constatée sur la côte mauritaniennes en novembre et en décembre (Figure 52) trouve son origine dans la prépondérance des conditions chaudes pendant la période 1994-2002 avec une anomalie chaude en 2000. Pendant le mois de novembre, le refroidissement côtier au niveau des régions de Tarfaya et cap Juby (27°N) et de Laïyoune (29°N) est dû à l'intrusion d'une période froide 1999-2002 renforcée par l'anomalie froide de 2002. Le refroidissement de 0,6°C (Figure 52) observé dans la région de Laïyoune (29°N) en novembre, peut s'expliquer par le prolongement d'une période froide 1998-2000 après une période chaude 1994-1997 (Figures 54 et 55).

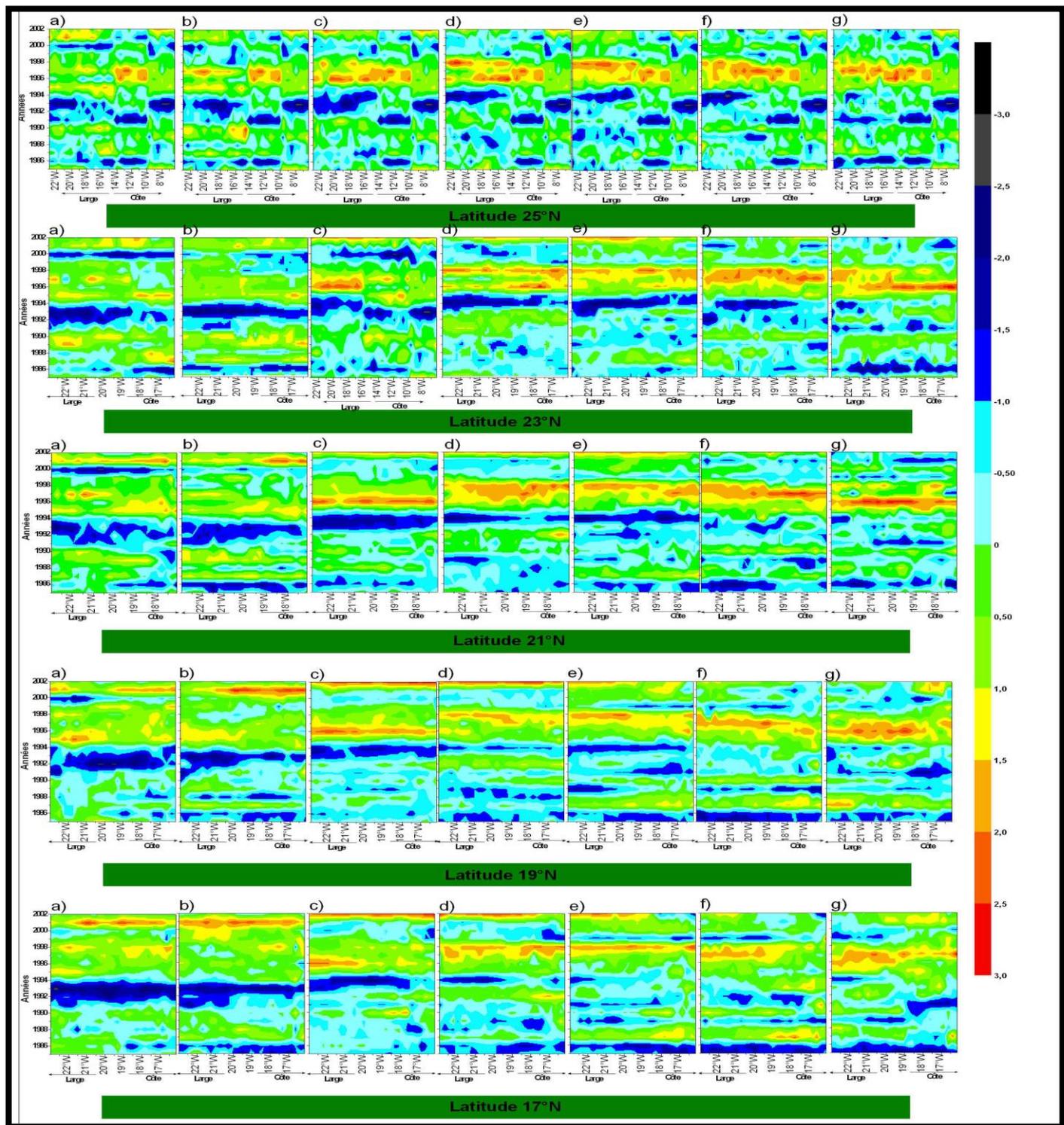


Figure 55. Les anomalies standardisées des TSM entre 1985 et 2002 pendant la saison hivernale (novembre-mai) aux latitudes comprises entre 25°N et 17°N.

Le réchauffement plus constant au large de la Mauritanie durant toute la période hivernale est dû au fait que certaines années ont manifesté un caractère chaud uniquement

au large notamment lorsque le caractère chaud est renforcé par la présence d'une anomalie chaude limitée au large. Cela peut prendre une dimension plus forte lorsque les tendances sont diamétralement opposées entre la côte et le large. C'est le cas dans la région de Tarfaya et cap Juby (27°N) qui connaît en novembre un fort réchauffement au large, tandis que les TSM côtières se refroidissent. Cette situation permet de mettre l'accent sur le rôle de l'upwelling dans la modification de la structure thermique côtière et donc sur l'indépendance des TSM côtières des mécanismes qui gèrent les TSM au large. En outre, ce qui pourrait être mis en cause ici est l'extension des eaux upwellées vers le large dans cette région caractérisée par un plateau continental étroit en comparaison des autres bandes côtières.

En résumé, le réchauffement généralisé pendant la période hivernale est la conséquence d'une évolution interannuelle caractérisée par la succession d'une longue période chaude 1994-2002 qui fait suite à une première période froide 1985-1993.

Contrairement à l'hiver, dont la variabilité interannuelle des TSM est caractérisée par l'alternance de deux périodes dont les caractéristiques thermiques sont opposées, **la saison estivale (juillet – septembre)** se distingue par une plus grande variabilité. Elle est constatée aussi bien à l'échelle interannuelle qu'aux échelles spatiale et intra-saisonnière.

En juillet-août, la période chaude 1987-1990 succède aux deux années 1985-1986 caractérisées par des TSM plus froides sur la quasi-totalité du domaine étudié. Toujours en juillet-août, la période 1991-1994, marquée par des conditions thermiques froides, contraste avec l'année 1995 qui affiche des TSM très élevées en traduisant des anomalies positives qui dépassent localement 2,5 (Figure 56). A partir de l'année 1996, l'évolution interannuelle des TSM diffère entre juillet et août. Pour le premier mois de l'été, on note notamment une grande variabilité spatiale marquée par une période chaude 1998-2002 plus particulièrement au large de la zone comprise entre 35°N et 27°N (Figure 56). Entre la latitude 25°N et la latitude 17°N, cette même période enregistre plutôt des TSM froides notamment au large (Figure 57). Pour août, l'évolution interannuelle des anomalies des TSM montre à partir de 1996 une alternance des années froides et chaudes notamment entre 35°N et 29°N (Figure 56). Entre 23°N et 17°N, une période chaude est observée entre 2000 et 2002 (Figure 57).

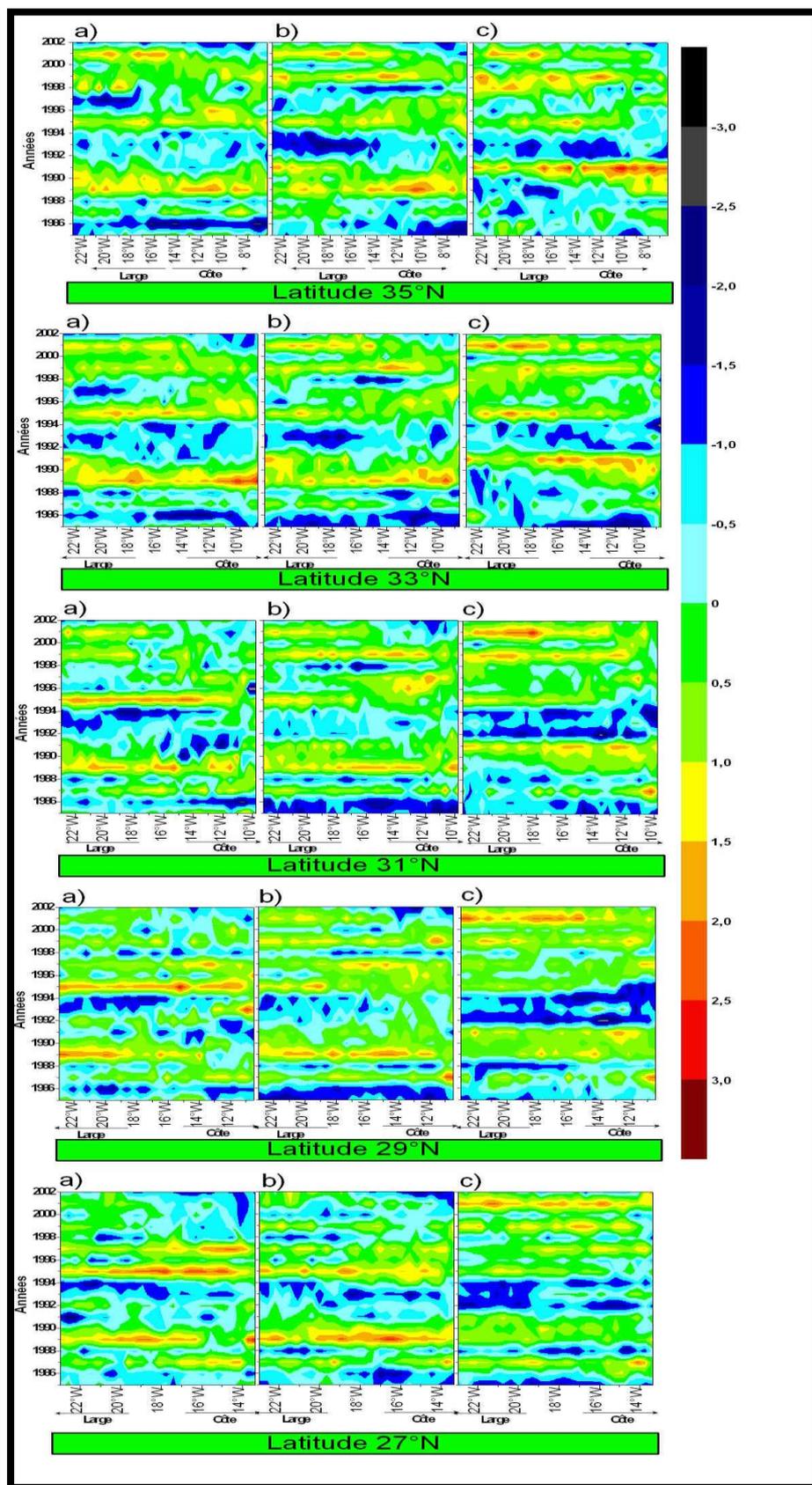


Figure 56. Les anomalies standardisées des TSM entre 1985 et 2002 en été aux latitudes comprises entre 35°N et 27°N

a) juillet ; b) août ; c) septembre.

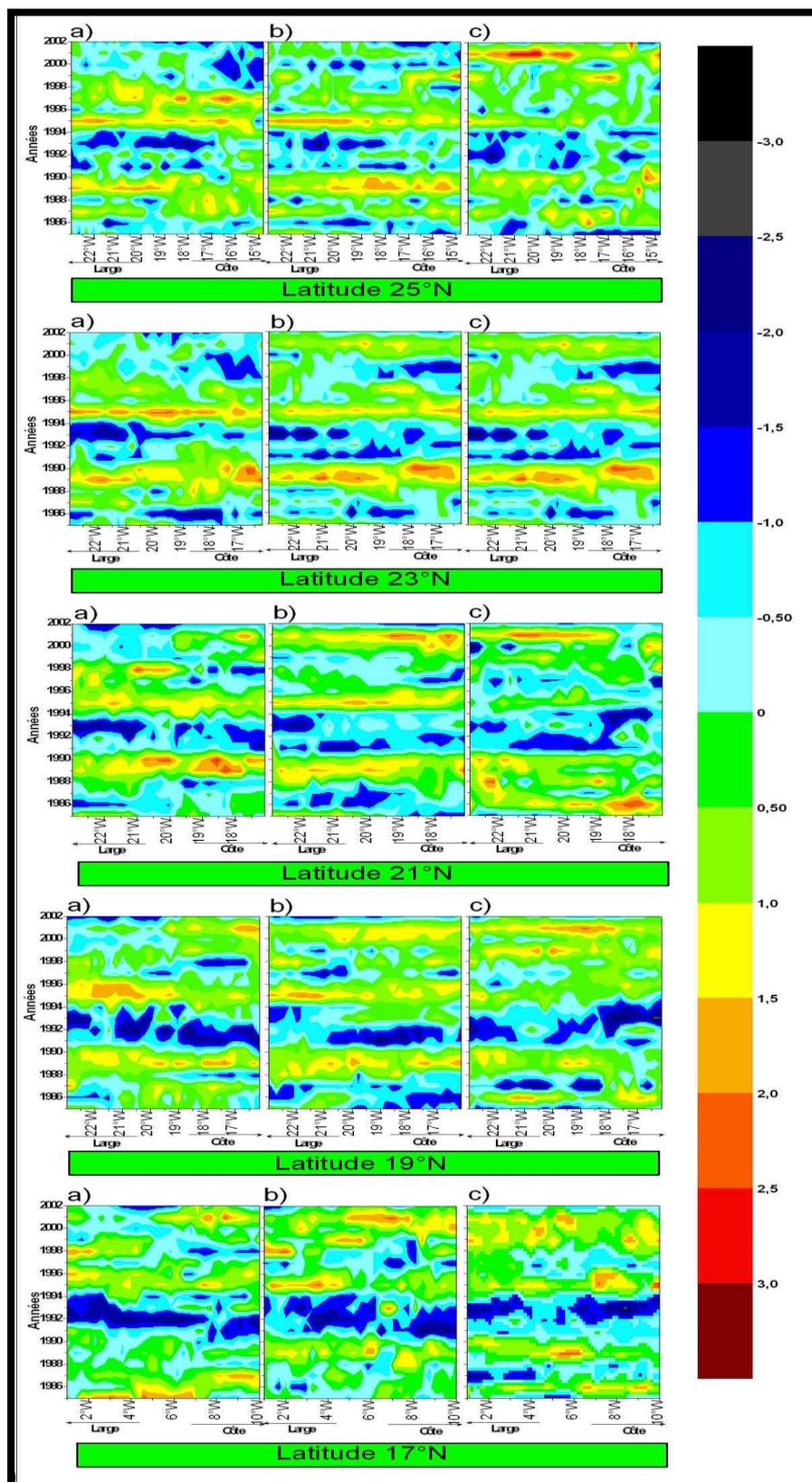


Figure 57. Les anomalies standardisées des TSM entre 1985 et 2002 en été aux latitudes comprises entre 25°N et 17°N

La prédominance des conditions chaudes pendant la période 1985-2002 est spécifique au mois de septembre comparé aux deux premiers mois de l'été, et c'est notamment la période 1985-1990 qui montre des anomalies chaudes plus fréquentes dans la zone située entre 23°N et 19°N (Figure 57). Plus au nord, entre 33°N et 27°N, une période chaude est observée entre 1994 et 2002 (Figure 57). Pour toute la zone étudiée, l'année 2001 se caractérise par des TSM élevées en septembre.

Un dernier constat peut être fait pour l'année 1991 qui se classe dans les années froides dans la zone comprise entre 25°N et 17°N tandis qu'elle est plus difficile à caractériser voire chaude entre 35°N et 27°N (Figures 56 et 57).

Pour conclure sur l'évolution des TSM en été, il est important de noter que le réchauffement estival (Figure 52) enregistré sur la côte mauritanienne, malgré sa persistance pendant les trois mois de l'été, reste moins fort que celui enregistré en hiver (Figure 52). Ce constat est confirmé sur toute la zone côtière 35°N - 17°N qui a connu un réchauffement plus sensible en hiver à l'exception du cap Blanc qui enregistre en été (juillet et septembre) une tendance à la baisse, et de la région de Bojador (25°N) qui a connu également un refroidissement côtier pendant la saison estivale.

Entre la côte et le large apparaissent localement des contrastes voire des oppositions des tendances des TSM estivales. Une explication peut en être apportée en comparant ces tendances (large –côte) aux anomalies interannuelles des TSM estivales.

La récurrence des anomalies chaudes entre 1998 et 2002 pendant juillet et août sur la côte mauritanienne dans une période marquée par des conditions froides au large de la Mauritanie (Figures 57) peut expliquer la divergence des tendances des TSM entre la côte et le large (Figures 52 et 53). Si cette divergence n'existe plus en fin de l'été (septembre), c'est que la période chaude 1998-2002 a touché toute la radiale de la côte jusqu'au large.

Le refroidissement des TSM côtières constaté en juillet et en août dans la région Bojador-Tarfaya et cap Juby (27°N- 23°N) (Figure 52) s'explique par la présence d'une période froide 1998-2002 en juillet et 1999-2002 en août au niveau de la côte de cette région par opposition à la situation au large où les conditions froides sont moins fréquentes.

En juin (période de transition entre l'hiver et l'été), L'anomalie chaude survenue en 1997 dans la zone côtière de toute la région comprise entre El Jadida (33°N) et Bojador (25°N) témoigne d'une diminution voire d'une absence de l'upwelling saisonnier cette année, notamment lorsque l'anomalie n'affecte que la zone côtière (Figure 58).

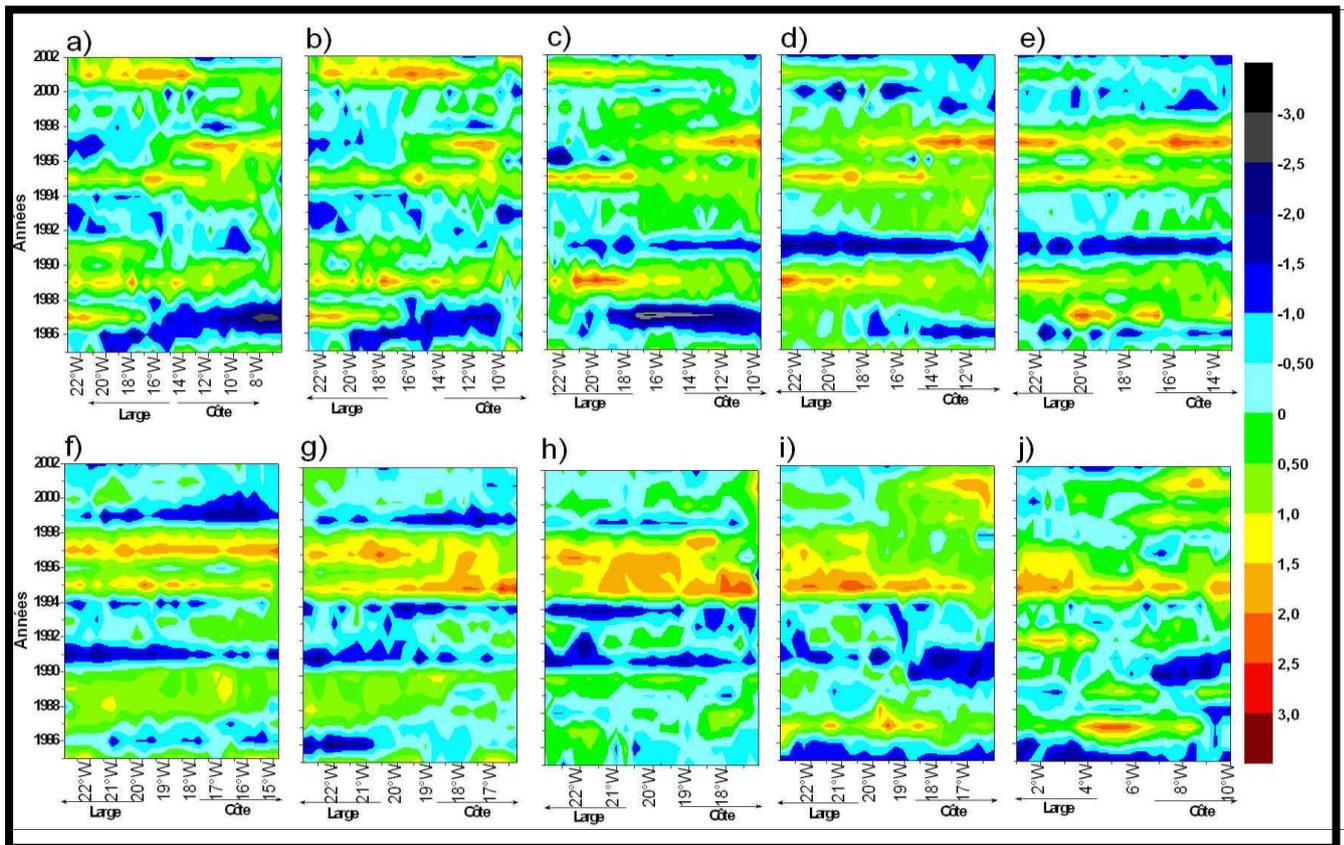


Figure 58. Les anomalies standardisées des TSM entre 1985 et 2002 en juin aux latitudes comprises entre 35°N et 17°N

a) = latitude 35° N ; b) lat 33° N ; c) lat 31° N ; d) lat 29° N ; e) lat 27° N ; f) lat 25° N ; g) lat 23° N ; h) lat 21° N ; i) lat 19° N et j) latitude 17° N.

Les autres anomalies chaudes enregistrées en juin concernent l'année 1987 au large de Tarfaya, du cap Juby (27°N), et de la latitude 17°N, puis l'année 1995 sur toute la zone située entre Bojador et le sud de la Mauritanie (17°N) (sur la côte entre Dakhla et cap Blanc) et au large de la région de Bojador et en Mauritanie (19°N-17°N).

L'anomalie froide la plus présente, s'est produite en 1991 entre El Jadida (33°N) et cap Timiris (19°N). Notons également la présence d'une anomalie froide en 1990 au niveau de la zone côtière du 17°N.

Le mois de juin enregistre en Mauritanie un réchauffement qui est plus fort au niveau de la côte (Figures 52 et 53). En effet, les anomalies montrent une période très chaude réduite à la côte mauritannienne en 1998-2002. Le même constat peut être fait au niveau du cap Blanc où une période chaude 1998-2002 a intéressé la zone côtière alors que des conditions plutôt froides ont régné au large.

L'évolution inter-annuelle des anomalies montre également, à cet égard, l'avènement d'une anomalie chaude très prononcée sur la côte en 1995 alors qu'au large, cette année montre un caractère chaud mais sans anomalie.

La région de Tarfaya et cap Juby (27°N) se démarque par un refroidissement sur la côte alors qu'aucune tendance n'est enregistrée au large. Cette absence de similitude est due à une période 1999-2002 plus froide sur la côte qu'au large, même si aucune anomalie froide n'est remarquée (Figure 58).

Le mois d'octobre (mois de transition entre l'été et l'hiver) présente une grande variabilité interannuelle et spatiale des anomalies des TSM au Maroc (Figures 59- a, b, c, d, e, f et g), tandis qu'en Mauritanie et au cap Blanc, deux périodes aux caractères thermiques opposés rythment les séries chronologiques des TSM en 1985-2002 (Figure 59- h, i et j).

En effet, la période 1985-1987 affiche des anomalies chaudes au nord du Maroc entre les latitudes 35°N et 33°N (Figures 59- a et b). Tandis que dès la latitude 31°N (Figure 59- c), les années 1985 et 1986 se caractérisent par des anomalies froides. Une anomalie froide enregistrée en 1993 a affecté la totalité des TSM étudiées notamment en Mauritanie où cette anomalie est plus marquée (-3). L'année 1998 présente une anomalie chaude observée uniquement au large de la zone comprise entre Laraãche (35°N) et El Jadida (33°N) (Figure 59). Enfin, une anomalie chaude en 2001 affecte l'ensemble de la zone étudiée. En revanche, elle ne touche la côte qu'en Mauritanie (Figure 59). A Dakhla et au cap Blanc, apparaissent deux anomalies chaudes bien localisées sur la côte respectivement en 1992 et en 1996.

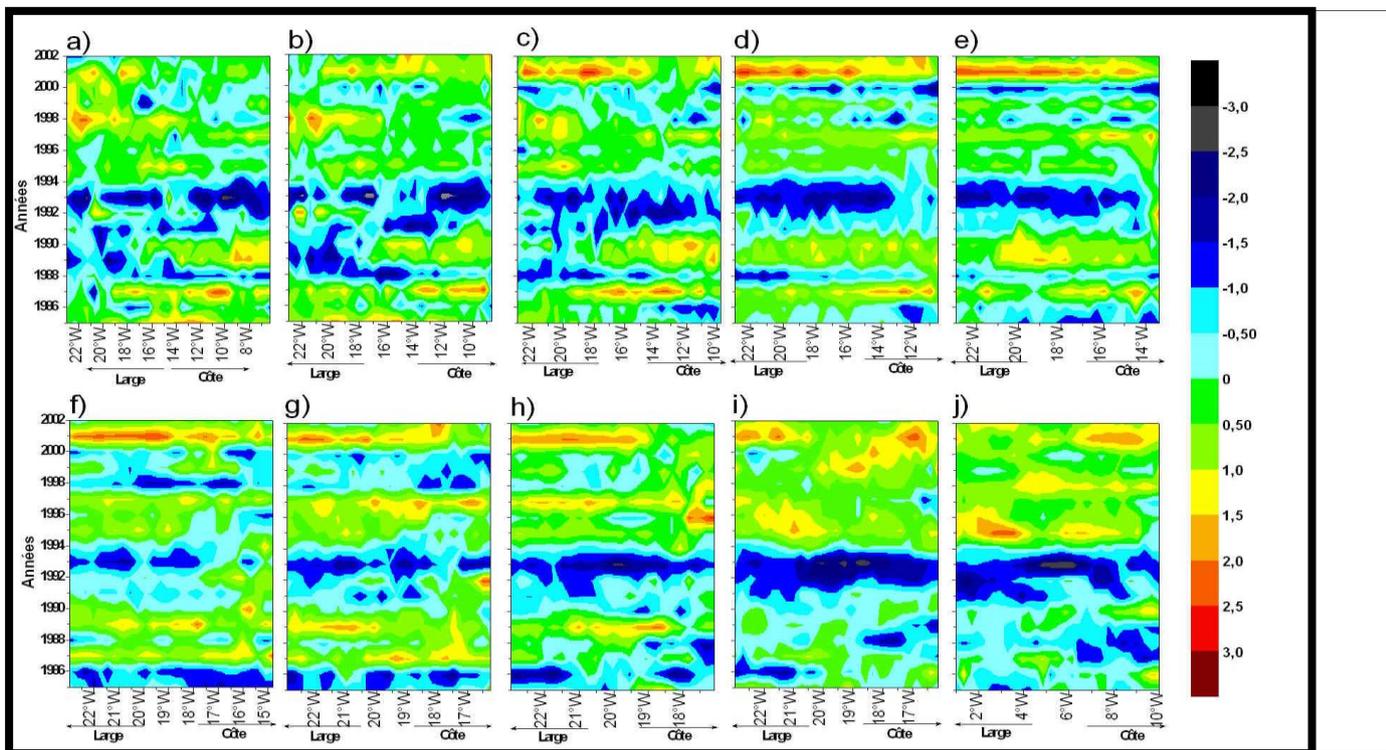


Figure 59. Les anomalies standardisées des TSM entre 1985 et 2002 en octobre aux latitudes comprises entre 35°N et 17°N

a) = latitude 35° N ; b) lat 33°N ; c) lat 31°N ; d) lat 29°N ; e) lat 27°N ; f) lat 25°N ; g) lat 23°N ; h) lat 21°N ; i) lat 19°N et j) latitude 17°N.

En Mauritanie et au cap Blanc, l'évolution interannuelle des anomalies standardisées des TSM se singularise en octobre, par la présence de deux périodes distinctes par leur comportements thermiques. Les conditions thermiques se caractérisent par un premier épisode froid qui comprend la période 1985-1994 avec une anomalie froide en 1986 au cap Blanc et en 1993 sur toute la Mauritanie et le cap Blanc. La deuxième période 1995-2002 marque un passage brutal vers des conditions chaudes puisqu'elle débute par une anomalie chaude en 1995 au large de la Mauritanie (Figures 59- h, i et j).

La répartition des anomalies du mois d'octobre dans le temps et dans l'espace explique les disparités constatées dans les tendances de l'évolution des TSM côtières et des TSM au large. L'anomalie chaude observée en 2001 au large de la région située entre le cap Blanc et Tarfaya et cap Juby, puis au large de la région comprise entre Essaouira et cap Ghir d'un côté et El Jadida d'un autre côté explique la différence des tendances avec la côte, où cette anomalie n'a pas eu lieu (Figures 52, 53 et 59).

2.3.2. Evolution interannuelle de l'indice thermique de l'upwelling (l'ITNU).

2.3.2.1. En termes d'intensité

Comme pour les TSM côtières et les TSM au large, les séries de l'ITNU qui couvrent la période 1985-2002 ont fait l'objet d'une analyse des tendances basée sur la régression linéaire³¹. La figure 60 qui représente la pente des tendances linéaires de l'intensité de l'ITNU montre pour l'hiver des tendances nettement marquées qui opposent le nord au sud pendant les deux mois de novembre et décembre, et moins marquées avril.

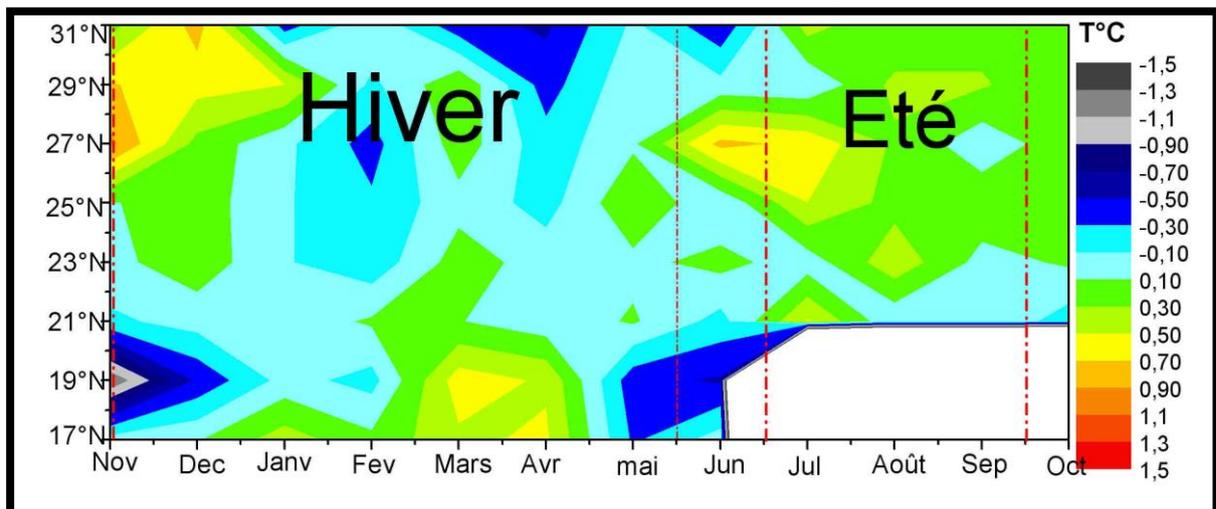


Figure 60. Indice thermique de l'upwelling ITNU : Régression linéaire 1985-2002

³¹ Cf. Méthodes statistiques, chapitre 1, section 1.2.3.1.

En effet, des baisses de l'intensité de l'ITNU de l'ordre de $-1,2^{\circ}\text{C}$ et de $-0,4^{\circ}\text{C}$ sont constatées à la latitude du cap Timiris (17°N) respectivement en novembre et en décembre (Figure 60). Simultanément, la zone comprise entre les parallèles 27°N (Tarfaya et cap Juby) et 31°N (nord du cap Ghir) connaît quant à elle, une évolution positive de l'intensité de l'ITNU qui persiste jusqu'en janvier tout en montrant des nuances entre les trois mois de novembre, décembre et janvier et entre les latitudes 27, 29 et 31°N (Figures 60). Ainsi, le mois de novembre enregistre une augmentation de l'ITNU de l'ordre de $0,8^{\circ}\text{C}$ dans la région de Tarfaya et cap Juby (27°N) qui continue d'augmenter mais moins fortement, vers le nord jusqu'au cap Ghir (31°N) pendant les trois mois précités.

Une légère intensification de l'upwelling pendant les deux mois de mars et avril au sud de la Mauritanie s'oppose à un affaiblissement de l'intensité de l'ITNU dans la zone septentrionale comprise entre Lāayoune et cap Ghir (29°N - 31°N) (Figure 60). La zone de l'upwelling permanent (entre 21°N et 27°N) connaît, contrairement aux deux zones où l'upwelling est saisonnier, une variabilité temporelle très faible voire une stabilité durant la période étudiée.

Une covariance négative évidente existe entre les TSM côtières et l'upwelling. La carte de l'évolution des TSM côtières dessine les tendances inverses des tendances de l'ITNU. Les zones qui ont connu un fort réchauffement enregistrent un affaiblissement de l'ITNU. A l'opposé, lorsqu'une baisse des TSM côtière est observée, l'ITNU se caractérise par une augmentation.

Les campagnes océanographiques réalisées par l'INRH (l'Institut National des Recherches Halieutiques du Maroc) entre 1994 et 1998 qui intègrent plusieurs paramètres (températures, salinité, oxygène, chlorophylle a^{32} , concentration en phosphate³³...) le long de la côte atlantique marocaine comprise entre 29°N et 26°N , ont produit des résultats qui confirment les nôtres (Hilmi et al, 2000). La synthèse de ces campagnes fait apparaître, selon des mesures à 30 m et en surface, une anomalie thermique positive durant la saison hivernale (DJF) 1994-1998 notamment entre cap Juby et Dakhla. Cette anomalie positive est due à une augmentation des TSM en hiver 1997, intervenue après une baisse de celles-ci pendant l'hiver 1994. Les mêmes campagnes océanographiques ont révélé que, pendant la période 1994-1998, l'origine de la remontée la plus profonde dans la même zone est située à 250 m enregistrée en hiver 1994. L'hiver 1994 a également été marqué, dans les environs du cap Juby, par un maximum de concentration en phosphates près du fond, ce qui témoigne de la présence d'un fort upwelling. L'hiver 1997 quant à lui, est considéré comme l'hiver le plus chaud de la période 1994-1998, et comme l'hiver qui a connu un appauvrissement en matière chlorophyllienne. En fait, la période précédant cet hiver est caractérisée par un

³² La chlorophylle a est le pigment photosynthétique le plus commun du règne végétal. Il est présent chez tous les végétaux aquatiques et terrestres. La mesure de sa concentration dans l'eau est utilisée comme indicateur de la quantité de plancton végétal et de l'intensité de l'upwelling induit par le transport d'Ekman.

³³ La concentration des eaux de surface marine en phosphate indique leur degré de fertilité. Elle constitue un des indicateurs mesurés dans le but d'estimer l'intensité de l'upwelling. Ce dernier constitue la principale source d'enrichissement des eaux de surface marine en phosphate qui remonte en surface lors du déclenchement du processus de l'upwelling.

affaiblissement des vents, notamment à la fin de l'année 1996 qui se caractérise par une longue période d'accalmie aérologique (Hilmi et al, 2000).

Effectivement, la restitution de l'intensité et de l'extension spatiale de l'upwelling à l'aide de l'ITNU en intégrant, comme manifestation principale de l'upwelling, le refroidissement induit par les remontées froides montre que l'hiver 1994 a enregistré l'intensité et l'extension spatiales maximales à la latitude 27°N où se situe le sud du cap Juby (Figure 61). Inversement, les hivers 1996-1997 montrent une nette diminution de l'ITNU (Figure 61).

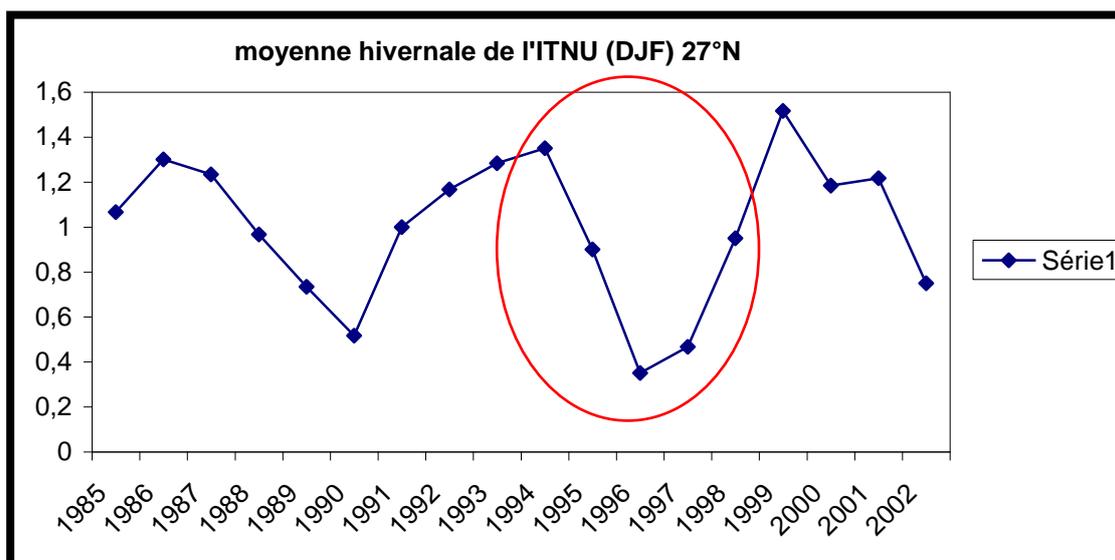


Figure 61. Moyenne hivernale (DJF³⁴) de l'ITNU à la latitude 27°N, sud du cap Juby.

Pendant **la saison estivale**, la manifestation de l'upwelling concerne en plus de la zone de l'upwelling permanent, la zone située au nord du cap Blanc. L'évolution interannuelle estivale de l'upwelling durant la période 1985-2002 se caractérise en règle générale par une faible tendance à la hausse voire par une stabilité de l'intensité de l'upwelling (Figure 60). Les seules tendances significatives sont observées en juillet dans deux secteurs qui se situent dans la zone de l'upwelling permanent. La première est observée à la latitude 27°N (sud du cap Juby) avec une augmentation de 0,64°C (Figure 60). La seconde est observée au cap Blanc avec une intensification de 0,52°C (Figure 60).

En se référant à la campagne océanographique réalisée par l'INRH, qui porte sur l'évolution des caractéristiques thermiques et biologiques des zones côtières marocaines, il s'avère que l'été 1994 (les mesures de juillet) a connu un faible upwelling au Maroc notamment vers le 27°N où les TSM côtières ne montrent pas d'anomalies froides (Figure 56- a). Cet affaiblissement de l'upwelling est confirmé également par une concentration très faible en phosphate (Hilmi et al, 2000).

³⁴ Nous avons tenu compte de la saison hivernale DJF pour permettre une comparaison avec les études qui adoptent un découpage saisonnier.

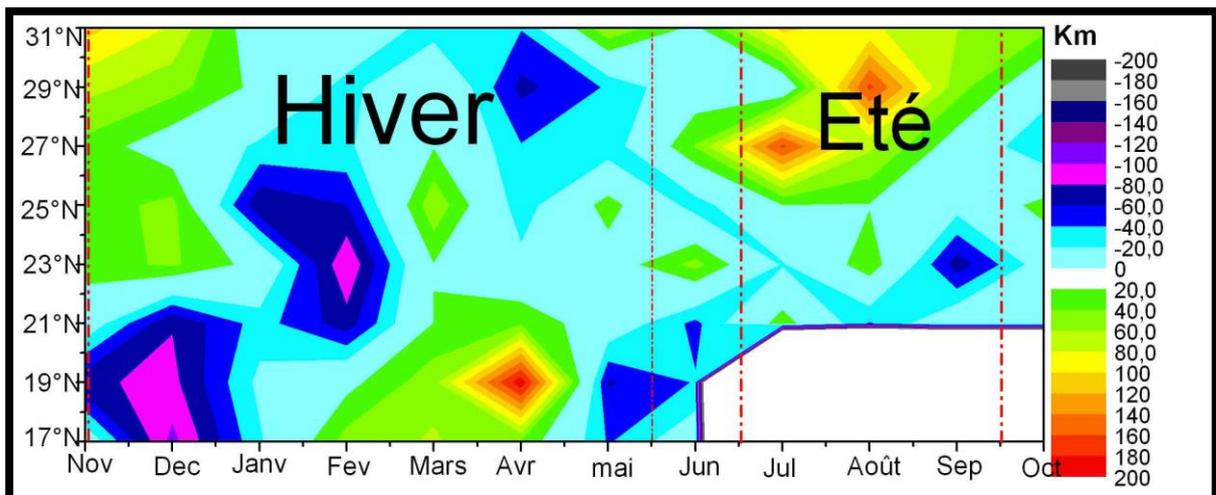
En plus du réchauffement généralisé des TSM en 1995, les résultats de cette campagne vont dans le même sens que les nôtres pour l'augmentation de l'upwelling entre 1994 et 1998 dans la zone comprise entre Cap Barbas et Cap Blanc (23°N-21°N). Cette intensification de l'upwelling est estimée en fonction d'un gradient thermique côte-large élevé et d'une concentration plus importante en phosphate.

L'évolution de l'upwelling en été montre des tendances qui vont à l'encontre de celles des TSM côtières (Figures 52 et 60). D'où une anti-corrélation de $-0,56^{35}$. Ainsi, si l'on se restreint à la zone 21°N-31°N touchée par l'upwelling permanent et l'upwelling saisonnier, le refroidissement observé au cap Blanc en juillet et septembre correspond à un renforcement de l'upwelling, tandis que le réchauffement accusé en août de la même zone correspond à une évolution négative de l'upwelling. L'intensification la plus forte de l'upwelling 0,64°C enregistrée au 27°N en juillet correspond à une diminution des TSM côtières de l'ordre de $-1,45^{\circ}\text{C}$.

Alors qu'aucune tendance significative n'est observée pendant le mois **d'octobre, en juin** l'ITNU se renforce dans la limite nord de la zone où l'upwelling est permanent (27°N). Cette intensification est de l'ordre de 0,76 °C (Figure 60). Parallèlement, un affaiblissement de $-0,52^{\circ}\text{C}$ de l'intensité de l'ITNU est enregistré au 31°N où l'upwelling est plutôt estival (Figure 60).

2.3.2.2. En termes d'extension vers le large.

Pendant la saison hivernale, le coefficient de corrélation entre les évolutions de l'intensité et celles de l'extension spatiale de l'ITNU est de 0,66. Cela implique qu'une forte intensité de l'upwelling peut introduire une amplification de l'extension des eaux « upwellées » vers le large. Ainsi, l'intensification de l'upwelling constatée entre novembre et janvier dans la zone de Tarfaya et cap Juby – cap Ghir (31°N-27°N), est accompagnée d'une progression (en novembre et décembre) des eaux résurgentes vers le large qui atteint 100 km (Figure 62).



³⁵ Cf. Méthodes statistiques, chapitre 1, section 1.2.4.5.

Figure 62. Extension spatiale de L'ITNU vers le large en km par régression linéaire 1985-2002.

Le même constat est vérifié pour le sud de la Mauritanie où une intensification de L'ITNU en mars et en avril a eu pour effet, une propagation plus importante des eaux des remontées froides vers le large. Cette extension est d'autant plus forte en avril avec une progression plus marquée de 194 km sur les 18 ans d'étude au niveau du cap Timiris (17°N) (Figure 62). Conjointement, l'affaiblissement de L'ITNU constaté en Mauritanie explique la tendance au rétrécissement des eaux de l'upwelling vers la côte. Soulignons aussi que, d'une manière disproportionnée à la faible baisse de l'intensité de L'ITNU, la zone atteinte par les eaux de l'upwelling s'est fortement rétrécie entre janvier et février dans le secteur de l'upwelling permanent. Ce recul a atteint plus de -100 km pour une baisse d'intensité de -0,2°C au niveau de la côte saharienne (23°N) par exemple (Figures 60 et 62).

Il est important de souligner le rôle que jouent la configuration géomorphologique de la côte, la profondeur et la largeur du plateau continental, dans l'intensité de l'ascension des eaux sub-superficielles et dans l'extension de ces eaux vers le large, mais aussi dans la persistance de l'anomalie froide dans le temps. La région du golfe Cintra (vers 23°N) est située dans un secteur de la côte où le plateau continental n'est pas très large comparé, par exemple, à la zone du cap Ghir au nord ou à la baie d'Arguin (entre le cap Blanc et le cap Timiris) (Figure 9). De plus, la concavité accentuée et prolongée de la côte dans ce secteur (golfe Cintra) a un effet sur la dérive d'Ekman qui n'est donc pas perpendiculaire au trait de la côte comme à Essaouira par exemple. Il est envisageable que la dérive s'effectue dans la direction du sud en empêchant un renforcement des eaux d'upwelling et leur prolongement horizontal le long de la radiale. En conséquence, face à des conditions de ventilations égales, les remontées froides seront moins fortes dans cette zone. Même en présence d'une intensité égale de l'upwelling, l'extension vers le large sera également moins importante dans cette zone.

A la latitude 19°N, au nord du cap Timiris, la largeur du plateau continental et la configuration de la côte ont un effet plutôt favorable à une extension forte des eaux upwellées vers le large. Cela s'illustre par une augmentation de l'extension de l'upwelling de 194 km sur les 18 ans d'étude à la suite d'une intensification de celui-ci qui a atteint à peine 0,4°C (Figures 60 et 62).

En été (juillet-septembre), même si la corrélation entre les deux évolutions est significative (0,65), la variation de l'extension spatiale de l'upwelling ne s'opère pas dans les mêmes proportions que celle observée pour son intensité. Les contrastes sont plus prononcés au niveau des tendances de l'extension spatiale de l'upwelling. L'on constate ainsi qu'à une tendance significative à la hausse de l'intensité de l'upwelling de l'ordre de 0,52°C, - exemple de juillet à la latitude du cap Blanc- correspond une augmentation de l'extension spatiale de l'upwelling de 32,28km. Une intensification des remontées des eaux froides de l'ordre de 0,65°C toujours observée en juillet à la latitude 27°N, concorde avec un prolongement de 164,33km des eaux upwellées vers le large (Figures 60 et 62).

2.4. Evolution plus récente de l'upwelling maroco-mauritanien : ultérieurement à 2002.

Bakun (1990) avait fait valoir que l'activité de l'upwelling s'intensifierait à l'échelle mondiale dans un contexte de réchauffement global. La tendance au renforcement de l'upwelling sur la côte occidentale de la péninsule ibérique entre 1948 et 1979 (Bakun, 1990), semble confirmer cette hypothèse.

Cependant, les études ultérieures ne valident pas toutes cette hypothèse. Ainsi, entre 1985 et 2007 une nette tendance au réchauffement des TSM est constatée dans le domaine océanique compris entre 50°N et 50°S et entre 140°O et 30°E (+0,31 °C par décennie). Le bassin atlantique tropical oriental est la zone océanique qui se réchauffe le plus. Ceci est d'autant plus vrai pour la zone comprise entre 10°N et 20°N (sud du système canarien) où l'augmentation des TSM atteint 0,5°C par décennie (Demarcq, 2009). Cette même étude fait état d'un réchauffement moindre dans les zones côtières d'upwelling ouest africain (+0,42 °C par décennie) en comparaison aux autres marges continentales des océans (+0,56 °C par décennie) (*idem*). Ce résultat aurait pu conforter les analyses de Bakun (1990) dans la mesure où un renforcement de l'activité de l'upwelling pourrait être à l'origine de l'atténuation du réchauffement dans les zones de l'upwelling. Mais ceci n'est pas vérifié dans toutes les zones lorsque d'autres paramètres environnementaux spécifiques aux zones de l'upwelling sont pris en considération. Dans ce cadre, la même étude met en évidence des tendances opposées des vents favorables aux résurgences des eaux froides entre le nord et le sud du système des Canaries. Au moment où ces vents gagnent 0,26 m/s par décennie au nord entre 1998 et 2007, ils perdent 0,26 m/s par décennie au sud. La baisse de l'intensité des vents au sud du système des Canaries est accompagnée d'une baisse de la biomasse représentée par la chlorophylle a qui enregistre la baisse la plus importante de tous les systèmes de l'upwelling, soit -0,6 mg Chl-a m⁻³ par décennie durant la même période. Cette tendance négative touche toute la zone comprise entre 10°N et 31°N avec une forte extension vers le large qui dépasse le plateau continental et dont le maximum d'extension situé entre 15°N et 20°N est de 1000 km (Demarcq, 2009).

Cette analyse corrobore celle de Ould Taleb Ould Sidi (2005), qui indique que l'indice de l'upwelling mauritanien établi par l'IMROP³⁶ enregistre une décroissance linéaire entre 1958 et 2003 avec un minimum d'activité enregistré en 1997 et un maximum daté de 1959.

Sur une période plus longue, les données NCEP de 1948-2009 qui ont servi à établir un indice de l'upwelling, montrent une diminution de ce dernier dans la quasi-totalité du système canarien (Pardo et al, 2011). Pendant cette période, l'affaiblissement hivernal de l'indice de l'upwelling (I_w)³⁷ à 31,4°N (latitude du cap Ghir) est de -50 m³ km⁻¹ s⁻¹ par

³⁶ L'Institut Mauritanien de Recherches Océanographiques et des Pêches.

³⁷ L'indice de l'upwelling (I_w) estimé par Bakun (1973). Il est calculé selon une formule qui tient compte de la densité de l'air, de la force de Coriolis par latitude, de la densité de l'eau de mer et de la composante du vent parallèle à la côte. L'estimation de l' I_w s'exprime par des valeurs négatives ou positives à chaque point de la côte.

décennie. Dans la même zone, l'upwelling enregistre un renforcement entre 1948 et 2009 en automne mais cette tendance s'inverse si l'on ne tient compte que de la période 1969-2009. L'affaiblissement hivernal de l'upwelling est encore plus important entre 20°N et 16°N (côte mauritanienne) où la baisse de l' I_w atteint $-80 \text{ m}^3 \text{ km}^{-1} \text{ s}^{-1}$ par décennie (Pardo et al, 2011).

Par ailleurs, il est établi que les changements climatiques dans les zones côtières comme ceux qui affectent l'intensité des vents, les variations des TSM ou directement l'upwelling, ont un impact direct sur l'organisation de l'écosystème côtier jusqu'au plus haut de la chaîne trophique (Orbi, 2011 ; Aristegui et al, 2009 ; Cury et Roy, 1987 ...). En conséquence, les variations observées dans un écosystème d'une zone d'upwelling sont autant d'indications sur l'évolution de celui-ci. A ce propos, une baisse sensible (-48%) de la biomasse a été enregistrée dans la région du nord de l'Afrique occidentale en 2010 par rapport à l'année 2009 (Sambe, 2012). La diminution de la biomasse est particulièrement marquée entre le cap Cantin et le cap Bojador (-40 %). Entre le cap Bojador et le cap Blanc, la biomasse a diminué de 30%. Notons que cette mauvaise année 2010 succède aux années 1997 et 2006 qui avaient enregistré à leur tour une baisse importante de la biomasse. Cette décroissance est attribuable aux conditions hydrologiques dues à l'affaiblissement de l'upwelling (Orbi, 2011).

Conclusion du chapitre

Les analyses statistiques ont permis de définir les cycles saisonniers des TSM et de l'upwelling côtier maroco-mauritaniens. Dans un premier temps, l'ACP avec rotation Varimax a déterminé un découpage saisonnier des TSM avec deux saisons distinctes ; l'hiver et l'été qui sont séparées à chaque fois par un mois de transition. L'hiver s'étend de novembre à mai. Séparée de l'hiver par le mois de juin, la saison estivale dure de juillet à septembre. Le mois d'octobre incarne la transition entre l'été et l'hiver. Dans un deuxième temps, le cycle saisonnier de l'indice thermique de l'upwelling (ITNU) a pu être déterminé. La saisonnalité de l'upwelling met en évidence trois zones différentes. La première située entre le nord du cap Blanc (21°N) et cap Bojador (27°N), abrite un upwelling permanent qui présente néanmoins des variations saisonnières. La seconde zone qui se situe au sud du cap Blanc (21°N) connaît un upwelling hivernal, tandis qu'au nord du cap Bojador, l'upwelling est principalement estival.

L'analyse de l'évolution interannuelle de l'environnement côtier a été entreprise en trois étapes. **Premièrement**, une synthèse de l'évolution de l'upwelling **avant 1985** a permis de souligner l'importance des années 1970. Au niveau de la côte septentrionale marocaine, la moitié de la décennie 1970 symbolise un changement de phase entre une période 1964-1975 voire 1952-1975, caractérisée par un upwelling intense, et la période débutant après 1975, pendant laquelle l'intensité de l'upwelling a considérablement décliné. Près de la côte saharienne et mauritaniennes, la décennie 1970 enregistre les maximums absolus de l'intensité de l'upwelling.

Dans un deuxième temps, l'analyse de l'évolution des TSM et de l'upwelling basée sur les données thermiques satellitaires relatives à la **période 1985-2002** a révélé des contrastes saisonniers, intra-saisonniers et latitudinaux. Les régressions linéaires appliquées aux données des TSM côtières font ressortir un réchauffement généralisé sur toute la côte pendant l'hiver, et plus particulièrement au début de l'hiver sur la côte mauritaniennes. Une seule exception pendant l'hiver concerne le nord du Sahara qui enregistre un refroidissement des TSM côtières en début de l'hiver. Les tendances sont plus contrastées pendant l'été aussi bien près de la côte qu'au large, alors que l'hiver enregistre un réchauffement généralisé des TSM au large notamment en Mauritanie.

Comme les séries chronologiques des TSM, les séries chronologiques de l'intensité et de l'extension spatiale de l'ITNU relatives à la période 1985-2002 ont fait l'objet d'un suivi basé sur les régressions linéaires. Les résultats issus de cette analyse mettent en évidence un décalage dans l'évolution de l'upwelling en début de l'hiver (fin de l'hiver) entre d'une part, la côte mauritaniennes où celui-ci régresse (s'intensifie), et de l'autre côté, la côte marocaine où il s'intensifie (régresse).

Toujours au cours de la période 1985-2002, l'analyse par régressions linéaires est complétée par une analyse basée sur les anomalies standardisées des TSM. Cette dernière a permis de montrer que :

-En hiver, l'apparition d'une longue période chaude 1994-2002 après une première période fraîche 1985-1993 peut expliquer la tendance générale au réchauffement des TSM.

-De l'évolution interannuelle des anomalies standardisées pendant la saison estivale, le plus marquant est le contraste qui existe entre les TSM côtières et celles situées au large. Pendant le début de l'été (juillet-août), on constate une divergence entre les TSM côtières qui ont enregistré des anomalies froides entre 1998 et 2002, et les TSM au large où les conditions froides étaient moins fréquentes. En septembre, la zone septentrionale marocaine a enregistré des anomalies chaudes uniquement au large entre 1995 et 2002.

Enfin, **la troisième étape** de cette analyse qui s'est intéressée à l'évolution des TSM et de l'upwelling **ultérieurement à 2002**, à partir des travaux récents sur le sujet a montré :

-Un réchauffement net qui caractérise les TSM océaniques entre 50°N et 50°S et 140°O et 30°E. Au sein de ce secteur, le bassin atlantique tropical oriental est celui qui se réchauffe le plus.

-A l'image de la période 1985-2002, les TSM pendant la période 1985-2007 se réchauffent davantage au large que sur la côte, et dans le sud du système canarien que dans le nord.

-En plus du paramètre thermique, les analyses d'autres paramètres environnementaux spécifiques aux zones de l'upwelling tels que la chlorophylle a et les vents, indiquent un affaiblissement plus sensible de l'upwelling au sud du système canarien qu'au nord au cours de la période 1985-2007. Ce constat est conforté par un affaiblissement de l'indice de l'upwelling en 1948-2009 entre 20°N et 16°N, plus marqué que celui observé au nord de la latitude 20°N.

-Plus récemment, l'année 2010 enregistre une diminution de la biomasse par rapport à 2009 dans la côte atlantique marocaine.

Chapitre 4.

La dynamique atmosphérique de surface : renforcement des PNM et baisse de la vitesse des vents en 1950-2008.

Après nous être focalisée sur les évolutions thermiques de l'air et des eaux de surface marine, mais aussi sur l'évolution de l'upwelling côtier au cours des six dernières décennies, il est maintenant nécessaire de nous intéresser à l'état de la circulation atmosphérique de surface qui a accompagné ces évolutions. Si la connaissance des variations des PNM est fondamentale dans l'évaluation de l'état de la circulation atmosphérique de surface (Kuttel et al, 2010), les variations du champ des vents sont intimement liées à celles du champ des pressions atmosphériques. Dans un premier temps, la force de la pression atmosphérique détermine la nature du système atmosphérique (système anticyclonique ou dépressionnaire). Dans un second temps, le système atmosphérique, selon qu'il soit anticyclonique ou dépressionnaire, influence directement la direction et la vitesse des flux de surface.

La circulation atmosphérique de surface en Afrique du nord-ouest est influencée par les masses d'air tropicales et extratropicales (Leroux, 2000, 2001). Cette influence s'exprime notamment par l'A.A des Açores³⁸. Située sur le bord nord-ouest du continent, elle souffle un alizé maritime à l'origine d'une remontée d'eaux profondes. En outre, la localisation des hautes pressions de l'A.A saharo-méditerranéenne, où s'agglutinent les anticyclones originaires de l'Atlantique et de l'Europe centrale, sont à l'origine d'un puissant alizé continental, l'*harmattan*. Celui-ci dont l'écoulement est canalisé par les massifs centraux sahariens, est intensifié en hiver en Mauritanie comme au Sahara. En été, les hautes pressions sont plutôt positionnées au large des côtes méditerranéennes de l'Afrique du Nord. Le Maroc se trouve donc nettement au sud de l'A.A continentale, devenue "méditerranéenne", et subit un alizé d'est, appelé *Chergui*, qui apporte de l'air saharien chaud et sec dans les régions occidentales du pays (Noin, 1963). Dans ces conditions de circulation, l'alizé continental provoque un fort réchauffement des basses couches dans le Sahara, ce qui favorise le creusement de la dépression thermique saharienne. Cette dépression dont les déplacements saisonniers sont liés au balancement du soleil de part et d'autre de l'Equateur météorologique³⁹, joue un rôle central dans la distribution des flux de surface en Afrique du nord-ouest. C'est au cours de la période entourant le solstice d'été

³⁸ Cf. Chapitre 1, section 3.2.1.1.

³⁹ La rencontre entre le flux d'alizé originaire de l'hémisphère nord et le flux de mousson originaire de l'hémisphère sud se matérialise par la formation d'une discontinuité qui est l'Equateur Météorologique (Leroux, 1983 et 2000)

boréal, lorsque la déclinaison positive du soleil atteint son maximum, que le plus fort rayonnement solaire est reçu par la masse continentale saharienne. La dépression saharienne est à ce moment là, plus creuse (la pression atmosphérique est très basse à son centre) et sa position est plus septentrionale. Son renforcement et sa position géographiques pendant la période estivale de l'hémisphère boréal, entre l'A.A des Açores au nord-ouest, l'A.A continentale au nord-est, en plus de l'A.A de Sainte-Hélène au sud-ouest, ont une influence sur les interférences qui se produisent entre elle d'une part, et entre d'autre part, les deux A.A océaniques (Celle des Açores et celle de Sainte-Hélène) et l'A.A continentale méditerranéenne. En raison du contraste thermique et barométrique qui existe entre la dépression saharienne et l'A.A des Açores, ainsi que l'A.A continentale (méditerranéenne en été), les vents continentaux (l'harmattan qui s'écoule sur la façade méridionale de l'A.A « méditerranéenne ») et maritimes (les alizés maritimes qui s'écoulent sur la façade occidentale de l'A.A des Açores), sont aspirés par la dépression saharienne. Entre les deux flux advectés, existe des contrastes thermique et hygrométrique qui sont à l'origine de la formation d'une discontinuité d'alizé (Ieroux, 2002). Par ailleurs, l'interférence de la dépression saharienne avec l'A.A de Sainte-Hélène se traduit par la formation de *la mousson*. Ce flux particulièrement actif en été⁴⁰, est attiré par les températures élevées des basses couches sahariennes. Il s'agit de l'alizé soufflé par l'A.A de Sainte-Hélène, qui franchit l'Equateur géographique en adoptant une direction sud-ouest.

La *mousson* africaine, facteur fondamental de la pluviogenèse sahélienne, est un des phénomènes climatiques qui a concentré le plus de travaux, parmi eux : Sultan, 2002; Messenger, 2005; Bielli et al, 2010; Pohl et Douville, 2011. Le rôle dans le déclenchement des remontées des eaux froides le long du littoral atlantique maroco-mauritanien, des alizés maritimes suscite l'intérêt de la communauté scientifique et fait aussi l'objet de nombreux travaux (Ozer, 1996 ; Binet, 1988 ; Roy, 1989, etc). Parallèlement, les alizés continentaux qui dépendent de la dynamique aérologique de l'hémisphère nord ont fait l'objet de moins d'attention. Un des objectifs de ce chapitre, est de leur accorder un intérêt particulier en raison de cette lacune relative.

Par ailleurs, ce chapitre s'inscrit dans la continuité des analyses précédentes qui ont porté sur l'évolution des températures de l'air et de surface marine, ainsi que l'évolution de l'upwelling. Il établit ainsi la dernière étape (dans le cadre de cette thèse) dans la constitution de la vision d'ensemble de l'évolution climatique de l'espace maroco-mauritanien.

Pour cela, à partir des champs moyens annuels et mensuels des PNM et des vents à 10 m, dérivés des Réanalyses NCEP-NCAR qui couvrent la période 1950-2008, les variations moyennes de ces deux paramètres sont analysées. L'analyse de l'état moyen dans ce chapitre trouve sa pertinence dans la réponse qu'elle apporte en premier lieu, à la vérification de la bonne représentativité des données NCEP-NCAR des champs moyens des PNM et des vents à 10 m. Dans un second lieu, la caractérisation des champs annuels et mensuels des PNM permet d'identifier les positions géographiques et les pressions moyennes des systèmes

⁴⁰ Cf. Chapitre 1, section 3.2.1.2.

atmosphériques qui régissent la circulation atmosphérique dans les basses couches au Maroc et en Mauritanie. Ainsi, lorsque dans la suite du chapitre, l'évolution interannuelle des PNM est étudiée, il sera plus aisé de situer les évolutions constatées au sein des systèmes atmosphériques concernés. La démarche de présenter premièrement les champs moyens annuels et mensuels, avant d'analyser l'évolution interannuelle, est aussi pertinente dans le cas des vents à 10 m. La déclinaison des champs moyens des vents en deux ensembles qui sont d'une part la vitesse du vent en m/s, et d'autre part, les 8 directions des vents obtenues à l'issue de la classification⁴¹, est une approche qui contraste avec la présentation la plus couramment utilisée. Cette dernière se fait en symbolisant la direction du vent sous la forme d'une flèche dont la base indique la provenance du vent et la pointe indique sa direction de course, tandis que la longueur de la flèche mentionne sa vitesse (Figure 63). Dans le cadre de cette thèse, la vitesse du vent est illustrée en m/s. Les 8 directions obtenues sont à leur tour illustrées séparément sous forme de fréquence relative en %⁴². Cela a l'avantage d'offrir une lecture très distinctive de la distribution spatio-temporelle moyenne des vents en termes de vitesse et de directions. Si bien que lorsque l'évolution interannuelle des vents est analysée, il sera plus accessible de situer les tendances constatées de telle ou telle direction ou bien de la vitesse du vent -en fonction de son poids dans la dynamique éolienne moyenne- dans le contexte régional et saisonnier défini par l'état moyen de ces paramètres.

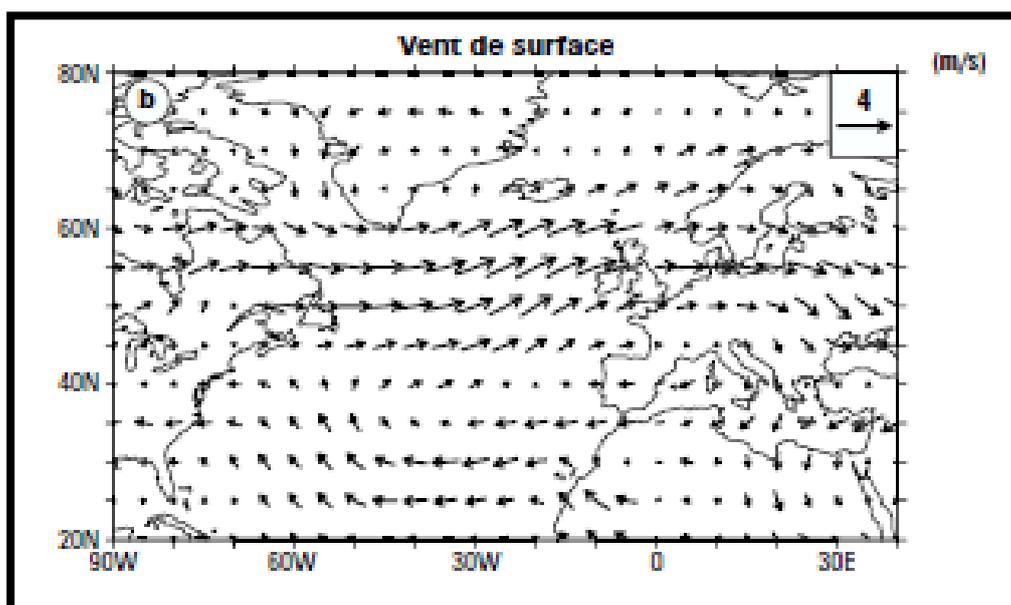


Figure 63. Exemple de représentation graphique de champ de vent basée sur des flèches qui indiquent par leur longueur et orientation la vitesse et les directions des vents⁴³. D'après Cassou, 2004.

⁴¹ Cf. Préparation des Réanalyses, chapitre 1, section 1.2.1.

⁴² Cf. Préparation des Réanalyses, chapitre 1, section 1.2.1.

⁴³ Cette figure illustre la différence des moyennes hivernales des vents de surface entre la période 1960-1979 et la période 1980-1999, selon les Réanalyses NCEP-NCAR

Une fois la climatologie moyenne des PNM et des vents à 10 m caractérisée, la seconde partie de ce chapitre s'attache à l'analyse de l'évolution interannuelle de ces deux paramètres aux échelles annuelle, mensuelle / saisonnière. Elle s'achève par l'analyse de la variabilité interannuelle en se fondant sur la méthode de segmentation d'Hubert introduite dans le but de mettre la lumière sur les grands changements de stationnarité rencontrés dans les séries des vents et des pressions atmosphériques entre 1950 et 2008. La segmentation nous permettra également de vérifier dans quelle mesure le tournant climatique des années 1970 se manifeste dans l'évolution des PNM et des vents.

1. Climatologie moyenne des champs de pressions en surface et des vents à 10 m.

1.1. La dynamique des champs de pression et des vents en hiver : domination de l'A.A des Açores, de l'A.A saharo-méditerranéenne et de leurs flux associés.

1.1.1. La domination de l'A.A maritime des Açores et de l'A.A continentale pendant l'hiver.

Sur l'Atlantique nord tropical à subtropical, l'étalement moyen hivernal de l'A.A des Açores intéresse toute la zone océanique de l'étude avec un noyau de 1021 hPa (voire 1022 hPa en janvier) situé entre les Açores au nord, et Madère et les Canaries à l'est et au sud (Figure 64). Sur le continent, le centre de l'A.A saharo-méditerranéenne est situé sur le Maroc, et il se renforce entre décembre et janvier (1020 en décembre puis 1021 en janvier) puis s'affaiblit en février (1019 hPa).

Le mois de février marque également le retrait vers le nord d'environ 2° de latitude de l'A.A continentale. Pendant cette saison hivernale, seul le sud de la Mauritanie est influencé par des conditions dépressionnaires. Dans chacune de ces deux A.A, la rotation anticyclonique détermine l'écoulement des flux dont les directions varient en fonction de la façade considérée de l'A.A.

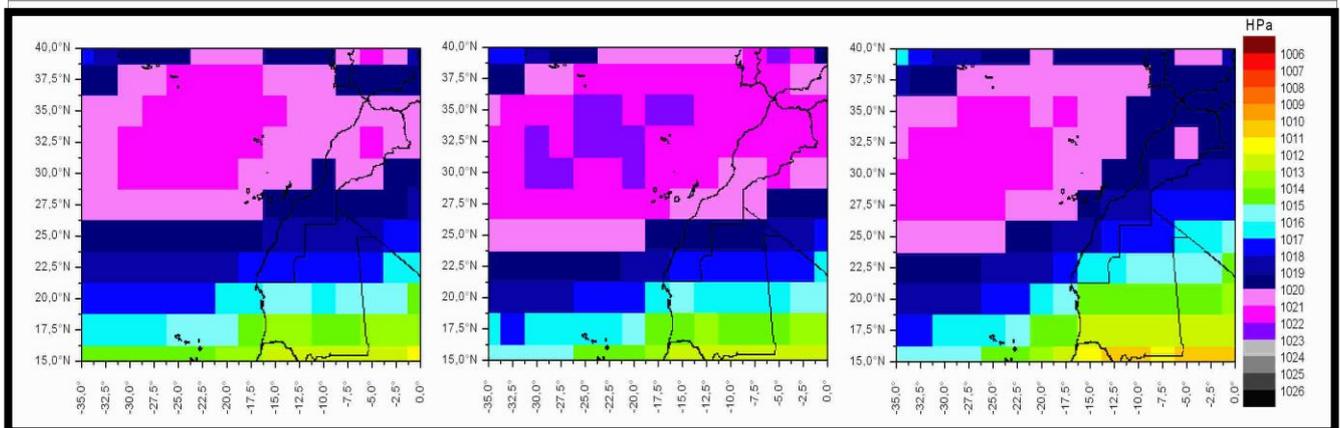


Figure 64. Moyennes hivernales des PNM de la période 1950-2008 en HPa.

a) décembre, b) janvier, c) février.

1.1.2. Les alizés maritimes pendant la saison hivernale : forte dynamique sur les côtes saharienne et mauritanienne.

Pendant la saison hivernale, la naissance de l'alizé s'opère aux latitudes méridionales. L'alizé naissant est un alizé maritime de type 1⁴⁴ dont l'écoulement s'effectue du nord au sud sur la façade orientale de l'A.A maritime (Figure 65-a). Sa vitesse qui varie en fonction de la puissance de l'A.A, dépend également de l'intensité des pulsations qui se produisent à chaque fois qu'un nouvel AMP intègre l'A.A. La figure 65 montre que pendant le mois de décembre, la naissance de l'alizé s'opère au sud de la côte mauritanienne soit à une latitude très méridionale. La direction nord de l'al.m totalise une fréquence relative⁴⁵ de 52% à la frontière des côtes sénégalaise et mauritanienne, et de 30% au niveau de la limite nord de la côte mauritanienne (Figure 65-a).

En raison du retrait relatif de l'A.A atlantique vers le nord à partir de janvier et février, la fréquence de l'al.m de type 1 au niveau de la côte mauritanienne devient plus forte. Ce régime de l'al.m constitue jusqu'à 60% des flux au sud de la côte mauritanienne et 30 % au nord de celle-ci en janvier et 79 % et 57 % pour les mêmes zones en février (Figure 66-a et 67-a). Entre Cap Sim et Cap Juby (carte dépliant 1), la concavité de la ligne de côte conjuguée à sa position sur la façade orientale de l'A.A se traduit par une fréquence accrue de la direction nord de l'al.m dans cette partie du littoral.

Parmi les directions de l'al.m, celle du nord-est est la plus fréquente sur le littoral maroco-mauritanien. Pour mieux illustrer cette fréquence, on retient cinq points de grille situés le long de la côte maroco-mauritanienne. Au premier point de grille localisé au nord du Maroc à la latitude 35,53°N et à la longitude 7,84°W, les al.m de direction nord-est représentent

⁴⁴ Cf définition des types d'alizé, chapitre 1, section 3.2.1.2.

⁴⁵ Cf. mode de calcul de la fréquence relative des directions des vents, chapitre 1, section 1.2.1.

23,34% des vents qui balayent la zone en décembre (Figure 65- b). Cette fréquence monte à 24,5% en janvier puis se réduit à 22% en février (Figures 66-b et 67-b). Le même schéma est observé au point de côte 31,79°N / 11,22°W à proximité d'Agadir (côte centrale marocaine). Dans cette zone, la part de la direction nord-est de l'al.m passe de 36,03% en décembre (Figure 65-b) à 36,8% en janvier (Figure 66-b), puis à 28,2% en février (Figure 67-b). Dès que l'on s'oriente davantage vers le sud, la fréquence relative de la direction nord-est de l'al.m se réduit entre décembre et février. Elle est dans la zone de cap Bojador (26,18°N / 14,96°W) de 53% en décembre, de 52% en janvier puis elle descend à 49% en février (Figures 65-b, 66-b et 67-b). La branche nord-est de l'al.m est dominante dans la zone de cap Barbas (22,44°N / 16,83°W) avec plus de 67% de flux enregistrés en décembre (Figure 65-b), 66% en janvier (Figure 66-b) et 52% en février (Figure 67-b). Dans la moitié sud de la côte mauritanienne, la direction NE de l'al.m reste déterminante bien que moins marquée qu'au nord de la côte mauritanienne, car elle est talonnée directement par la direction nord qui représente l'alizé naissant. Elle totalise alors 57% de flux en décembre puis 54% en janvier (Figures 65-b et 66-b). En février, la direction nord-est ne constitue que 30% des flux au moment où la direction nord (alizé naissant) constitue 62% de flux qui soufflent dans cette zone (Figure 67-a et b).

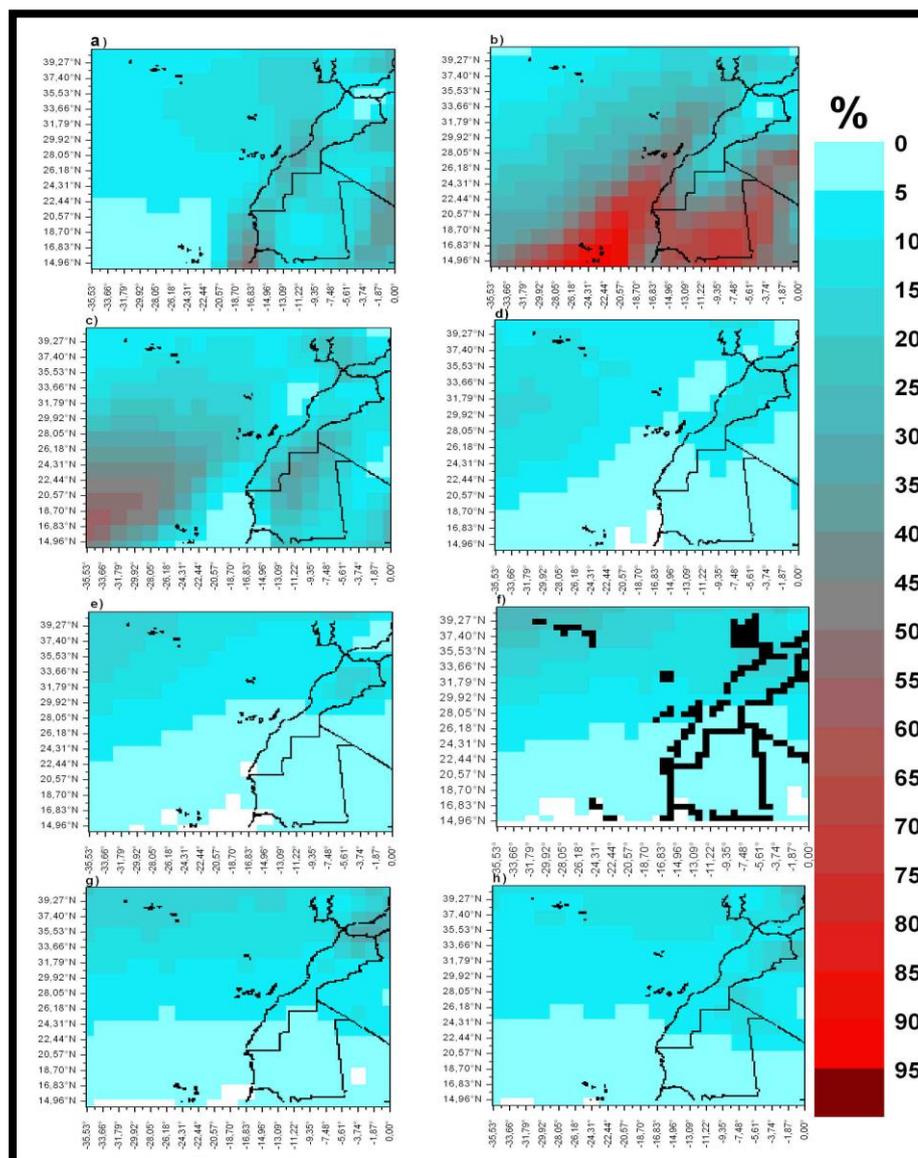


Figure 65. Fréquences mensuelles relatives moyennes des 8 directions du vent du mois de décembre en %.

a) direction nord, b) direction nord-est, c) direction est, d) direction sud-est, e) direction sud, f) direction sud-ouest, g) direction ouest, h) direction nord-ouest⁴⁶

⁴⁶ Légende valable pour toutes les figures qui représentent les champs mensuels moyens de la fréquence des directions des vents.

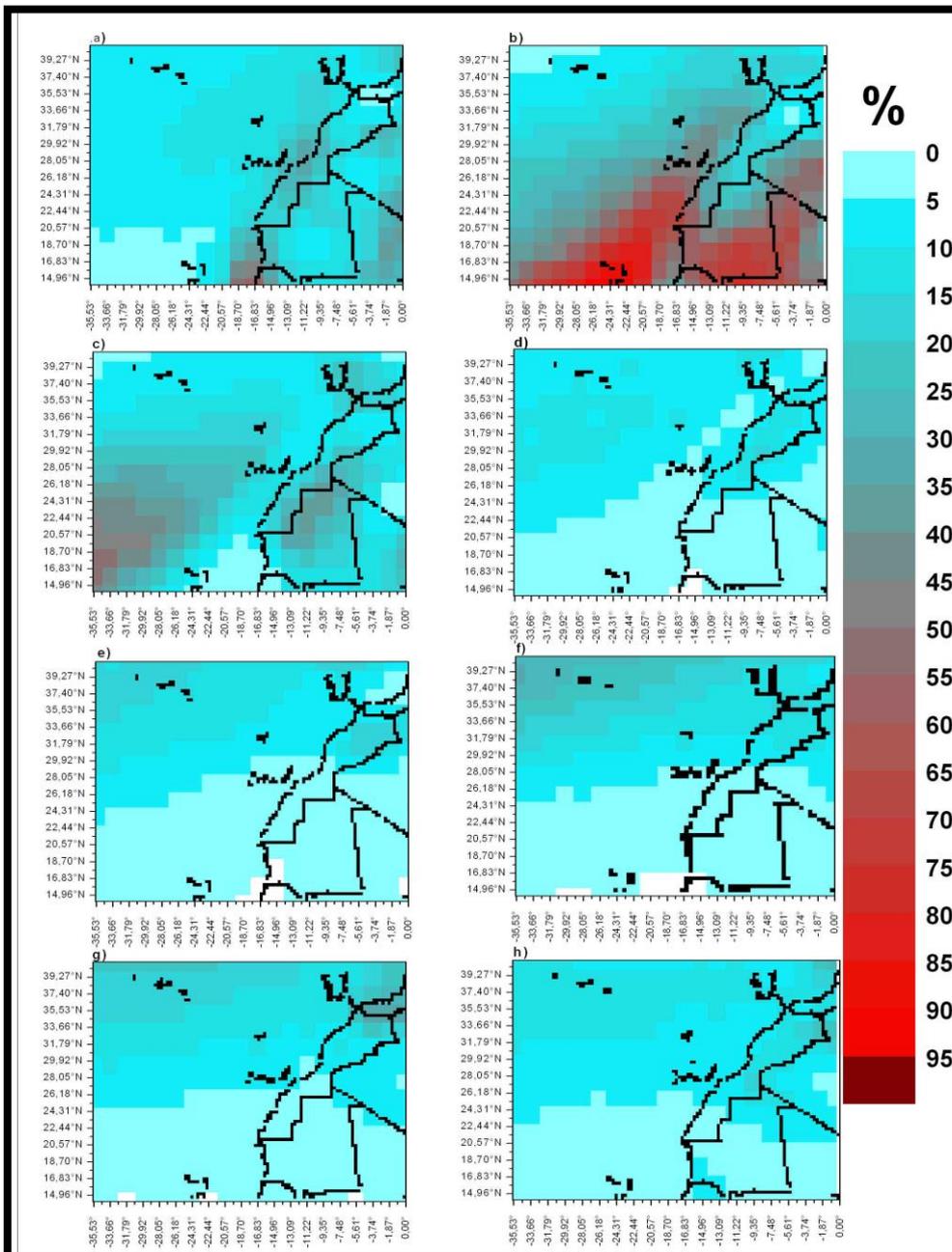


Figure 66. Fréquences mensuelles relatives moyennes des 8 directions du vent du mois de janvier en %.

1.1.3. La dynamique éolienne hivernale sur le continent : domination de l'harmattan en Mauritanie et du chergui au Maroc.

Pendant la saison hivernale, la Mauritanie est soumise aux influences de l'harmattan renforcé par l'intensité de l'A.A continentale qui se situe plus au sud par comparaison avec l'été. Ce vent qui peut prendre un caractère très violent, se caractérise par une direction de NE à E. En tenant compte de l'ensemble de la fréquence relative de ces deux directions, sur le point de grille 16,83°N / 7,84°W situé à l'extrême sud-

est de la Mauritanie où l'on trouve la fréquence la plus forte de l'harmattan, les deux branches de l'harmattan totalisent au maximum⁴⁷ 79% des flux soufflant dans cette zone en décembre, 83% en janvier et 85% en février (Figures 65-b, 65-c, 66-b, 66-c, 67-b et 67-c). La direction nord-est de l'harmattan est dominante dans la moitié sud de la Mauritanie hormis le domaine atlantique. Alors que la moitié nord du pays se trouve nettement sous l'influence de la branche franchement orientale de l'harmattan.

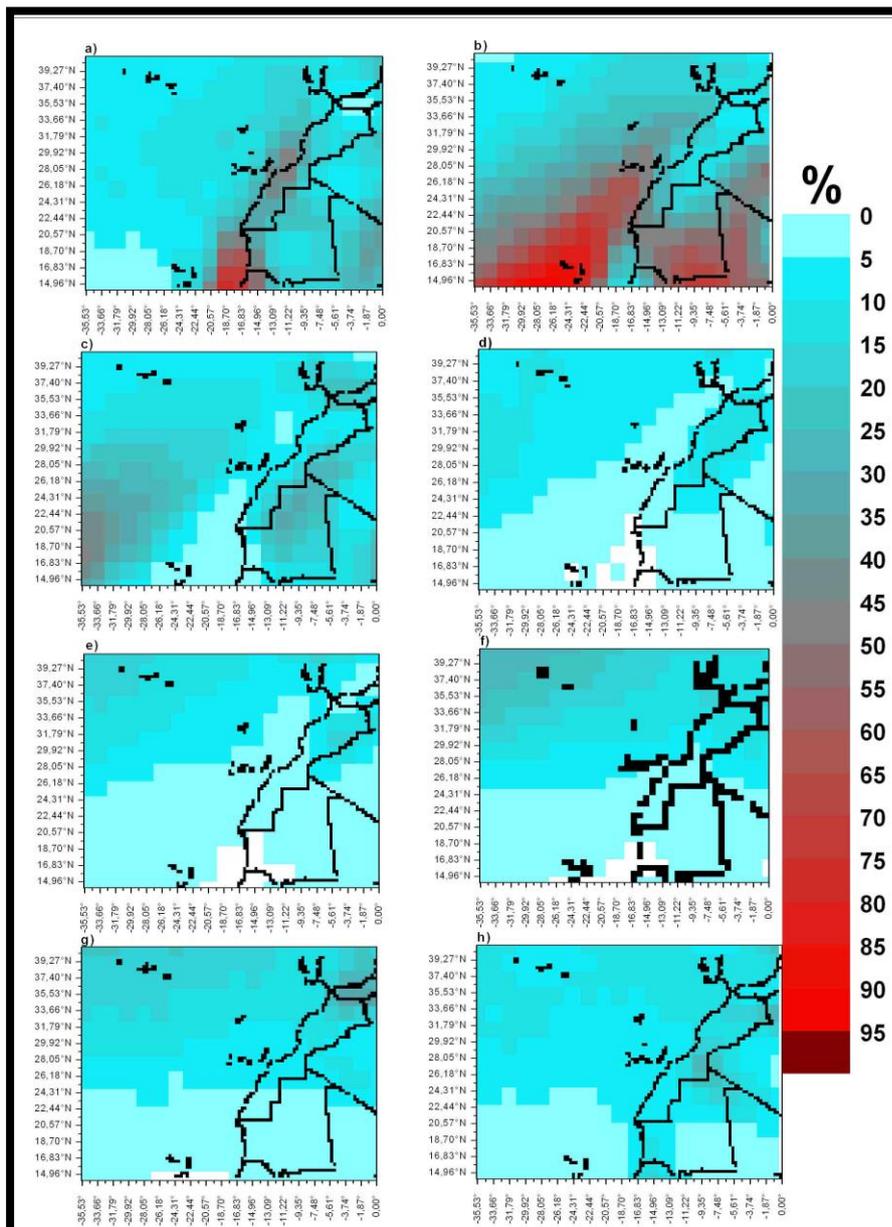


Figure 67. Fréquences mensuelles relatives moyennes des 8 directions du vent du mois de février en %.

⁴⁷ La valeur maximale dans ce contexte est la fréquence relative la plus élevée pour un mois donné que l'on peut localiser sur la carte représentant les fréquences relatives mensuelles moyennes de chacune des 8 directions du vent.

Au Maroc, la dynamique éolienne hivernale d'origine continentale est dominée notamment par les vents en provenance du Sahara appelés communément au Maroc *chergui*. Qu'il soit de direction est, sud-est ou sud, le *Chergui* est chaud et sec, ce qui contraste sensiblement avec la douceur et l'humidité des alizés maritimes quand ils arrivent à pénétrer à l'intérieur des terres. C'est la direction est du chergui qui prédomine dans le sud marocain ainsi qu'au Sahara. Au nord du pays, ce sont les secteurs sud-est et sud qui sont les plus fréquents pendant la saison hivernale (Figures 65, 66, et 67).

1.2. En été : renforcement de la dépression saharienne sur le continent.

1.2.1. Les conditions moyennes des A.A et de la dépression saharienne en été.

En période estivale, l'A.A des Açores se trouve dans une position un peu moins méridionale qu'en hiver alors que sa position en longitude traduit un net déplacement vers l'ouest. Sa façade orientale se situe alors plus en retrait de la côte atlantique maroco-mauritanienne (Figure 68). Au centre de l'A.A, la pression atmosphérique moyenne oscille entre 1023 HPa enregistrés en août et 1025,5 HPa enregistrés en juillet. En juin, la pression moyenne au centre de l'AA est de 1024 HPa.

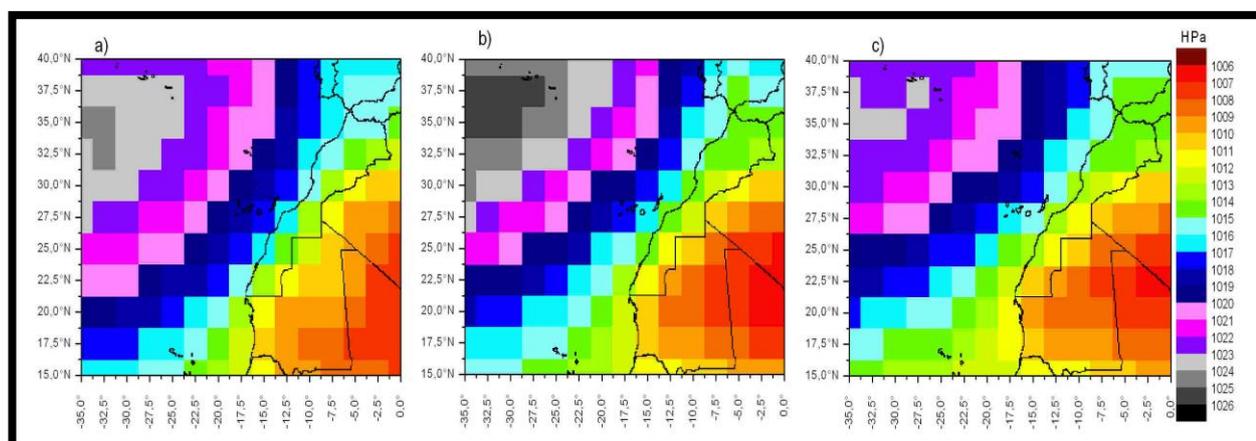


Figure 68. Moyennes des PNM (1950-2008) pendant l'été en HPa.

a) juin, b) juillet, c) août

Sur le continent, le retrait de l'A.A maritime vers l'ouest et de l'A.A continentale vers le nord en raison de l'affaiblissement de la dynamique atmosphérique boréale, favorisent une présence plus affirmée des influences aérologiques en provenance de l'hémisphère sud. En

effet, Les conditions atmosphériques estivales consécutives à la migration de l'EMI⁴⁸ vers le nord se traduisent par une intensification du rayonnement solaire et d'une augmentation des températures de l'air. Cette situation se traduit sur le champ moyen des pressions atmosphériques par le renforcement de la dépression thermique saharienne. C'est notamment en juillet que la dépression s'étale davantage vers le nord et son creusement est plus marqué avec des PNM qui descendent jusqu'à 1006 hPa en Mauritanie (Figure 68-b).

1.2.2. Des alizés maritimes de plus en plus fréquents au nord de la côte atlantique en été.

Les conditions aérologiques estivales qui se traduisent par l'affaiblissement de la fréquence et de la puissance des AMP qui alimentent l'A.A des Açores (Leroux, 2000), favorisent son retrait vers le nord-ouest de la côte atlantique maroco-mauritanienne. La naissance de l'alizé est alors décalée vers le nord de la côte. La côte mauritanienne n'accueille plus la fréquence mensuelle relative la plus forte de la branche nord de l'al.m. Le secteur côtier compris entre le cap Blanc (20°N) et cap Juby au Maroc (vers 28°N) enregistre la fréquence relative des al.m de direction nord la plus forte en dépassant 96% des flux comptabilisés (Figures 69-a, 70-a, 71-a). En plus de cette zone, la totalité de la côte marocaine est balayée majoritairement par les alizés de direction nord. L'évolution au sein même de la saison estivale se traduit par un accroissement de la fréquence des al.m du nord dans la moitié septentrionale du littoral et par une baisse de cette même direction dans sa partie méridionale. Ainsi, pour les cinq points repères retenus préalablement pour la saison hivernale, on peut relever à l'extrême nord de la côte atlantique marocaine (35,53°N / 7,84°W) une fréquence relative de 29% de l'al.m du nord en juin (Figure 69-a). Sa fréquence atteint 40% en juillet et août (Figures 70-a et x-a).

⁴⁸ L'EMI : L'Equateur Météorologique Incliné, connu aussi sous le nom de front intertropical ou FIT, désigne la structure de l'EM dans les basses couches de l'atmosphère (Leroux, 1983 et 2000).

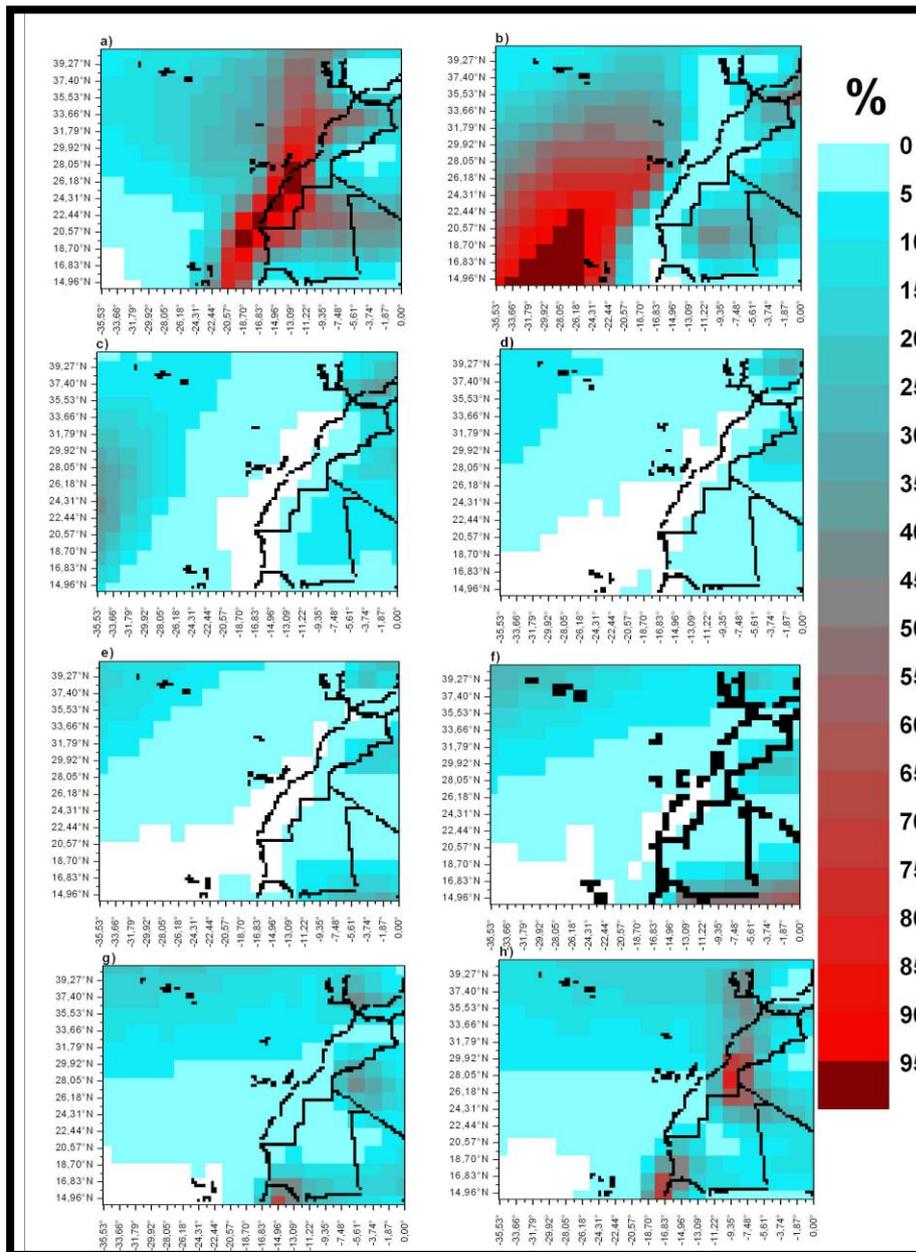


Figure 69. Fréquences mensuelles relatives moyennes des 8 directions du vent du mois de juin en %.

A proximité d'Agadir située sur la côte centrale marocaine ($31,79^{\circ}\text{N} / 11,22^{\circ}\text{W}$), la direction nord des al.m totalise 78% des flux comptabilisés en juin, elle passe à 93% puis à 90% respectivement en juillet et en août (Figures 69-a, 70-a et 71-a). Au niveau du cap Bojador ($26,18^{\circ}\text{N} / 14,96^{\circ}$), sa fréquence s'estime à 90%, 93% et 89% respectivement en juin, juillet et août (Figures 69-a, 70-a et 71-a). Dans la zone de Cap Barbas, le régime nord de l'al.m totalise 97% de flux en juin puis 89% en juillet comme en août. La réduction des influences de la composante nord de l'al.m entre le début et la fin de l'été est encore plus net au niveau de la côte mauritanienne sud ($18,70^{\circ}\text{N} / 16,83^{\circ}\text{W}$) où sa fréquence diminue sensiblement entre juin et août. Sa fréquence qui est de 58% en juin, ne présente en juillet que 15% des flux comptabilisés et 16 % en août (Figures 69-a, 70-a et 71-a).

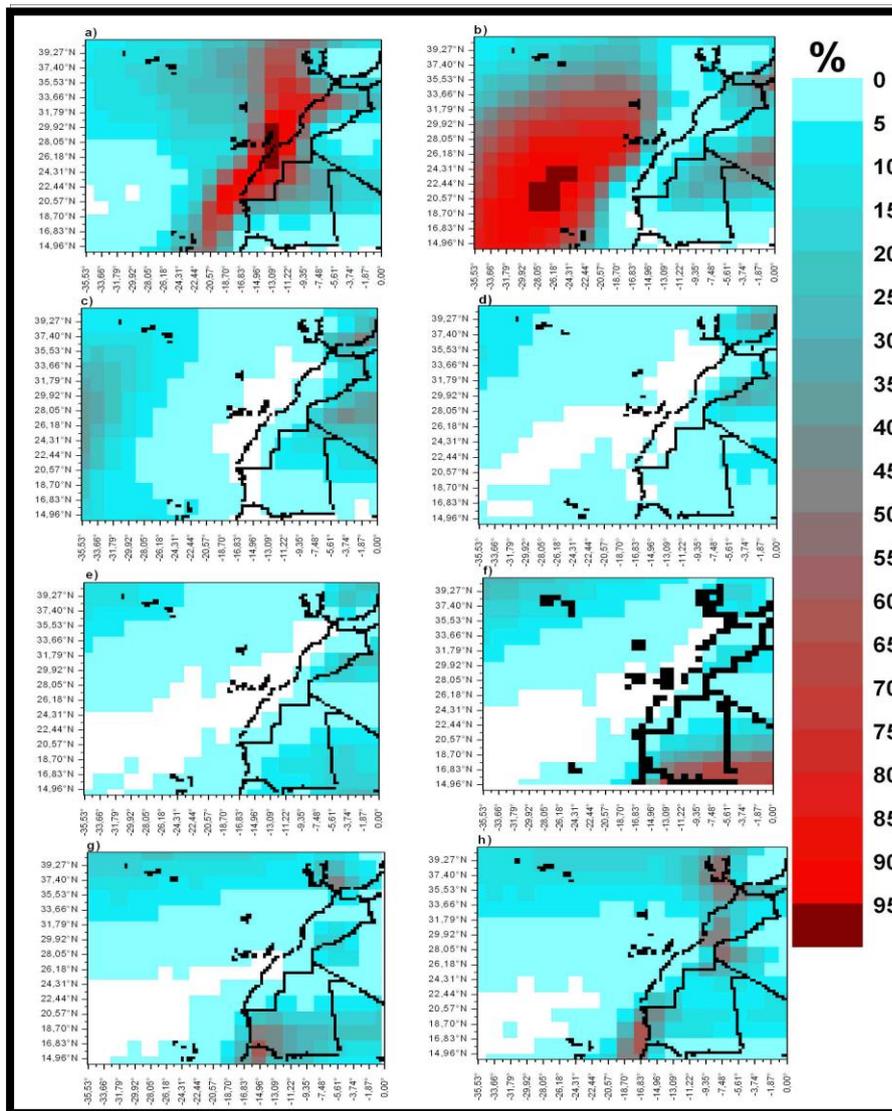


Figure 70. Fréquences mensuelles relatives moyennes des 8 directions du vent du mois de juillet en %.

1.2.3. Progression de la mousson atlantique et affaiblissement des alizés continentaux en été

Malgré l'affaiblissement et le retrait de l'A.A continentale en été vers le nord, l'influence de l'harmattan intéresse encore une partie de la Mauritanie. Les figures 69-b, 70-b et 71-b montrent que le régime nord-est de l'harmattan subit une migration du sud vers le nord de la Mauritanie entre juin et août. En juin sa fréquence maximale (43%) est localisée en plein centre de la Mauritanie (point de grille 20,57°N / 11,22°W). En juillet, le maximum de la fréquence de l'harmattan du NE qui est de 34% se situe au nord-est mauritanien, tandis qu'en août, il atteint 36% en effectuant encore une fois un saut vers l'extrême nord-est de la Mauritanie.

Au Maroc, le chergui en provenance de l'est ou du sud-est constitue une part importante des flux qui balayent le pays (Figures 69-c, 69-d, 70-c, 70-d, 71-c et 71-d). Sa fréquence pendant la saison estivale ne varie pas significativement d'un mois à l'autre.

Les figures 69-e, 70-e et 71-e permettent de suivre les étapes au cours desquelles le flux de *mousson* (direction sud-ouest) s'établit à partir de juin et progresse relativement vers le nord en se limitant à la partie sahélienne de la Mauritanie. En juin, la fréquence maximale de la direction sud-ouest atteint les 36,5% en se situant dans l'extrême sud-est mauritanien (Figure 69-e). Elle passe à 66% des flux observés et s'étend vers le nord en juillet (Figure 70-e).

En août, le flux de *mousson* de sud-ouest touche toute la Mauritanie sahélienne avec un maximum de fréquence qui atteint 70% et se trouve déplacé un peu plus vers l'ouest (Figure 71-e).

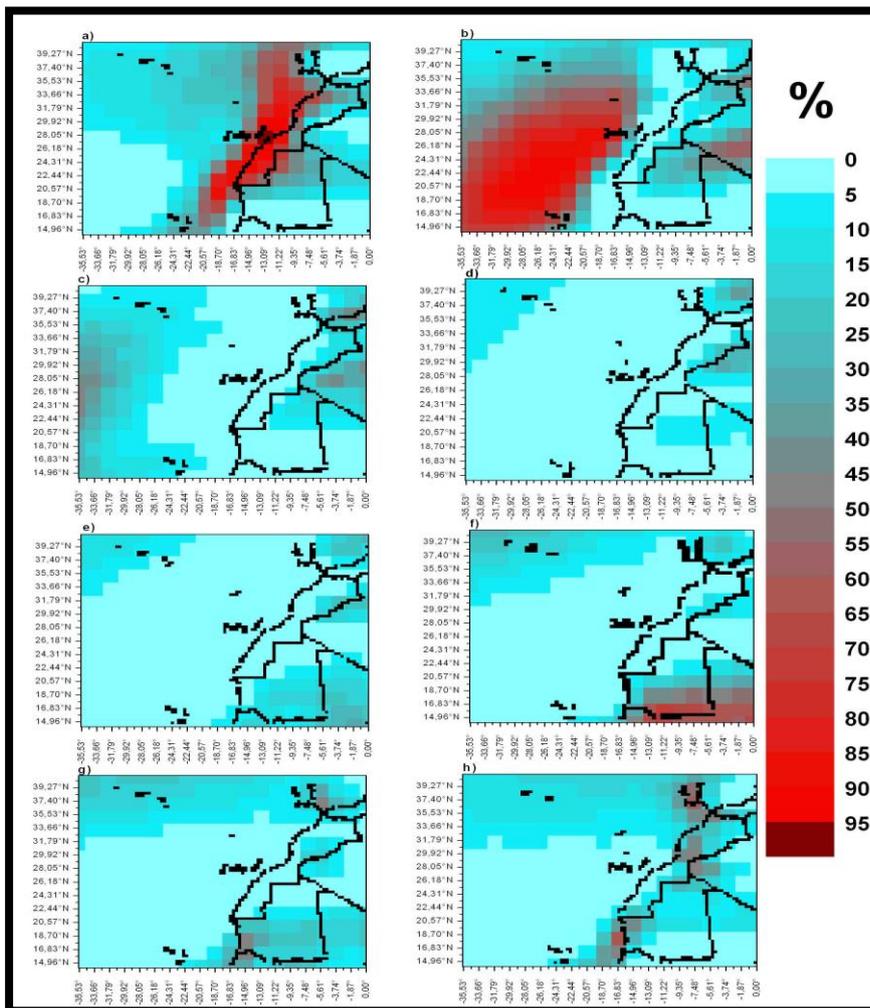


Figure 71.
Moyennes de la période 1950-2008 de la fréquence des 8 directions du mois d'août en %.

1.3. Les conditions moyennes des champs des PNM et des vents à 10 m pendant les saisons intermédiaires.

1.3.1. L'A.A des Açores et les flux associés au printemps.

Au printemps, l'A.A des Açores voit la pression se renforcer en son centre, du début à la fin de la saison tout en opérant un retrait vers le nord-ouest comparativement à sa position hivernale. La pression moyenne mensuelle en son centre augmente de 1 hPa entre mars et mai en passant de 1021 hPa à 1022 hPa (Figure 72). Ne franchissant pas la côte maroco-mauritanienne, l'A.A atlantique se caractérise par une extension spatiale similaire entre avril et mai. En mars, elle s'étend en dorsale sur le continent et fusionne avec l'A.A continentale.

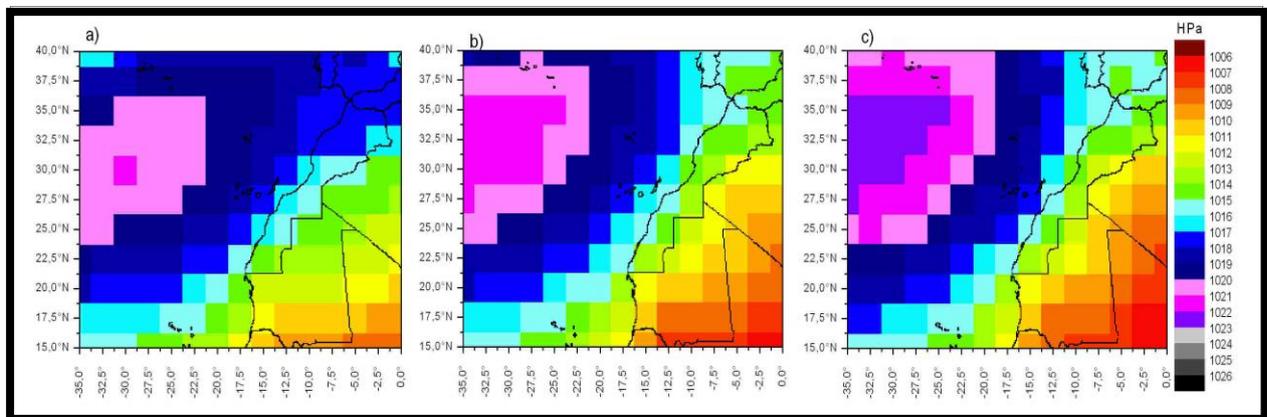


Figure 72. Moyennes printanières des PNM (1950-2008) en hPa.

a) mars b) avril, c) mai

Pendant le printemps, les deux directions nord et nord-est de l'al.m dominent la dynamique éolienne le long de la côte atlantique maroco-mauritanienne (Figures 73, 74 et 75). Au fil de la saison, la composante nord s'impose davantage dans toute la côte hormis au sud de la Mauritanie où l'on assiste plutôt à une diminution de la fréquence des al.m de secteur nord à partir de mai (Figure 74-a). Dans le même temps, la composante nord-est est de moins en moins présente entre le début et la fin du printemps. Ainsi, au nord du Maroc, soit le point de grille 35,53°N / 7,84°W, la fréquence de l'al.m du nord est de 19%, 24% et 48% respectivement en mars, avril et mai (Figures 72-a, 73-a et 74-a). Inversement, la fréquence de l'al.m du nord-est pour le même point se réduit de 10% entre mars et mai (Figures 72-b, 73-b et 74-b). Près d'Agadir au point de grille 31,79°N / 11,22°W, au moment où la fréquence de l'al.m de secteur nord gagne 30% entre mars et mai, soit de 43% à 73%, celle de l'al.m de secteur nord-est baisse de 15%. Le même schéma de circulation se vérifie au niveau de Bojador (26,18°N / 14,96°W) où l'alizé naissant constitue 43% des flux enregistrés dans le secteur en mars (Figure 72-a), pour grimper à 64% puis à 88% respectivement en avril et en mai (Figures 73-a et 74-a). Près du cap Barbas (22,44°N / 16,83°W), la fréquence de la composante nord de l'al.m atteint 91% des flux soufflant dans le secteur soit une augmentation de 12% par rapport au mois d'avril et de 37% par rapport à

mars. Au sud de la côte mauritanienne, l'occurrence du secteur nord de l'al.m augmente entre mars et avril en passant de 77% à 83% mais diminue en mai en n'atteignant que 57% des directions observées. Ceci marque une translation plus marquée de l'A.A atlantique vers le nord-ouest à l'approche de l'été (Figures 72-a, 73-a et 74-a).

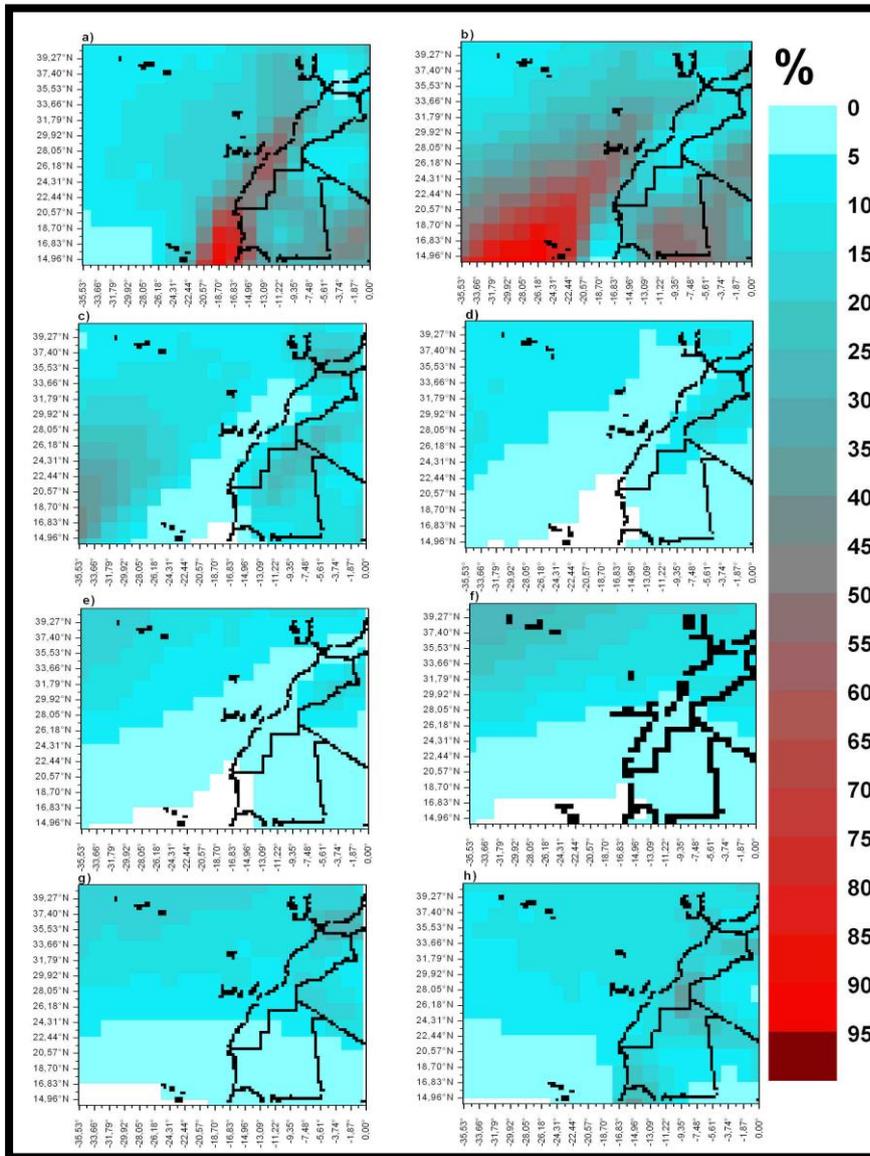


Figure 73.
Fréquences mensuelles moyennes des 8 directions du vent du mois de mars en %.

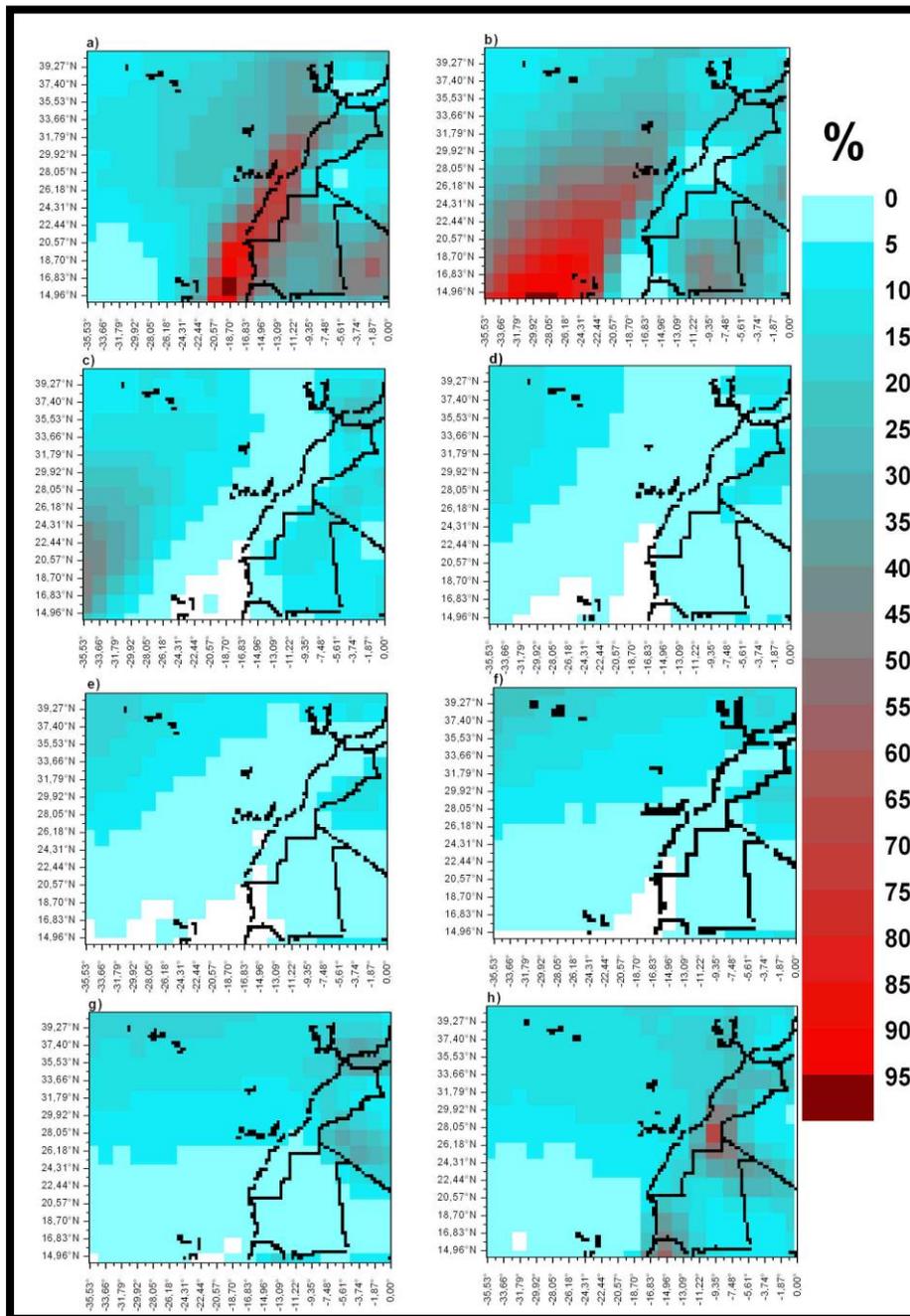


Figure 74.
Moyennes de la période 1950-2008 de la fréquence des 8 directions du vent du mois d'avril en %.

1.3.2. L'A.A continentale, la dépression saharienne, et les flux associés au printemps.

A l'exception du mois de mars, l'A.A continentale n'est plus visible dans le champ barométrique moyen au printemps. La dépression saharienne s'étend de plus en plus d'où des PNM dépressionnaires qui couvrent quasiment tout le domaine continental étudié sauf en mars (Figure 72).

Malgré l'atténuation des influences anticycloniques et le renforcement de la dépression saharienne pendant la saison printanière, *l'harmattan* constitue encore un des flux de surface prédominants en Mauritanie. Il souffle majoritairement depuis le nord-est tandis que sa branche proprement orientale intéresse uniquement le nord voire le nord-est de la Mauritanie (Figures 73-b, 73-c, 74-b, 74-c, 75-b et 75-c). En rapport avec la circulation anticyclonique encore influente en début du printemps, c'est le mois de mars qui totalise la fréquence maximale des deux composantes de *l'harmattan* dont celle soufflant du nord-est avec 54% tout au sud de la Mauritanie (Figure 73-b). Parallèlement, la branche est de *l'harmattan* atteint sa fréquence maximale soit de 26% au nord-ouest de la Mauritanie (point de grille 22,44°N / 11,22°W soit à la frontière avec le Sahara marocain) (Figure 73-c). Le maximum de fréquence du régime nord-est se localise toujours au sud de la Mauritanie en avril pour se réduire à 45% lorsque le secteur est de *l'harmattan* voit sa fréquence maximale se réduire à 13% alors qu'il se retire vers l'est (Figures 74-b et 74-c). En mai, la fréquence maximale de *l'harmattan* de direction nord-est (Figure 75-b) augmente légèrement mais se situe plus au nord en permettant la progression vers le nord de la *mousson* de sud-ouest qui commence à se manifester pendant ce mois notamment au sud de la Mauritanie (Figure 75-f). La composante est de *l'harmattan* quant à elle voit sa fréquence se réduire en mai tout en se limitant aux zones situées au nord-est de la Mauritanie (Figure 75-c).

La dynamique éolienne d'origine continentale au Maroc est influencée par les flux de direction nord à nord-est qui proviennent en partie du bassin méditerranéen où se situe à cette saison la face méridionale de l'A.A méditerranéenne (Figures 73-a, 73-b, 74-a, 74-b, 75-a et 75-b). On retrouve également comme l'indiquent les figures 71-c, 71-d, 72-c, 72-d, 73-c et 73-d, les flux en provenance de l'est et du sud-est (*Chergui*) dont la fréquence moyenne dans l'est marocain se situe entre 10 et 15%, sans montrer une grande variabilité intra-saisonnière.

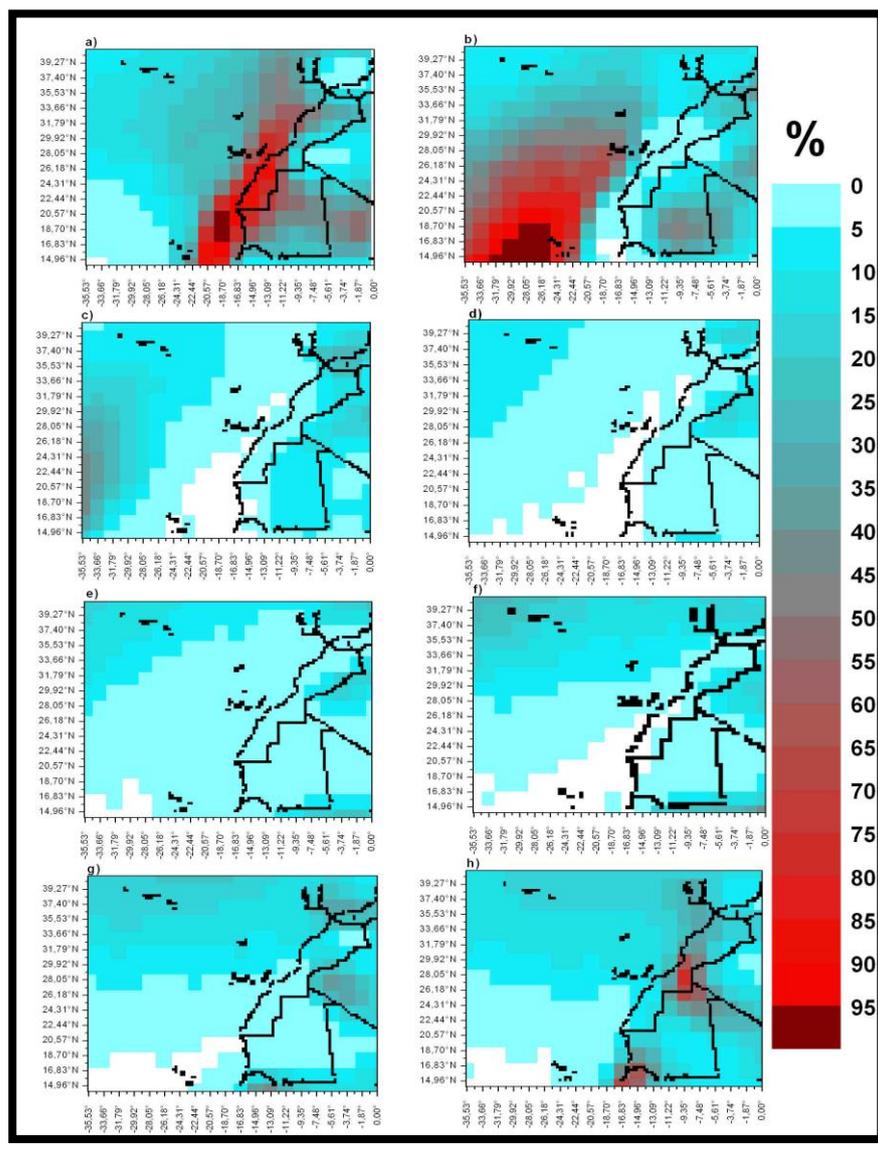


Figure 75. Fréquences mensuelles relatives moyennes des 8 directions du vent du mois de mai en %.

1.3.3. La situation moyenne de l'A.A des Açores et des alizés maritimes pendant l'automne.

La transition entre l'été et l'hiver se fait progressivement pendant la saison automnale qui manifeste sur le plan du champ des PNM un comportement proche de celui observé en été en ce qui concerne le mois de septembre (Figure 76-a). Cela est dû à une localisation géographique qui se traduit par un retrait de l'A.A atlantique vers le nord-ouest, même si sa façade orientale déborde très légèrement sur la côte nord du Maroc. En octobre-novembre, l'A.A atlantique s'étire notamment en direction de l'est en joignant l'A.A continentale sous forme de dorsale (Figure 76-b et c).

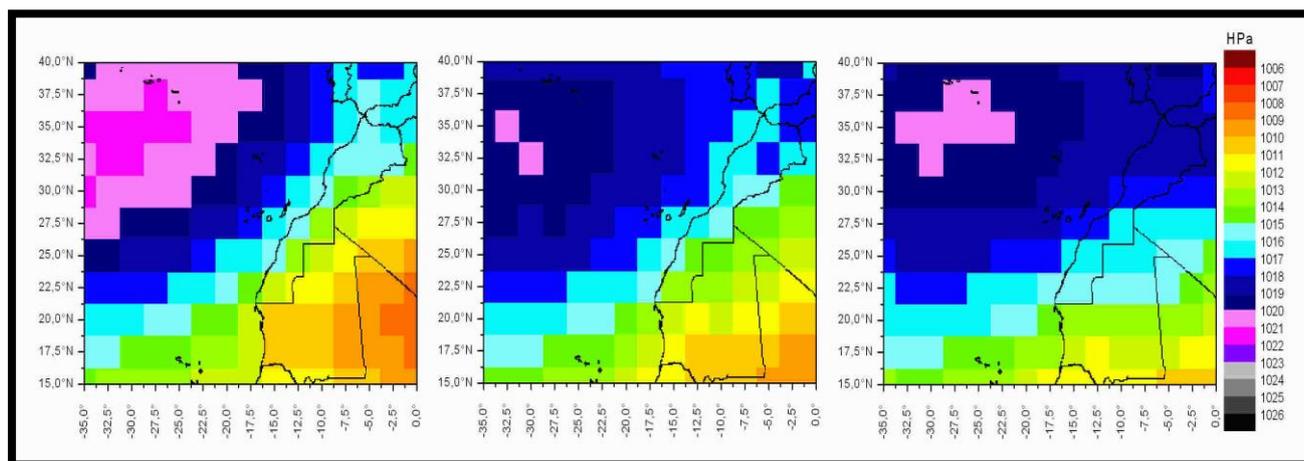


Figure 76. Moyennes des PNM en automne (1950-2008) en HPa.

a) septembre b) octobre, c) novembre

La configuration du champ du vent à 10 m sur la côte maroco-mauritanienne en septembre prolonge dans le temps celle de l'été en favorisant la continuité des fortes influences de l'al.m de secteur nord. Au nord de la côte atlantique marocaine, sa fréquence ne baisse que de 4 % soit 36% des flux (Figure 77-a). Près d'Agadir (31,79°N), il représente 76% des flux qui soufflent dans cette zone, contre 68% dans la zone de Cap Bojador (26,18°N). L'al.m constitue encore le régime de vent largement dominant près du Cap Barbas (22,44°N) avec 84% de flux soufflant dans cette zone. Cette situation contraste avec celle du sud de la côte mauritanienne, où la composante nord de l'al.m ne totalise que 49% de la fréquence relative en septembre (Figure 77-a).

La translation latitudinale vers le sud de l'A.A atlantique à partir d'octobre puis novembre se traduit dans le champ des vents de surface par une baisse de la fréquence des al.m de direction nord dans la quasi-totalité de la côte sauf en Mauritanie où celle-ci augmente (Figures 78-a et 79-a). Parallèlement, la rose des vents s'oriente davantage vers le nord-est notamment en novembre entre les latitudes 33°N et 20°N en raison de la situation plus méridionale de l'A.A atlantique pendant cette période de l'année (Figures 78-b et 79-b).

1.3.4. Les champs des PNM et des vents à 10 m sur le continent pendant l'automne.

En automne, le champ moyen des PNM sur le continent témoigne du rétablissement progressif des conditions aérologiques de l'hiver. Au nord du Maroc, la pression atmosphérique moyenne augmente entre septembre et novembre de 4 HPa soit de 1015 HPa en septembre à 1019 HPa en novembre (Figure 76). Cela est la conséquence de l'intensification de l'A.A continentale sur l'Afrique du nord dont la progression vers le sud est plus perceptible en novembre (Figure 76-c).

En Mauritanie, la situation dépressionnaire en septembre demeure prédominante avec des pressions qui descendent jusqu'à 1000 hPa au sud-est mauritanien (Figure 76-a). En octobre-novembre, la dépression thermique perd de son intensité en raison du refroidissement de l'air (Figures 76-b et c).

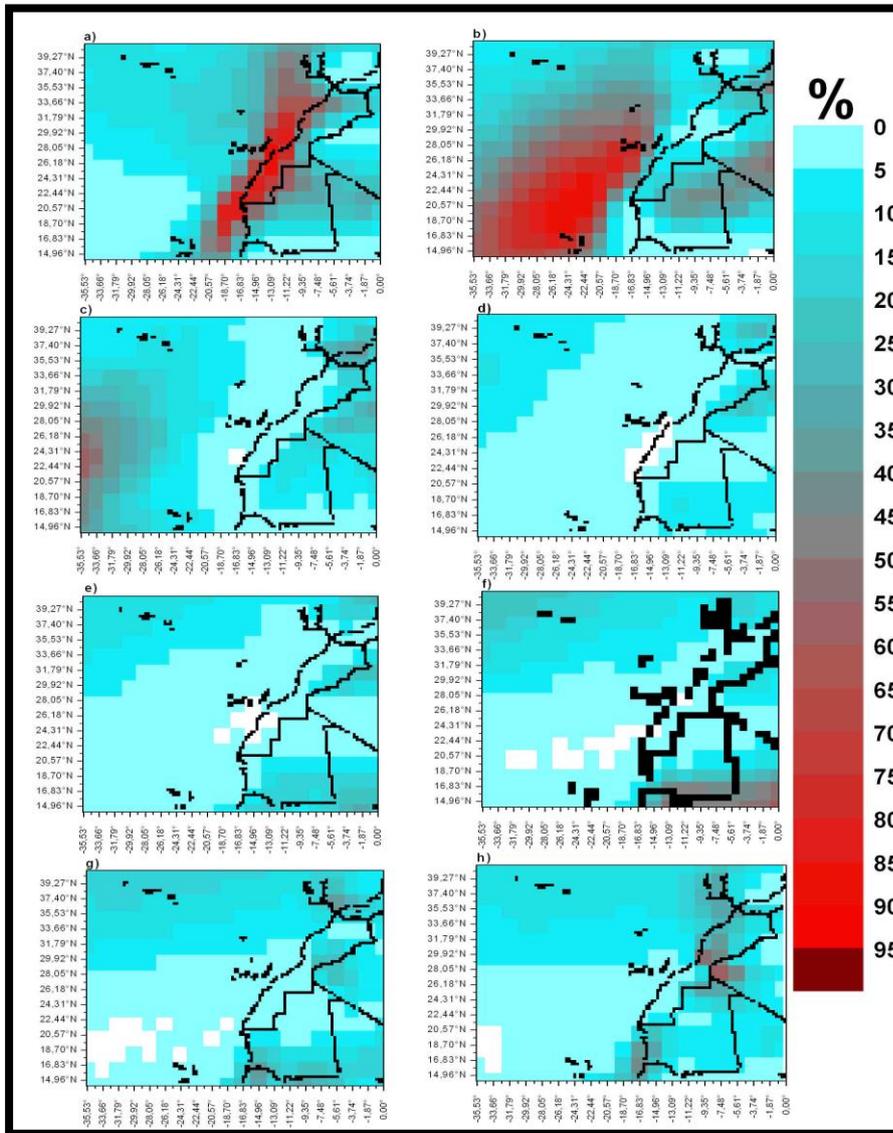


Figure 77. Fréquences mensuelles relatives moyennes des 8 directions du vent du mois de septembre en %.

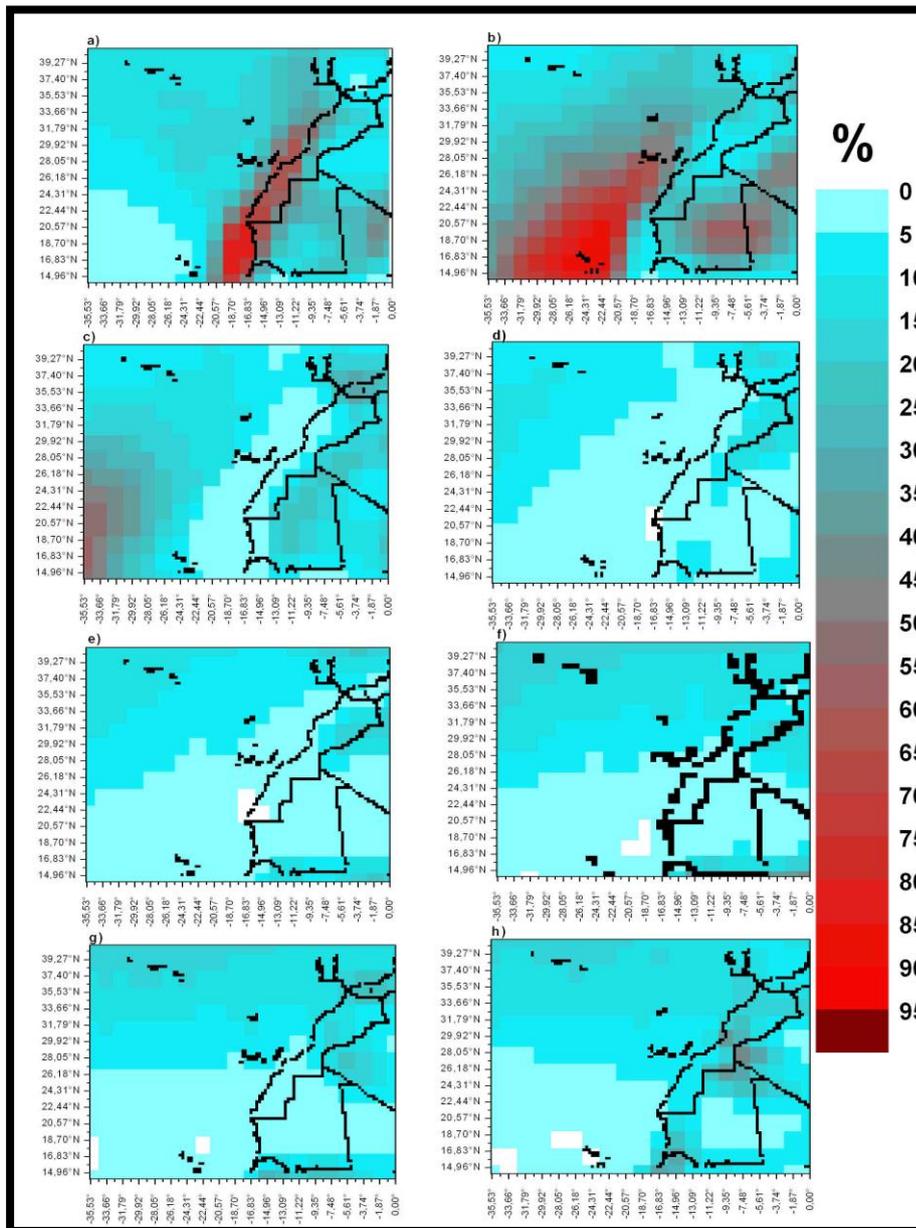


Figure 78.
Moyennes de la période 1950-2008 de la fréquence des 8 directions du vent du mois d'octobre en %.

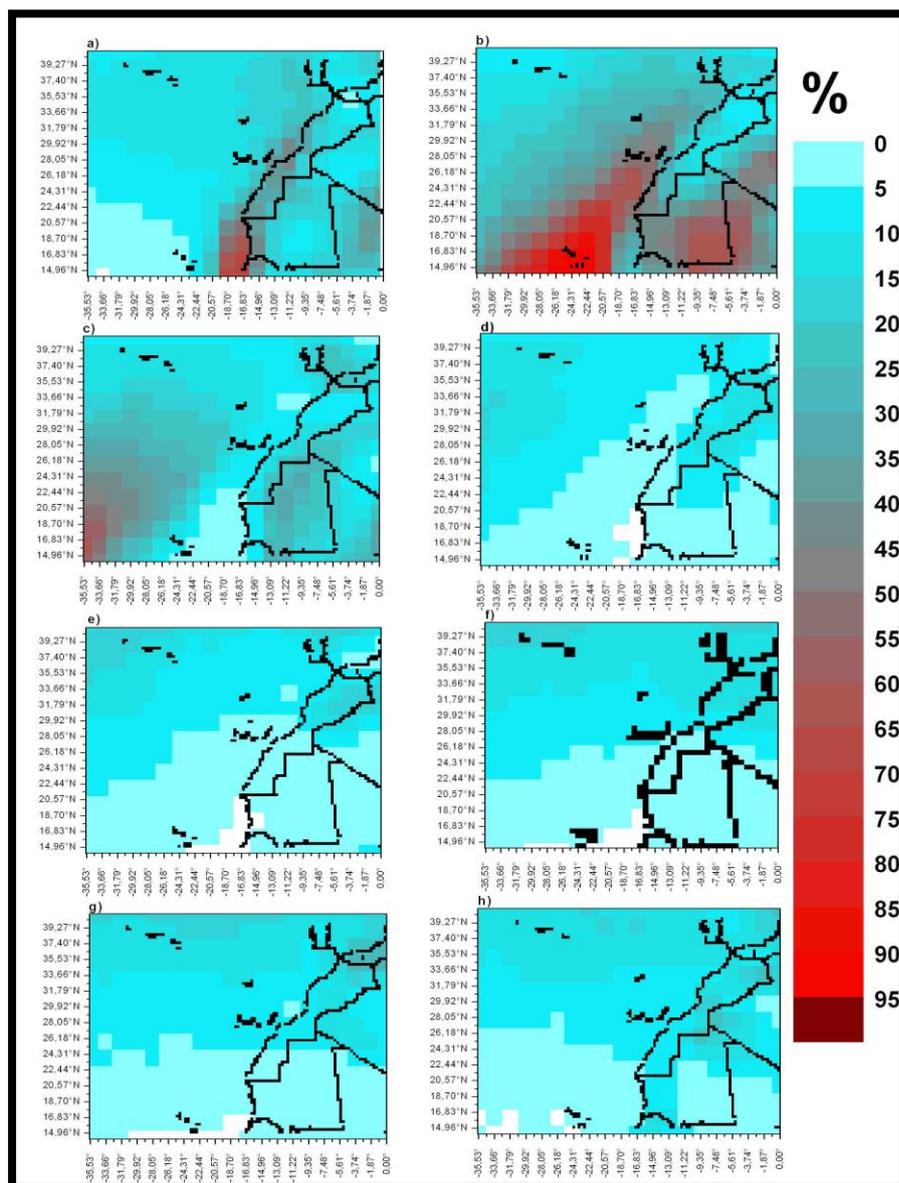


Figure 79. Fréquences mensuelles moyennes des 8 directions du vent du mois de novembre en %.

Cette configuration du champ des PNM se traduit sur le champ de vent par l'amplification du régime de l'*harmattan* conjuguée à la progression de ses deux composantes nord-est et est en direction du sud de la Mauritanie. Ainsi, en septembre, la composante nord-est de l'*harmattan* enregistre en Mauritanie un maximum de fréquence de 42% situé au centre de la Mauritanie (Figure 77-b). En octobre, le régime du nord-est progresse davantage vers le sud-est et devient majoritaire avec une fréquence maximale de 58% des flux comptabilisés (Figure 78-b). Cette tendance se confirme en novembre, mois pendant lequel la fréquence moyenne maximale de la direction nord-est en Mauritanie est supérieure à 64%, et se situe à la frontière sud-est avec le Mali (Figure 79-b). La composante est de l'*harmattan* se renforce entre le début et la fin de l'automne, en passant d'un maximum de fréquence de 17% en septembre à 23% puis 33% respectivement en octobre et novembre (Figures 77-c, 78-c et 79-c).

Le Maroc, notamment sa partie orientale, subit pendant la saison intermédiaire de l'automne les influences de l'al.m continentalisé qui aborde le littoral méditerranéen par le nord-est. Ce régime de vent constitue 24% de fréquence relative en septembre à l'extrême nord-est marocain (Figure 77-b). La fréquence relative de cette même direction du vent régresse à 16% en octobre puis à 11% en novembre avec un déplacement de la fréquence moyenne maximale vers le sud-est du pays (Figures 78-b, et 79-b).

En provenance du désert algérien, la branche est du *chergui* atteint au Maroc oriental une fréquence de 28% en septembre. Cette direction de vent se renforce pendant les deux mois suivants mais en enregistrant des fréquences plus fortes au sud-est du pays (Figures 77-c, 78-c et 79-c).

Le *chergui* des secteurs sud-est et sud qui influence notamment le champ de vent à l'est du Maroc constitue 38% des flux de surface comptabilisés (valeur moyenne maximale pour tout le Maroc) en septembre, et évolue à la baisse en octobre-novembre (Figures 77-d, 77-e, 78-d, 78-e, 79-d et 79-e).

En résumé

Les variations saisonnières de la position géographique de l'A.A des Açores ainsi que celles de son intensité influencent la dynamique et l'intensité des alizés maritimes le long de la côte atlantique maroco-mauritanienne. En hiver, la position méridionale de l'A.A atlantique explique le renforcement de la direction N des al.m au sud de la Mauritanie. En été, la direction N, synonyme de la naissance de l'alizé maritime, se renforce au niveau de la côte marocaine nordiste parallèlement au recul de l'A.A atlantique vers des latitudes plus septentrionales.

L'*harmattan* est plus vigoureux et atteint des latitudes plus méridionales en hiver en raison de la position géographique de l'A.A saharo-méditerranéenne. En été, l'A.A continentale devenue méditerranéenne influence moins la circulation des vents. L'*harmattan* voit son influence se réduire à des latitudes moins méridionales. Dans le même temps, la dépression thermique, très active pendant cette saison favorise l'arrivée de la *mousson* dans la Mauritanie sahélienne.

Comme évoqué précédemment, l'analyse des champs moyens mensuels des PNM a pour objectif de déterminer au cours de la période 1950-2008, les variations mensuelles moyennes des principales unités atmosphériques de surface en termes de positions géographique et d'intensité anticyclonique ou dépressionnaire. L'analyse des champs moyens mensuels des vents a permis d'identifier les principales directions des vents pour chaque mois de l'année. Dans la seconde partie de ce chapitre, l'analyse de l'évolution interannuelle des champs des vents et des PNM fondée sur les régressions linéaires, ainsi que l'étude de stationnarité basée sur la segmentation d'Hubert, sont orientées par le diagnostic que nous avons établi de la climatologie moyenne de ces deux paramètres météorologiques. Dans un premier temps, l'analyse de l'évolution interannuelle des PNM est

effectuée en tenant compte des positions spatiales moyennes des unités atmosphériques de basses couches identifiées. Dans un second temps, seules les directions des vents les plus influentes comme exposé dans la climatologie moyenne mensuelle des champs des vents, sont incluses dans l'étude des régressions linéaires et celle de la détection des ruptures. Cela englobe donc les trois directions principales des alizés continentaux et maritimes qui sont les directions nord, nord-est et est. En outre, l'évolution de la direction sud-ouest des vents en Mauritanie est également évoquée pendant la saison de la *mousson*. Ces analyses doivent permettre de replacer l'évolution des températures de l'air et des TSM, mais aussi de l'upwelling dans le contexte dynamique des basses couches de l'atmosphère, influencé par les PNM et les vents de surface.

2. Evolution et variabilité interannuelles des PNM et des vents en surface : des résultats qui mettent en évidence le lien étroit entre ces deux facteurs.

2.1. A l'échelle annuelle.

2.1.1. A l'échelle annuelle : renforcement généralisé des PNM, diminution de la vitesse du vent et augmentation de la fréquence de la composante orientale des alizés.

Parallèlement à un renforcement généralisé des PNM moyennes annuelles, sur la totalité du domaine d'étude entre 1950 et 2008, mais plus intense au niveau de la Mauritanie (Figure 80-a), la vitesse moyenne annuelle du vent, ainsi que la fréquence moyenne relative annuelle des directions retenues, révèlent des évolutions contrastées.

En effet, lorsque la PNM se renforce, la vitesse du vent observe un ralentissement. Trois régions sont sensiblement affectées, à savoir la totalité de la côte mauritanienne et la côte marocaine entre Cap Ghir (33°N) et Cap Bojador (27°N) où la baisse de la vitesse des vents est de -0,7 m/s, et le nord-est de la Mauritanie où la baisse est de -0,5 m/s. Inversement, les vents sur la façade méridionale de l'A.A des Açores notent une légère accélération de leur vitesse estimée entre 0,4 et 0,6 m/s (Figure 80-b).

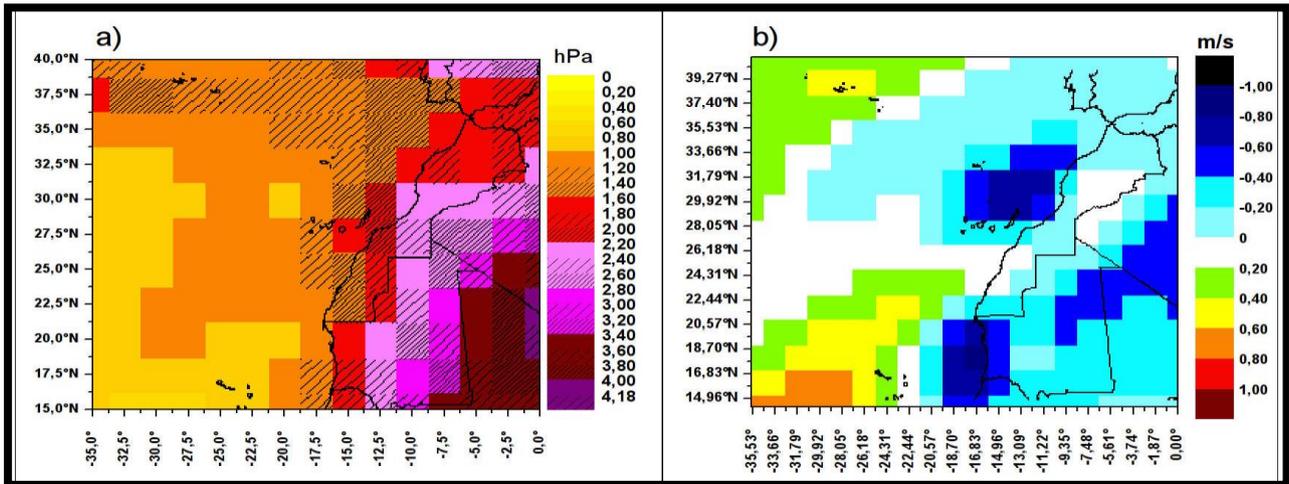


Figure 80. Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes annuelles 1950-2008.

a) PNM en hPa ; b) vitesse du vent en m/s

Le renforcement généralisé de la PNM et la prédominance de la tendance à la décélération des vents sont-ils liés à une modification sur le plan du régime aérologique en Afrique du nord-ouest ?

Les évolutions respectives de la PNM, de la vitesse du vent et de la fréquence relative des directions des alizés, tendent à confirmer cette hypothèse. On peut effectivement lier la tendance au ralentissement du vent à un basculement du régime éolien justifié par une baisse de la fréquence des flux de direction nord (337.5° - 22.5°), qui approche les -20% (Figure 81-a), et de la fréquence de la composante nord-est de l'*harmattan* qui approche les -11% au niveau de la Mauritanie (Figure 81-b). Cette baisse s'opère en faveur d'une augmentation qui a atteint jusqu'à 16%, de la fréquence de la composante franchement orientale de l'*harmattan* (67.5° - 112.5°) (Figure 81-c). Il est important de souligner qu'au niveau de la Mauritanie (notamment à l'intérieur des terres), l'augmentation de la fréquence des flux en provenance de l'est, s'oppose à une tendance négative qui caractérise l'évolution des alizés maritimes continentalisés de direction nord et les entrées maritimes en provenance de l'ouest et du nord-ouest (non illustrés). A l'échelle annuelle, les influences océaniques se font donc de moins en moins sentir en Mauritanie, en faveur d'une recrudescence des influences des flux continentaux. En effet, en plus de l'*harmattan* de composante est, les vents de directions sud-est, sud et sud-ouest enregistrent une légère augmentation (autour de 5%). La *mousson* atlantique quant à elle (sud-ouest) connaît une légère baisse (-5%) (Non illustré).

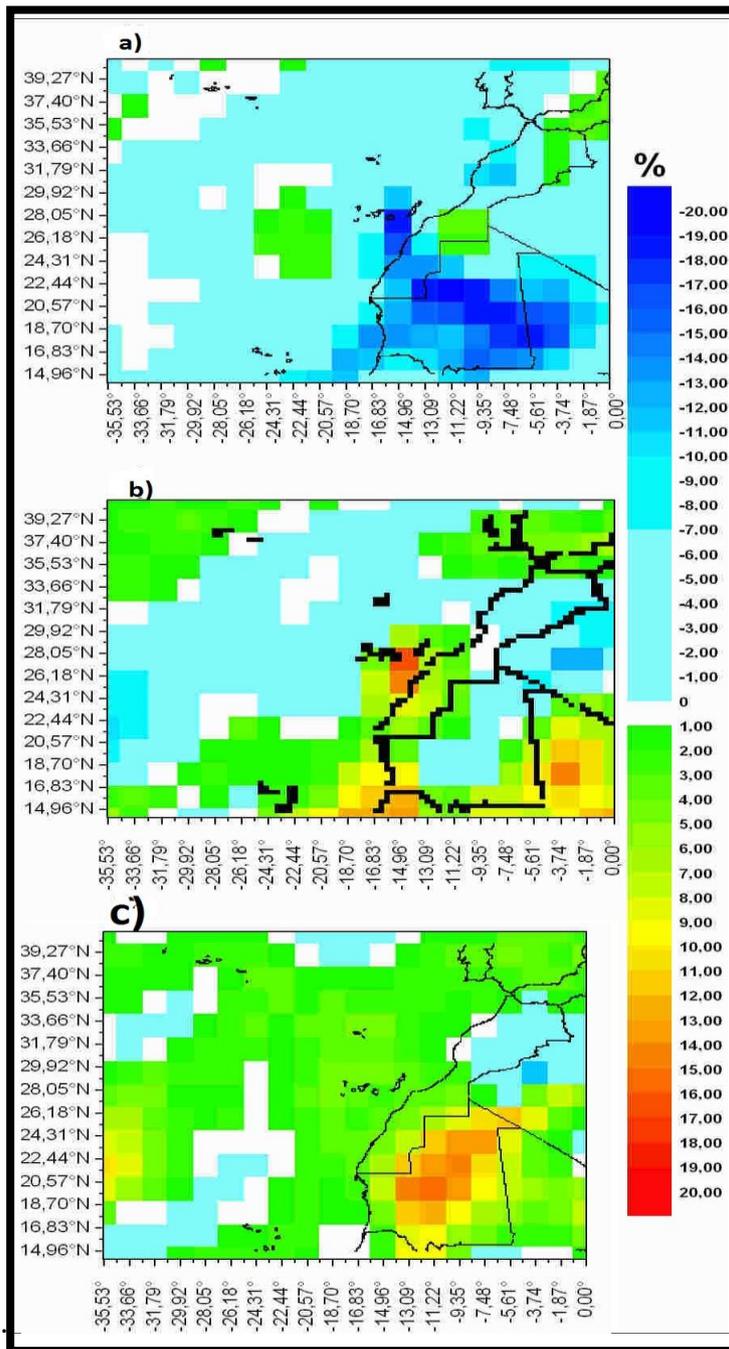


Figure 81. Pente de la courbe de tendance linéaire de la fréquence des directions du vent entre 1950 et 2008 (moyennes annuelles).

a) direction nord, b) direction nord-est, c) direction est.

Sur la côte saharo-mauritanienne et dans le Sahara marocain, les al.m de direction nord voient leur fréquence diminuer (jusqu'à -17%), contrairement à celle des alizés maritimes de direction nord-est qui augmentent (+15%), et dans une moindre mesure, de l'alizé continental en provenance de l'est et progressant de plus en plus hors du continent avec une augmentation de la fréquence de +5% (Figures 81-a, b et c).

L'analyse de la fréquence relative des vents traduit des évolutions moins tranchées au Maroc. On peut distinguer une moitié nord, caractérisée par une baisse de la fréquence des alizés nord, nord-est et est, et dans le même temps une légère augmentation de flux continentaux en provenance du sud (*chergui*) et de flux maritimes de direction nord-ouest.

La moitié sud du Maroc (Sahara inclus) enregistre des évolutions opposées à celles observées dans la moitié nord (Figures 81-a, b, et c).

2.1.2. Segmentation d'Hubert appliquée aux PNM et aux vents (vitesse et directions) : changements majeurs entre la fin des années 1960 et les années 1970.

2.1.2.1. L'année 1966 et les années 1970 : une période charnière dans l'évolution des PNM à l'échelle moyenne annuelle.

Dans l'ensemble du domaine d'étude, la décennie 1970 apparaît comme une période principale de transition marquant une augmentation des PNM (Figure 82). Sur l'Atlantique, une rupture positive est survenue entre 1970 et 1972 selon les régions (Figures 82-a et b), impliquant une augmentation de la PNM de l'ordre de + 0,5 à + 1,2 HPa (Figures 82-d et e). Dans la zone littorale comprise entre le Sahara marocain et la Mauritanie, cette rupture succède à une rupture antérieure survenue entre 1964 et 1966 qui traduit, à l'image de celle de 1971, un renforcement des PNM (Figures 82-a et d). Entre 1994 et 2003, la PNM a enregistré des ruptures négatives au-dessus de l'Atlantique mais uniquement à partir de la latitude des Canaries jusqu'au sud de la côte mauritanienne (Figures 82- b, c, e et f). Cette rupture a pu contribuer à estomper la tendance à la hausse des PNM dans cette zone. Cela paraît d'autant vraisemblable lorsqu'on constate que sur le continent, où le renforcement des PNM atteint jusqu'à +3,4 HPa entre 1950 et 2008 au sud-est de la Mauritanie (Figure 80-a), n'a pas connu le même schéma d'évolution. En effet, la partie nord du Maroc (jusqu'à la latitude du cap Ghir), où la régression linéaire a mis en évidence une augmentation qui allait jusqu'à +1,8 HPa (Figure 80-a), n'a enregistré que des ruptures positives intervenant notamment en 1969 et en 1970 (Figures 82-a et d). Le Sahara marocain a enregistré deux ruptures positives principales en 1966, puis en 1971. En revanche, une troisième rupture négative a eu lieu uniquement dans la moitié sud du Sahara en 1994 (Figures 82-c et f). Elle explique pourquoi le renforcement de la pression y est moindre par rapport à la partie septentrionale du Sahara marocain.

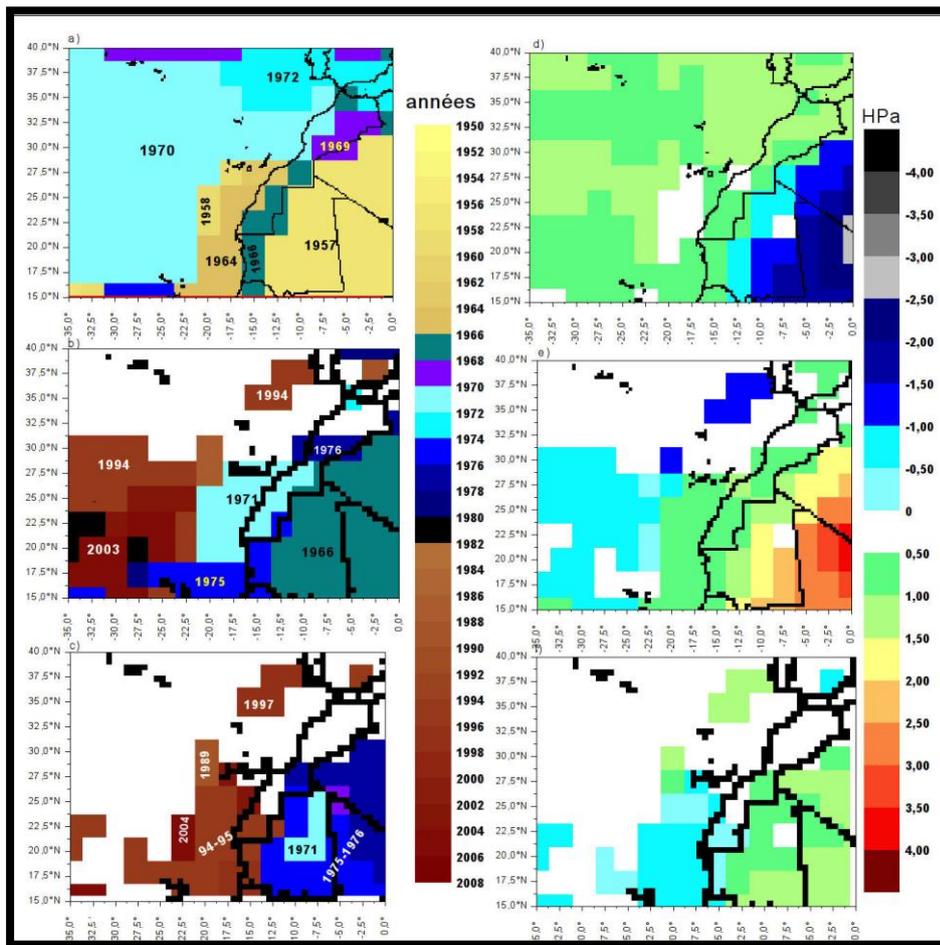


Figure 82. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes annuelles des PNM entre 1950 et 2008.

En Mauritanie, qui a enregistré la plus forte hausse des pressions (Figure 80-a), la méthode de la segmentation fait apparaître une grande variabilité interannuelle qui se traduit par des ruptures plus nombreuses. Celles-ci accompagnent parfois des variations très sensibles de la moyenne, à l'image des deux ruptures de 1957 et de 1966. La première qui fut négative, est associée à une baisse de moyenne des PNM qui atteint -2 HPa au sud-est mauritanien (Figures 82-a et d). La seconde marque une augmentation des PNM de +1,5 à +2,5 HPa (Figures 82-b et e). Ces deux ruptures sont encore plus marquées au niveau du Mali, ce qui traduit l'existence de la même évolution dans un contexte spatial plus étendu. Après ces deux ruptures principales, la Mauritanie a connu une rupture positive entre 1971 et 1976 selon les points de grille. Les parties sud et sud-ouest ont enregistré une rupture négative supplémentaire en 1994 à l'image des PNM océaniques.

2.1.2.2. L'année 1966 : une année clé dans la réduction de la vitesse des vents à l'échelle annuelle.

Il apparaît selon les résultats de la segmentation que la décélération significative des vents observée au niveau des îles Canaries et de la côte mauritanienne a débuté en 1962 et principalement en 1966 (Figures 83-a, b, c, et d) pour s'accroître en 1976 ou en 1980 selon les points de grille. La rupture négative de 1966 est repérée également à l'intérieur des

terres où elle s'associe à une décélération éolienne qui dépasse $-0,9$ m/s en Mauritanie et atteint $-0,5$ m/s sur la moitié méridionale du Maroc, Sahara inclus. Il est intéressant de souligner la part presque marginale des années 1970 dans les ruptures de stationnarité observées dans la vitesse des vents. Leur part est marginale car elles ne sont associées à des changements significatifs qu'au niveau de la côte marocaine entre les latitudes $33,66^{\circ}\text{N}$ et $26,18^{\circ}\text{N}$, de même qu'au niveau de la zone océanique mauritanienne (Figures 83-a, b et c). Pour la première zone (côte marocaine), il s'agit d'une rupture négative qui s'est produite en 1975 ou en 1979 selon les points de maille, et qui traduit une baisse de la vitesse du vent de l'ordre de $-0,5$ m/s. C'est une rupture déterminante dans la mesure où elle a contribué à accentuer la baisse de la vitesse du vent entamé préalablement en 1966. La deuxième zone qui a enregistré une rupture de la stationnarité pendant la décennie 1970, est la zone océanique mauritanienne où contrairement à la première zone, la rupture est positive. Cette dernière qui peut expliquer l'accroissement de la vitesse du vent sur la face méridionale de l'AA des Açores (Figure 80-b), s'est opérée en 1970 avec une augmentation de la moyenne de la vitesse du vent qui varie selon les points de grille entre $+0,5$ m/s et $+0,9$ m/s.

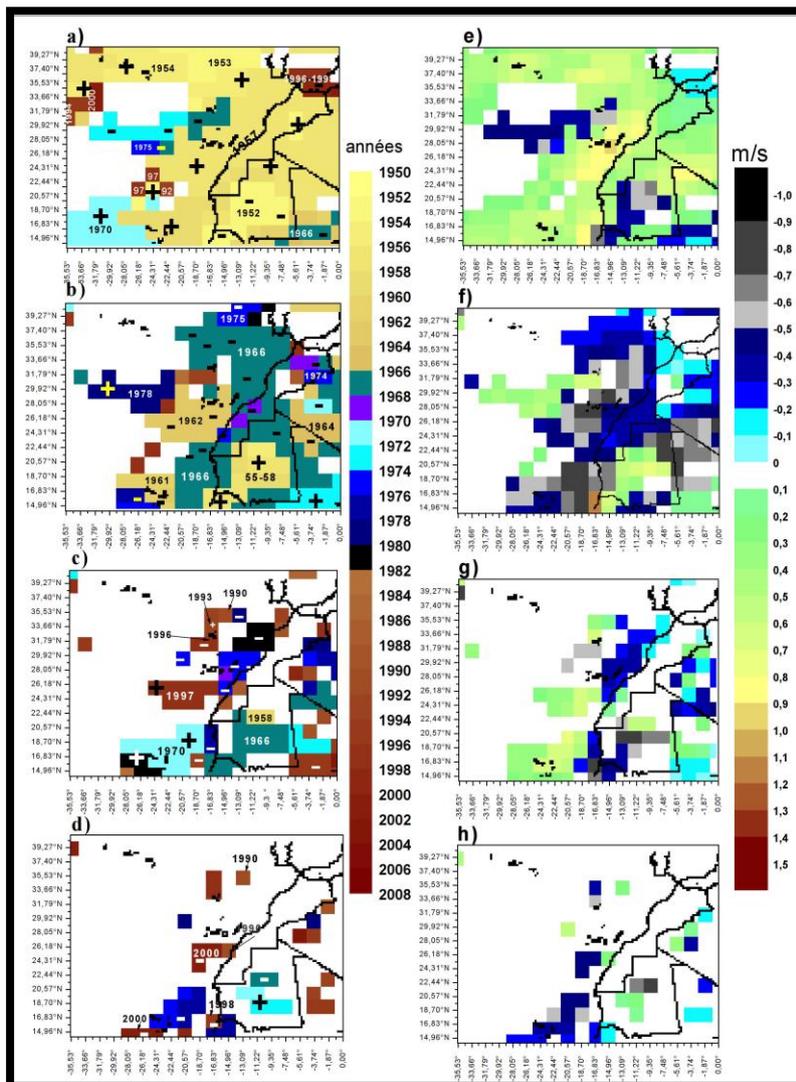


Figure 83. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes annuelles de la vitesse du vent en m/s entre 1950 et 2008

2.1.2.3. Des changements directionnels majeurs des alizés maritimes et continentaux : à l'échelle annuelle entre le milieu de la décennie 1960 et les années 1970.

Les résultats de la segmentation montrent que la décélération des vents observée à partir de 1962, mais principalement à partir de 1966, coïncide en Mauritanie, avec une forte baisse de la fréquence des flux de surface de **direction nord**. Cette baisse atteint au centre et dans le sud-est de la Mauritanie jusqu'à -14,5%. En revanche, cette même rupture négative de 1966 est présente au Sahara marocain et dans l'est marocain (Figures 84-a, b, e et f).

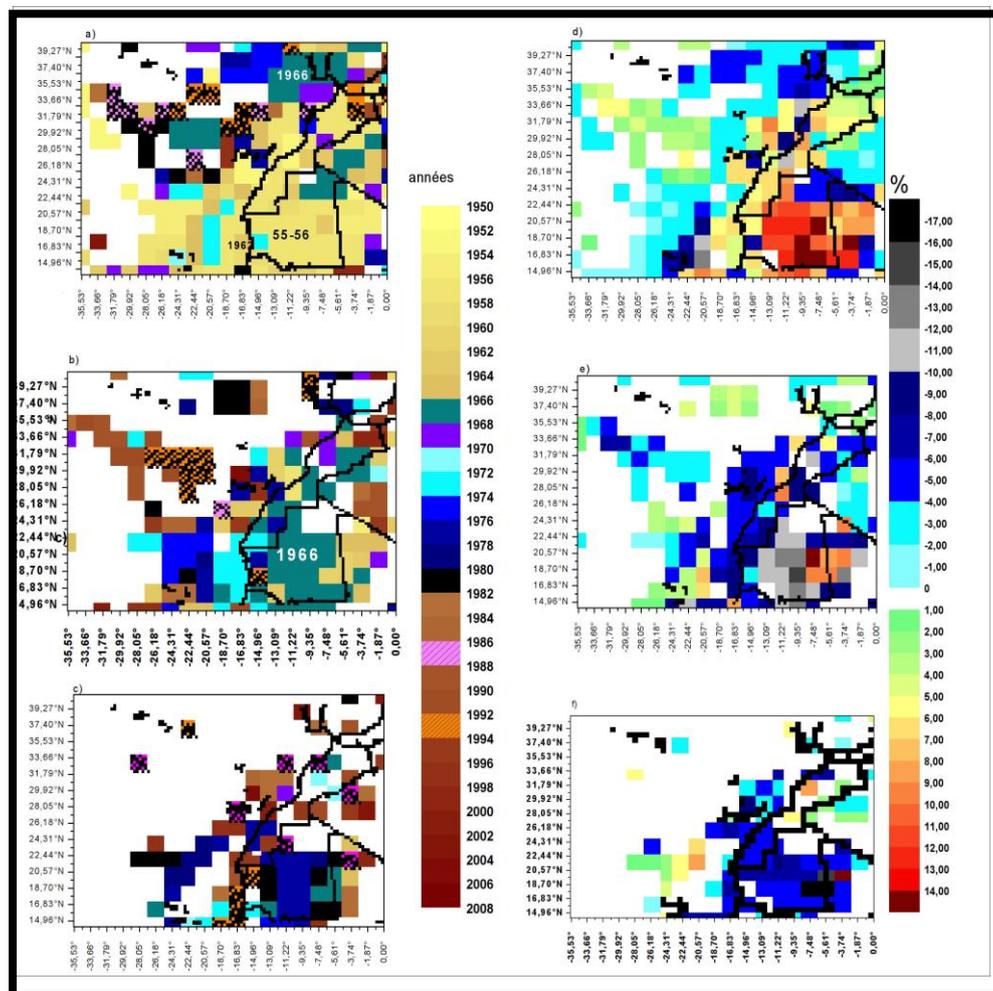


Figure 84. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes annuelles de la fréquence relative de la direction nord des vents en % entre 1950 et 2008.

La baisse de la fréquence des vents du **secteur nord** constatée en 1966 est renforcée par une deuxième rupture négative en 1977 ou 1980 selon les pixels en Mauritanie (Figures 84-c et g). La segmentation permet donc d'établir un parallèle entre, d'une part la tendance à la baisse de la **direction nord** des vents (Figure 81-a) et d'autre part, la succession de deux

ruptures négatives enregistrées notamment en Mauritanie en 1966 puis en 1977 ou 1980 (Figures 84-c et f). En effet, ces deux épisodes constituent la période principale où la fréquence de la composante **nord** des vents en Mauritanie accuse une baisse accompagnée

Dans le cas de la **composante nord-est** des alizés, la segmentation démontre, comme pour la direction nord, que des changements significatifs se sont effectués autour de l'année 1966. Il s'avère que pendant la période où, en Mauritanie et au Sahara marocain, une rupture négative caractérisant les séries chronologiques des vents de direction nord (al.m continentalisé) est intervenue, l'*harmattan* de **direction nord-est** a enregistré une rupture positive au sud-est de la Mauritanie mais également du côté du Mali (Figure 85).

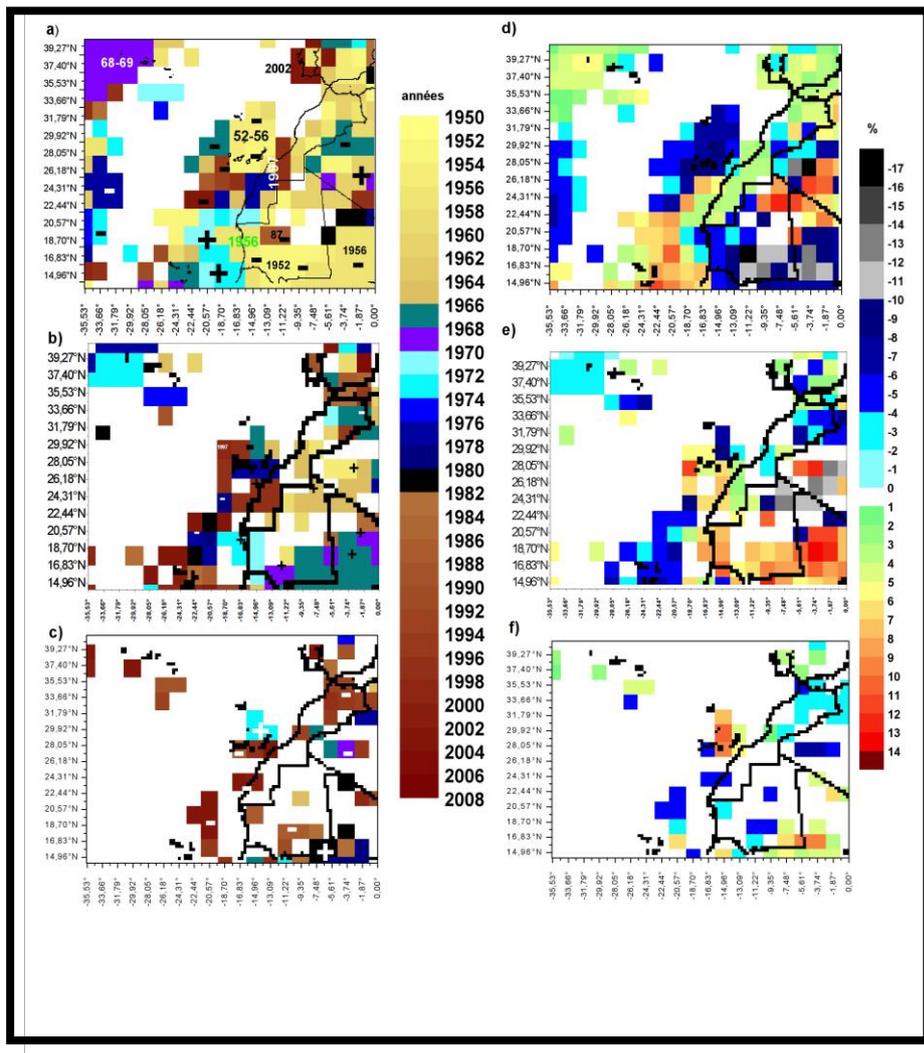


Figure 85. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes annuelles de la fréquence relative de la direction nord-est des vents en % entre 1950 et 2008.

Au nord et à l'est du Maroc, cette même année est synonyme de rupture négative dans les séries chronologiques des vents de direction nord-est (Figures 85-a, b, d et e). De même, lorsque sur la côte mauritanienne, les al.m de direction nord accusent une baisse de leur fréquence à partir du début de la décennie 1970, ceux de direction nord-est voient leur

fréquence relative augmenter (Figures 85-a, b, d et e). Quant à l'accroissement de la fréquence des al.m de **direction nord-est** constaté précédemment (Figure 81-b), il correspond principalement à une rupture positive datant de 1997 (Figures 85-b et e), laquelle pour certains points de grille a succédé à une première rupture positive en 1979 (Figures 85-a et d). Au nord du Maroc, seule partie du pays dont la segmentation donne des résultats spatialement homogènes, les années 1966, 1971 et 1994 paraissent déterminantes dans la baisse de la fréquence des entrées méditerranéennes en provenance du nord-est (Figure 85).

La variabilité interannuelle de La fréquence de **la composante est** de l'al.c, telle qu'analysée par la méthode de la segmentation se caractérise en Mauritanie à l'inverse du Maroc, par une relative homogénéité spatiale. Nous pouvons ainsi distinguer une première période caractérisée par une augmentation de la fréquence de cette composante; elle s'étale entre 1952 et 1956 et concerne spécifiquement le centre de la Mauritanie. Entre 1959 et 1962, l'est et une partie du nord-ouest mauritaniens ont enregistré une rupture négative associée à une diminution de la fréquence de **la direction est** allant jusqu'à -9% (Figure 88). Les ruptures ultérieures sont toutes positives (1966, 1969, 1980 et 1991) (Figure 88). La forte tendance au renforcement de **la composante est** de l'alizé continental entre 1950 et 2008 (Figure 81-c) paraît donc résulter d'une succession de ruptures positives dont celle de 1966 que nous avons auparavant constatée dans la fréquence des **composantes nord** (dans un sens négatif) et **nord-est** de l'al.c.

La moitié septentrionale du Maroc (hormis la presqu'île tangitaine) doit la tendance négative de la fréquence relative de l'al.c de **direction est**, à une rupture principale qui a eu lieu dans les années 1990. Selon les points de grille, cette rupture s'est produite seule (Figure 86) ou ultérieurement à d'autres, majoritairement négatives (Figure 87).

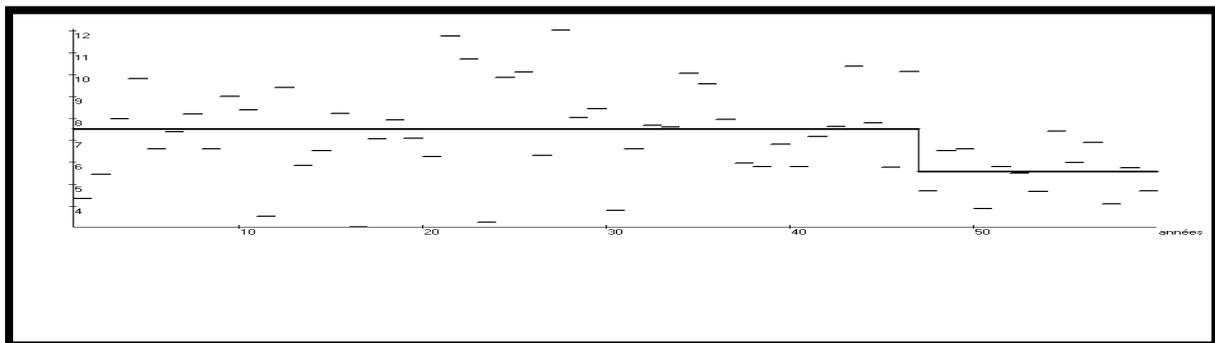


Figure 86. Segmentation selon Hubert de la série chronologique de la fréquence annuelle de la direction est du vent de la période 1950-2008 au nord du Maroc : point de grille 33,66°N/ 5,61°W

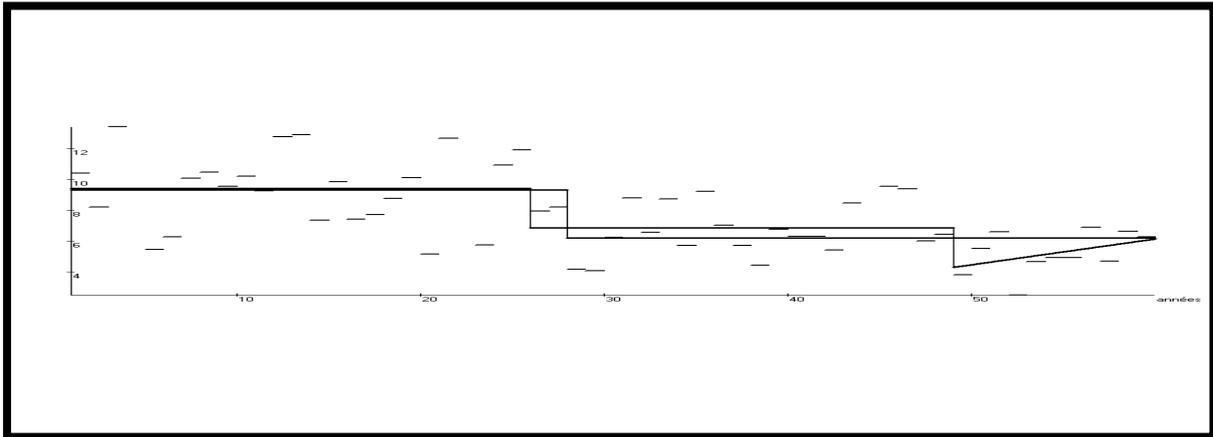


Figure 87. Segmentation selon Hubert de la série chronologique de la fréquence annuelle de la direction est du vent de la période 1950-2008 au nord du Maroc : point de grille 31,77°N/ 5,61°W.

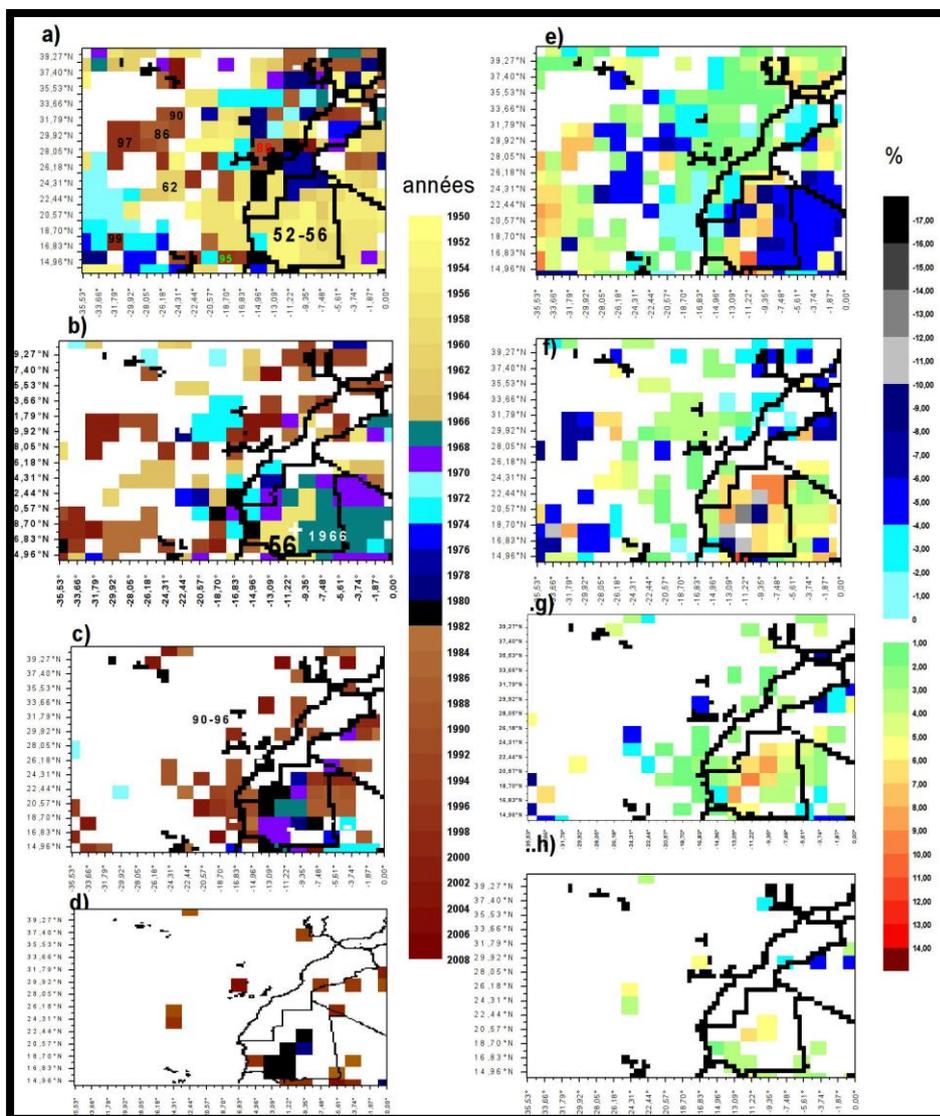


Figure 88. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes annuelles de la fréquence relative de la direction est des vents en % entre 1950 et 2008.

Sur la côte atlantique, en Mauritanie et au Sahara marocain, l'al.c de secteur est paraît s'étendre au-delà du continent pour atteindre le littoral atlantique à partir des années 1972 ou 1969 et 1980 (Figures 88-b et f). Cette tendance s'affirme entre 1990 et 1996 avec une

nouvelle rupture positive (Figures 88-c et g). La côte atlantique marocaine montre quant à elle des schémas d'évolution moins synchronisés dans le temps mais qui laissent émerger néanmoins, une augmentation de la fréquence des flux de **direction est**. Cette augmentation date d'une manière générale des années 1970 (Figures 88-a et e).

La segmentation appliquée sur les séries de la fréquence relative de la **direction sud-ouest** (*mousson*) en Mauritanie sahélienne apporte certains éléments explicatifs à la baisse constatée par régression linéaire de ces flux (cf section 2.1.1 de ce chapitre). Elle permet de détecter principalement deux ruptures négatives ayant contribué à cette baisse ; une première autour de 1962 et une dernière autour de 1997 (Figure 89).

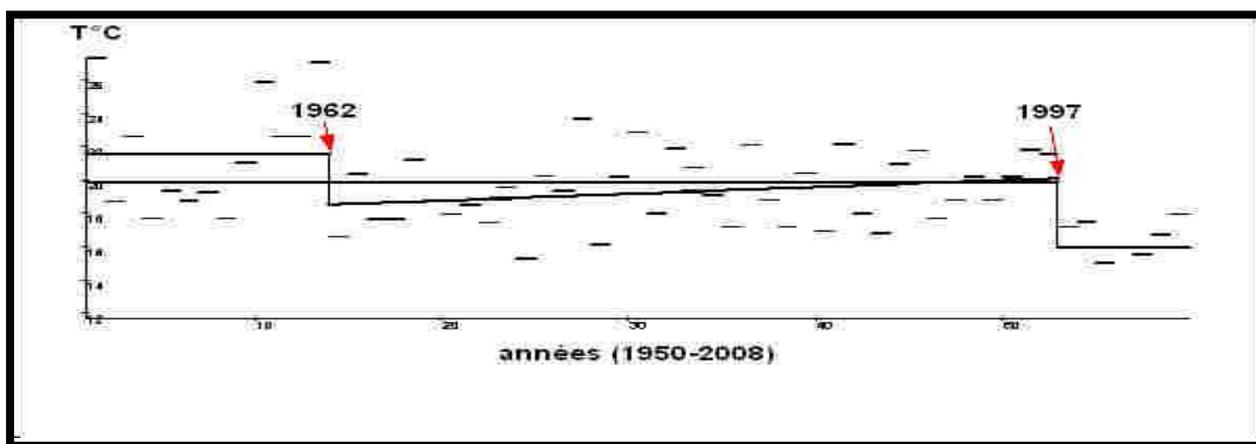


Figure 89. Segmentation selon Hubert de la série chronologique de la fréquence annuelle de la **direction sud-ouest** du vent de la période 1950-2008 en Mauritanie sahélienne : point de grille 18,70°N/ 5,61°W.

De même, la décroissance de la fréquence des brises océaniques (flux de **direction nord-ouest**), résulte de la succession de deux ruptures négatives intervenant en 1972 et 1996 dans le Sahara marocain. En Mauritanie sahélienne, la décroissance de cette même direction des vents a été entretenue par des ruptures négatives datant selon les points de grille, de 1967, 1969 et 1998. Les ruptures négatives de 1972 et 1976, puis dans une moindre mesure, de 1980, expliquent la baisse de la fréquence des flux de **direction nord-ouest** au nord et au nord-est de la Mauritanie (non illustré).

En résumé

A l'échelle annuelle, le renforcement de la **pression** est généralisé dans tout le domaine d'étude entre 1950 et 2008. Ce renforcement est plus important sur le continent notamment en Mauritanie.

L'ensemble du domaine d'étude a connu une rupture pendant la décennie 1970. Cette rupture est associée à une augmentation **des PNM**. En plus de la rupture positive des années 1970, la Mauritanie, ainsi que le Sahara marocain ont entamé cette tendance à la hausse des PNM dès l'année 1966.

La vitesse du vent accuse une décélération dans la quasi-totalité du domaine d'étude. Elle concerne plus fortement la zone des Canaries et la côte mauritanienne.

Parallèlement à l'atténuation de la vitesse du vent sur la côte atlantique, **les al.m de direction N** se font de plus en plus rares alors que l'on note une augmentation de la fréquence **des al.m de direction NE** notamment dans la région des Canaries et au niveau de la côte mauritanienne.

En Mauritanie, la baisse de **la vitesse du vent** est accompagnée d'un recul important de la fréquence de **la direction nord** du vent. La décroissance de la fréquence des vents émanant de cette direction est compensée par la hausse de la fréquence de **la direction est de l'harmattan**.

La segmentation selon Hubert met l'accent sur l'année 1966 comme année de rupture majeure à la suite de laquelle à laquelle la réduction de la force des vents s'est installée aussi bien au niveau de la côte atlantique que sur le continent. Sur le littoral atlantique, la décennie 1970 enregistre une deuxième rupture négative qui a eu comme conséquence d'accentuer la diminution de la vitesse des vents.

Les changements directionnels des vents qui touchent d'une part les al.m, et d'autre part les al.c, se sont produits majoritairement selon les résultats de la segmentation d'Hubert, entre l'année 1966 et la décennie 1970.

2.2. Evolution et variabilité interannuelles des PNM et des vents pendant la saison hivernale.

2.2.1. Relation antinomique entre les évolutions respectives des PNM et de la vitesse des vents en hiver.

2.2.1.1. Renforcement quasi-généralisé des PNM en DJF.

Les pressions atmosphériques en surface connaissent une évolution quasi homogène pendant l'hiver entre 1950 et 2008. Hormis la baisse observée au centre de l'A.A des Açores, dépassant -3 hPa en décembre, la tendance reste positive pendant les trois mois de l'hiver, océan et continent confondus (Figure 90). Le renforcement de la pression est plus net au niveau des Açores avec une augmentation qui varie entre + 4 et + 6 hPa entre 1950 et 2008, pendant les deux mois de janvier et février (Figures 90-b et c). Sur le continent, le Maroc enregistre une augmentation plus sensible des PNM que la Mauritanie qui, de son côté connaît un renforcement graduel (le renforcement barométrique est plus sensible en se dirigeant vers l'est du pays).

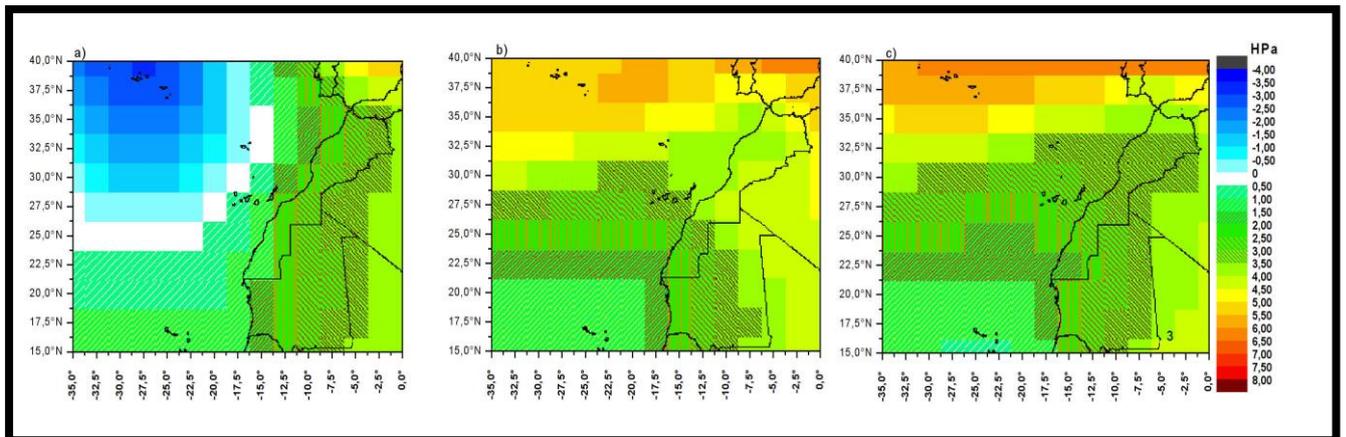


Figure 90. Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles hivernales des PNM en 1950-2008 en hPa.

a) Décembre, b) janvier, c) février⁴⁹

2.2.1.2. La vitesse du vent évolue dans un sens inverse de celui des PNM.

Parallèlement, la vitesse du vent évolue dans un sens contraire à celui de l'évolution des PNM. Les zones marquées par une forte accélération du vent se caractérisent soit par une évolution négative des PNM comme en témoigne la zone des Açores en décembre (-3 hPa), soit par une évolution positive mais faible (Figures 90 et 91). Le second cas de figure s'illustre par l'augmentation de la vitesse des vents qui atteint + 1,2 m/s au large de la Mauritanie en janvier et en février (Figures 91-b et c). Cette accélération du vent s'effectue conjointement à une augmentation des PNM qui ne dépasse pas + 1hPa (Figures 90-b et c). En Mauritanie, un renforcement modéré des PNM qui avoisine + 2,5 hPa en janvier et février s'accompagne d'une faible accélération des vents de l'ordre de +0,6 m/s au maximum. Dès que l'on s'oriente vers le Mali où les PNM augmentent plus fortement qu'en Mauritanie (+4,5 hPa), la vitesse du vent tend à enregistrer des tendances positives très faibles en basculant même vers des valeurs négatives. Les zones qui ont évolué dans le sens d'un renforcement intense des PNM comme les Açores en janvier et février (+6,5 hPa), s'inscrivent dans une tendance à la baisse de la vitesse du vent qui varie entre -0,4 m/s et -1 m/s (Figures 91- b et c). Ce phénomène s'observe également sur le bassin méditerranéen occidental où l'intensification anticyclonique, parmi les plus affirmées du domaine étudié juste après celle des Açores, atteint entre +3,5 hPa et +6 hPa. La baisse de la vitesse du vent y est constante pendant les trois mois de l'hiver avec notamment la plus forte décélération de -1 m/s au niveau de la côte méditerranéenne orientale du Maroc en janvier, qui correspond à une augmentation des PNM de l'ordre de +5 hPa (Figures 90-b et 91-b).

⁴⁹ Légende valable pour les figures 91, 92, 93, et 94.

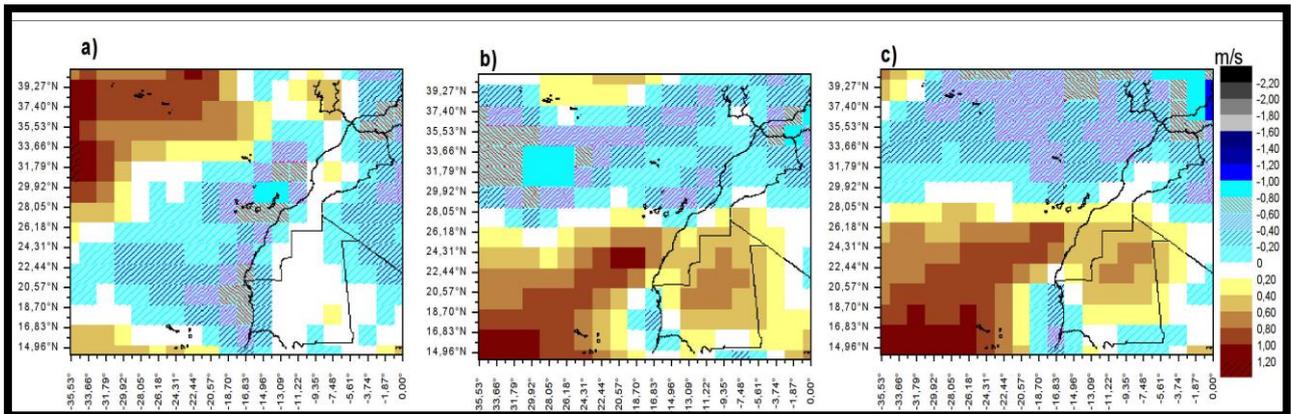


Figure 91. Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles hivernales de la vitesse du vent en m/s entre 1950 et 2008.

2.2.1.3. Les modifications directionnelles du vent en hiver : renforcement de leur composante orientale.

En DJF, la direction nord du vent est de moins en moins fréquente en Mauritanie et enregistre un recul persistant pendant toute la saison hivernale mais plus prononcé en décembre (jusqu'à -29%) (Figure 92-a). Le Sahara et le sud marocains enregistrent la même tendance en ce qui concerne la fréquence des vents de secteur nord, mais il ne s'agit pas pour cette région de la même origine du vent. La composante nord pour le Sahara et le sud du Maroc correspond à l'al.m continentalisé qui souffle de la façade orientale de l'A.A des Açores vers la côte atlantique et qui peut avoir une pénétration plus au moins forte dans le continent en fonction de sa puissance initiale. Cet al.m parvient de moins en moins à pénétrer à l'intérieur des terres, et sa pulsation sur la côte atlantique maroco-mauritanienne se fait de moins en moins sentir. En effet, sa fréquence relative enregistre une nette baisse sur l'ensemble de la façade orientale de l'A.A des Açores. Cette baisse est plus sensible à partir de la côte saharienne vers le sud avec un maximum qui atteint sur la côte mauritanienne (-39%) (Figure 92).

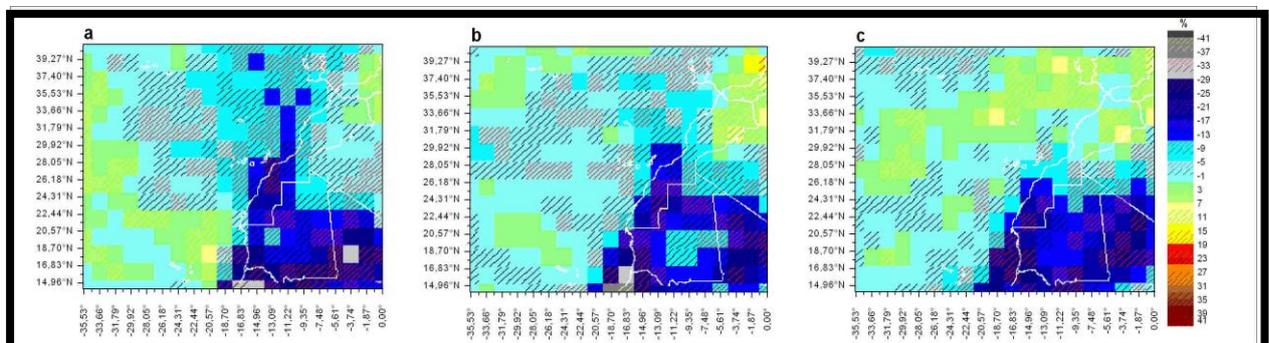


Figure 92. Pente de la courbe de tendance linéaire de la fréquence hivernale des vents de direction nord en % entre 1950 et 2008.

La côte atlantique marocaine septentrionale enregistre une baisse moins forte de la fréquence **des al.m de secteur nord** (autour de -7%). Cette baisse contraste avec une augmentation modérée de la fréquence des brises marines **du nord** qui atteignent l'extrême nord du Maroc par la Méditerranée qui ne dépasse pas +7 % (Figure 92).

Dans le même temps, la **composante nord-est** de l'*harmattan* évolue dans un sens similaire à celui **du régime du nord** mais uniquement au centre de la Mauritanie (Figure 93). Inversement, à l'est, au nord et au sud du pays, l'*harmattan* du **nord-est** voit sa fréquence plutôt croître notamment en décembre où celle-ci augmente d'environ +25% par exemple à l'extrême sud de la région Hodh-echergui⁵⁰ (Figure 93-a). Conjointement, les al.m du **nord-est** se caractérisent par une fréquence relative qui augmente en janvier et février sur la frange littorale maroco-mauritanienne mais plus intensément au niveau de la côte mauritanienne (jusqu'à +31% en février) (Figure 93-b et c). Au mois de décembre, par opposition à une forte augmentation de la fréquence des **al.m de nord-est**, similaire à celle observée en janvier et février sur la côte mauritanienne, la totalité du littoral atlantique marocain est marquée par une réduction de leur fréquence (Figure 93-a). Notons qu'autour des Canaries, cette réduction est plus marquée avec -25% entre 1950 et 2008. Au niveau du Maroc, une augmentation modérée de la fréquence des brises marines en provenance du nord-est vient appuyer le renforcement des influences méditerranéennes sur le nord du Maroc déjà observé avec l'augmentation de la fréquence des brises de composante nord.

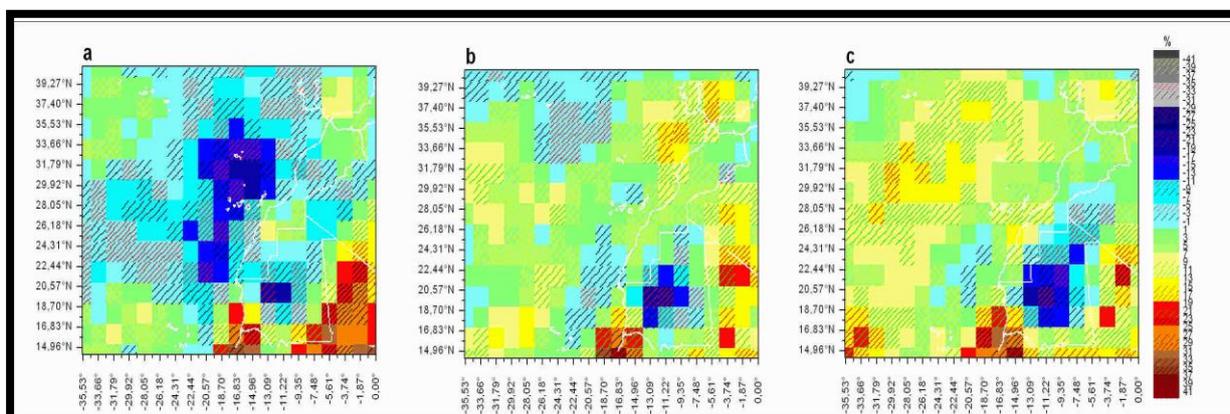


Figure 93. Pente de la courbe de tendance linéaire de la fréquence **en hiver** des vents de **direction nord-est** en % entre 1950 et 2008.

La figure 94 montre que le recul de la fréquence **des composantes nord et nord-est** du vent sur le continent s'effectue en faveur d'une nette augmentation de celle de la **composante est** de l'*harmattan* qui atteint +29% en décembre et en février et + 33% en janvier (Figure 94). La hausse de la fréquence de l'**al.c d'est (Chergui)** paraît intéresser également toute la moitié méridionale du Maroc du 29,26°N jusqu'au sud du Sahara (Figure 94).

⁵⁰ Voir carte dépliant 1.

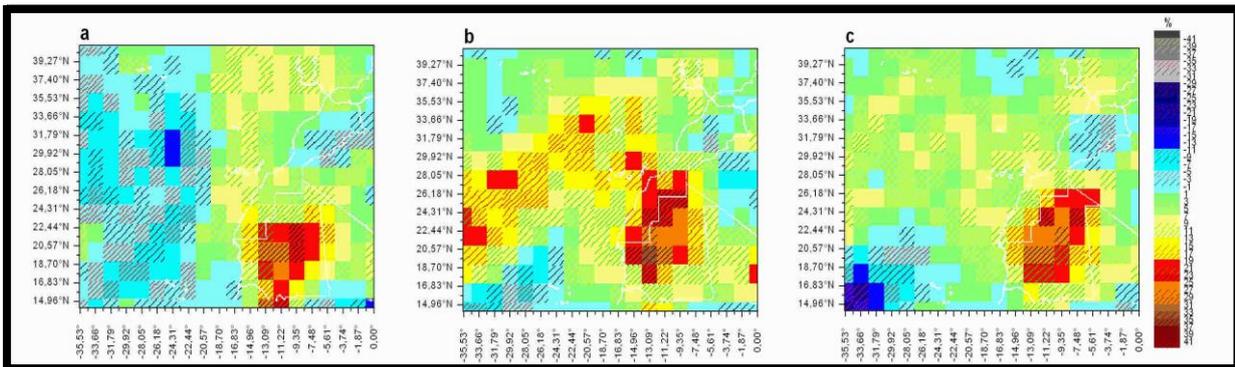


Figure 94. Pente de la courbe de tendance linéaire de la fréquence hivernale des vents de direction est en % entre 1950 et 2008.

2.2.2. Variabilité interannuelle des PNM et des vents à 10 m en hiver (DJF) : la fin des années 1960 et la décennie 1970 période de transition majeur.

2.2.2.1. Variabilité et test de stationnarité des PNM au sein de l'A.A des Açores en DJF.

A la lumière des résultats de la segmentation, il apparaît que l'évolution interannuelle des PNM au sud de l'AA des Açores en décembre ait été rythmée par l'apparition de deux ruptures principales. La première qui s'est produite dans la majorité des cas en 1974, est positive et s'associe à une augmentation qui dépasse +2 hPa par endroit, tandis que la seconde rupture est négative (2000), et se caractérise par une diminution des PNM de l'ordre de -2 hPa (Figure 95). La tendance à la baisse des PNM observée en décembre au nord de l'AA des Açores n'est en revanche pas expliquée par la méthode de la segmentation (Figure 90-a).

Pendant le mois de janvier, la détection des ruptures au sein des séries chronologiques des PNM entre 1950 et 2008 met encore une fois l'accent sur le rôle de la décennie 1970 dans le renforcement des PNM constaté au-dessus de l'Atlantique. Les figures 96-a et 96-d montrent qu'au-dessus de l'Atlantique, hormis au large de la Mauritanie, la première rupture positive s'est produite entre 1970 et 1980. Les figures 96-d, e et f expliquent, par ailleurs, pourquoi au-dessus des Açores la hausse des PNM est plus forte. En effet, cette région n'a connu que des ruptures positives après celle des années 1970. Même en 1995, date identifiée par l'algorithme comme date de rupture négative au-dessus de la quasi-totalité de la surface maritime atlantique étudiée (Figure 96-b et e), la zone des Açores où l'on relève la même rupture, enregistre a contrario une augmentation de la moyenne des PNM. L'augmentation des PNM au centre de l'A.A des Açores (au-dessus et à l'est des Açores) se poursuit avec l'avènement d'une nouvelle rupture enregistrée en 1998, qui a touché également la façade orientale de l'AA atlantique en se prolongeant à l'intérieur des terres au Maroc notamment sa partie saharienne (Figures 96-c et f).

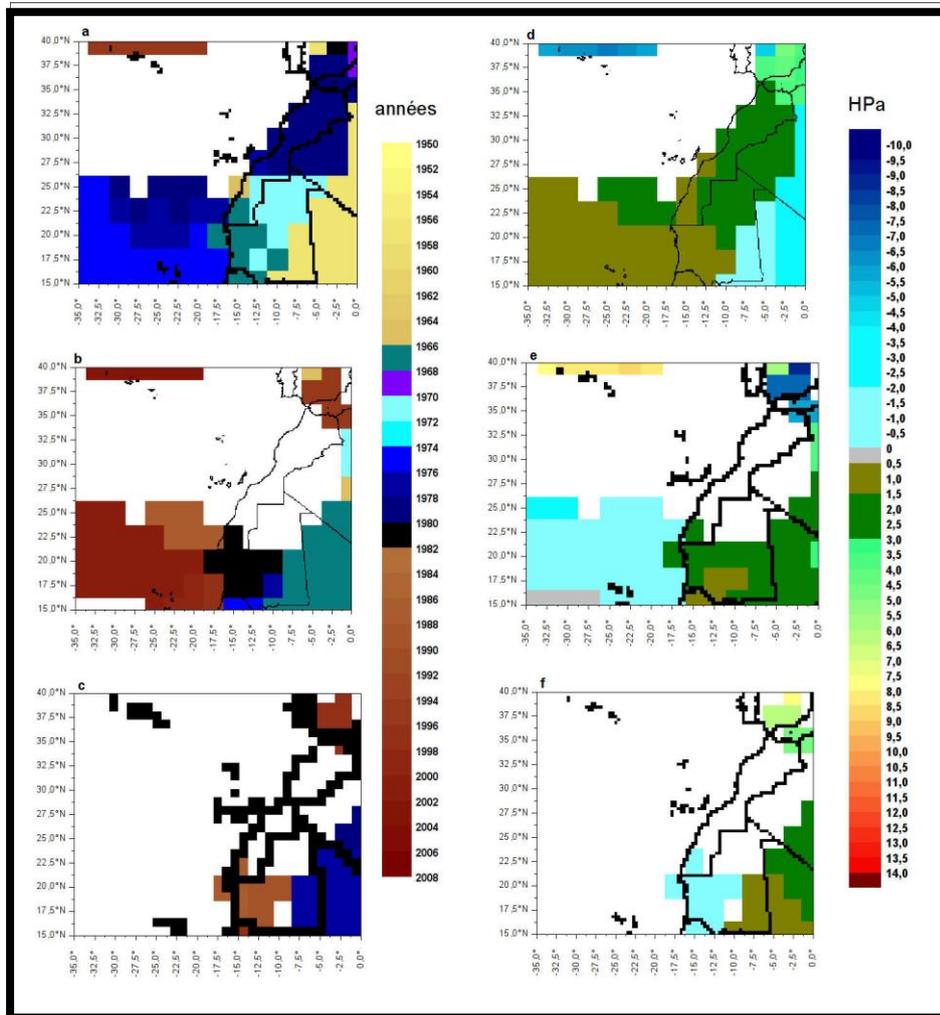


Figure 95. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles des PNM en HPa en décembre entre 1950 et 2008.

Bien que la décennie 1970 soit présente dans la chronologie des ruptures qui ont ponctué l'évolution interannuelle des PNM **en février**, elle ne concerne cependant pas la zone des Açores où l'analyse des tendances linéaires avait montré une forte croissance barométrique (Figure 90-c). La segmentation y fait apparaître en effet une rupture de stationnarité positive déterminante mais qui a lieu plus tardivement car enregistrée en 1988 (Figures 97-a et e).

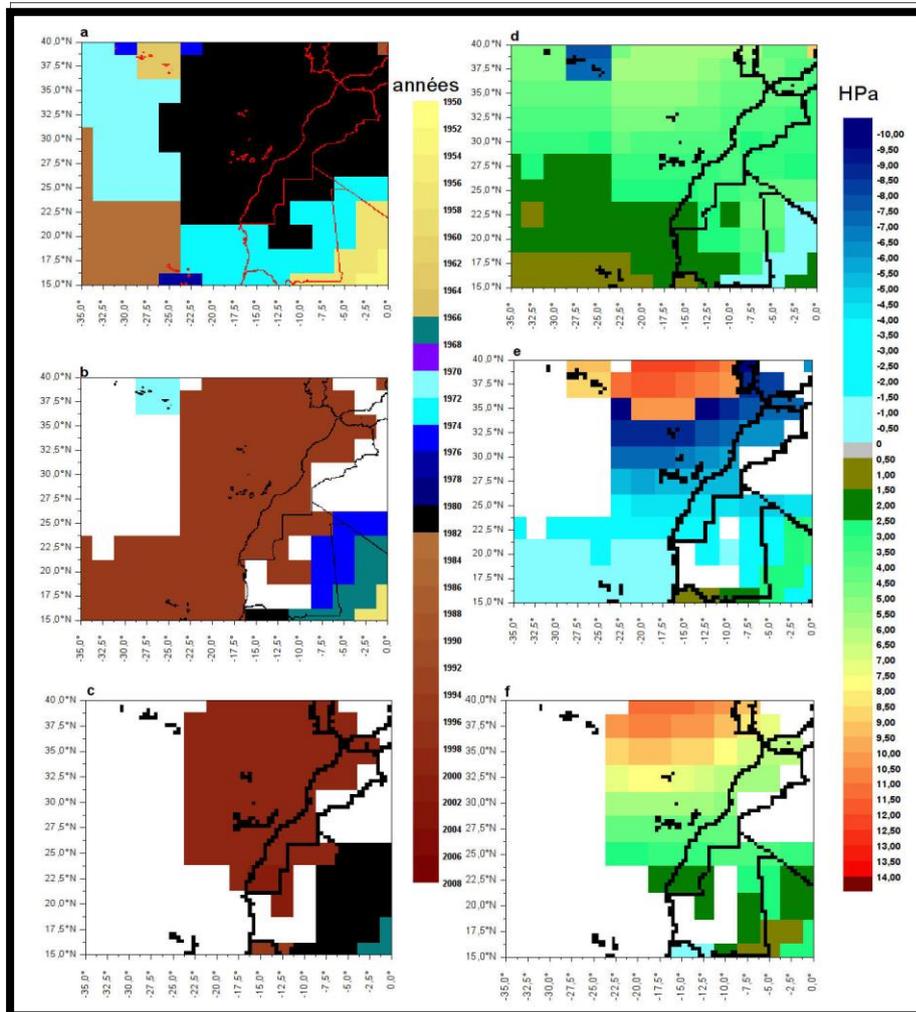


Figure 96. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles des PNM en HPa en janvier entre 1950 et 2008.

A l'ouest et au sud des Açores, l'augmentation de la pression atmosphérique semble être en rapport avec une rupture positive qui s'est produite en 1968 près des Açores, et en 1970 au sud de cette zone (Figure 97-a et b).

2.2.2.2. Variabilité et test de stationnarité des directions et de la vitesse des alizés maritimes en DJF.

Sur le littoral atlantique maroco-mauritanien entre la latitude 31,57°N et 20,57°N, la **vitesse du vent** affiche une baisse à partir de 1960, 1968, 1971 et 1974 **en décembre** (Figure 98). L'extrême sud de la côte mauritanienne a connu cette baisse dès 1968 (Figure 98-b et f). Seule la zone littorale saharienne, a enregistré une rupture positive en 1979 qui a permis de modérer la tendance à la baisse de la vitesse du vent dans cette partie du littoral (Figure 98-b et f).

La **composante N** ainsi que la **composante NE** de l'al.m deviennent de moins en moins fréquentes aux abords du littoral atlantique pendant la décennie 1970 ou la fin des années

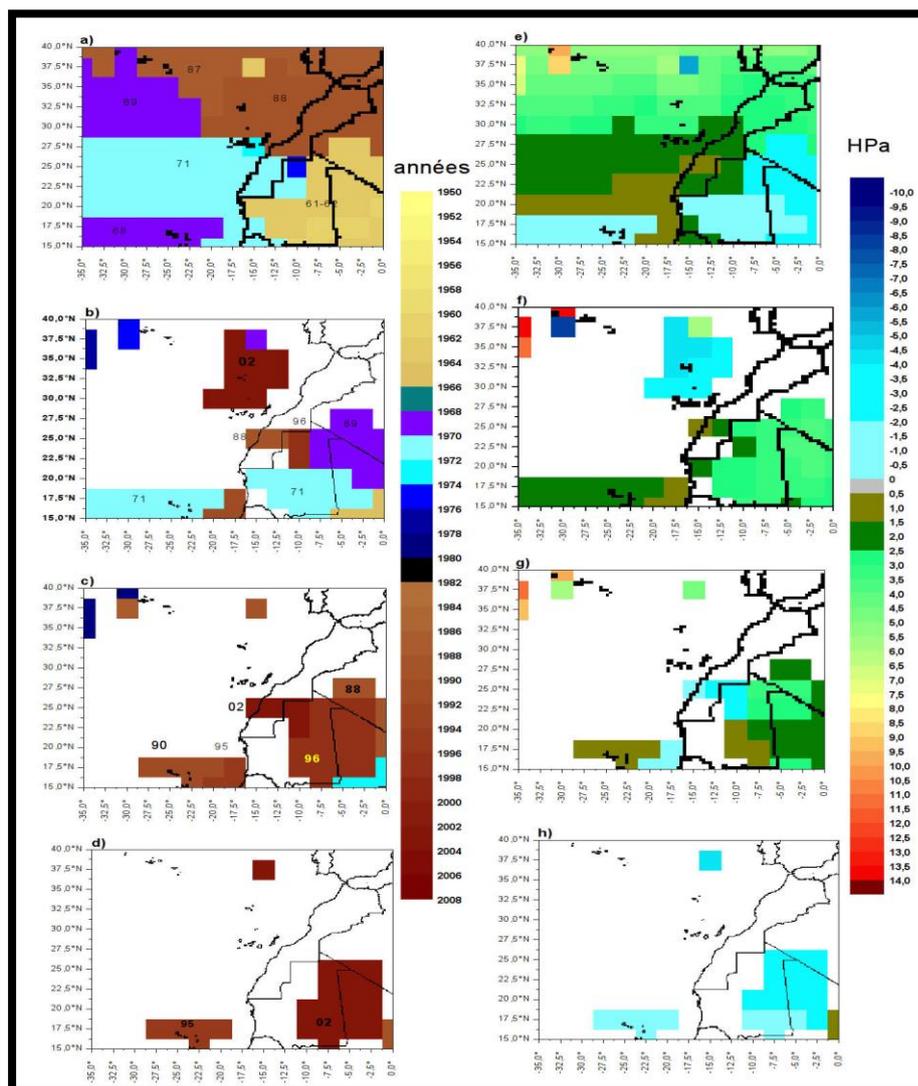


Figure 97. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles des PNM en HPa en février entre 1950 et 2008.

1960 (1968) (Figure 99 et 100). Il s'agit d'une rupture quasiment unique pour la **direction N** malgré son décalage chronologique que l'on peut observer au fur et à mesure que l'on longe le littoral. A l'extrême nord du littoral atlantique marocain, la rupture négative de la fréquence relative des al.m de **direction N** date de 1968. Plus au sud, elle s'est produite en 1973, puis sur la côte saharienne et mauritanienne, elle s'est produite en 1978 (Figure 99).

La chronologie des ruptures qui ont ponctué les séries chronologiques de la fréquence des al.m de **composante NE** sur le littoral en **décembre** montre une concordance avec celle des ruptures observées dans l'évolution interannuelle de la **vitesse du vent** (Figure 100). En effet, la **direction NE de l'al.m** enregistre une rupture négative occasionnée par une baisse importante de sa fréquence sur tout le littoral atlantique marocain en 1974. Mais comme pour la vitesse du vent, une rupture positive succède à cette première rupture négative en 1979. La côte mauritanienne en revanche n'enregistre qu'une seule rupture principale datant aussi de 1979 (Figures 100-a et e). Elle est positive et va dans le même sens que la forte tendance à la hausse des al.m du NE évoquée précédemment (Figure 93-a).

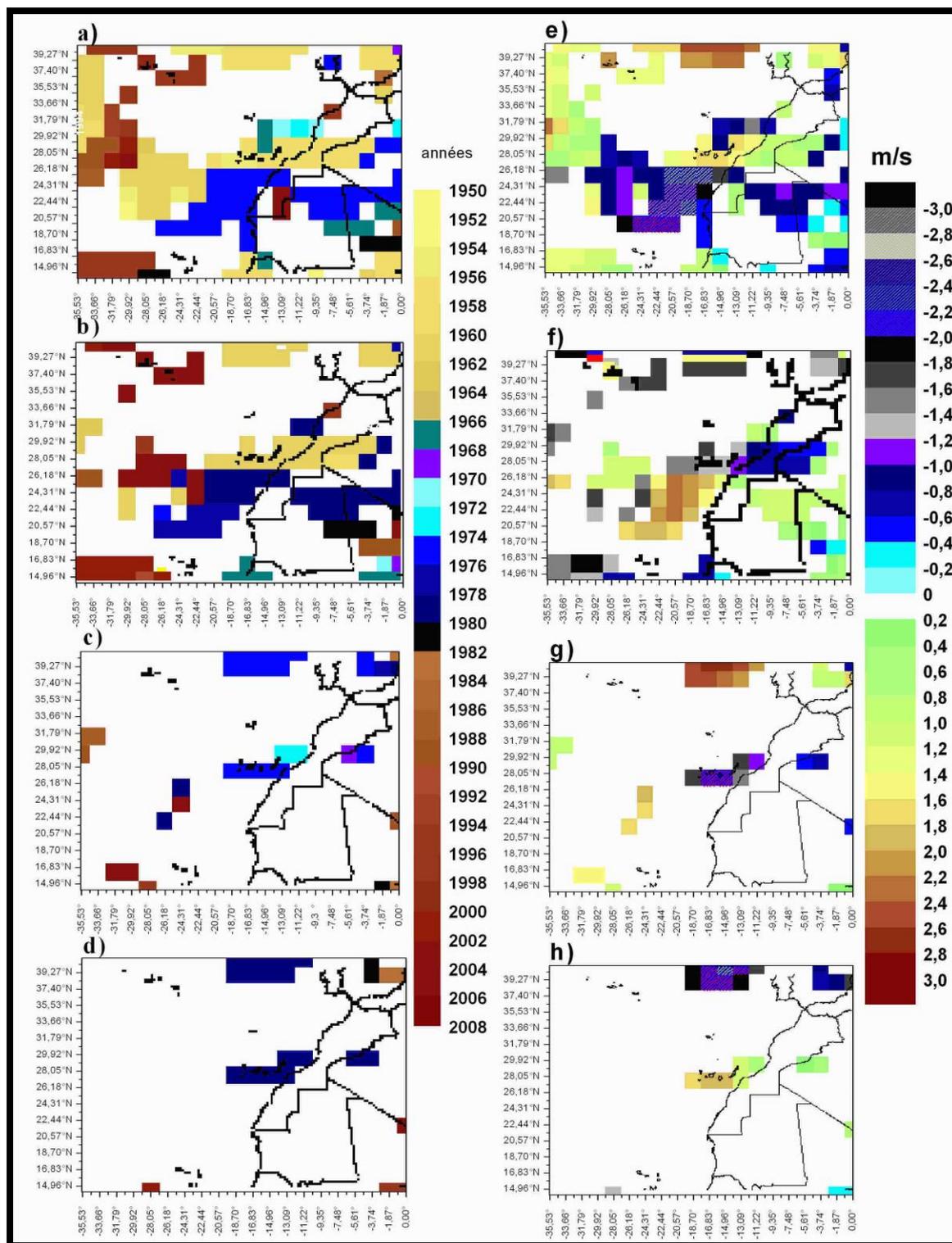


Figure 98. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la vitesse du vent en m/s en décembre entre 1950 et 2008.

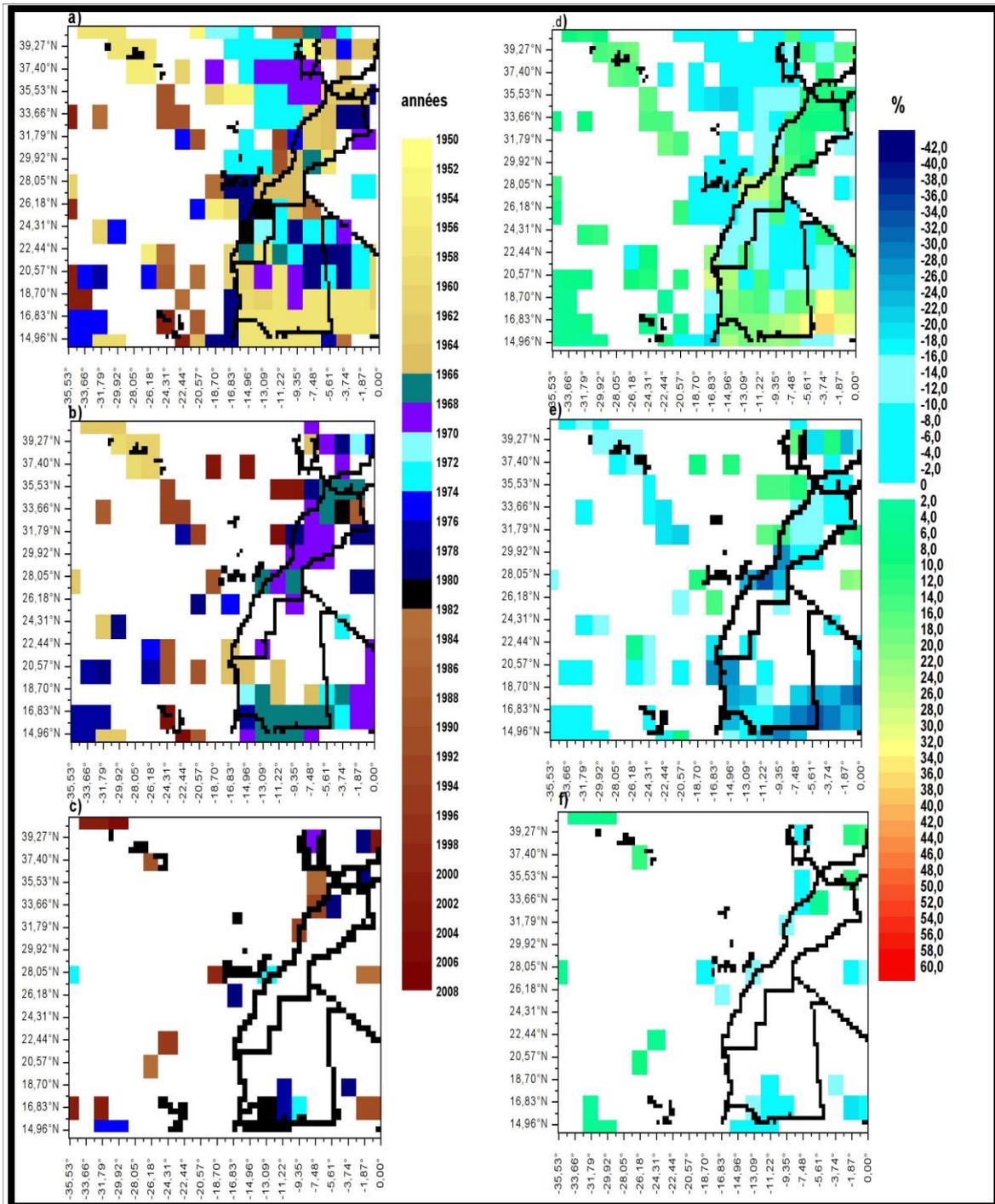


Figure 99. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction nord du vent en % en décembre entre 1950 et 2008.

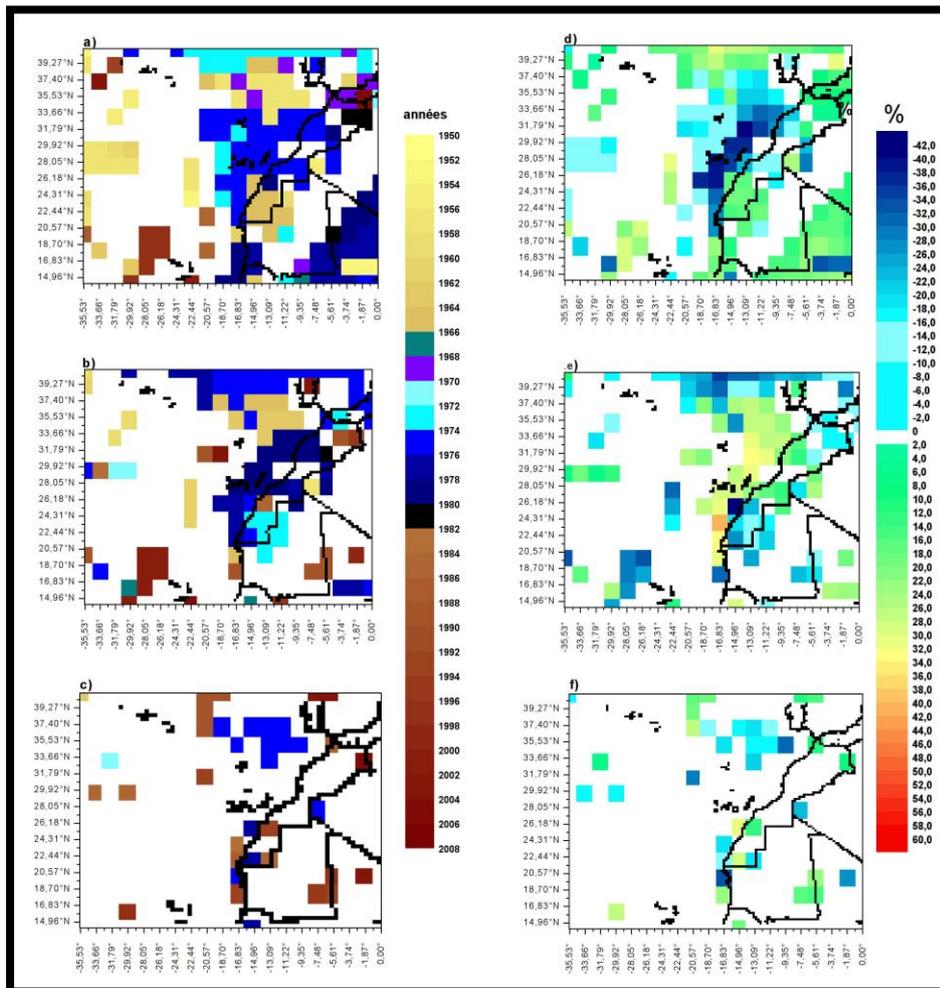


Figure 100. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction nord-est du vent en % en décembre entre 1950 et 2008.

La figure 101 montre qu'au niveau des Açores et notamment à l'est de cette zone, la **vitesse du vent** s'est accélérée en **janvier** à la suite de deux ruptures positives dont la première a été enregistrée en 1968 et la seconde en 1971. Alors que pour **février**, on note une rupture positive qui a intéressé également la zone des Açores en se prolongeant vers le sud mais dans un ordre chronologique hétérogène entre le nord, le milieu et le sud de cette zone. Au-dessus même des Açores, la rupture positive s'est produite en 1974, entre 35°N et 29°N, elle date de 1954, et plus vers le sud, elle est observée en 1968 (Figures 102-a et e). Soulignons que la côte septentrionale marocaine a enregistré dans un premier temps une rupture positive entre 1968 et 1970. Dans un second temps, elle a enregistré une rupture négative entre 1975 et 1979. De l'autre extrémité de la côte, au sud de la Mauritanie, la **vitesse du vent** présente une rupture négative en 1979 (Figure 102).

Pour les **al.m** soufflant le long de la côte atlantique, malgré la similarité que représentent les tendances linéaires de leurs fréquences mensuelles entre **janvier** et **février** (Figures 92-b, 92-c, 93-b et 93-c), la distribution et la fréquence des ruptures qui caractérisent leurs évolutions interannuelles sont différentes. Ceci est le cas notamment de la côte mauritanienne où l'étude des tendances linéaires montre une baisse de la fréquence **des al.m de direction N** aussi marquée en **janvier** qu'en **février** (Figures 92-b et c). La

segmentation montre **qu'en février**, une seule rupture négative survenue entre 1964 et 1994 selon les pixels, caractérise les séries chronologiques mensuelles de la fréquence relative de la **composante N** de l'al.m (Figures 104-a et e). Pendant cette même période, le **secteur nord-est** de l'al.m s'est renforcé dans cette même région (Figure 106). Parallèlement, **en janvier**, la fréquence de la **composante nord** de l'al.m enregistre trois grandes variations concentrées pendant la période 1971-1981 et dont la première et la troisième sont associées à une forte décroissance. (Figure 103).

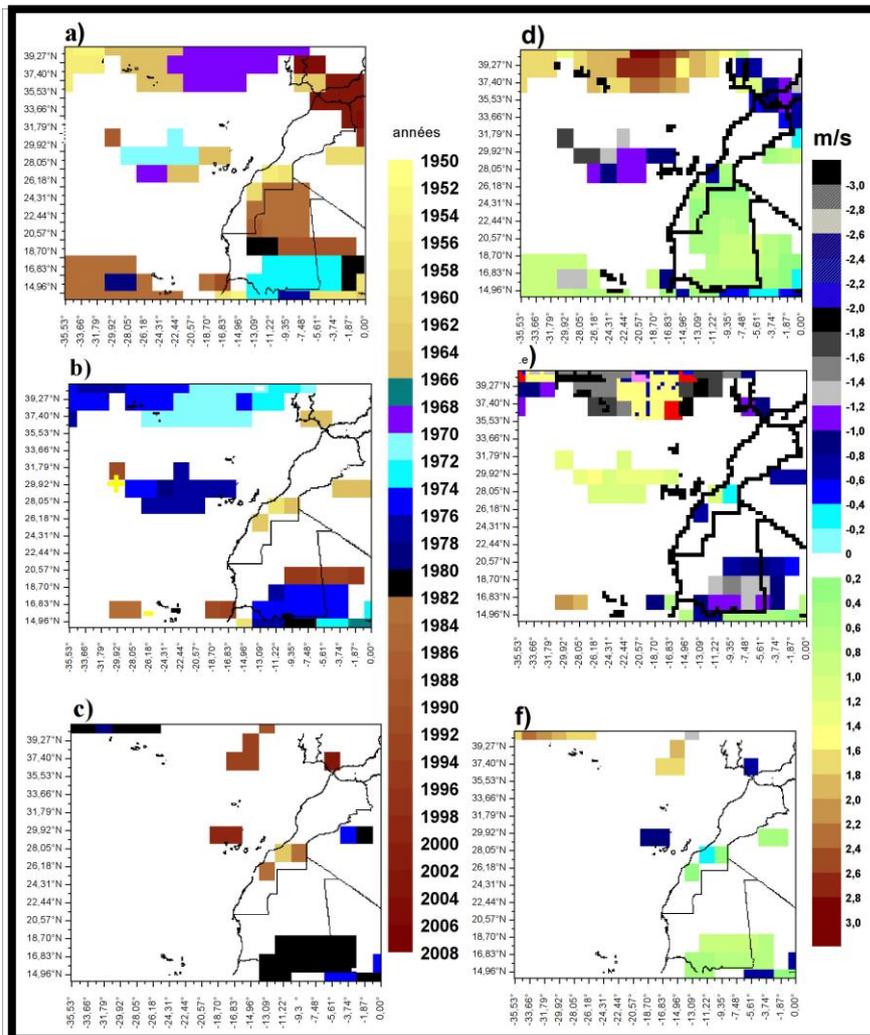


Figure 101. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la vitesse du vent en m/s en janvier pendant la période 1950-2008

Inversement, les mêmes dates de ruptures constatées dans l'évolution de l'al.m de **secteur nord** sur la côte mauritanienne **en janvier**, se rencontrent également dans les séries chronologiques de la fréquence **des al.m de secteur nord-est** (Figure 105) mais en s'associant à des tendances opposées. Le changement directionnel de l'al.m du **nord** au **nord-est** s'est donc opéré entre 1971 et 1981 au niveau de la côte mauritanienne.

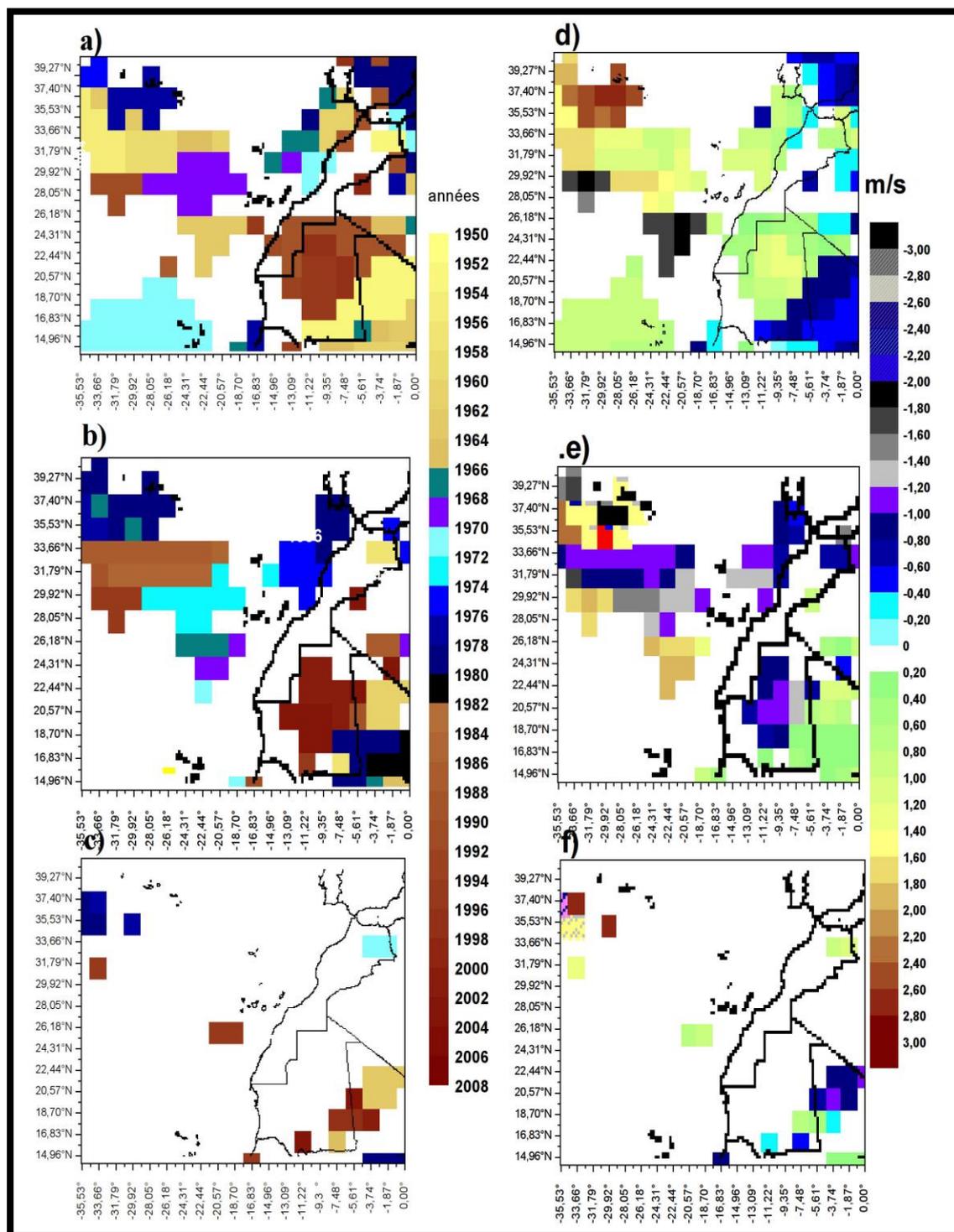


Figure 102. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la vitesse du vent en m/s en février pendant la période 1950-2008.

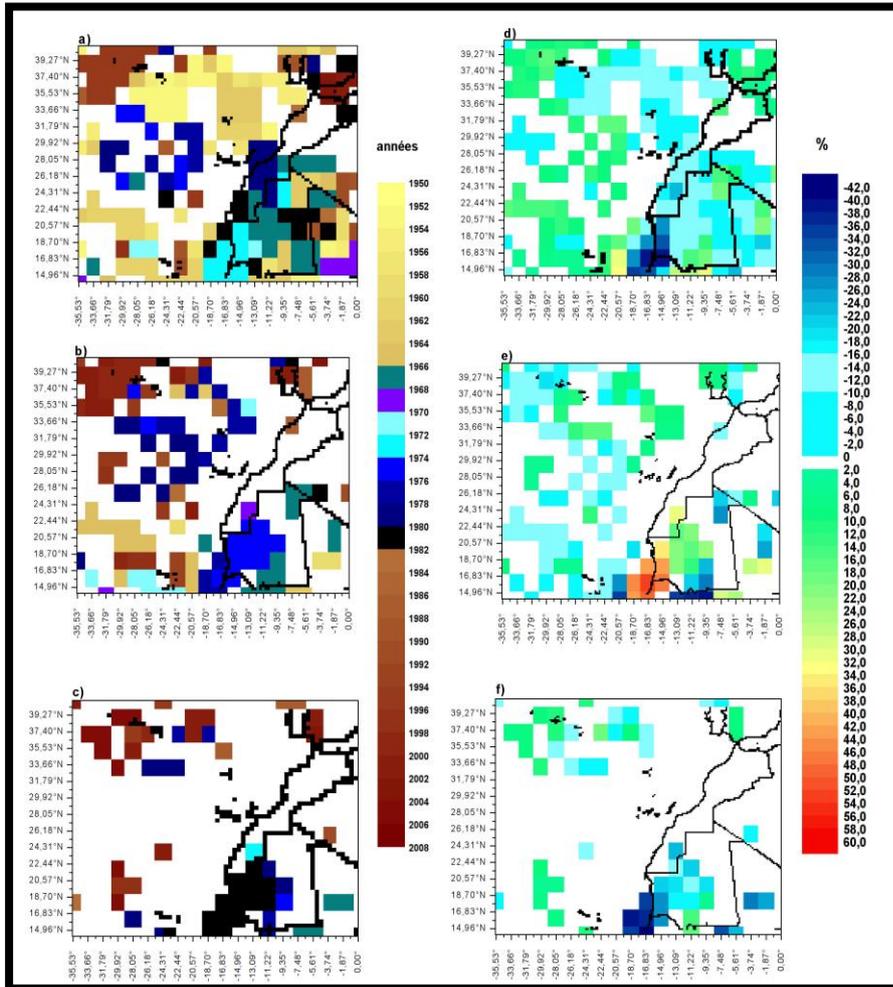


Figure 103. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction nord du vent en % en janvier entre 1950 et 2008.

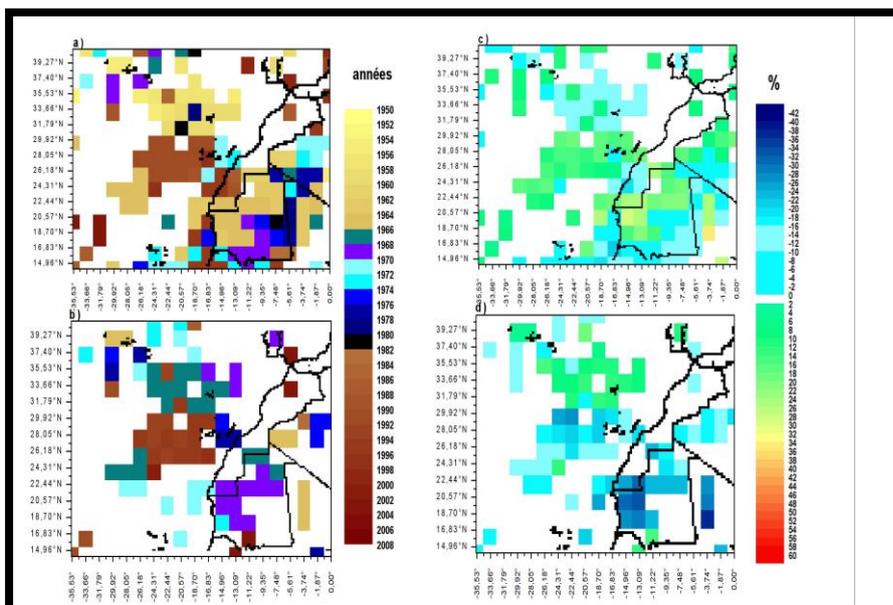


Figure 104. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction nord du vent en % en février entre 1950 et 2008.

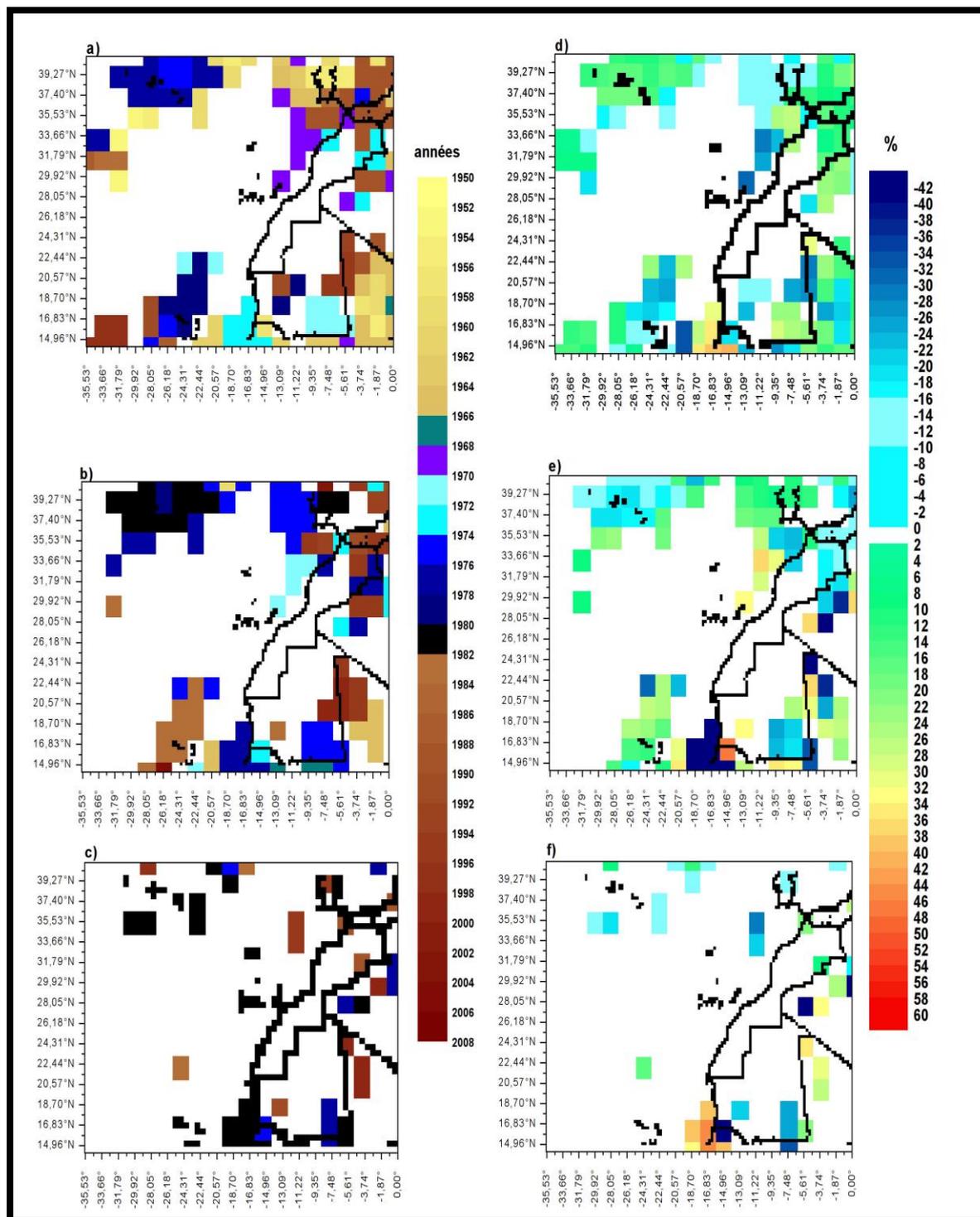


Figure 105. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la **direction nord-est** du vent en % en janvier entre 1950 et 2008.

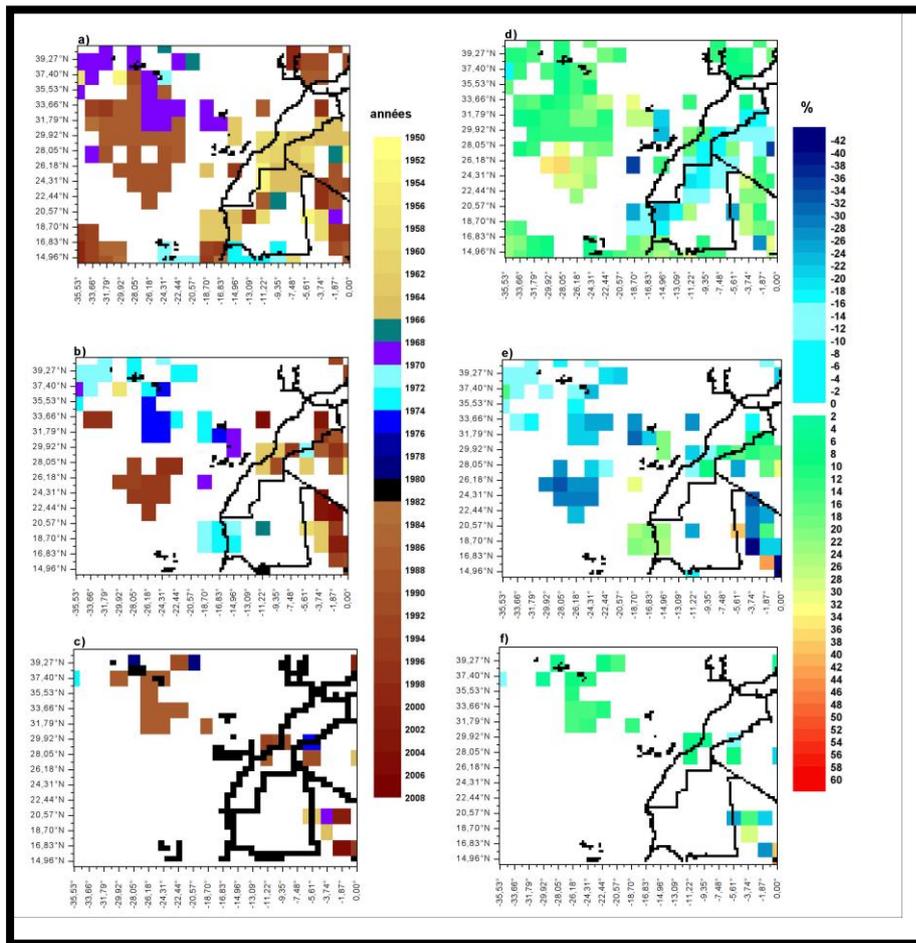


Figure 106. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction nord-est du vent en % en février entre 1950 et 2008.

2.2.2.3. Variabilité et test de stationnarité des PNM au sein de l'A.A saharo-méditerranéenne en DJF.

Sur le continent où l'influence de l'A.A méditerranéo-saharienne est maximale en hiver, les PNM présentent comme nous l'avons montré préalablement (Figure 90) un renforcement constant durant toute la saison hivernale et plus fortement en janvier. La segmentation permet de distinguer pour le mois de **décembre** une rupture unique associée à un renforcement **des PNM** de + 2,5 HPa en 1979 sur la totalité du Maroc en dehors de sa partie saharienne (Figure 95). De même, le nord de la Mauritanie enregistre une rupture positive unique en 1970 liée à une augmentation des PNM de l'ordre de + 2 HPa. La moitié sud de la Mauritanie est touchée principalement par deux ruptures positives, à savoir une première en 1966, et une deuxième en 1980 pour le sud-ouest et en 1976 pour le sud-est (Figure 95).

En janvier, la plus forte hausse **des PNM** peut être liée à une rupture positive qui date de l'année 1980 et qui a affecté la totalité du Maroc, et une partie de la Mauritanie (Figures 96-a et d). Après une baisse en 1994, une troisième rupture est associée à une nouvelle de la hausse des PNM au Maroc et dans le nord mauritanien en 1998 (Figure 96). Le reste de la Mauritanie avait déjà connu, avant la rupture de 1980 une rupture positive en 1970 (Figure 96-a), puis une rupture négative en 1975 (Figure 96-b).

En février, la distribution chronologique des ruptures de stationnarité adopte un schéma encore différent de ce que l'on a pu observer en décembre et en janvier, même si la période 1970-1980 apparaît toujours comme période clé dans l'avènement des ruptures positives. Cela est vérifié pour le Sahara marocain et la Mauritanie où l'année 1970 figure comme année de rupture positive accompagnée d'une hausse des PNM dépassant + 3 hPa (Figures 97-a, b, e et f). L'année 1996 marque la rupture successive à celle de 1970 en accentuant la hausse des PNM dans l'est mauritanien, mais cède aussitôt la place à la rupture négative touchant cette même partie de la Mauritanie en 2002 (Figures 97-c et d). La survenue de cette dernière rupture peut expliquer l'atténuation du renforcement des pressions en comparaison avec le mois de janvier pour cette même zone.

2.2.2.4. Variabilité et test de stationnarité des directions et de la vitesse des alizés continentaux en DJF.

Si le milieu des années 1970 marque une atténuation de la vitesse du vent au nord de la Mauritanie en décembre, la fin de cette même décennie est plutôt synonyme d'accélération des flux. Dans ce cas de figure, le parallèle avec les ruptures recensées dans les séries des PNM pour la même région révèle une divergence des ruptures entre les PNM et la vitesse du vent, pourtant constatées au sein de la même période. Par ailleurs, la baisse de la vitesse du vent au nord de la Mauritanie semble survenir quasiment dans le même temps qu'une réduction de la fréquence des vents de direction nord (Figures 98 et 99). A la frontière nord-ouest mauritanienne, cette baisse de la fréquence des vents de secteur nord se prolonge au Sahara marocain en suggérant que la composante nord de l'al.m tend de moins en moins à pénétrer à l'intérieur des terres sahariennes depuis les années 1970 (Figure 99).

En Mauritanie, la décennie 1970 occupe une place déterminante dans l'évolution des directions de l'harmattan dont la composante NE accuse une hausse de fréquence en partant de la rupture positive de 1976 (Figures 100-a et e) à l'extrême sud-est du pays. Dans le reste du pays, la décennie 1970 a accompagné la hausse de la fréquence de la composante est de l'harmattan (Figure 107).

Si le renforcement de la composante orientale de l'harmattan est un élément commun aux trois mois d'hiver (Figure 94), le déroulement chronologique des ruptures de stationnarité impliquant cette hausse diffère d'un mois à l'autre. En janvier, la segmentation ne fait pas ressortir une rupture commune à tout le domaine d'influence de l'harmattan. L'augmentation de la fréquence de sa composante E est effectivement visible sur la figure 108-e mais s'accorde avec des ruptures positives qui se produisent à des dates différentes selon les pixels bien que les années 1966 et 1980 prédominent (Figure 108-a). En février, la cohérence spatiale de la rupture positive pour cette même composante de l'harmattan n'est pas plus aisée à établir, avec la possibilité de distinguer une période comprise entre 1968 et 1987 (Figure 109-a et b). Le renforcement de la composante est du vent continental au Sahara marocain est associé à une rupture positive qui date de 1994 (Figure 109-a et e).

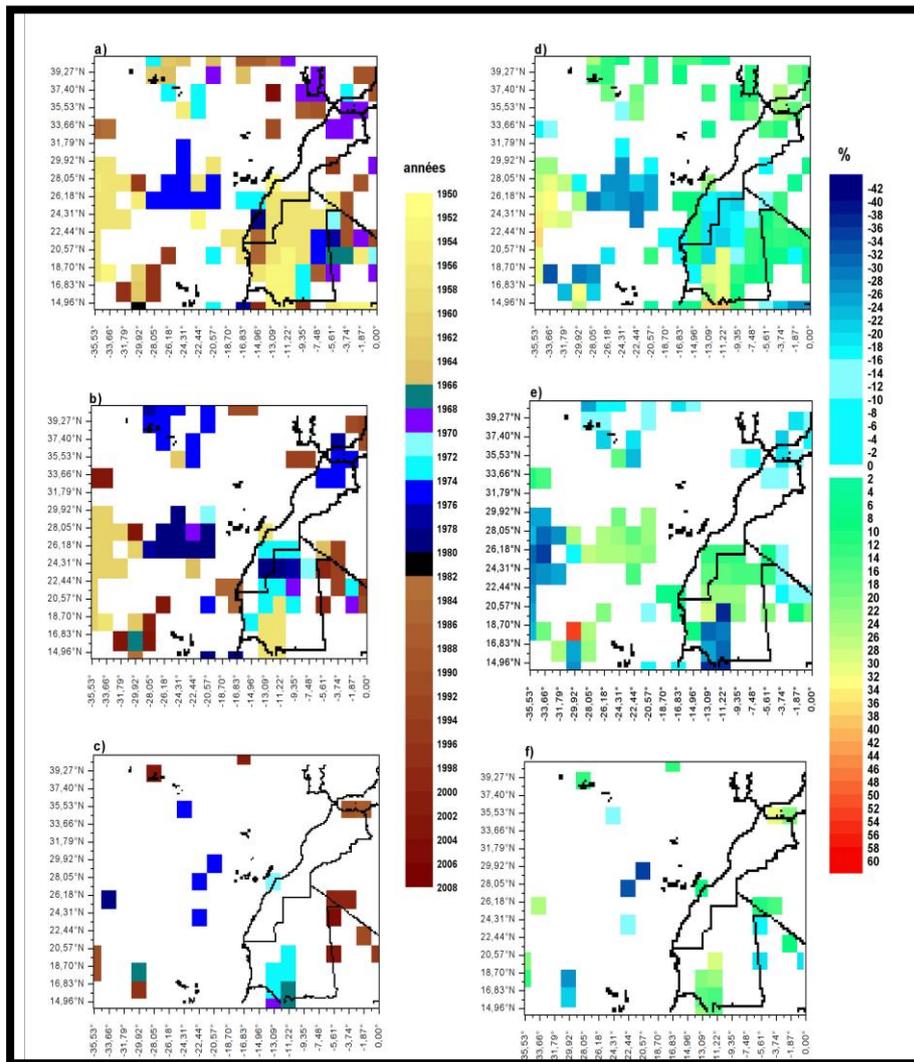


Figure 107. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction est du vent en % en décembre entre 1950 et 2008.

Ce changement directionnel a été accompagné d'une accélération de la vitesse du vent comme le montre la figure 102. Trois dates clés résument cette activation éolienne **en janvier**; 1970 puis 1980 au sud de la Mauritanie, et 1984 au nord de celle-ci, ainsi que dans le sud saharien (Figures 101-a, et c). **En février**, l'implication des années 1970 paraît marginale dans l'augmentation de la vitesse du vent car elle n'intervient que sur une zone très restreinte au sud-est de la Mauritanie (Figure 102-a, et b), alors que dans le reste du pays, la rupture positive principale a eu lieu en 1994 et 1996 et en 1988 au Sahara marocain (Figure 102-a).

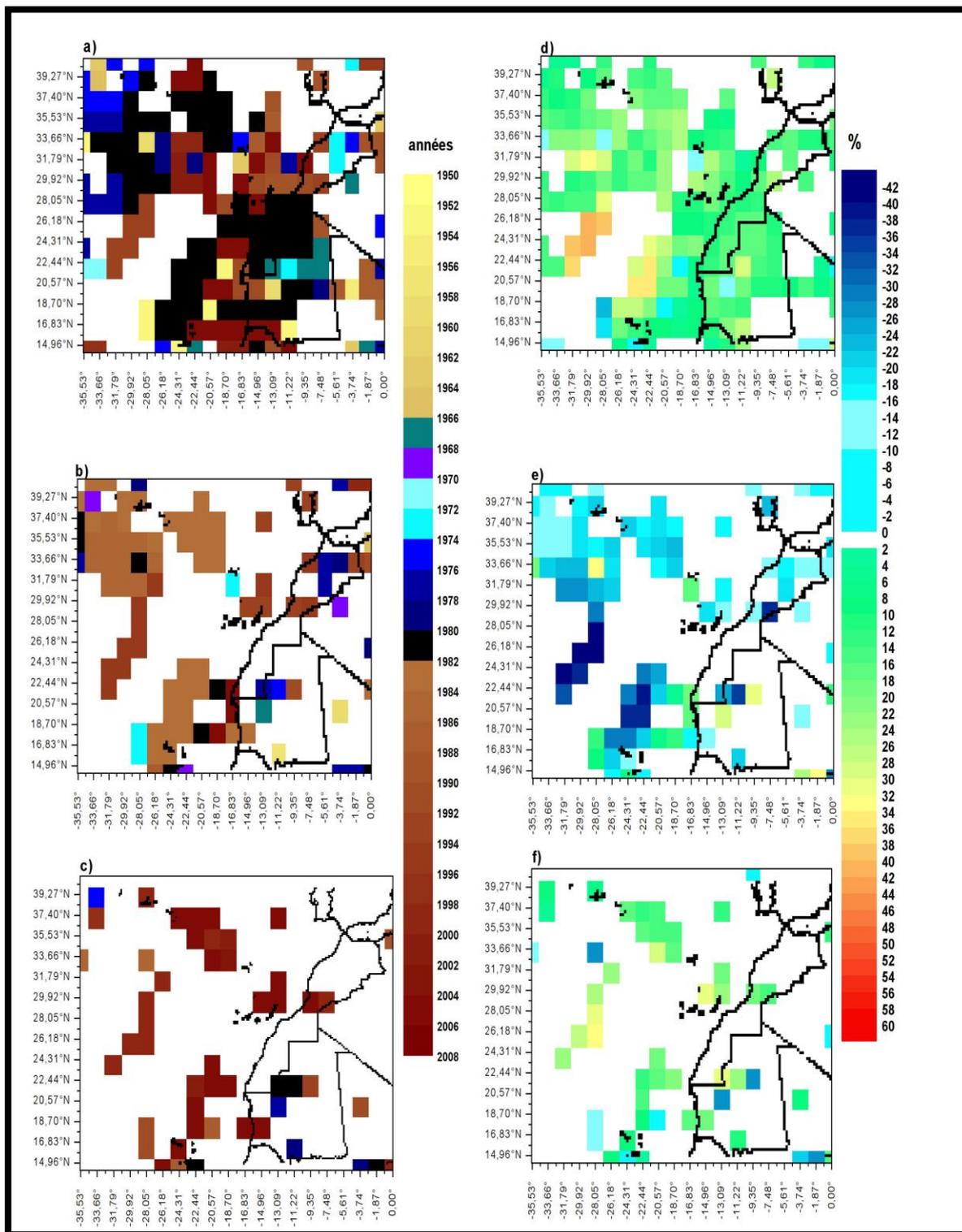


Figure 108. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction est du vent en % en janvier entre 1950 et 2008.

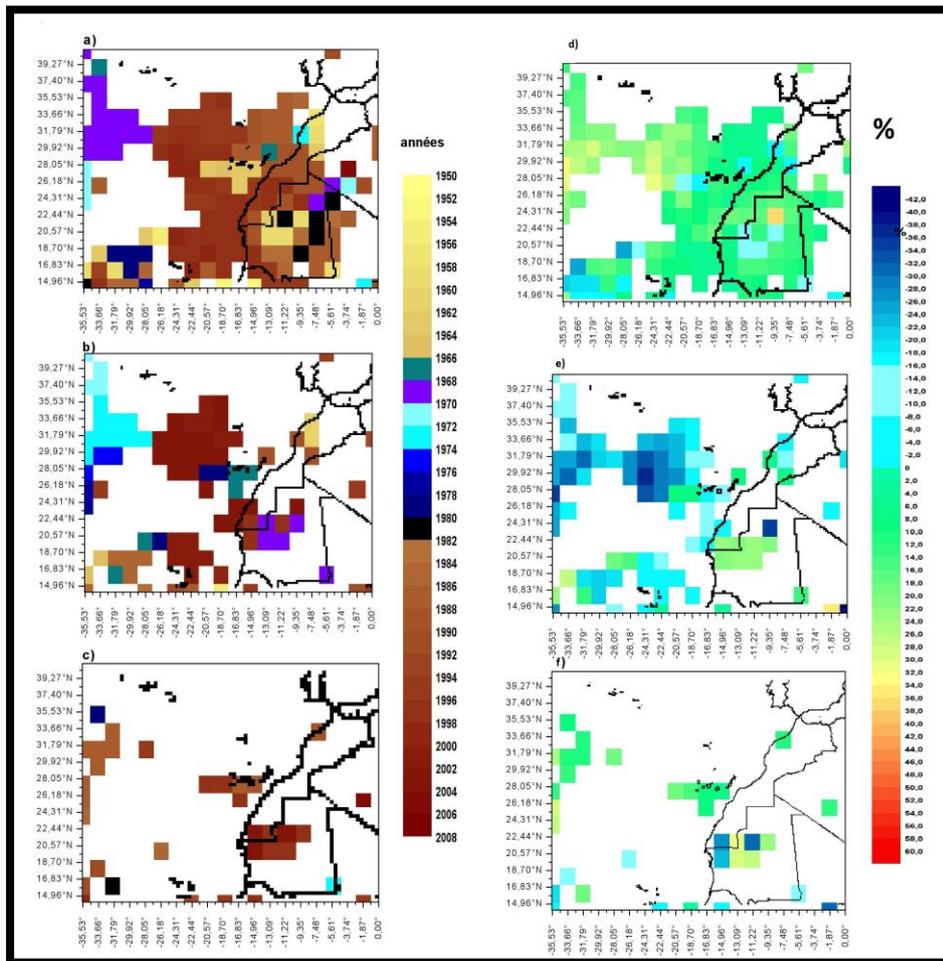


Figure 109. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction est du vent en % en février entre 1950 et 2008.

Résumé

Pendant la saison hivernale, le renforcement des PNM est quasi-généralisé et est fortement marqué aux Açores en **janvier-février**.

Les ruptures majeures de stationnarité dans les séries hivernales des PNM sont identifiées pendant les années 1970 ou la fin des années 1960.

La **vitesse du vent** subit une décélération quasi-générale au niveau de la côte atlantique. Sur le continent, le Maroc voit ses vents perdre de leur vitesse, tandis qu'en Mauritanie, la tendance de la vitesse du vent est à la hausse.

En **janvier-février**, les changements de directions des vents vont dans le même sens que ceux observés à l'échelle annuelle, à savoir une baisse de la fréquence de la **direction N** en faveur de la **direction NE** voire **E** en ce qui concerne les **al.c**. En **décembre**, seule la côte mauritanienne obéit à ce même scénario, tandis qu'au long de toute la côte marocaine, les deux composantes **nord** et **nord-est** de l'**al.m** affichent un recul.

En Mauritanie, une forte augmentation de la **composante orientale de l'harmattan** est observée durant toute la saison hivernale.

La plus grande part des changements observés dans les séries hivernales de la **vitesse** du vent, ainsi que celles des fréquences relatives des **directions des vents**, s'est produite entre 1966 et 1980.

2.3. Evolution et variabilité interannuelle des PNM et des vents en été.

2.3.1. Affaiblissement de la dépression saharienne, prédominance de la tendance à la baisse de la vitesse du vent, et une rotation vers les directions nord-est et est du vent.

2.3.1.1. La tendance linéaire des PNM indique un affaiblissement de la dépression saharienne en été.

La tendance linéaire des PNM estivales montre un léger affaiblissement au niveau des Açores notamment en juin (Figure 110). Sur le continent, l'analyse des tendances linéaires montre que la pression augmente d'une manière générale, notamment en Mauritanie. Au niveau du Maroc, cette tendance positive mais modérée (ne dépassant pas un maximum de +2 HPa) correspond à une légère intensification de la pression atmosphérique en surface de l'AA méditerranéenne pendant l'été.

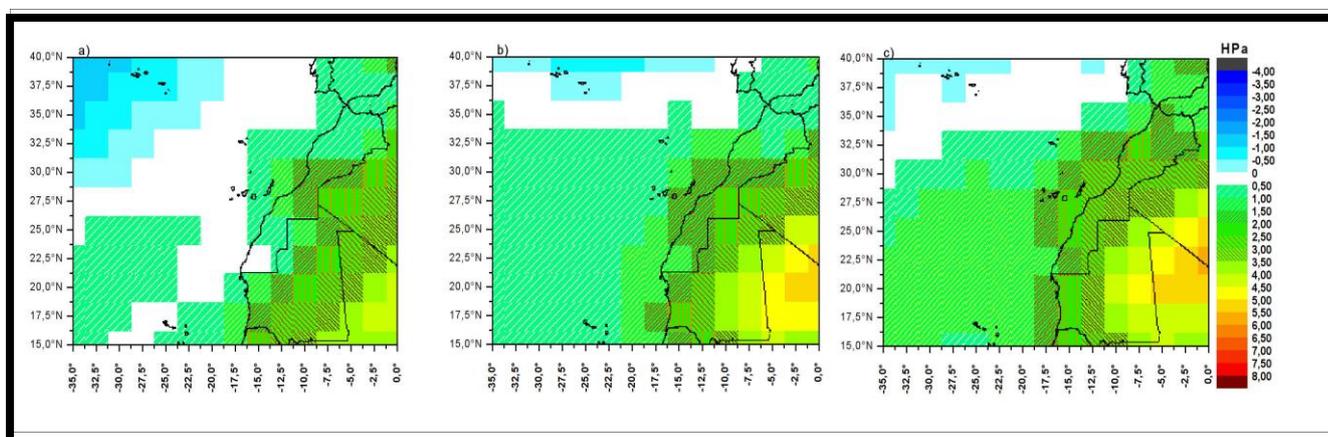


Figure 110. Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes **mensuelles estivales** des PNM en 1950-2008 en HPa.

a) juin, b) juillet, c) août⁵¹

⁵¹ Légende valable pour les figures 111, 112, 113, et 114.

En Mauritanie, le renforcement des pressions de surface traduit un affaiblissement croissant de la dépression saharienne à mesure que l'on se dirige vers la fin de la saison. Les PNM montrent ainsi au niveau de cette dépression thermique une augmentation qui ne varie entre +3,5 HPa en juin et +4,5 HPa en juillet, puis +5 HPa en août (Figure 110).

2.3.1.2. Tendence générale à la baisse de la vitesse du vent et de la fréquence du régime nord en été.

Une forte réduction de la **vitesse du vent** est observée aux Canaries et aux abords de la côte septentrionale marocaine ainsi que la côte mauritanienne (Figure 111). La concomitance de cette décélération éolienne dans la zone des Canaries, et du basculement de la direction des **al.m du nord** vers le **nord-est** (baisse de la fréquence du régime **al.m N** atteignant -27% (Figure 112) et augmentation de 29% du régime **NE** de l'**al.m** (Figure 113), laisse supposer un retrait de la façade orientale de l'A.A des Açores de plus en plus loin de la frange littorale. Pour la côte mauritanienne, la décélération du vent coïncide comme aux Canaries, avec une baisse de la fréquence **des al.m de direction nord** au niveau de la côte immédiate ainsi qu'avec une augmentation observée spécifiquement en août, de la fréquence **des al.m du nord-est** à partir du méridien 27°W (Figure 113). Le recul de la fréquence **des al.m de composante nord** près de la côte septentrionale du Maroc en mois d'août est compensé par une nette augmentation de la fréquence du *Gharbi* (**direction O et NO**) (non illustré).

Sur le continent, en relation avec le modeste renforcement de l'AA méditerranéenne et l'affaiblissement de la dépression saharienne, la **vitesse du vent** accuse une baisse notamment sur le flanc septentrional de cette dernière (Figure 111). Cette baisse de la vitesse des vents accompagne d'une part une forte baisse de la fréquence de la **direction nord** notamment en Mauritanie (Figure 112), et d'autre part une augmentation modérée de la fréquence de la **direction nord-est** et **est** (Figures 113 et 114). Tandis qu'au Maroc, les flux connus sous le nom du *chergui*, voient leur **composante sud** dominer face à une diminution de la fréquence de leur **composante orientale** (Figure 114).

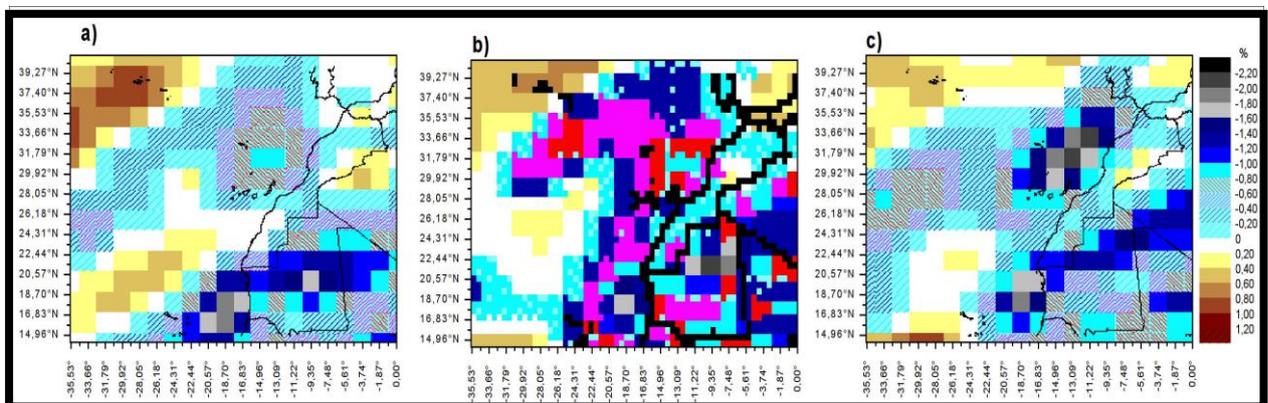


Figure 111. Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles de la **vitesse du vent** en **été** en m/s pendant la période 1950-2008.

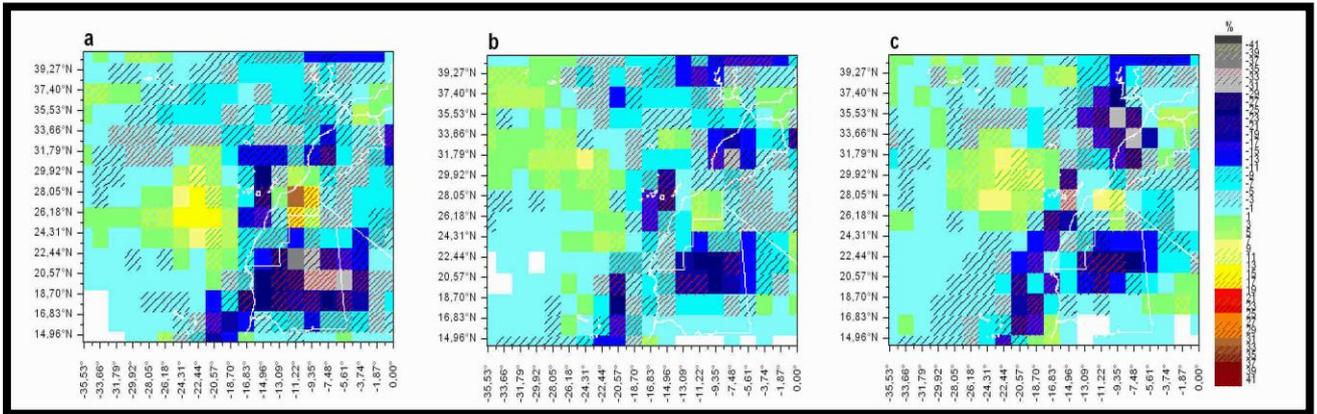


Figure 112. Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles **d'été** de la fréquence relative de **la direction N** du vent en % en 1950-2008.

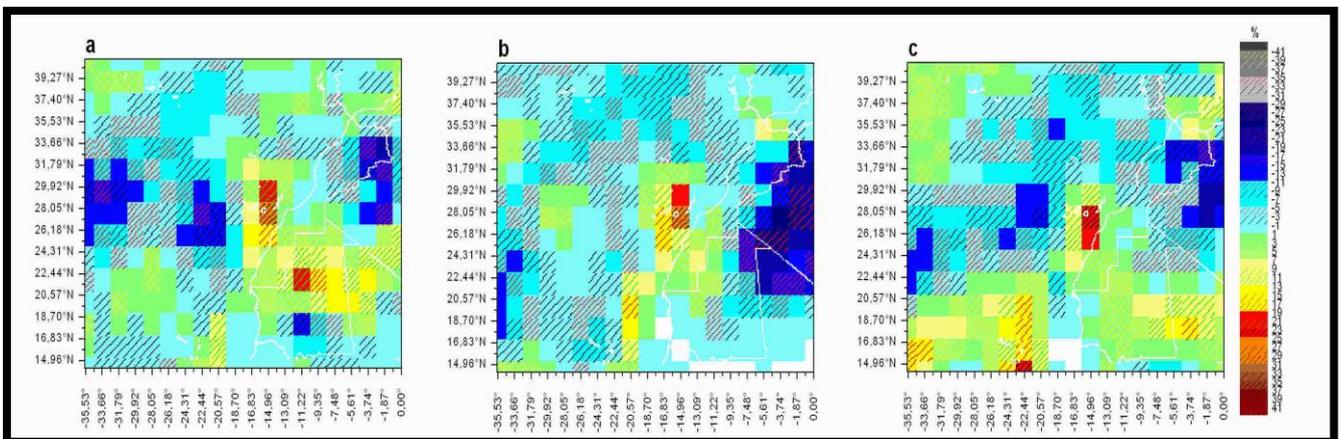


Figure 113. Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles **d'été** de la fréquence relative de **la direction NE** du vent en % en 1950-2008.

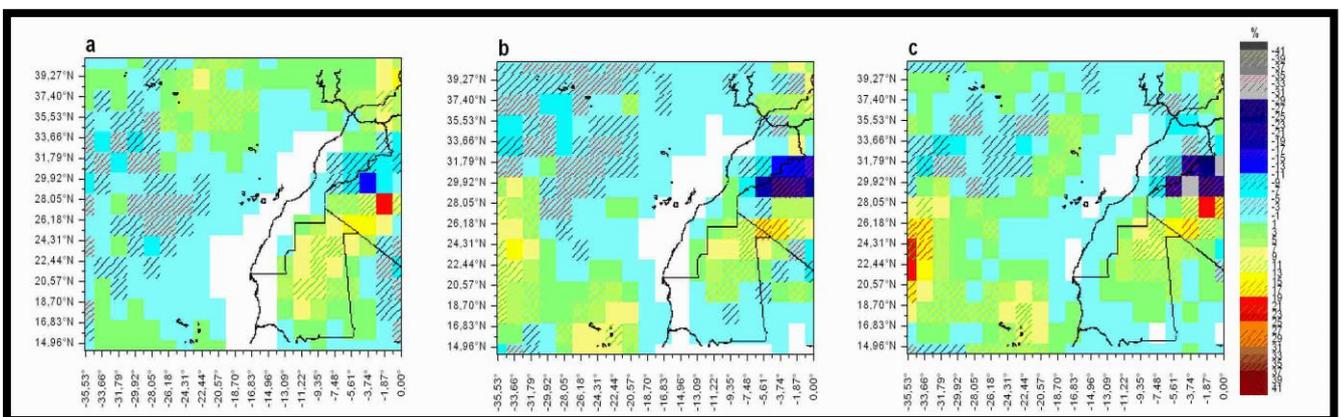


Figure 114. Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles **d'été** de la fréquence relative de **la direction E** du vent en % en 1950-2008.

Les flux en provenance de l'hémisphère sud affichent des évolutions contrastées. La direction franchement **sud** est de plus en plus fréquente notamment **en août** (+19%), tandis que le flux **de mousson (sud-ouest)** montre une baisse sensible de sa fréquence (-27%) notamment **en août**, connu par ailleurs pour être le mois où la *mousson* africaine atteint sa latitude la plus septentrionale (non illustré).

2.3.2. Variabilité interannuelle en JJA : des ruptures majeures entre la fin des années 1960 et la décennie 1970 dans les séries des PNM et des vents à 10 m.

2.3.2.1. Variabilité et test de stationnarité des PNM au sein de l'A.A des Açores en JJA.

La faible tendance à la baisse des PNM observée au centre de l'A.A des Açores en été (Figure 110) n'est pas décryptée par la segmentation qui révèle une stationnarité des séries chronologiques des PNM au niveau de cette zone (Figures 116 et 117).

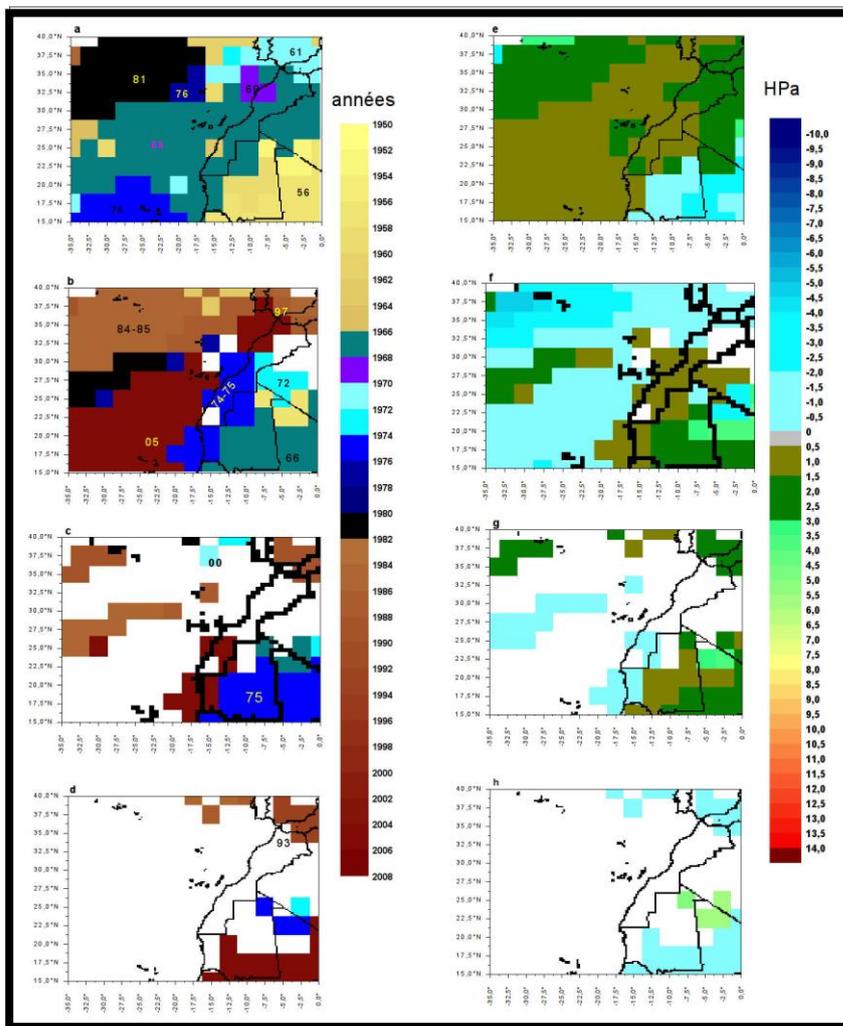


Figure 115. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles des PNM en HPa en août entre 1950 et 2008.

Seul le mois d'août se démarque par l'avènement de deux ruptures qui traduisent respectivement une hausse des pressions en 1981 (Figures 115-a, b, e et f), puis une baisse en 1985 qui a atteint jusqu'à -5 HPa. (Figures 115-b et f). Sur les marges orientale et méridionale de l'A.A atlantique, domine une disparité intra-saisonnière illustrée par une chronologie hétérogène des ruptures détectées. Celles-ci se résument dans deux tendances opposées ; la première concerne une hausse des PNM concentrée dans la période 1964-1975, tandis que la deuxième se traduit par une baisse des PNM intervenue entre 1993 et 2005 (Figures 115, 116, et 117).

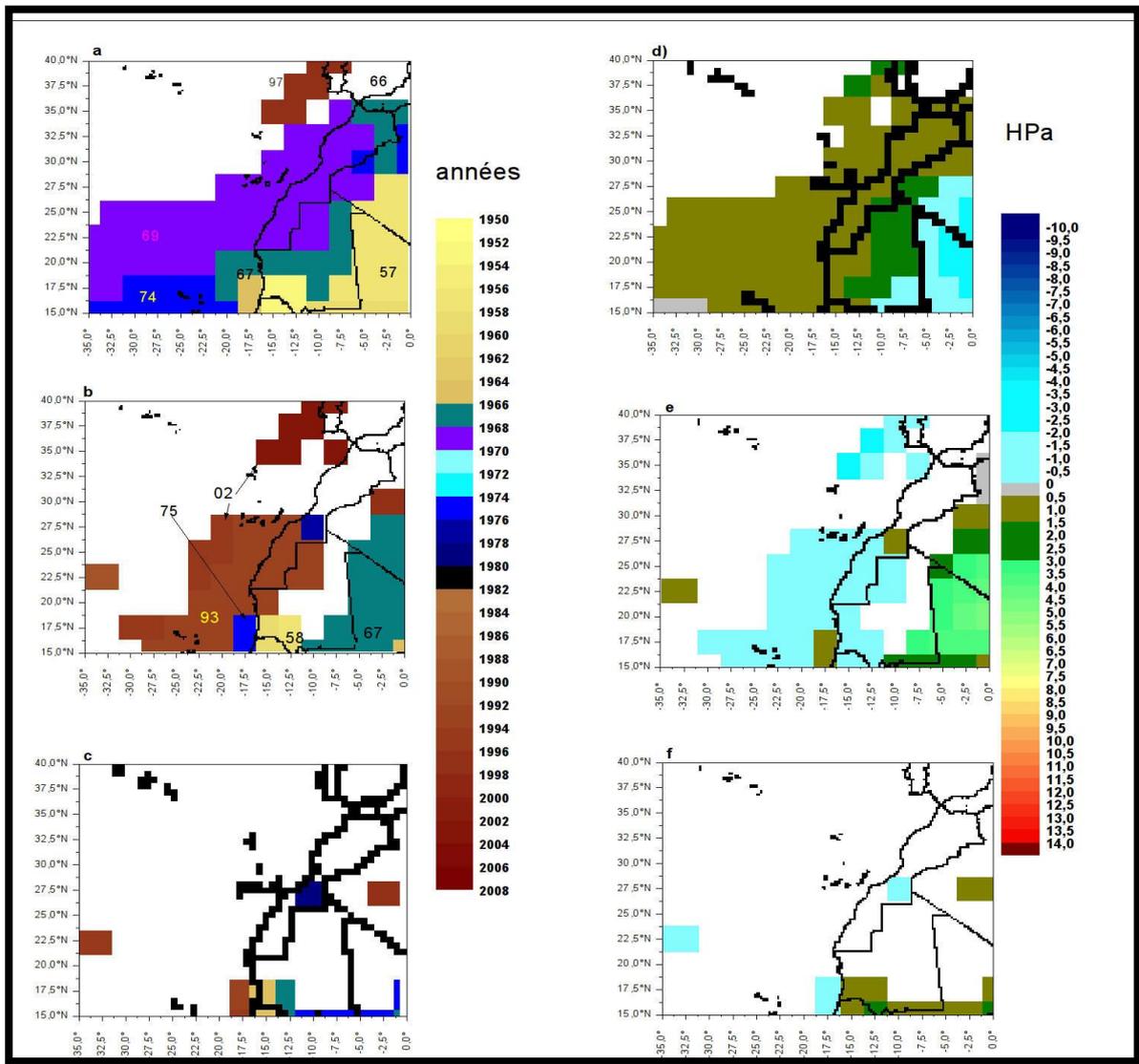


Figure 116. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles des PNM en HPa en juin entre 1950 et 2008

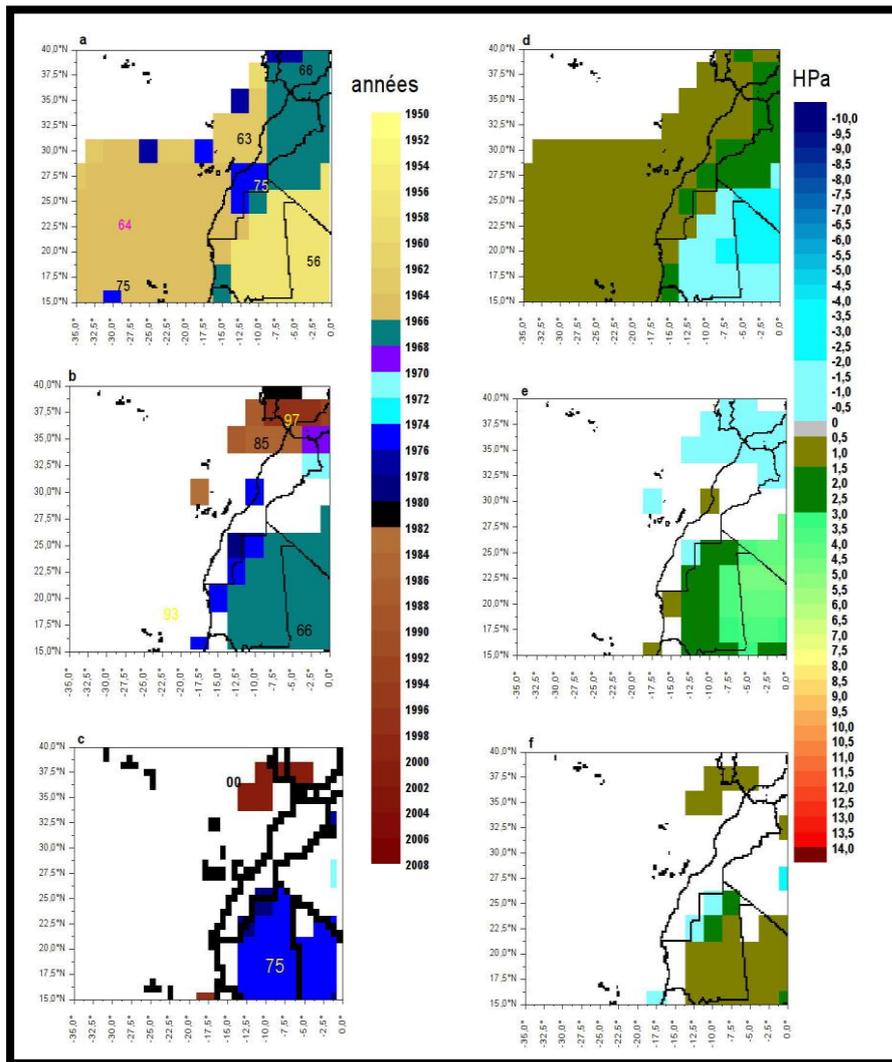


Figure 117. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles des PNM en hPa en juillet entre 1950 et 2008.

2.3.2.2. Variabilité et test de stationnarité des directions et de la vitesse des alizés maritimes en JJA.

La **vitesse du vent** a subi une forte baisse à la suite de la rupture négative de 2002 observée au niveau des Canaries (Figures 118-d et h). Mais cette dernière ne fait que renforcer la baisse de la vitesse du vent entamée déjà pendant la décennie 1970 voire à partir de la fin des années 1960 comme le montrent les figures 118-a et b, pour la côte atlantique marocaine et mauritanienne **en juin**. Ce constat est vérifié pour **juillet et août** pendant lesquels la période 1964-1974 se singularise par une dynamique négative de la **vitesse des alizés maritimes** soufflant le long de la côte atlantique maroco-mauritanienne (Figures 119 et 120).

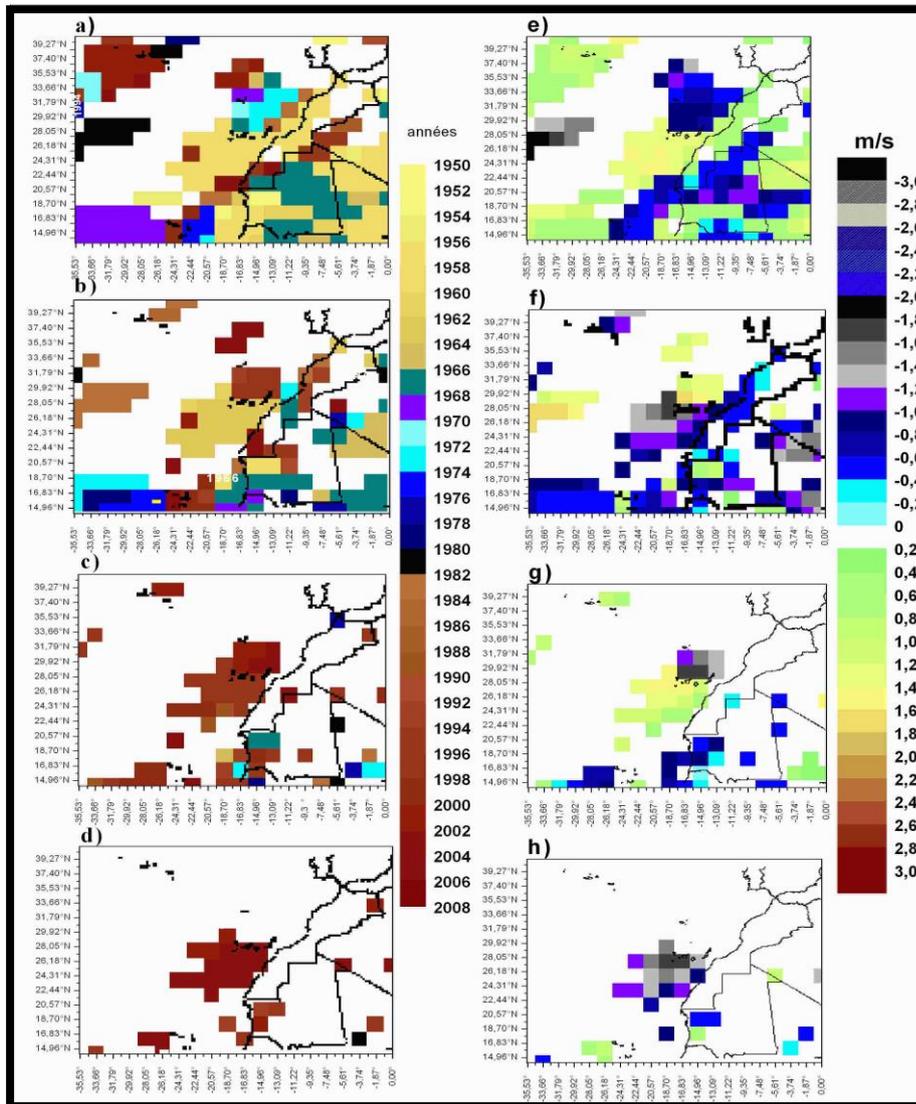


Figure 118. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la vitesse du vent en juin en m/s entre 1950 et 2008.

Par ailleurs, il est intéressant de constater que les années 1970 constituent la période au cours de laquelle s'est effectué le basculement directionnel de l'al.m de la direction nord au profit de la direction nord-est (juin, juillet et aout). Cela concerne notamment la côte marocaine septentrionale et saharienne.

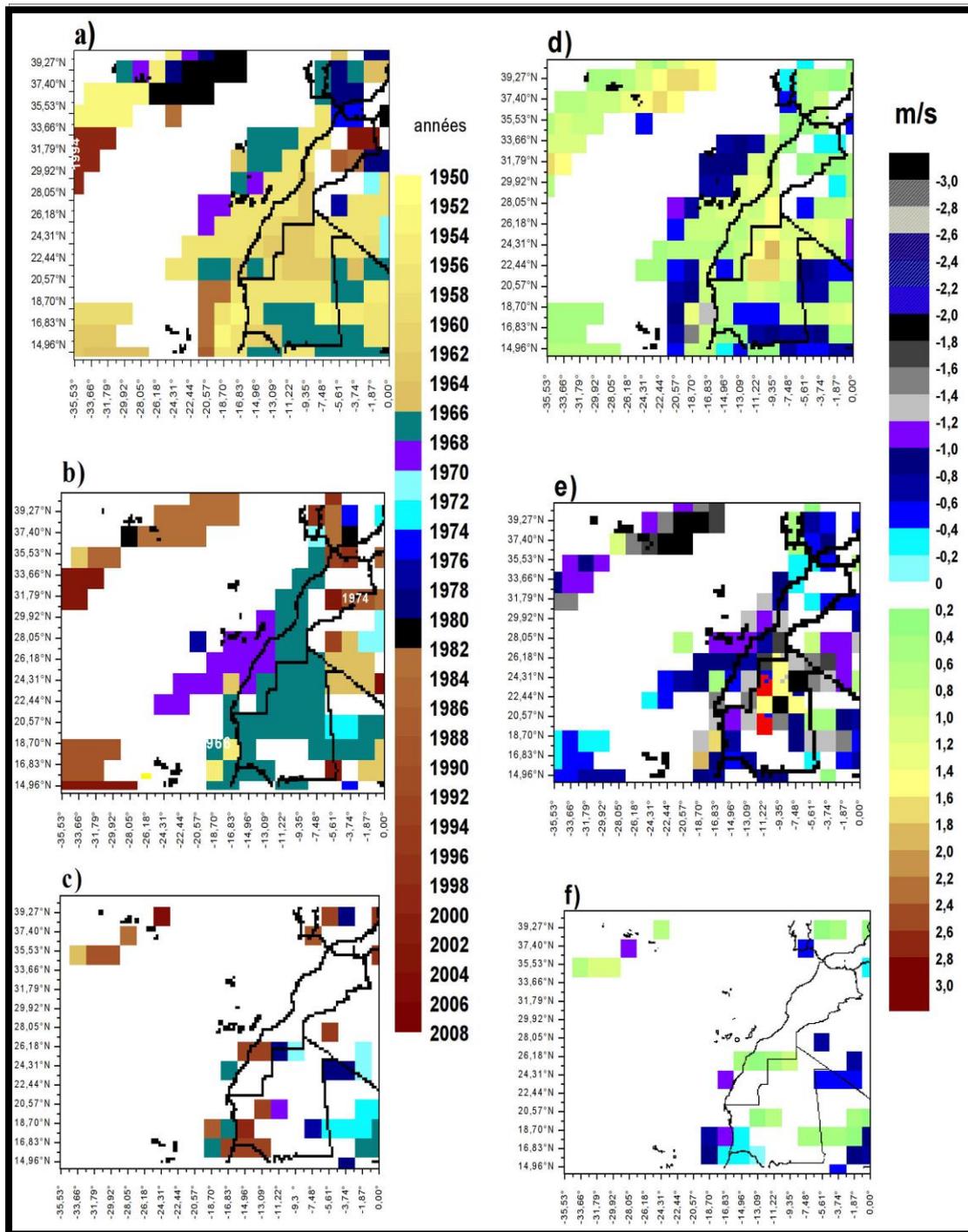


Figure 119. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la vitesse du vent en m/s en juillet entre 1950 et 2008.

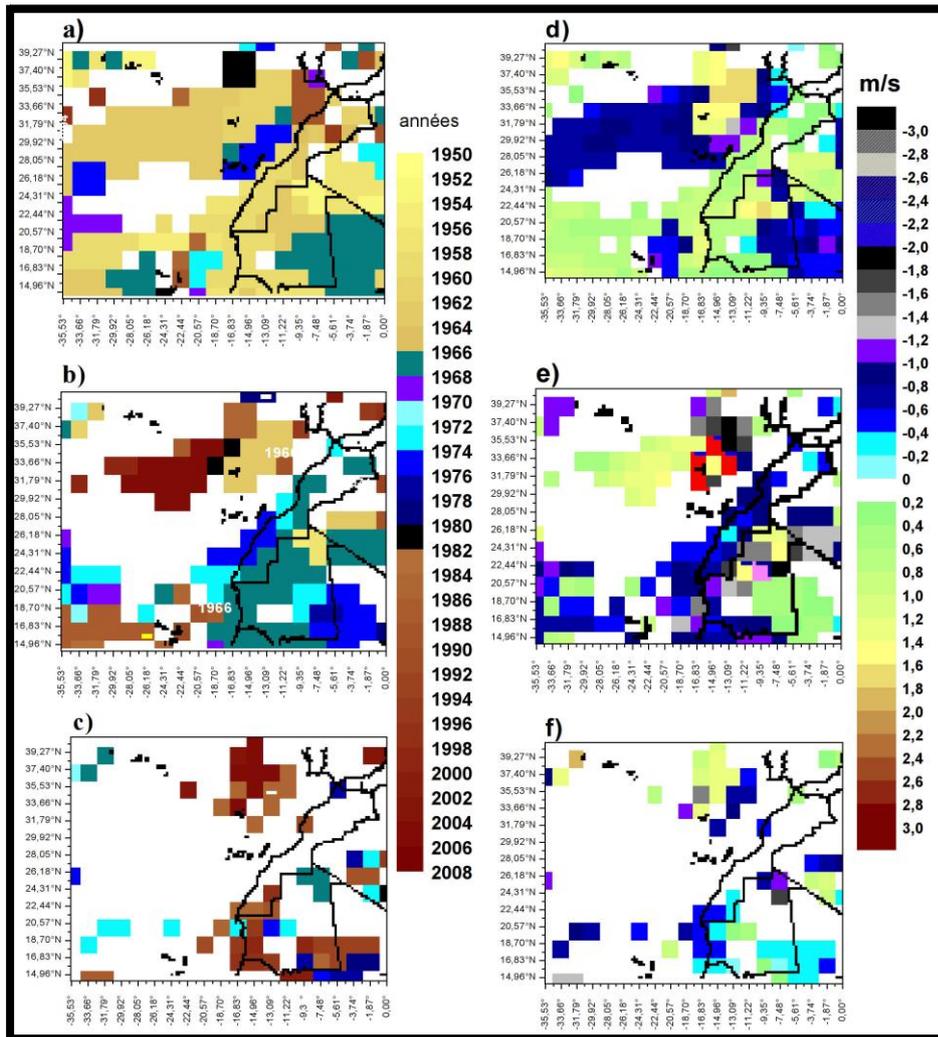


Figure 120. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la vitesse du vent en août en m/s entre 1950 et 2008.

2.3.2.3. Variabilité et test de stationnarité des PNM sur le continent (A.A méditerranéenne et dépression saharienne) en été.

L'algorithme de détection des ruptures de stationnarité individualise trois changements majeurs de la moyenne au sein des séries mensuelles estivales des PNM entre 1950 et 2008. C'est notamment au niveau de la dépression saharienne qu'une homogénéité intra-saisonnière paraît plus évidente, matérialisée dans un premier temps par une première rupture négative au niveau de la Mauritanie en 1956-1957. Elle est talonnée en 1966 puis en 1975 par deux ruptures positives des PNM qui ont eu pour conséquence d'affaiblir l'intensité de la dépression saharienne (Figures 115, 116 et 117).

Dans sa position estivale, l'A.A continentale, devenue l'A.A méditerranéo-lybienne se renforce suite à une rupture positive principale enregistrée en 1966 (Figures 115, 116 et 117).

2.3.2.4. Variabilité et test de stationnarité des directions et de la vitesse de l’alizé continental en JJA.

Pour la **vitesse du vent**, c’est notamment en Mauritanie que la segmentation permet de souligner en 1966 une rupture négative majeure par son intensité (décélération qui dépasse par endroit -2 m/s), et sa persistance intra-saisonnière, puisqu’elle concerne toute la saison estivale (Figures 118, 119 et 120).

L’année 1966 apparaît comme année de transition également dans les changements directionnels des vents en Mauritanie. **En juin**, elle compte une rupture négative au centre du pays dans les séries chronologiques de la fréquence des vents de **secteur nord** (Figures 121-b et f). **En juillet** et dans une moindre mesure **en août**, elle apparaît comme année essentielle dans le renforcement de la **composante orientale de l’harmattan** (non illustré).

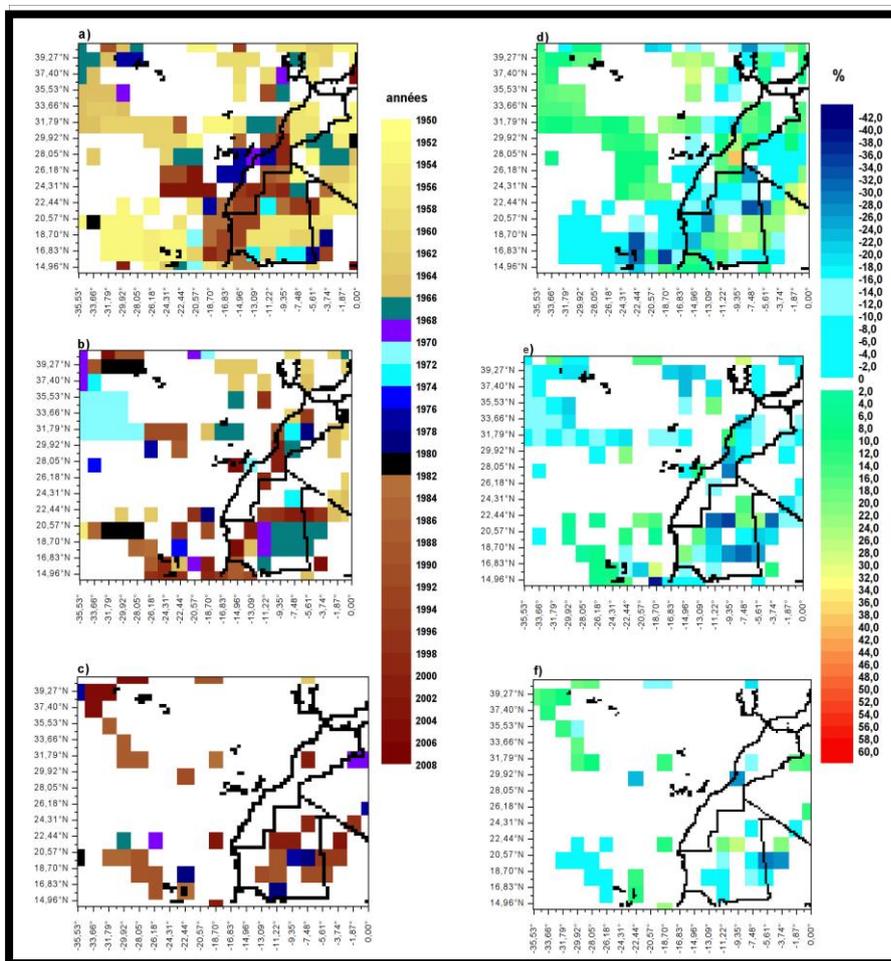


Figure 121. Spatialisation des résultats de la segmentation d’HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction N en juin en % entre 1950 et 2008.

Mais si pendant cette saison d’été, l’harmattan exerce encore une influence au nord de la Mauritanie (Figures 69, 70 et 71), le sud mauritanien qui appartient au domaine nord-sahélien, se trouve sous l’influence de la **mousson du sud-ouest** pendant la période appelée communément hivernage. Période qui s’étend en Mauritanie sahélienne de juillet à début octobre avec une pénétration maximale dans la Mauritanie sahélienne du flux de mousson

en mois d'août (El Ghadi et Ballouche, 2004). Or c'est précisément **le mois d'août** qui présente une baisse de la fréquence **des flux de sud-ouest (mousson)** comme nous l'avions indiqué dans la section précédente (Cf section 2.3.1.2 de ce chapitre). Cette baisse est liée à une rupture négative qui a induit une chute de la moyenne de la fréquence relative **des vents de secteur sud-ouest** dans le sud mauritanien qui va jusqu'à -25%. Elle s'est produite en revanche à des dates différentes selon les points de grille. On retient les années 1966, 1971, 1972, 1985 et même 1958 (Figures 122-a et b). Notons que El Ghadi et Ballouche (2004) qui ont analysé des données pluviométriques de la période 1921-2000 de la station d'Aleg située dans la région du Brakna dans le sud-ouest de la Mauritanie, retiennent l'année 1971 comme date qui sépare une période de pluviométrie normale (1921-1971), d'une période déficitaire en précipitation (1971-2000) qui s'est caractérisée par une pluviométrie moyenne représentant seulement 78% de la moyenne séculaire et même 69% de celle de la période antérieure.

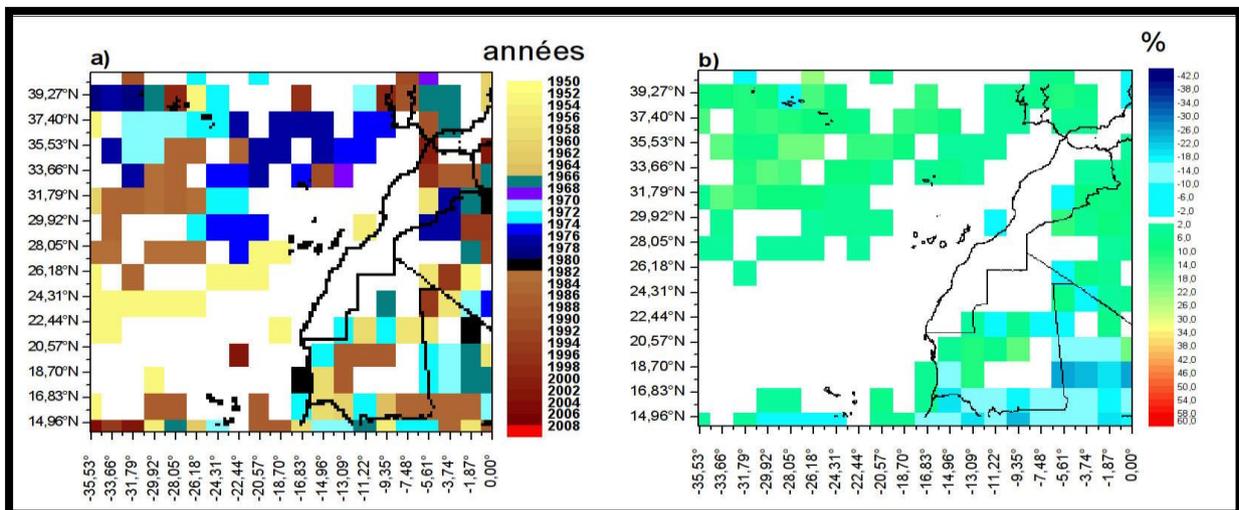


Figure 122. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction SO en août en % entre 1950 et 2008.

a) années de la première rupture, b) saut lors de la première rupture

En Résumé

La tendance de fond des PNM montre pendant la saison estivale un affaiblissement relatif dans la zone des Açores. En dehors de cette zone, la tendance est à la hausse notamment en Mauritanie pendant les mois juillet-août. Cette hausse des PNM suggère un affaiblissement de la dépression saharienne.

Au-dessus de toute la zone soumise à l'influence de l'A.A atlantique, la méthode de segmentation fait apparaître deux périodes aux comportements opposés ; la première située entre 1964 et 1975 concerne un renforcement des PNM qui a concerné aussi bien les zones

d'influence de l'A.A maritime que le continent. La seconde période se traduit par une baisse des PNM intervenue entre 1993 et 2005 notamment au-dessus de l'océan.

Une opposition de phase est constatée dans les tendances de fond concernant d'un côté les PNM et de l'autre côté la vitesse du vent. D'une manière générale, les vents tendent à perdre de plus en plus de leur vitesse que ce soit le long du littoral atlantique ou à l'intérieur des terres. Les zones les plus touchées sont la côte mauritanienne, la zone des Canaries, ainsi que la Mauritanie.

Les zones caractérisées par une forte déperdition de la vitesse des vents sont aussi celles où la fréquence de la composante N du vent connaît un recul important.

En ce qui concerne les al.m de direction NE, seule la zone des Açores voit leur fréquence augmenter pendant tout l'été.

La décroissance de la fréquence de la direction N en Mauritanie est compensée en bonne partie par une montée de la fréquence de l'*harmattan* du nord-est et d'est. Parallèlement, au Maroc, les trois branches N, NE et E du vent sont en baisse.

Dans l'ensemble de l'activité du vent de la zone d'étude englobant, et la vitesse et les variations directionnelles des vents, dont l'affaiblissement de la mousson de SO en Mauritanie sahélienne pendant le mois d'août, l'année 1966 apparaît comme phase de transition significative au même titre que la décennie 1970.

2.4. Evolution et variabilité interannuelle des PNM et des vents pendant les saisons intermédiaires : au printemps (MAM).

2.4.1. Opposition de phases entre les évolutions respectives des PNM et de la vitesse des vents.

2.4.1.1. Les PNM en MAM : tendances variables entre le mois de mars et le reste de la saison.

Au sein de l'AA des Açores et sur ses marges, le seul mois qui montre une évolution significative pendant le printemps, est **le mois de mars**, qui se caractérise par un renforcement **des PNM** qui dépasse les +7 hPa au nord des Açores. **En avril** et **en mai**, les PNM océaniques n'enregistrent aucune tendance significative même si on peut distinguer une tendance à la baisse entre les Canaries et les Açores (centre de l'A.A des Açores), et une tendance positive au sud de cette zone (Figure 123).

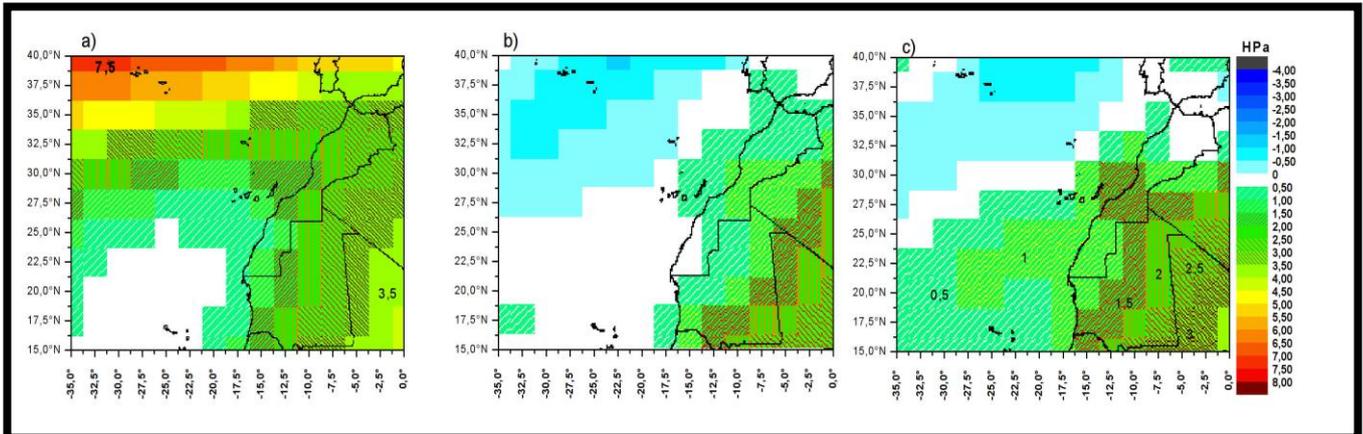


Figure 123. Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles des PNM au printemps en 1950-2008 en HPa.

a) mars, b) avril, c) mai⁵²

Sur le continent, la tendance des PNM est globalement positive, mais ne s'affirme qu'à partir de l'est mauritanien où la pression augmente de +2 à +3 HPa. Pour le Maroc, les tendances sont variables entre les trois mois. La seule tendance significative concerne le mois **de mars** avec une hausse des PNM qui dépasse 3 HPa (Figure 123-a).

2.4.1.2. Une vitesse des vents qui évolue dans un sens antinomique de celui des PNM.

Comme en hiver, l'évolution interannuelle de **la vitesse du vent** en printemps suit une tendance opposée à celle des PNM. Ainsi, la forte hausse des PNM au niveau des Açores au mois **de mars** est accompagnée d'une nette décélération du vent de l'ordre de -1,2 m/s entre 1950 et 2008 (Figure 124). Plus au sud, la forte accélération du vent (entre 29°N et 24°N) s'accompagne d'une quasi-stagnation des PNM. **En avril** et **en mai**, les zones où la vitesse du vent enregistre une nette tendance à la hausse à savoir au large de la Mauritanie et au niveau des Açores (uniquement en avril) sont encore une fois celles où les PNM enregistrent une faible tendance à la baisse ou à la hausse. Il est en revanche difficile d'établir un lien avec les PNM dans le cas des fortes tendances à la décélération du vent qui concernent la côte mauritanienne durant les trois mois du printemps (Figure 124) et la zone des Canaries **en avril** et **en mai**. Car contrairement aux tendances opposées que l'on a pu constater entre les PNM croissantes et la vitesse du vent en baisse, pour ces deux dernières zones, la forte décélération éolienne ne s'accompagne pas d'un renforcement significatif dans le champ des pressions. Nous pensons que le lien est à rechercher dans la dynamique éolienne elle-même, à savoir les changements éventuels sur le plan directionnel des vents.

⁵² Légende valable pour les figures 124, 125, 126, et 127.

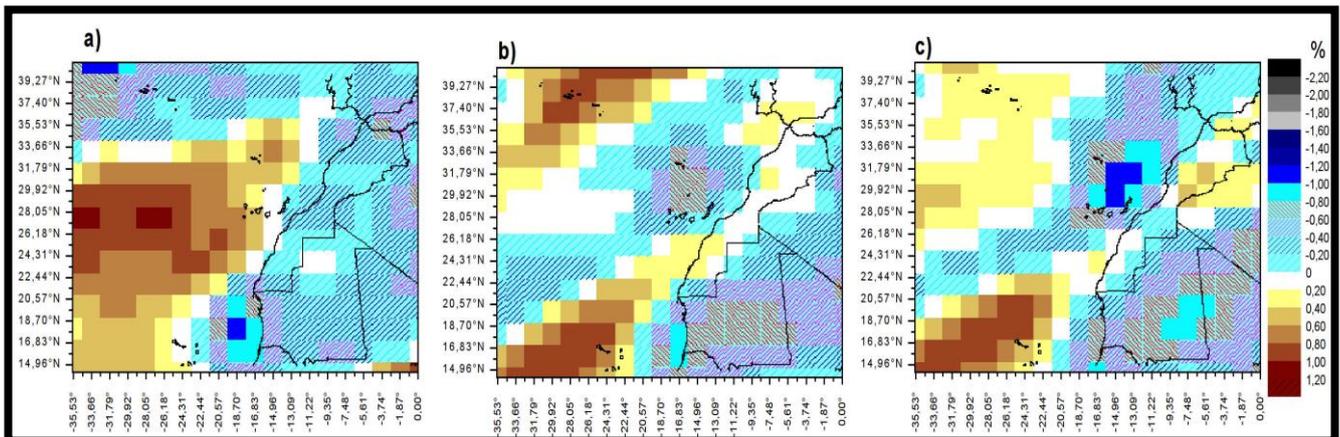


Figure 124. Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles de la vitesse du vent au printemps en m/s pendant la période 1950-2008.

Sur le continent, au Maroc, les tendances sont fluctuantes dont celle observée au mois de mars qui rappelle encore une fois l'opposition de phases entre les tendances linéaires des PNM et celle de la vitesse du vent. En effet, la figure 124-a montre pour le mois de mars une décélération du vent atteignant $-0,6$ m/s, qui s'est déroulée parallèlement à un renforcement de la pression de l'ordre de $+3$ HPa. En Mauritanie, l'accroissement des PNM est proportionnel au ralentissement de la vitesse du vent.

2.4.1.3. Les changements directionnels des vents en printemps révèlent une augmentation de la fréquence de leur composante orientale.

Les tendances de fond des trois composantes directionnelles principales du vent dans la zone des Canaries, à savoir les **al.m nord**, **nord-est** et **est**, corroborent l'hypothèse de l'existence d'un lien entre les modifications directionnelles du vent et les modulations de leur vitesse. Lorsque les **al.m de direction nord**, composante majoritaire des al.m dans cette zone (Figures 73, 74 et 75), se maintiennent dans une tendance négative qui s'accroît entre **avril** et **mai** (-27%) (Figures 125-b et c), leur composante **nord-est** se renforce dans le même sens graduel intra-saisonnier (23%) (Figure 126). La décélération du vent dans cette zone peut donc s'expliquer par la raréfaction de l'al.m naissant (**direction nord**), dont les pulsations favorisent une accélération des flux sur la face orientale de l'A.A des Açores, plus conséquente que celle des flux véhiculés sur sa face sud-est (al.m de nord-est). Cette situation se vérifie également pour la côte mauritanienne qui observe la décélération du vent la plus marquée **en mars**. Cette décélération s'est opérée vraisemblablement au gré d'une modulation aérologique qui se traduit par une rotation des directions des vents. La **direction nord-est** croissante de $+12\%$, a pris le pas sur la **direction nord** qui régresse de -13% à -17% entre 1950 et 2008 (Figures 125-a et 126-a).

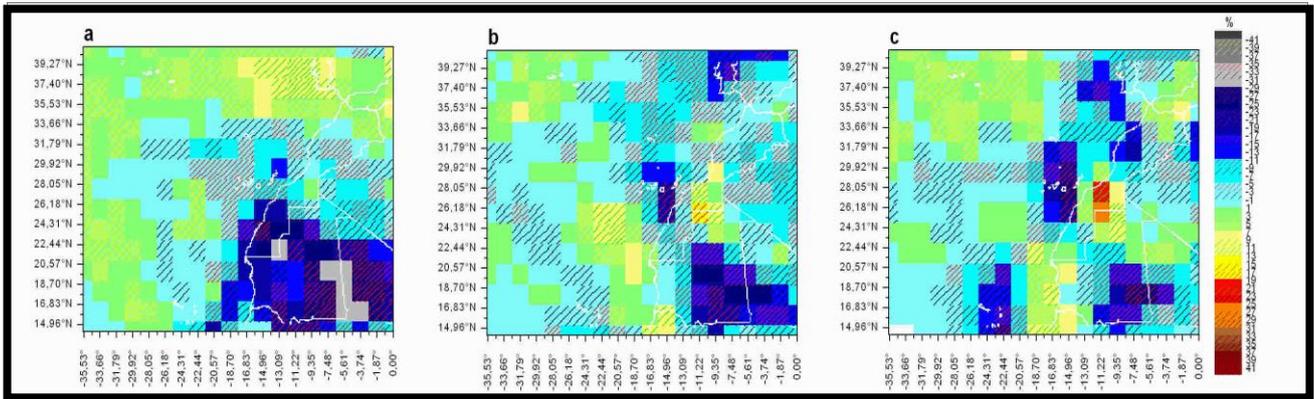


Figure 125. Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles du printemps de la fréquence des vents **de direction N** en % pendant la période 1950-2008.

Mais si la baisse de la vitesse du vent sur la côte mauritienne caractérise comme nous l'avons précisé plus-haut, aussi les mois **d'avril** et **mai** (Figure 124), les évolutions interannuelles des fréquences des directions du vent les concernant ne se manifestent pas selon la même configuration, et encore moins avec la même intensité qu'en mars. **-1 m/s en avril** et **-0,8 m/s en mai** sont constatés face à une augmentation modérée des **al.m nord** (5% et 10% respectivement en avril et en mai) (Figures 124 et 125), et une baisse relativement forte des entrées maritimes (vents de **direction nord-ouest** (-13%) (Non illustré).

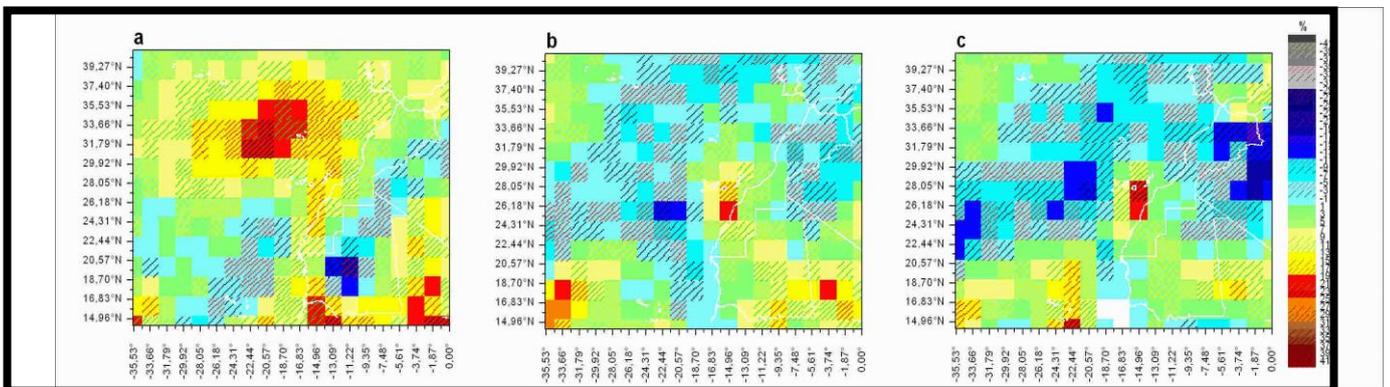


Figure 126. Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles au printemps de la fréquence des vents de direction NE en % pendant la période 1950-2008.

Sur le continent, l'hétérogénéité spatiale et intra-saisonnière de l'évolution des directions du vent au Maroc tranche avec une tendance nette vers un renforcement **des composantes nord-est et est de l'harmattan** en Mauritanie. En effet, au moment où **le régime nord** se raréfie en Mauritanie notamment **en mars** (Figure 125), *l'harmattan* se renforce dans ses deux composantes notamment en mars (Figures 126 et 127).

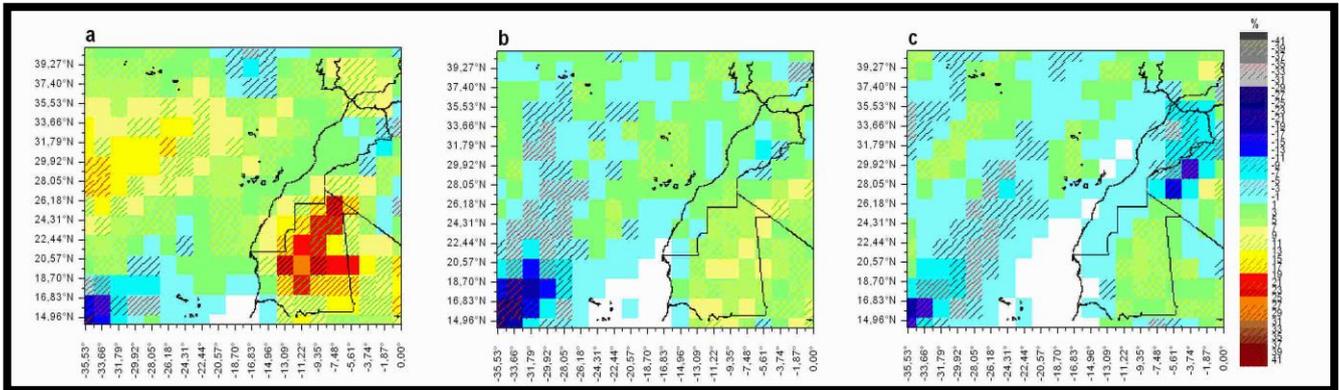


Figure 127. Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles au printemps de la fréquence des vents de direction E en % pendant la période 1950-2008.

2.4.2. Variabilité interannuelle des PNM et des vents à 10 m au printemps : la fin des années 1960 et la décennie 1970 forment une période de transition majeure.

2.4.2.1. Variabilité et test de stationnarité des PNM au sein de l'A.A des Açores en MAM

D'après les résultats de la segmentation, il s'avère que l'année 1965 est une date déterminante dans le renforcement de la pression au centre de l'A.A des Açores pendant le mois de mars (Figure 128). La rupture qui a eu lieu à cette date est associée à une augmentation qui dépasse +6 hPa au-dessus même des îles des Açores (Figure 128- a et c). Sur les marges orientale et méridionale de l'A.A maritime, l'évolution interannuelle des PNM est en revanche rythmée par des ruptures qui ont eu lieu pendant les années 1970. Sur la façade méridionale de l'A.A des Açores, une rupture négative survenue entre 1994 et 1997 met terme à une légère hausse des PNM qui avait débuté à la suite d'une rupture antérieure datant de 1971 (Figure 128).

En avril, bien que la segmentation n'apporte pas une explication à la baisse des PNM au niveau des Açores (séries temporelles jugées stationnaires par l'algorithme de la segmentation), elle informe néanmoins sur l'alternance de deux ruptures qui ont rythmé l'évolution des PNM sur la façade sud de l'A.A atlantique. La première est positive (des dates qui se situent entre 1963 et 1982), tandis que la seconde qui a eu lieu en 2004-2005 était négative (Figure 129).

Une rupture principale explique la baisse des PNM aux Açores en mois de mai. Elle s'est produite entre 1984 et 1986 en induisant une baisse de la moyenne qui dépasse -4 hPa (Figure 130).

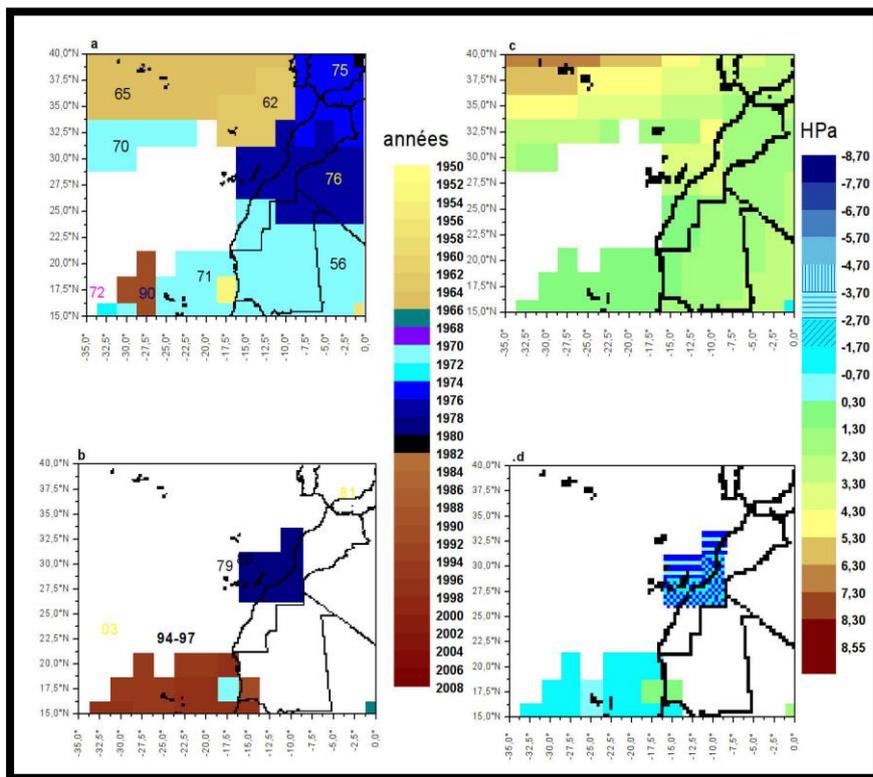


Figure 129. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles des PNM en avril en HPa entre 1950 et 2008.

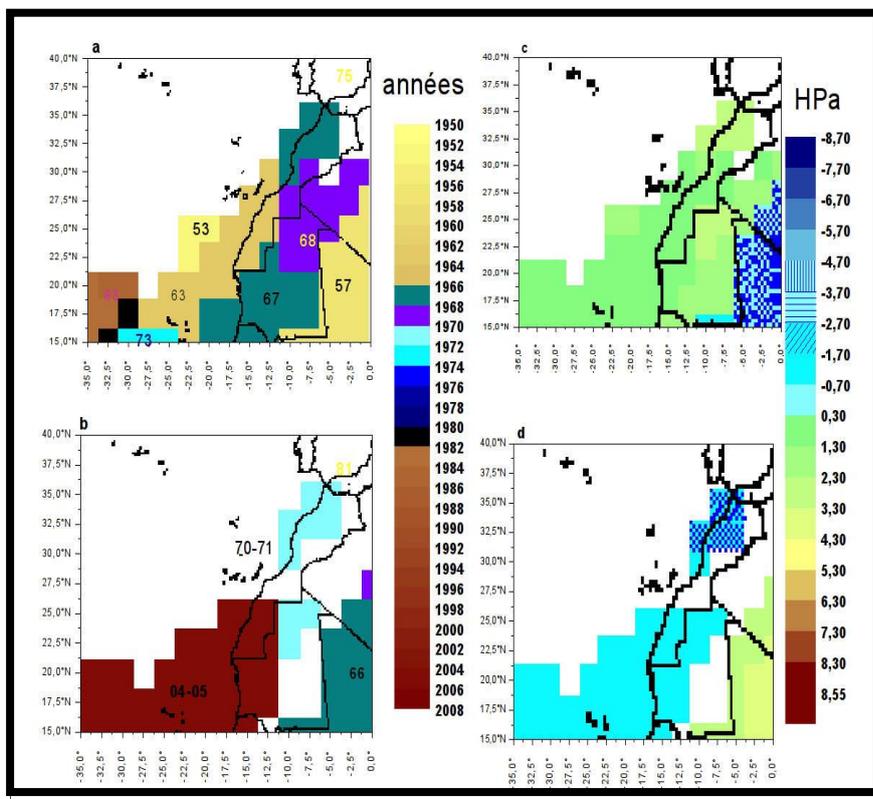


Figure 128. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles des PNM en mars en HPa entre 1950 et 2008

a) années de la première rupture,
 b) années de la deuxième rupture,
 c) saut lors de la première rupture,
 d) saut lors de la deuxième rupture.

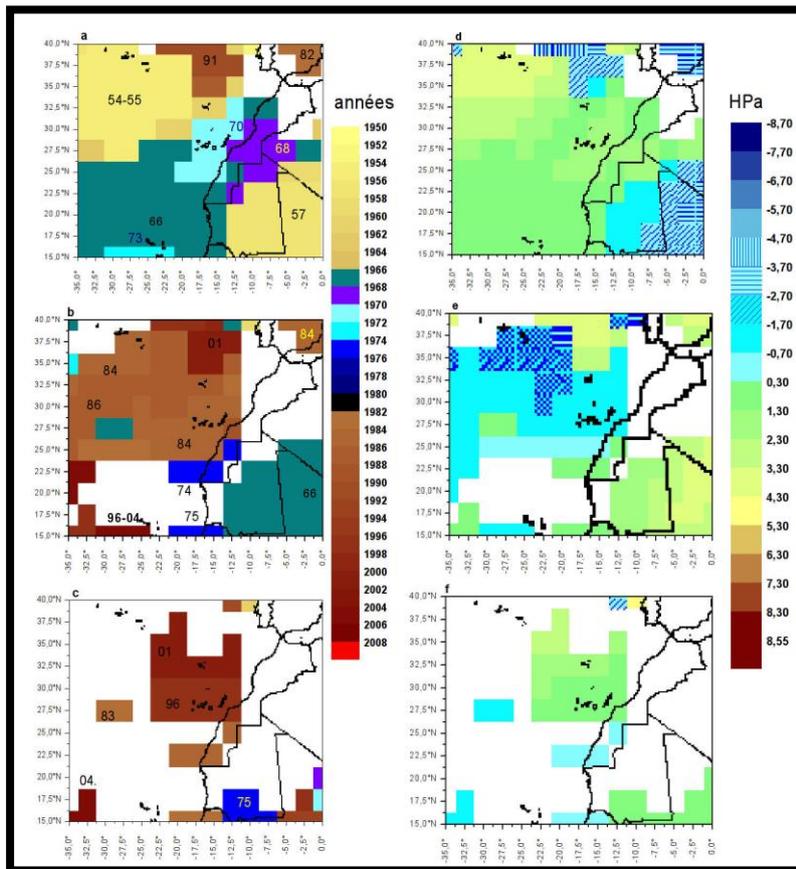


Figure 130. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles des PNM en mai en HPa entre 1950 et 2008.

2.4.2.2. Variabilité et test de stationnarité des directions et de la vitesse des alizés maritimes en MAM.

Dès 1965, date de la rupture positive principale enregistrée dans l'évolution des PNM aux Açores **en mars**, le vent perd jusqu'à $-2,5$ m/s de sa **vitesse** dans cette même zone (Figure 131). Sur la côte mauritanienne, la décélération du vent se traduit notamment par une rupture négative associée à une baisse de -1 m/s de la vitesse du vent enregistrée en 1976 (Figure 131). Si cette rupture a touché la totalité de la côte mauritanienne, le sud de celle-ci avait enregistré antérieurement une rupture négative en 1965.

En avril et en mai dont on avait noté la similarité des évolutions de fond de la **vitesse du vent** (Figure 124), la chronologie des ruptures détectées par la méthode de la segmentation diffère. La rupture négative qui explique le mieux la décélération du vent dans la zone littorale des Canaries s'est produite entre 1968 et 1979 pour **le mois d'avril** (Figure 132), tandis qu'**en mai**, elle s'est produite en 1984 dans la zone littorale, alors que dès que l'on se dirige vers le large dans la même latitude, la rupture négative date de 1973 (Figure 133). Sur la côte mauritanienne, la décélération du vent est liée à une rupture négative survenue entre 1968 et 1976 pour **le mois d'avril** et à deux ruptures négatives consécutives en 1965 puis 1990 **en mai** (Figures 132 et 133).

En ce qui concerne **les changements des directions des vents**, la segmentation explique la rotation directionnelle vers **le nord-est de l'al.m** sur la côte saharo-mauritanienne **en mars**, par l'introduction d'une rupture négative en 1976, qui a affecté la fréquence de la **composante nord** de celui-ci (Figures 134-a et e). A la même date, une rupture positive accompagnée d'une forte élévation de la fréquence de la **composante nord-est de l'al.m** est enregistrée dans cette même zone (Figure 135). Parallèlement, sur la côte atlantique marocaine septentrionale, l'année 1976 est une année qui marque l'intensification de la hausse de la fréquence **des vents maritimes de direction nord-ouest** après une première rupture positive intervenue entre 1967 et 1971 (non illustré).

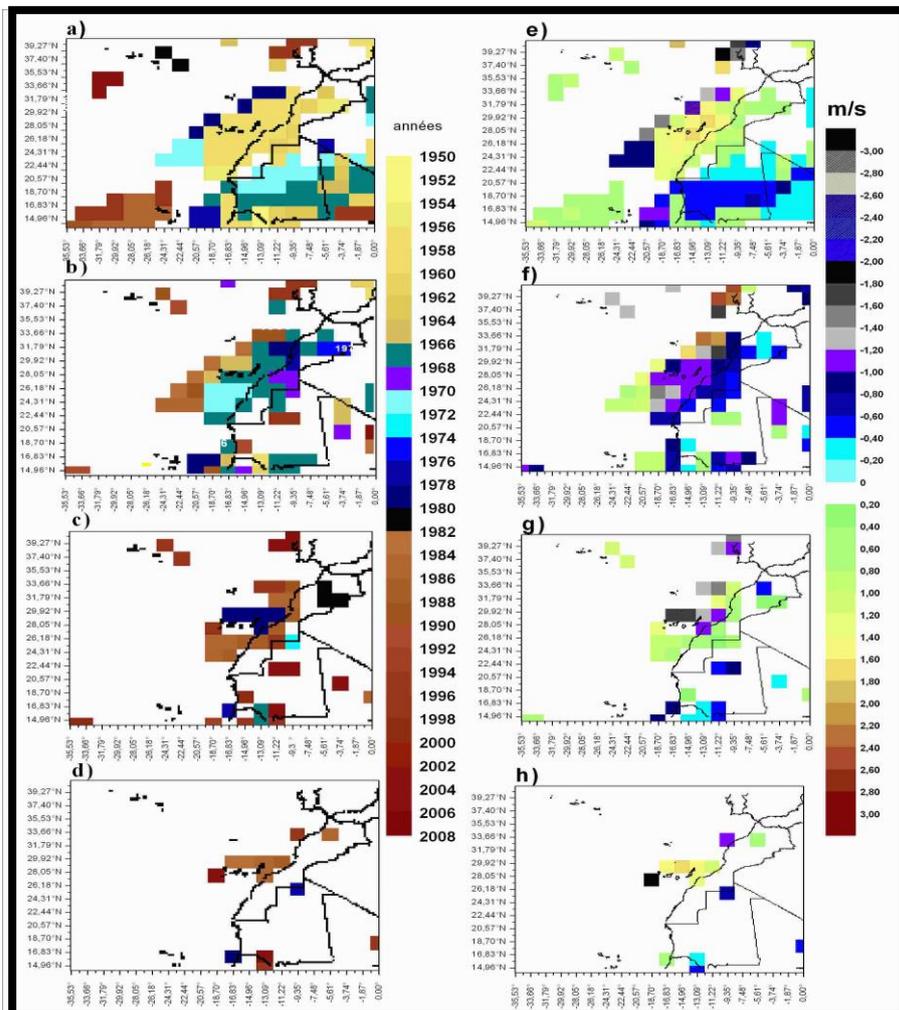


Figure 131. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la vitesse du vent en mars en m/s entre 1950 et 2008.

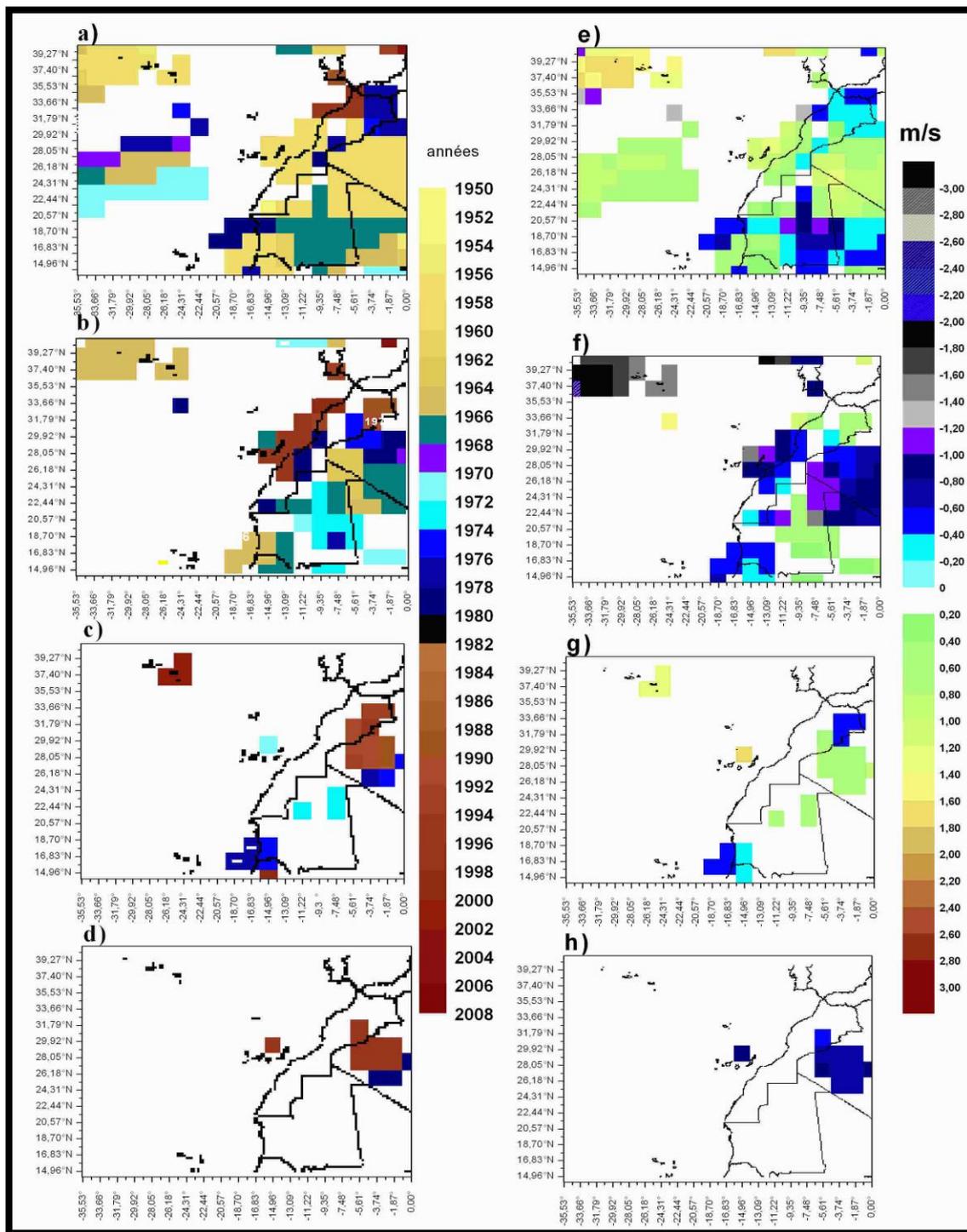


Figure 132. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la vitesse du vent en avril en m/s entre 1950 et 2008.

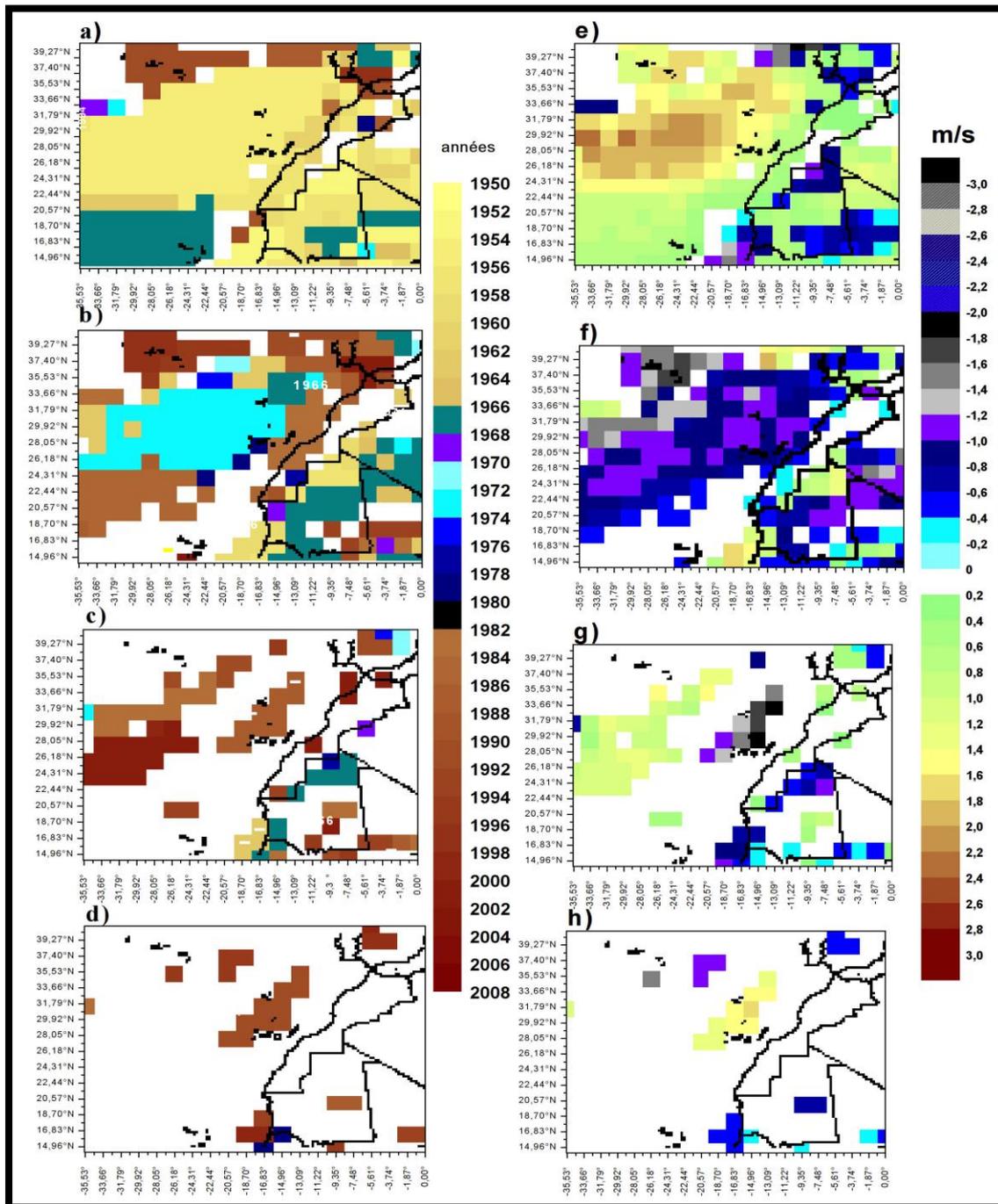


Figure 133. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la vitesse du vent en mai en m/s entre 1950 et 2008.

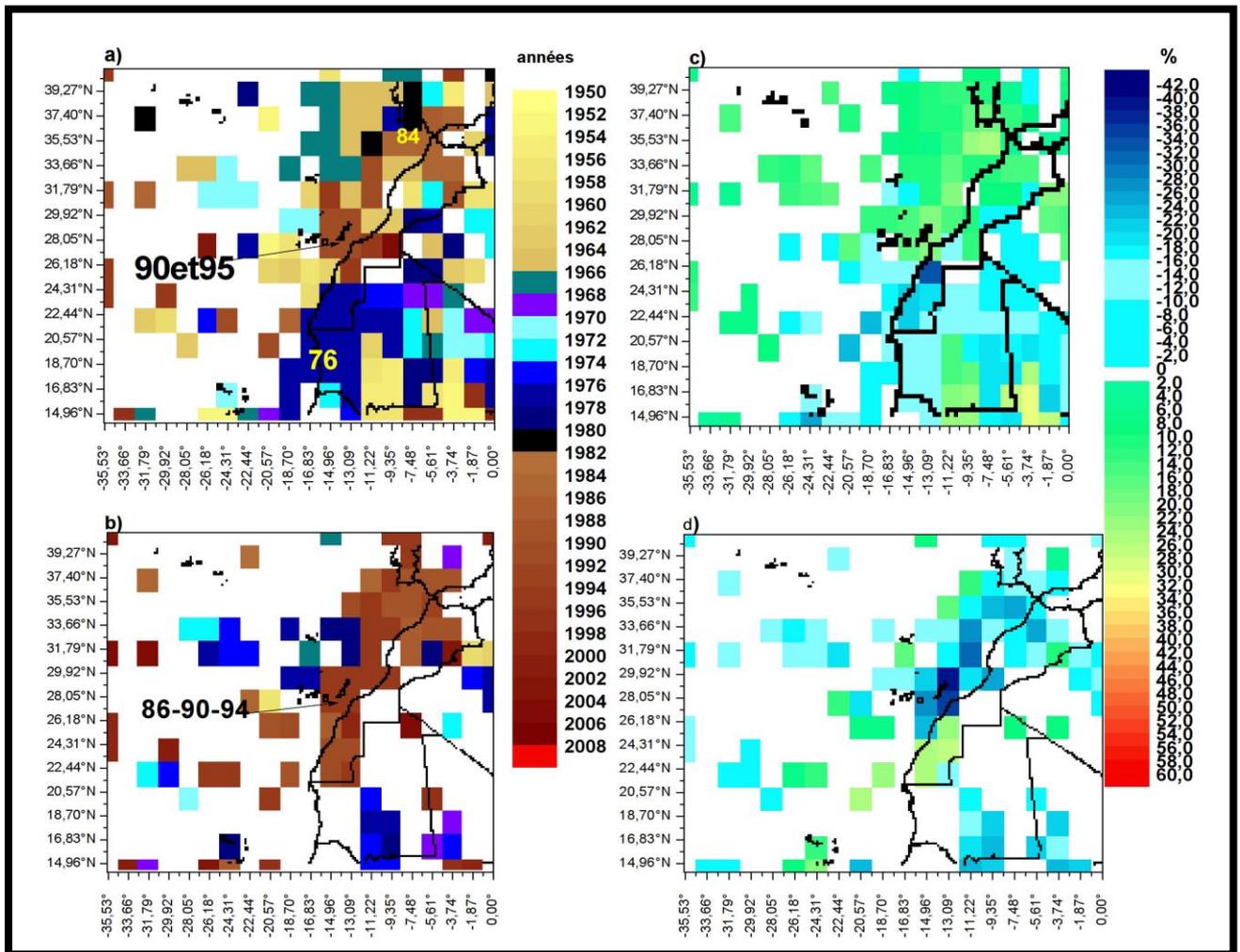


Figure 134. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence de la direction N du vent en % en mars entre 1950 et 2008⁵³.

Cela suggère que pendant cette période, l'A.A atlantique se trouve, **en mars**, dans une position très méridionale qui favorise la pénétration d'air océanique dans le Maroc septentrional. Cette position géographique qui est propice aux pulsations de l'al.m nord au sud de la Mauritanie (latitude du Sénégal) pourrait expliquer par ailleurs l'affaiblissement de la **vitesse du vent** sur le littoral mauritanien qui se trouve alors sous l'influence de la **composante nord-est de l'al.m**.

⁵³ Légende de figure identique à celle de la figure 128.

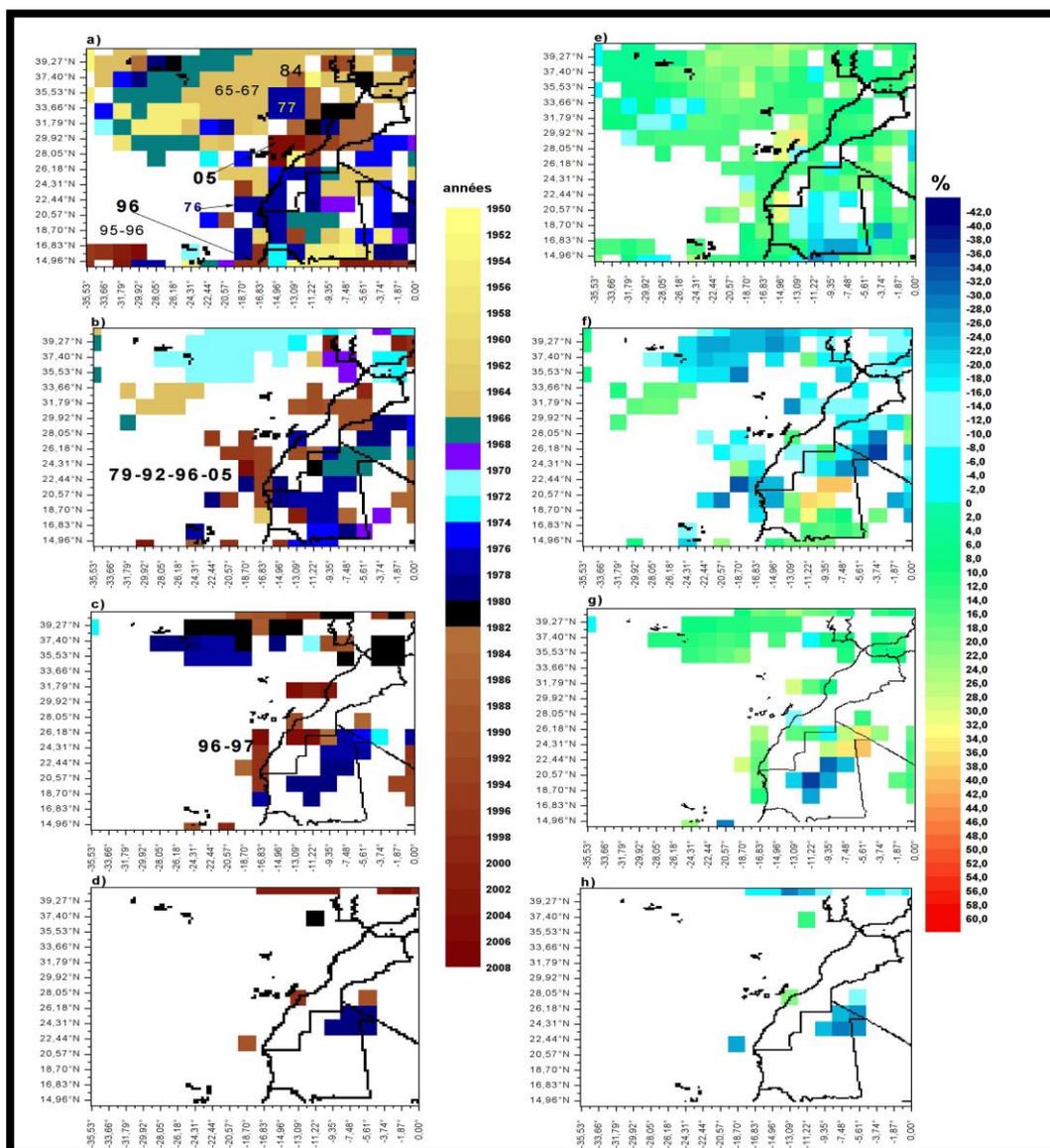


Figure 135. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence de la direction NE du vent en % en mars entre 1950 et 2008.

Pour les mois **d'avril** et **de mai**, la segmentation n'apporte des éléments explicatifs de l'évolution des directions des vents que dans la zone des Canaries où les fréquences **des al.m des secteurs nord et nord-est** affichent des tendances très marquées (Figures 136 et 137). Il en ressort pour le mois **d'avril** notamment que le recul de l'influence de la **composante nord** de l'al.m en faveur de sa **composante nord-est** s'est opéré entre 1968 et 1976 en excluant la période 1970-1971 qui s'inscrit, lorsqu'elle émerge comme année de rupture dans une tendance opposée (Figures 136 et 137).

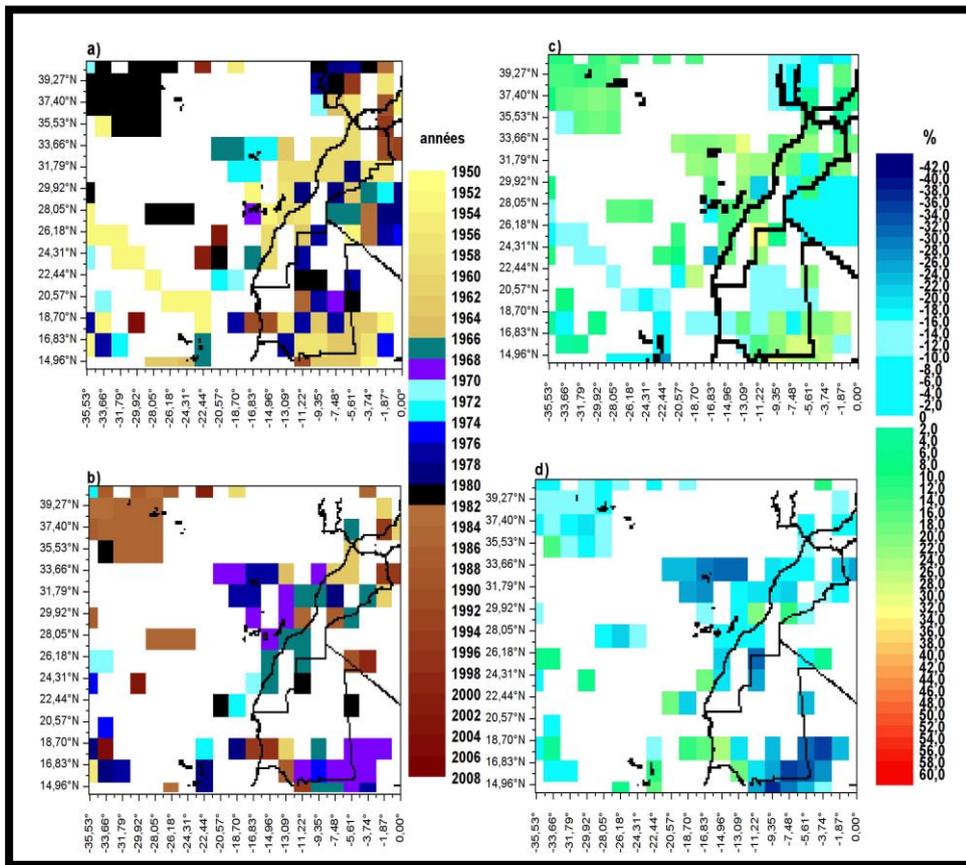


Figure 136. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence de la direction N du vent en % en avril entre 1950 et 2008.

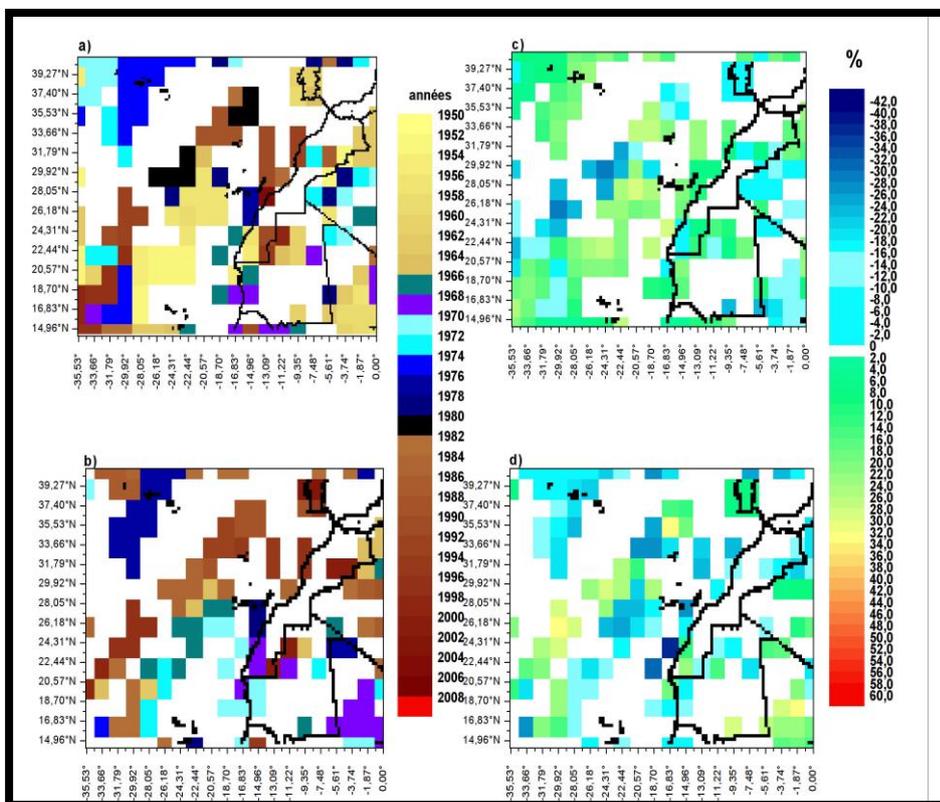


Figure 137. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence de la direction NE du vent en % en avril entre 1950 et 2008⁵⁴.

⁵⁴ Légende de figure identique à celle de la figure 128.

Pour le mois de mai, nous pouvons observer sur la figure 138 que le recul de la fréquence de la direction nord de l'al.m dans la zone des Canaries a débuté en 1993 principalement et de façon moins importante (sur le plan spatial) en 1979 (Figure 138-a et b). Parallèlement, la direction nord-est de l'al.m doit l'intensification de sa fréquence à une rupture positive intervenue selon les points de grille entre 1979 et 2001 (Figure 138).

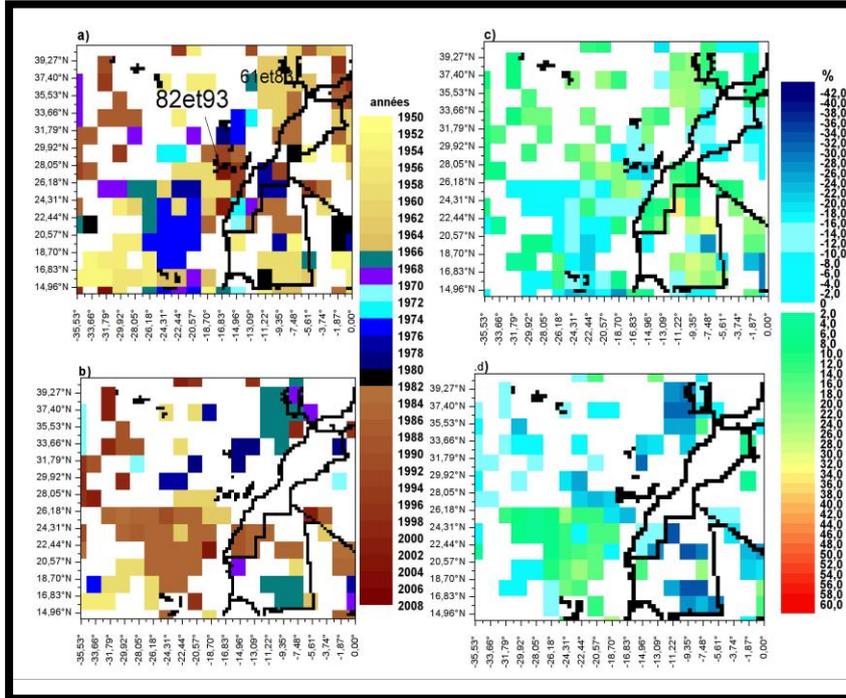


Figure 138. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence de la direction N du vent en % en mai entre 1950 et 2008⁵⁵.

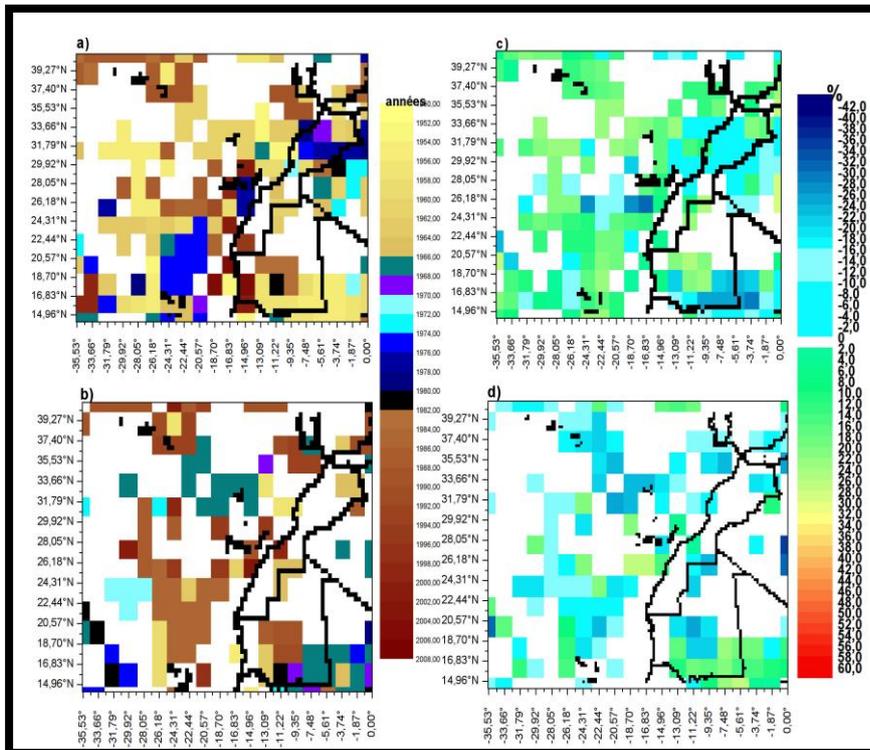


Figure 139. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence de la direction NE du vent en % en mai entre 1950 et 2008⁵⁶.

⁵⁵ Légende de figure identique à celle de la figure 128.

⁵⁶ Légende de figure identique à celle de la figure 128.

2.4.2.3. Variabilité et test de stationnarité des PNM au sein de l'A.A saharo-méditerranéenne en MAM.

En début du printemps (**mars**), la répartition spatio-temporelle des ruptures détectées par l'algorithme de la segmentation divise le domaine continental en deux secteurs. Le premier secteur constitué du Maroc -sans le Sahara- en plus de l'extrême nord-est de la Mauritanie, a connu une augmentation sensible des **PNM** de l'ordre de + 2 HPa mais qui dépasse + 4 HPa sur la côte centrale atlantique du Maroc (vers la latitude 30°N), associée à une rupture positive enregistrée en 1975-1976 (Figure 128). Le second secteur qui inclut le Sahara marocain et la Mauritanie affiche un renforcement des PNM comparable à celui observé dans le premier secteur, en relation avec une rupture positive plus précoce, survenue en 1971 (Figure 128).

Dès **avril** puis **mai**, la distribution spatio-temporelle des ruptures paraît plus complexe en laissant apparaître un rôle double des années 1970 dans l'évolution interannuelle des PNM. Sur la figure 129 (**avril**), la pression atmosphérique affiche une hausse qui couvre la totalité du domaine continental étudié, en lien avec une rupture positive datant de 1967-1968. Ultérieurement à cette hausse, la pression atmosphérique diminue au Maroc et au nord-est de la Mauritanie, ce qui explique la rupture négative de l'année 1971 (Figure 129). Enfin le Sahara marocain et l'ouest mauritanien ont subi une rupture négative en 2004 associée à une baisse barométrique de l'ordre de - 1,7 HPa (Figure 129).

Hormis une rupture négative unique intervenue en 1956 en Mauritanie, et la stationnarité des séries temporelles qui concernent les PNM à l'est marocain, le domaine continental étudié n'a connu que des ruptures positives **en mai**. Etant donné leur étendue spatiale, deux de ces ruptures positives peuvent être considérées comme étant principales. La première qui touche toute la Mauritanie ainsi que le Sahara marocain, s'est produite en 1966, tandis que la seconde qui a eu lieu en 1968, a été observée dans la partie centrale marocaine entre les latitudes 30°N et 27°N ainsi qu'au nord de la Mauritanie. La dernière rupture positive datant de 1975 renforce la tendance à la hausse des PNM dans le Sahara marocain et l'extrême sud mauritanien (Figure 130).

Cette analyse permet de mettre l'accent sur une période décisive dans l'évolution du champ des pressions atmosphériques en surface pendant le printemps. Elle révèle que le renforcement des PNM au niveau de l'A.A continentale qui s'étend sur le nord du Maroc en début du printemps notamment **en mars**, s'est opéré principalement en 1975-1976 et secondairement en 1967 **en avril**. Elle montre aussi que les changements observés sur les PNM pendant la décennie 1970 notamment à son début n'ont pas été constamment synonymes d'augmentation comme nous le confirme la rupture négative de 1971, à la suite de laquelle une baisse de l'ordre de -2,7 HPa a été atteinte au nord du Maroc et de la Mauritanie.

L'implication de la décennie 1970 ainsi que la fin des années 1960 (1966-1968) est tout aussi capitale dans l'affaiblissement de la dépression saharienne. Que ce soit **en mars**, **avril** ou en **mai**, c'est pendant cette période que l'on relève des ruptures de stationnarité

déterminantes dans l'augmentation de la pression atmosphérique au sein de cette dépression.

2.4.2.4. Variabilité et test de stationnarité des composantes et de la vitesse de l'alizé continental en MAM.

Il est intéressant de remarquer que pendant toute cette saison intermédiaire du printemps qui a connu une baisse de **la vitesse du vent** dans toute la Mauritanie, une rupture négative majeure et constante d'un mois à l'autre explique cette évolution. Elle s'est produite en 1966 en concomitance (hormis pour le mois de mars) à la rupture positive liée à l'augmentation des PNM au sein de la dépression saharienne. **Le mois de mars** qui s'intègre totalement dans ce cas de figure fait cependant exception en raison d'une rupture négative datant de 1971 qui a touché la vitesse du vent uniquement au nord de la Mauritanie (Figures 131, 132 et 133).

On ne retrouve pas cette homogénéité intra-saisonnière dans la chronologie des rotations directionnelles des vents du **régime nord** aux **régimes nord-est et est**. Bien que ces modulations constatées sur les directions des vents intéressent toute la saison du printemps, les ruptures qui y sont impliquées se manifestent à des dates différentes d'un mois à l'autre. **En mars**, la rupture négative déterminante dans le recul de la fréquence de **la direction nord** correspondant à **l'al.m continentalisé** apparaît en 1976 au sud du Sahara marocain et dans toute la Mauritanie, excepté une infime zone située à l'est de celle-ci. Cette dernière zone a subi une rupture négative entre 1968 et 1972 (Figure 134). Toujours **en mars**, le recul du **régime nord** constaté suite à la rupture de l'année 1976 en Mauritanie et au Sahara marocain est concomitant à une forte intensification de **l'harmattan de secteur nord-est** dont la fréquence augmente d'environ 40% à la suite de cette rupture (Figure 135). Ensuite, en 1979, une baisse de la fréquence de **l'harmattan de secteur nord-est** dans le nord-est et le centre de la Mauritanie laisse place à une intensification du **secteur franchement oriental** de celui-ci (Figures 135 et 140). L'intensification du **régime est de l'harmattan** est observée également dans le sud mauritanien, d'où une rupture de la stationnarité en 1972 au sud-ouest et en 1997 au sud-est (Figure 140).

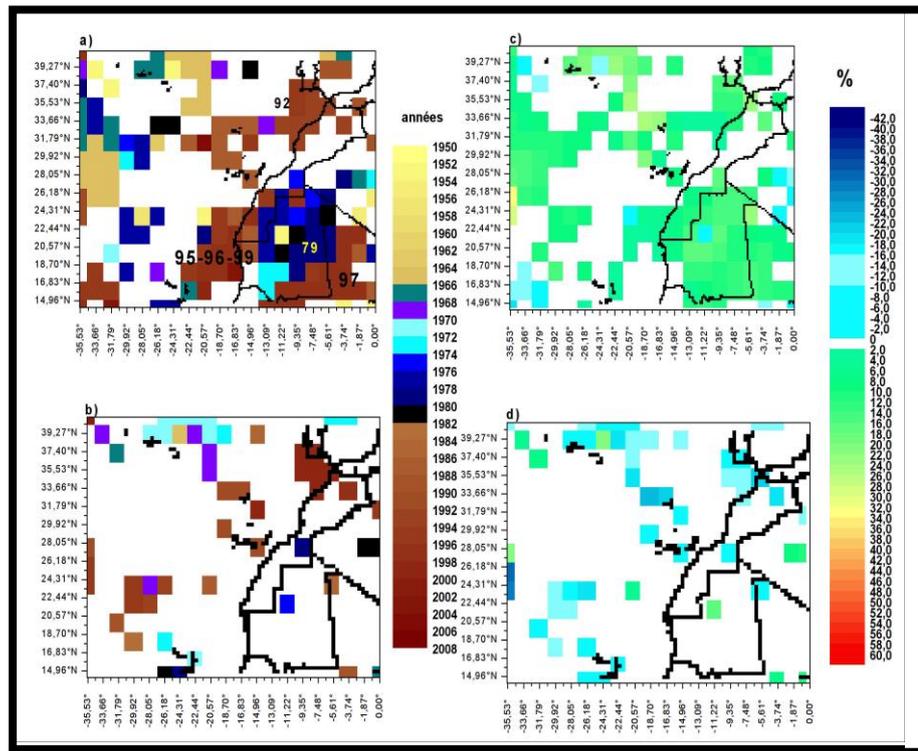


Figure 140. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence de la direction E du vent en % en mars entre 1950 et 2008⁵⁷.

Au Maroc, la faible augmentation de la fréquence du **régime nord** (Figure 125) constatée à l'extrême nord du pays en mars ne se traduit pas par une unité des ruptures sur le plan spatial bien que l'on puisse distinguer une rupture positive en 1984, puis une rupture négative datant des années 1990 (Figure 134).

Pour **avril**, la segmentation révèle une rupture négative en relation avec la décroissance de la fréquence du **régime nord** en Mauritanie. Elle intervient à des dates différentes dont 1966, 1969, 1976 et 1980 (Figure 136). En ce qui concerne la **composante nord-est de l'harmattan**, la segmentation ne fait pas apparaître de rupture principale susceptible d'expliquer son intensification en Mauritanie. Elle révèle en revanche une dynamique positive de l'évolution interannuelle du **secteur nord-est de l'harmattan** au nord de la Mauritanie ainsi qu'au Mali en 1968 (Figure 137). Cette même année accueille une rupture positive intervenue dans les séries chronologiques de la fréquence de la **composante est de l'harmattan** au Mali (Figure 141). Notons que l'est et le sud mauritaniens ont vu la succession de plusieurs ruptures positives entre 1979 et 2005, expliquant le renforcement du **régime est de l'harmattan** dans cette zone (Figure 141).

En **mai**, la zone méridionale de la Mauritanie subit de plus en plus les influences du **régime nord-est de l'harmattan** à partir de 1967, 1980 et 1982, selon les pixels (Figure 139).

⁵⁷ Légende de figure identique à celle de la figure 128.

Quant au régime est de l'harmattan dont la hausse de la fréquence est plus faible en Mauritanie pendant le mois de mai, en comparaison avec mars et à avril (Figure 142), elle semble s'installer à la suite de nombreuses fluctuations de la moyenne qui sont enregistrées d'une manière générale entre 1956 et 1971 (Figure 142). La segmentation montre également qu'au Maroc, la rupture négative qui explique le recul des régimes nord-est et est, en mai, se situe principalement entre 1968 et 1975 (Figures 139 et 142).

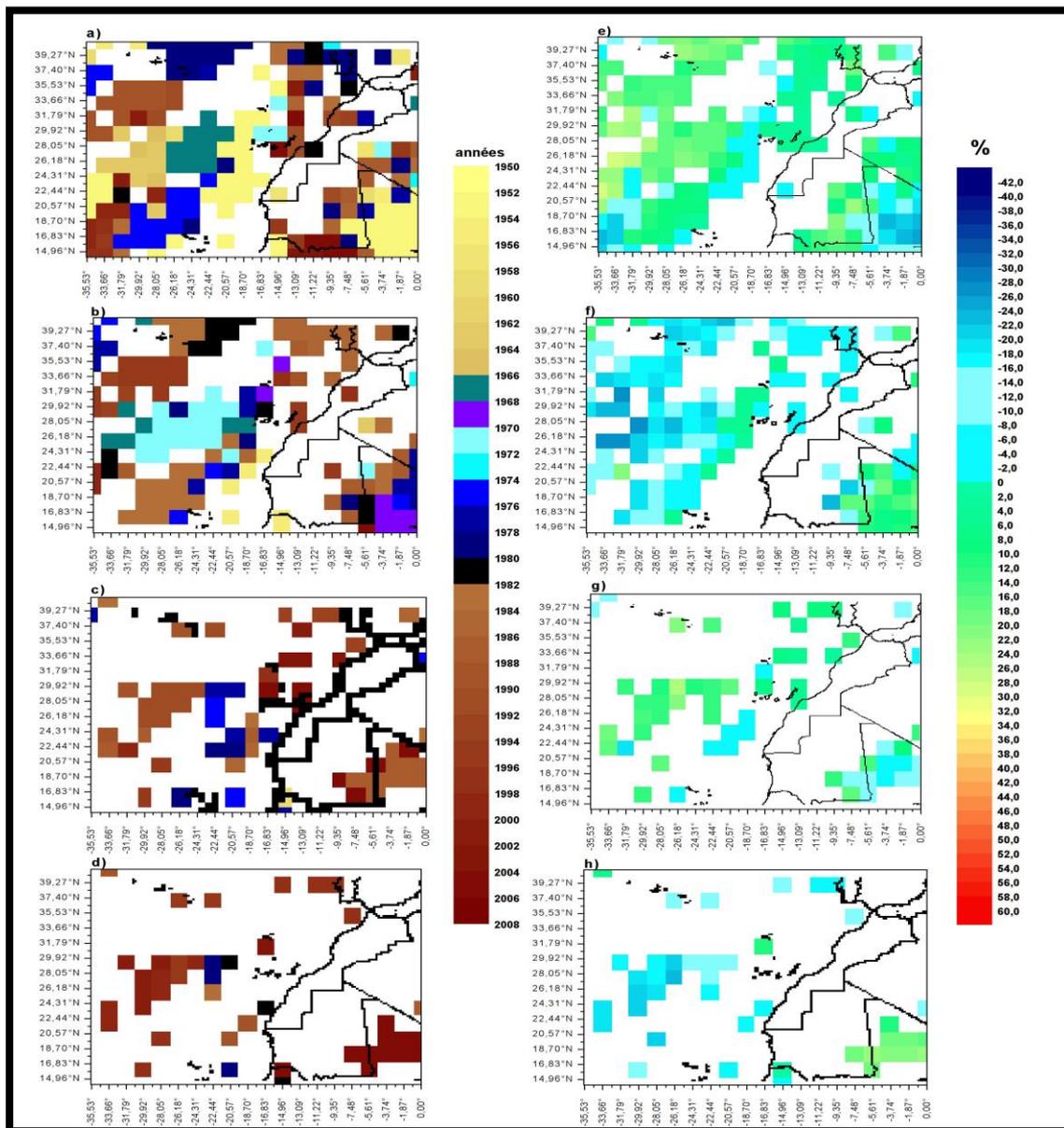


Figure 141. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence de la direction E du vent en % en avril entre 1950 et 2008.

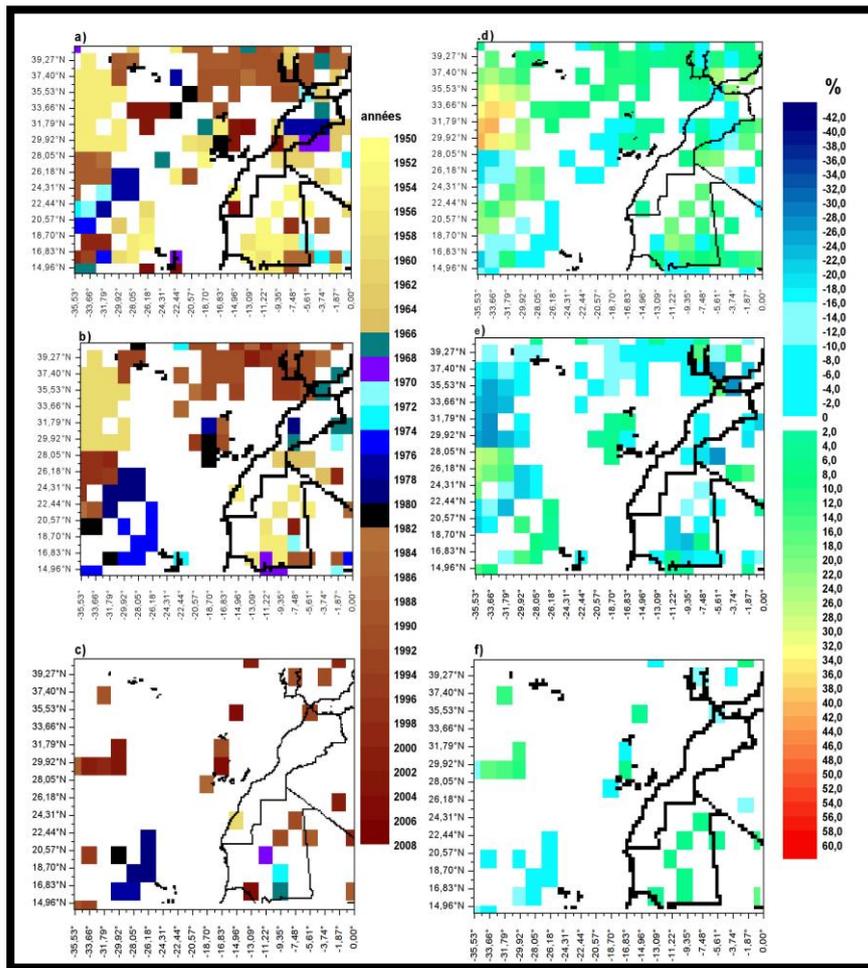


Figure 142. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence de la direction E du vent en % en mai entre 1950 et 2008.

En Résumé

Pendant le printemps, **les PNM** montrent une tendance négative dans la zone des Açores, sauf en mars. Sur le continent, la tendance des PNM est positive mais elle n'est significative que dans l'est mauritanien.

La tendance générale de **la vitesse du vent** est à la baisse notamment en Mauritanie aussi bien sur la côte qu'à l'intérieur des terres, ainsi que dans la zone des Canaries.

Les zones à forte décélération éolienne sont concernées par une régression de la fréquence de **la composante nord** de l'alizé. Tel est le cas notamment de la Mauritanie, les Canaries, le Sahara marocain pendant toute la période **mars-mai**, ainsi que la côte mauritanienne **en mars**. Cette dernière zone n'obéit pas à cette règle en **avril-mai** car contrairement aux observations qui concernent le mois de **mars**, **la composante N de l'al.m** montre une légère hausse face à la baisse de **la vitesse du vent**.

Les composantes NE et E de l'harmattan sont en hausse en Mauritanie.

A l'image des saisons précédentes, l'année 1966 et la décennie 1970 constituent une période charnière dans le **renforcement barométrique** dans tout le domaine d'étude au printemps. Pendant cette même période, la **vitesse du vent** ainsi que sa **composante N** s'inscrivent dans une tendance négative. Le renforcement **des composantes NE et E de l'harmattan** intervient plus tardivement avec des ruptures positives détectées majoritairement en fin des années 1970 ou pendant les années 1990.

2.5. Evolution et variabilité interannuelle des PNM et des vents pendant les saisons intermédiaires : en automne (SON).

2.5.1. Relation antinomique entre les évolutions respectives des PNM et de la vitesse des vents.

2.5.1.1. Renforcement quasi-généralisé des PNM en SON.

L'évolution interannuelle du champ de pression en automne montre une forte variabilité intra-saisonnière notamment entre les deux derniers mois de la saison. En **septembre-octobre**, les PNM enregistrent une baisse (notamment en septembre) au-dessus des Açores, tandis qu'à partir des Canaries jusqu'au sud du domaine d'étude, la tendance est positive mais très faible (ne dépasse pas +1hPa en septembre - octobre). Le mois de **novembre** se distingue par une tendance positive globale aussi bien au centre de l'A.A des Açores que sur ses marges (Figure 143).

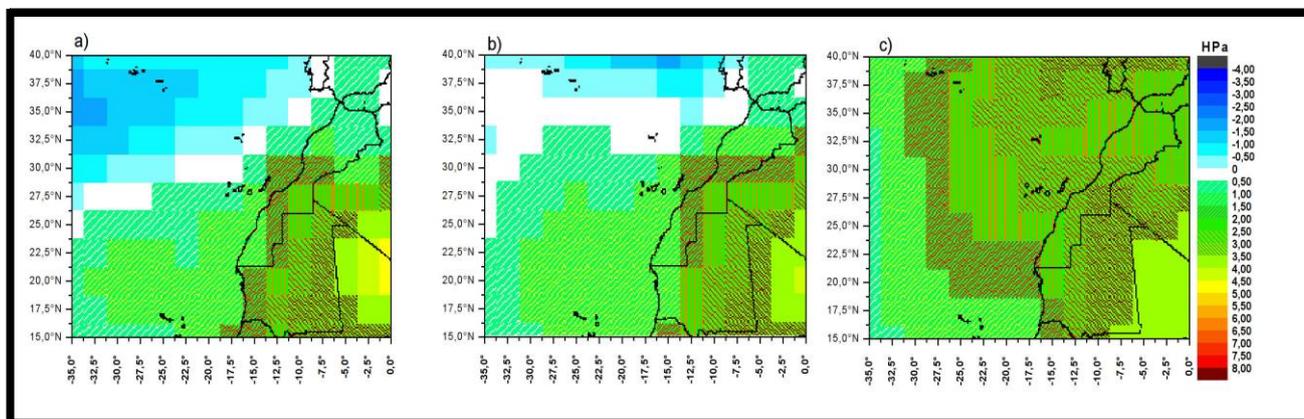


Figure 143. Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles **des PNM** en automne pendant la période 1950-2008 en hPa.

a) septembre, b) octobre, c) novembre⁵⁸

⁵⁸ Légende valable pour les figures 144, 145, 146, et 147

Au-dessus du continent qui se trouve en cette saison sous l'influence de l'A.A saharo-méditerranéenne, l'évolution du champ de pression montre une tendance à la hausse (Figure 143).

2.5.1.2. La vitesse du vent évolue dans un sens antinomique de celle des PNM.

La variabilité intra-saisonnière caractérise fortement l'évolution interannuelle de la vitesse du vent en automne. Nous pouvons néanmoins distinguer deux foyers où l'accélération de la vitesse du vent persiste tout au long de la saison automnale mais avec des intensités et des couvertures spatiales variables d'un mois à l'autre. Le premier foyer concerne les Açores où la vitesse du vent enregistre la plus forte augmentation associée à une large expansion spatiale **en octobre** (mais moins **en septembre** et **en novembre**). Le second foyer se situe au large de la Mauritanie et se caractérise par une accélération graduelle du vent de **septembre à novembre**. **En septembre**, la croissance de la vitesse du vent n'intéresse qu'une zone très réduite au large de la Mauritanie + 0,8 m/s comme augmentation maximale entre 1950 et 2008. **En octobre**, l'augmentation maximale est comparable à celle observée **en septembre** mais la zone de l'augmentation de la vitesse du vent s'étend vers le nord jusqu'à la latitude du Sahara marocain. Enfin **en novembre**, la même zone décrite **en octobre** est concernée par une plus forte accélération du vent qui dépasse +1 m/s (Figure 144).

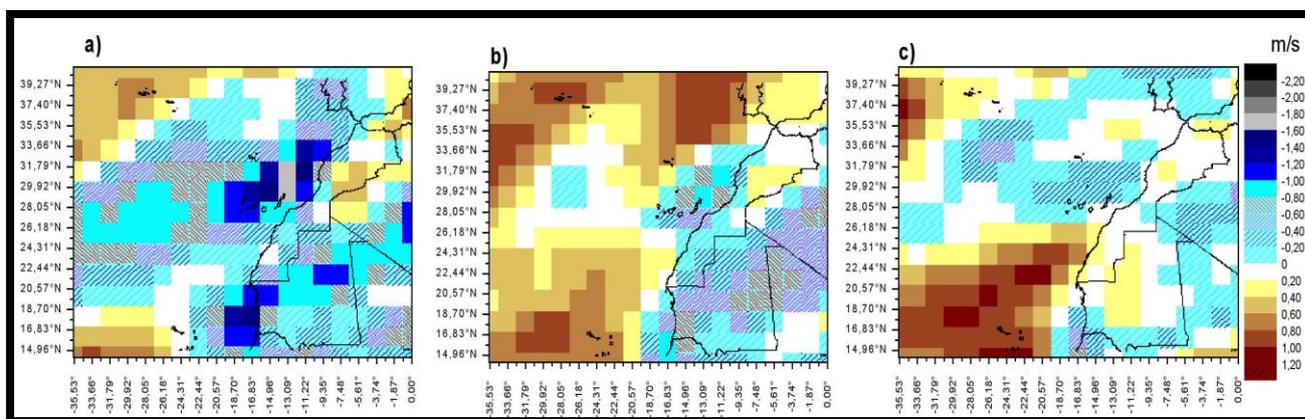


Figure 144. Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles automnales de la vitesse du vent en m/s en 1950-2008 en HPa.

En dehors de ces deux zones, la tendance suivie par la vitesse du vent sur les 59 années d'étude est majoritairement négative en automne, sur le reste du domaine soumis aux influences des flux de surface associés à la circulation de l'A.A des Açores. Deux zones sont plus affectées ; les Canaries et la côte mauritanienne où la vitesse du vent décroît plus fortement **en septembre** respectivement de -1,8 m/s et -1,6 m/s. Bien que cette tendance persiste **en octobre**, la baisse de la vitesse y est moins importante. Ainsi, aux Canaries et sur la côte mauritanienne la circulation du vent perd jusqu'à - 1 m/s de sa vitesse. **En novembre** la décélération du vent perd de son ampleur sur la côte mauritanienne et aux Canaries (Figure 144).

Sur le continent, les vents perdent de leur force notamment **en septembre** puis **en octobre** en Mauritanie. Au Maroc, la vitesse du vent ne montre aucune tendance significative (Figure 144).

2.5.1.3. Les changements directionnels du vent en automne : renforcement des directions nord-est et est.

La **composante nord** de l'al.m s'affaiblit sensiblement sur toute la côte atlantique maroco-mauritanienne en **septembre-octobre**, tandis qu'**en novembre**, mois pendant lequel les al.m de direction nord sont selon la climatologie moyenne de la région, dans une situation plus méridionale (Figure 79, section 1.3.3 de ce chapitre), seules les côtes saharienne et mauritanienne sont affectées par cet affaiblissement (Figure 145). Une rotation des al.m vers le **nord-est** semble expliquer l'affaiblissement de leur **composante nord**, car simultanément, l'al.m de **nord-est** devient prépondérant avec une augmentation de sa fréquence de **+25% en septembre**, **17% en octobre** et de **31% en novembre** (Figure 146). Mais la diminution de la fréquence de l'al.m nord ne bénéficie pas dans toute la côte à sa **composante nord-est**. Dans toute la partie septentrionale du Maroc par exemple, l'affaiblissement des al.m nord observé **en septembre**, se produit simultanément à un renforcement du *gharbi* de **direction ouest** et **nord-ouest** (Non illustré). Pour cette même zone, c'est la **direction sud-ouest**, suivie par la **direction ouest**, qui compensent le retrait des al.m nord en octobre (Non illustré).

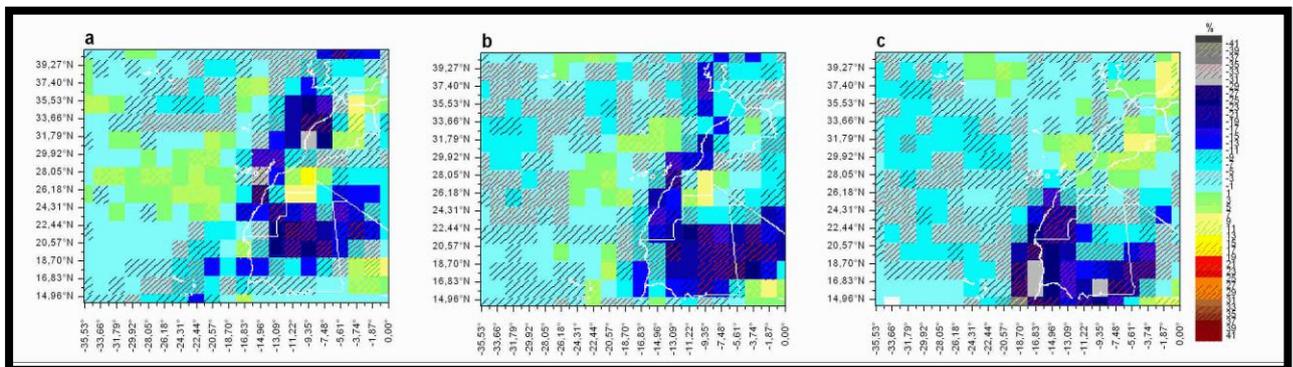


Figure 145. Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles automnales de la fréquence relative de la **direction N** du vent en % en 1950-2008 en HPa.

En Mauritanie, la fréquence de la **direction** franchement **orientale de l'harmattan (direction est)** semble s'accroître au détriment de la **composante nord-est**. La **direction est** devient alors plus fréquente **en octobre** et **en novembre** avec une augmentation respective de 23% et 25% entre 1950 et 2008 (Figure 147). Par ailleurs, la **mousson Atlantique (flux de sud-ouest)**, encore présente en situation moyenne en Mauritanie sahélienne **en septembre**, semble s'affaiblir de 19% (Non illustré).

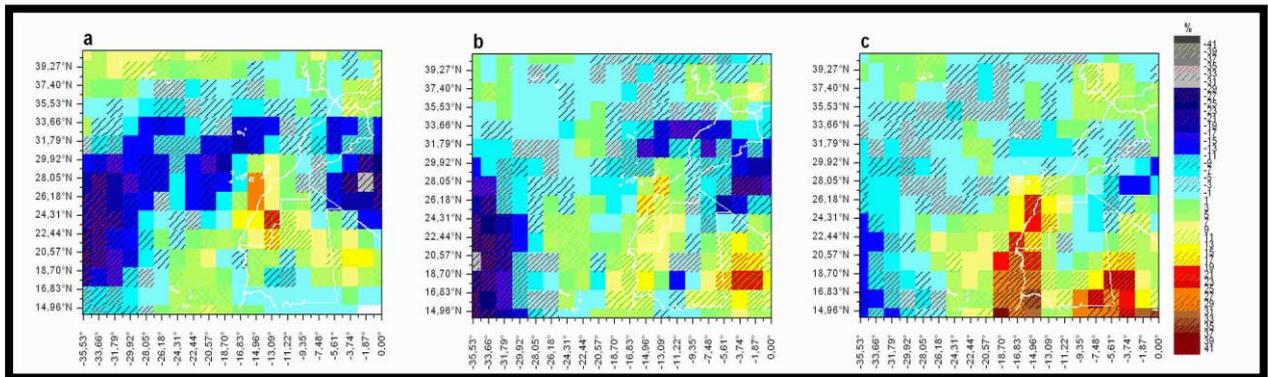


Figure 146. Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles automnales de la fréquence relative de la direction NE du vent en % en 1950-2008 en HPa.

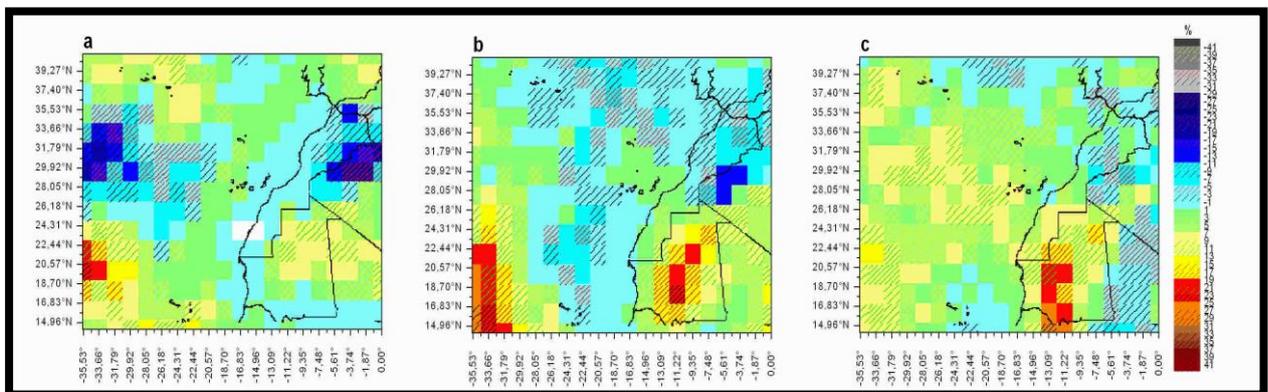


Figure 147. Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles automnales de la fréquence relative de la direction E du vent en % en 1950-2008 en %.

2.5.2. Variabilité interannuelle des PNM et des vents à 10 m en automne : la fin des années 1960 et la décennie 1970 constituent une période de transition majeure.

2.5.2.1. Variabilité et test de stationnarité des PNM au sein de l'A.A des Açores en SON.

La segmentation d'Hubert révèle la succession de plusieurs ruptures de stationnarité dans les séries chronologiques des PNM **en septembre** et **en octobre**, sur les façades orientale et méridionale de l'A.A des Açores. Sur les figures 148 et 149, on peut constater la prédominance des ruptures positives en termes quantitatif et spatial. Les années 1961, 1966, 1970, 1979 et dans une moindre mesure l'année 1990 apparaissent comme des années qui marquent des ruptures à la suite desquelles la pression atmosphérique s'est renforcée. Tandis que les années 1983, 1993 et 1997 ainsi que le début des années 2000 se distinguent comme périodes qui marquent un affaiblissement du même paramètre météorologique (Figures 148 et 149).

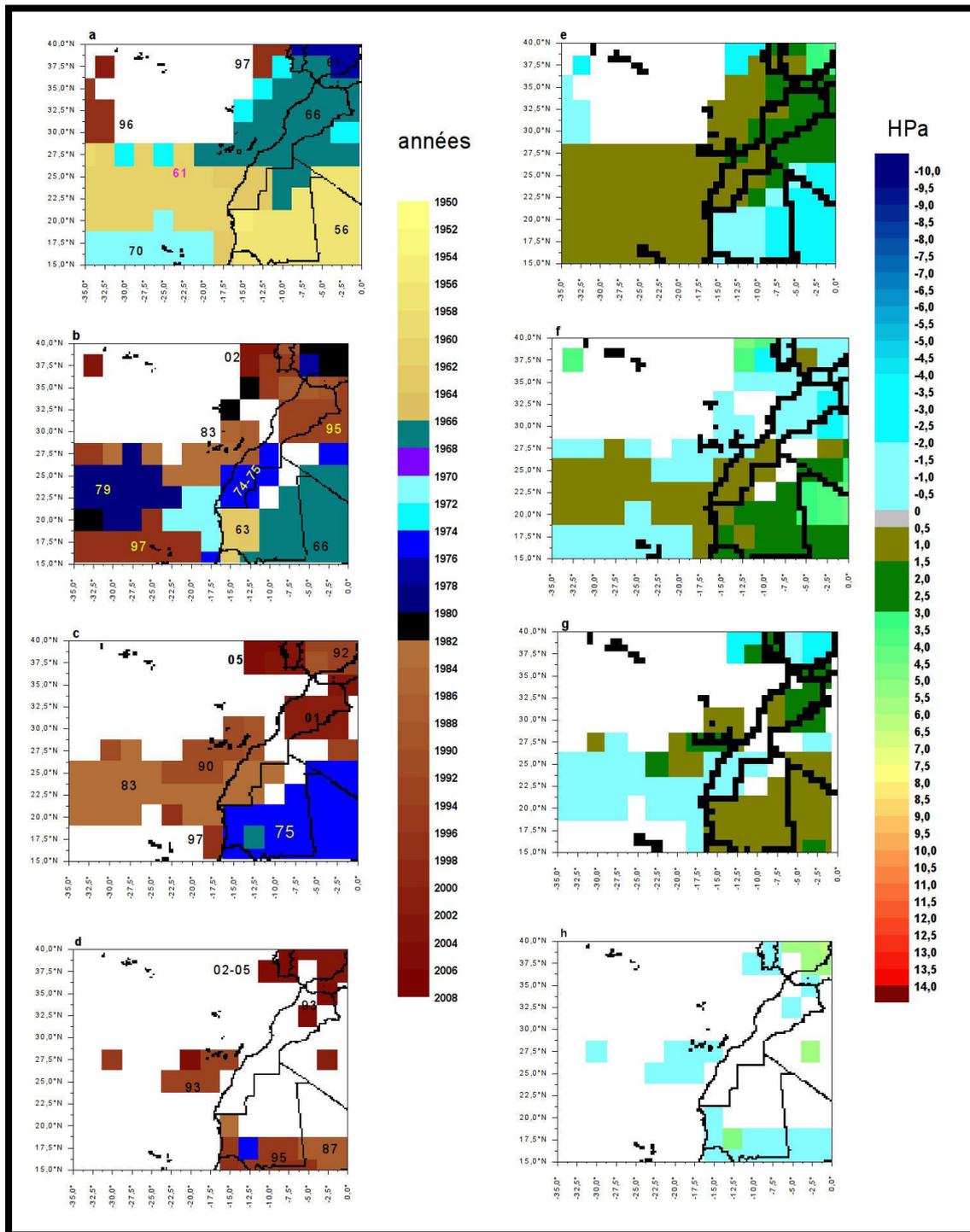


Figure 148. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles des PNM en septembre en hPa entre 1950 et 2008.

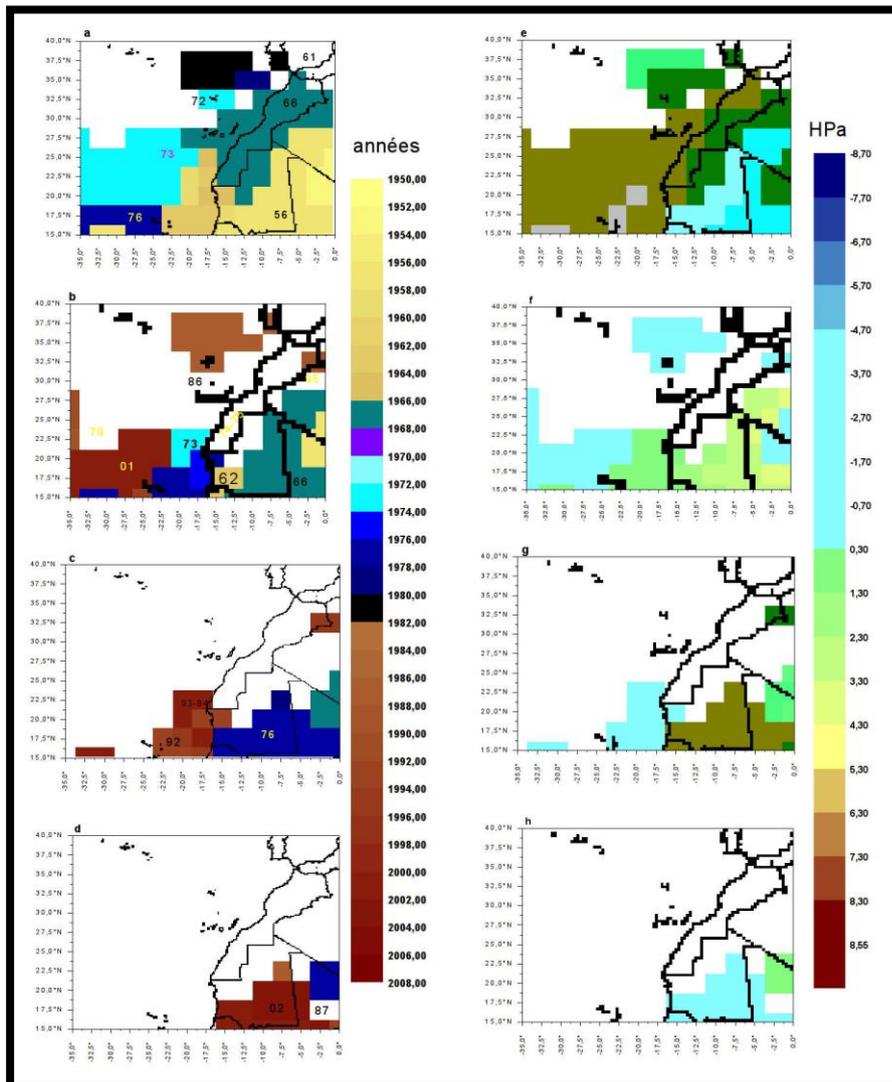


Figure 149. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles des PNM en octobre en hPa entre 1950 et 2008.

En novembre, bien que les ruptures positives relevées dans les séries chronologiques soient parfois précoces (1957-1958), la période comprise entre 1966-1979 dont notamment l'année 1971 concentrent l'essentiel des changements de moyennes qui vont dans le sens d'un renforcement barométrique au sein de l'A.A atlantique. Seul le centre de celle-ci (au-dessus des Açores) doit ce renforcement à une rupture positive qui a eu lieu en 1985 (Figure 150). Sur la face méridionale de l'A.A des Açores, les années 1995 et 2003 enregistrent une rupture négative en contribuant à atténuer la tendance à la hausse des PNM.

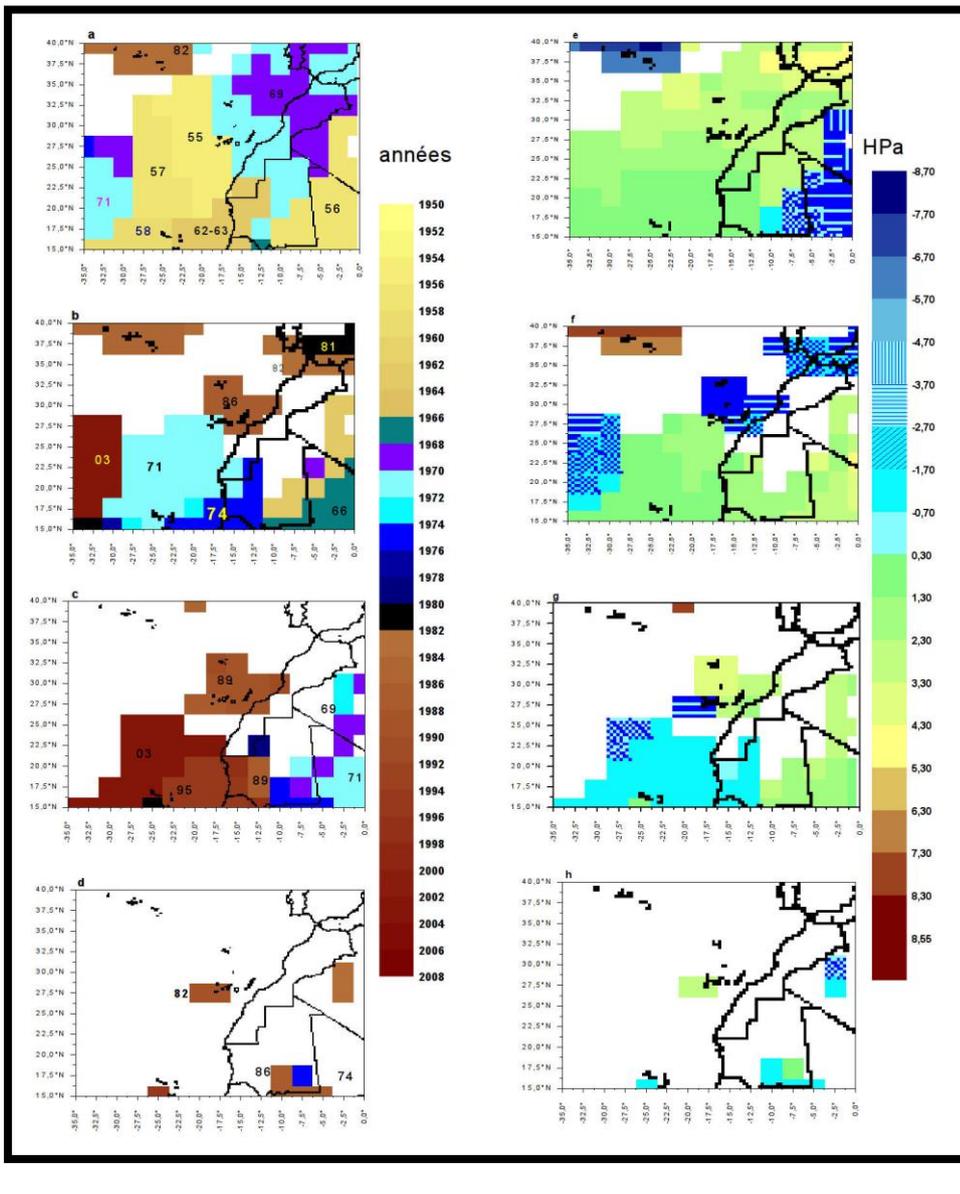


Figure 150. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles des PNM en novembre en HPa entre 1950 et 2008.

2.5.2.2. Variabilité et test de stationnarité des directions et de la vitesse des alizés maritimes en SON.

Nous avons pu voir (Figure 144) que la vitesse du vent accuse une forte baisse en **septembre** sur tout le littoral atlantique plus particulièrement aux niveaux de la côte centrale marocaine et de la côte mauritanienne. En **octobre** et **novembre**, seules les deux zones précitées se distinguent du reste du littoral par une baisse de la vitesse du vent.

A ce titre, la segmentation met en évidence une homogénéité intra-saisonnière dans la chronologie des ruptures qui ont déterminé l'évolution de la **vitesse du vent** au niveau de la côte mauritanienne pendant cette saison. De **septembre à novembre**, la vitesse du vent dans cette zone est passée par deux phases distinctes; la première représentée par la rupture positive de 1957, se caractérise par une accélération des vents consécutive à une

augmentation de la moyenne dont le maximum est observé **en octobre** avec + 2 m/s de hausse entre les deux sous-périodes; 1950-1957 et 1957-1966 (Figures 151, 152 et 153). La seconde phase se décompose en deux ruptures négatives successives dont la première s'est effectuée en 1963, 1964 et 1966 selon les pixels. Elle se traduit par une forte décélération du vent dont le pic est observé **en novembre** avec -2 m/s. La décélération s'accroît avec la seconde rupture négative qui s'est produite majoritairement en 1975-1976 et secondairement en 1984, 1994 et 2003.

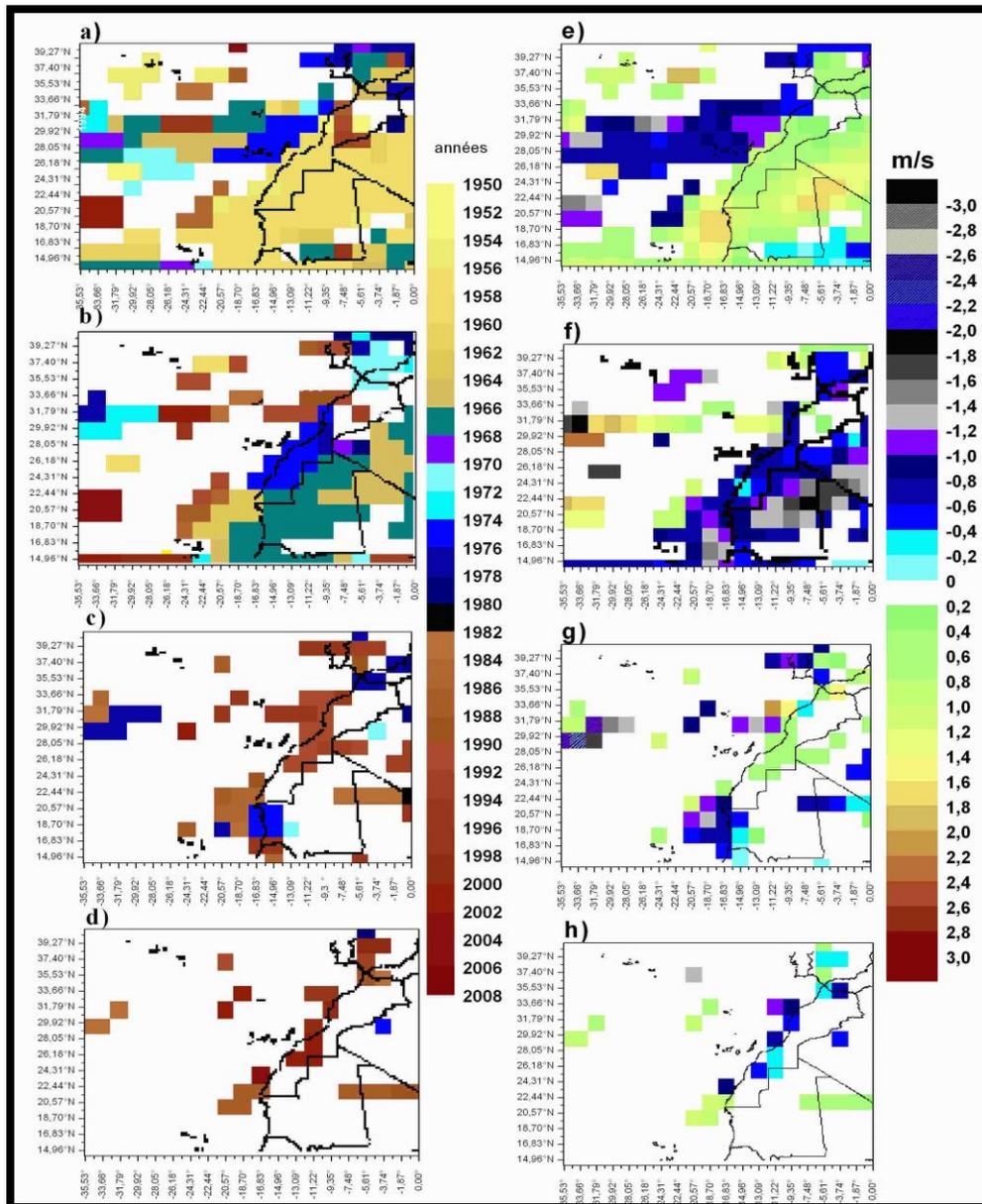


Figure 151. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la vitesse du vent en septembre en m/s entre 1950 et 2008.

En septembre, mois pendant lequel la vitesse du vent enregistre un affaiblissement sur toute la côte atlantique maroco-mauritanienne (Figure 144), la segmentation révèle une rupture négative qui intéresse la côte marocaine comprise entre la latitude 33,66°N et la limite sud du Sahara, et qui a eu lieu principalement en 1975 (Figures 151-a et b). Autour des Canaries, la rupture négative se situe dans le milieu des années 1970 (1975) pour novembre (Figure 153), et entre 1965 et 1966 en octobre (Figure 152).

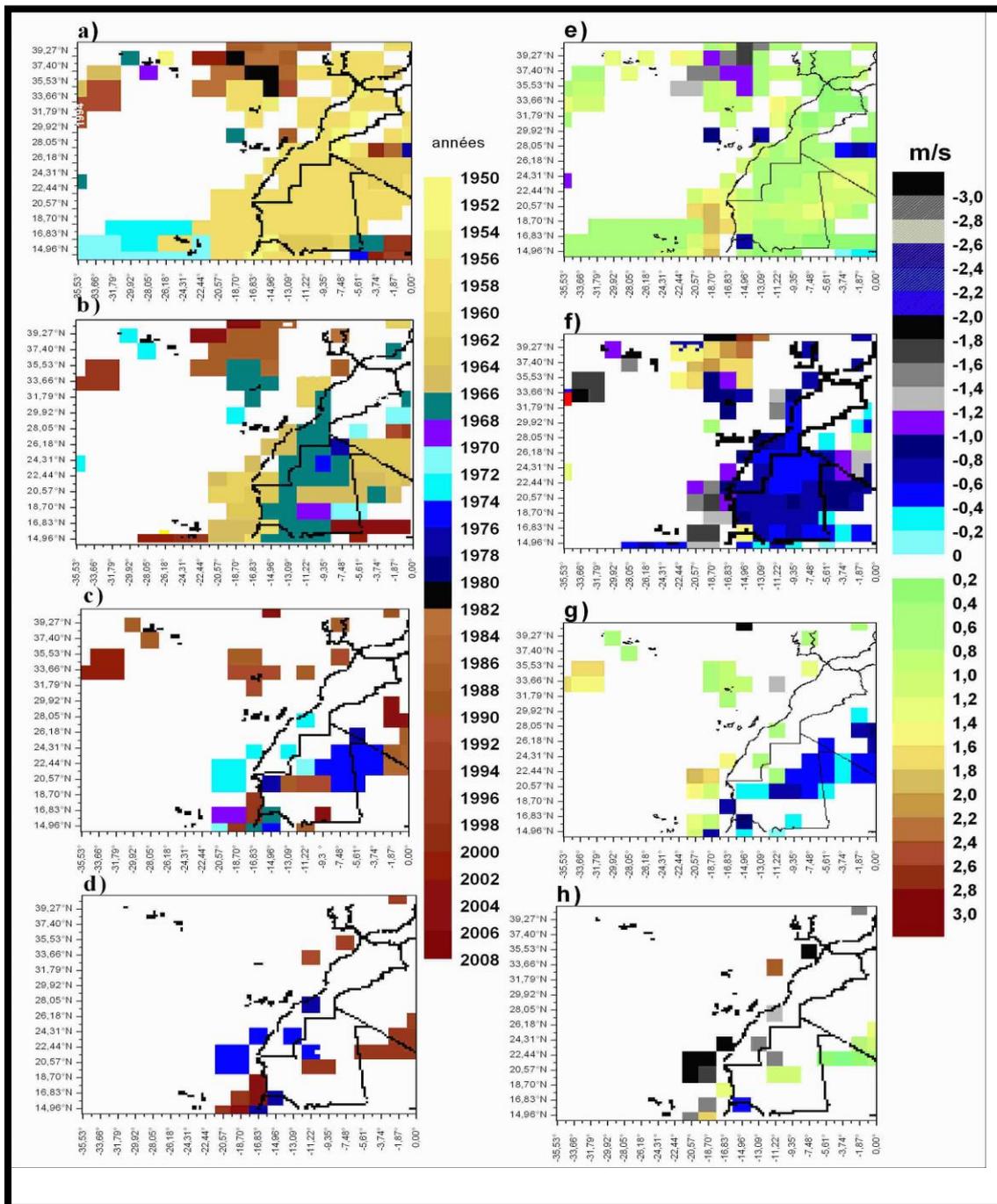


Figure 152. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la vitesse du vent en octobre en m/s entre 1950 et 2008.

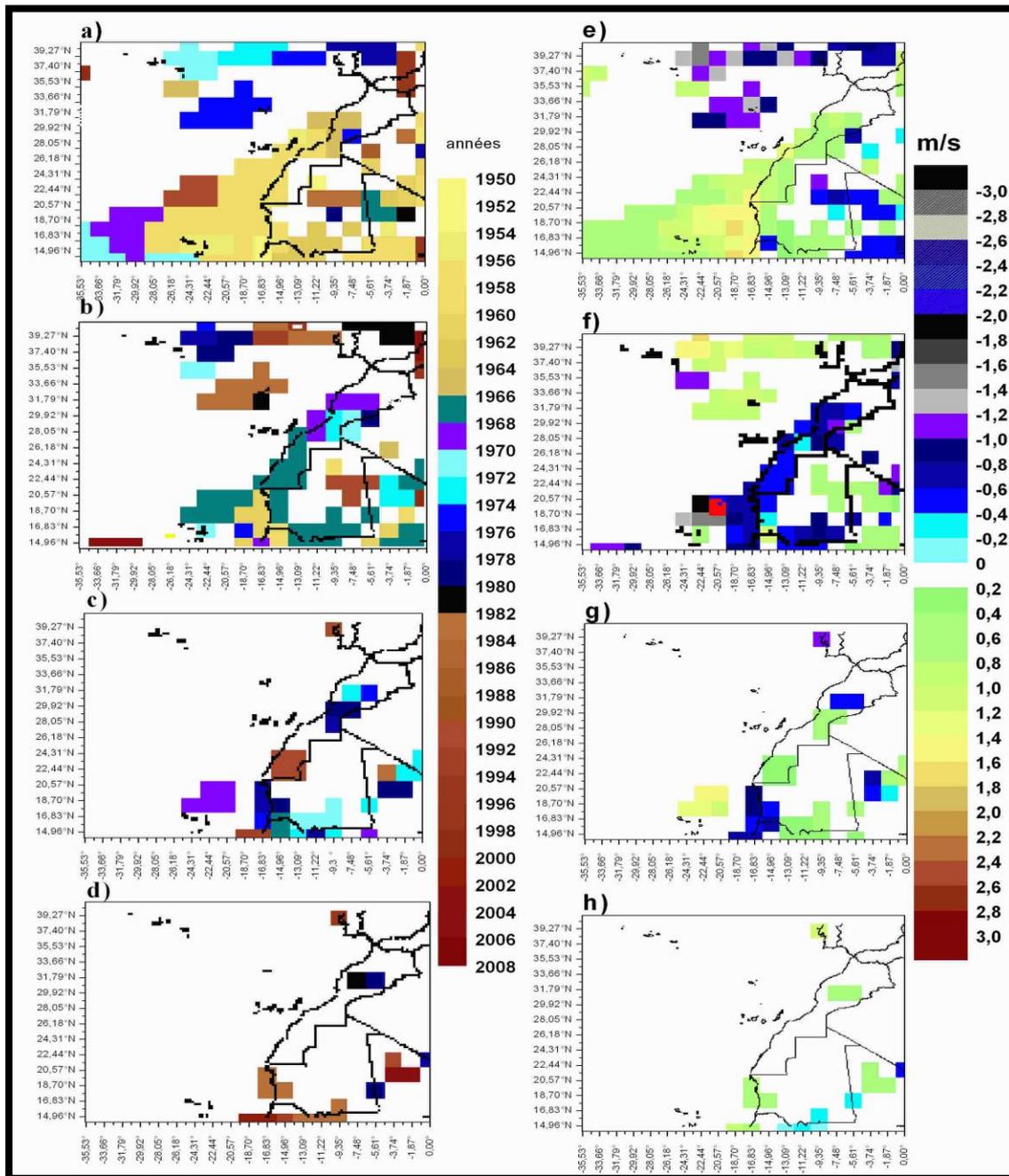


Figure 153. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la vitesse du vent en novembre en m/s entre 1950 et 2008.

La tendance interannuelle **des al.m** telle qu'illustrée par les figures 145 et 146 montre une rotation des vents de la direction **nord** à la direction **nord-est** pendant la saison automnale. La segmentation met en évidence l'implication majeure de la décennie 1970 dans ce changement. Nous pouvons en effet observer sur la figure 154 que pour le mois de **septembre, la composante nord de l'al.m** est de moins en moins fréquente aux abords du littoral atlantique marocain septentrional. C'est aussi le cas littoral mauritanien nord à partir des années 1969, 1971, 1975 ou 1980 selon les pixels (Figure 154). Alors que dans la région

des Canaries, la baisse de la fréquence **des al.m de secteur nord** est associée à une rupture négative qui date de 1994. Dans ces mêmes zones, l'intensification de **la composante nord-est de l'al.m** bien que modérée, s'est opérée essentiellement entre 1966 et 1972 sans oublier que dans la zone des Canaries, **le régime nord-est** effectue un saut positif supplémentaire en début des années 2000 (Figure 155).

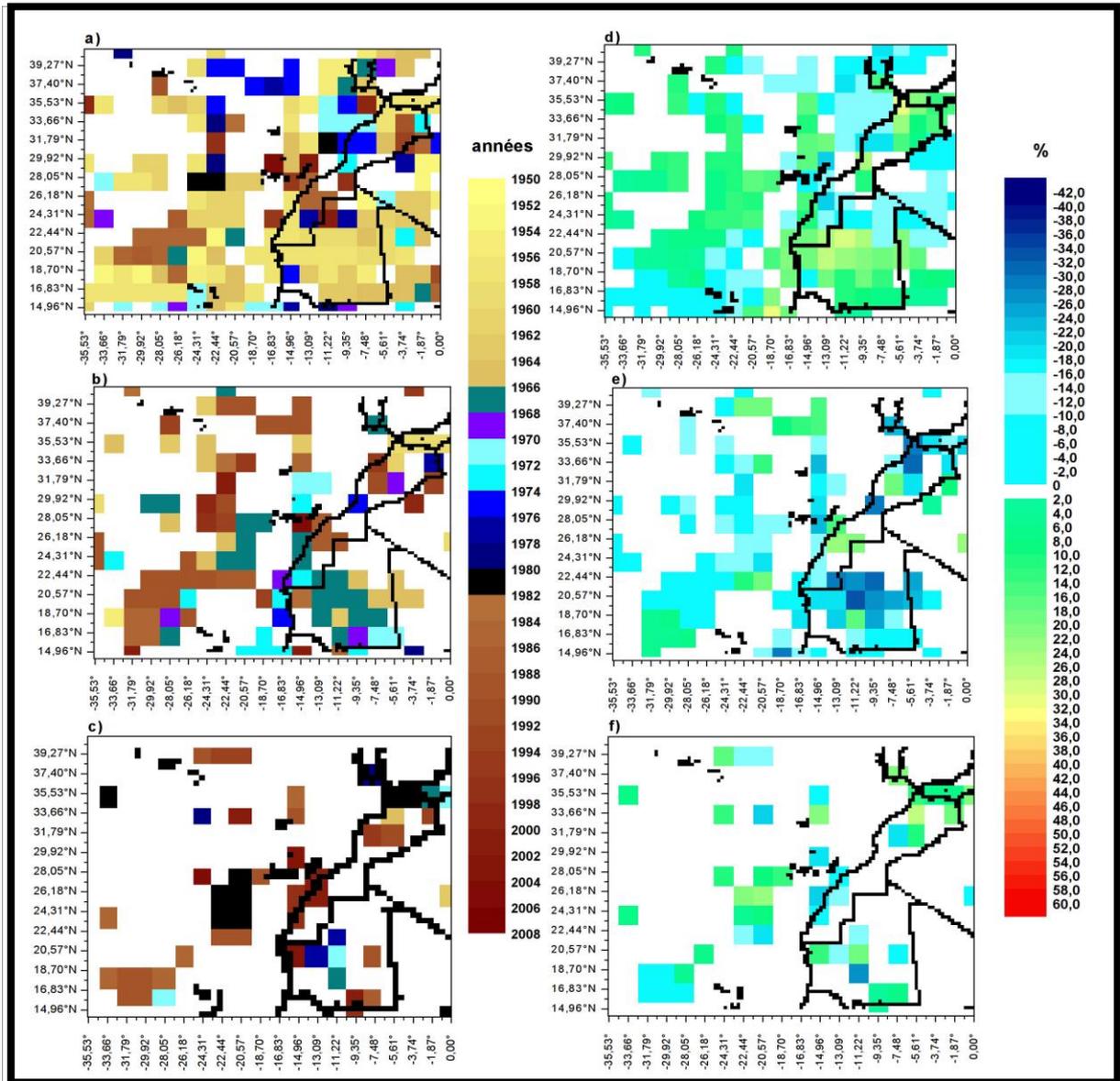


Figure 154. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la **direction N** du vent en **septembre** en % entre 1950 et 2008.

En octobre, la direction nord de l'al.m affiche une baisse de sa fréquence en Mauritanie en 1994 (Figure 156) puis remonte légèrement à partir de 2003. Parallèlement, **la composante nord-est de l'al.m** montre une légère augmentation entre 1971 et 1994 selon les pixels dans cette même zone (Figure 157). Tandis que la zone littorale marocaine

enregistre une baisse de la fréquence des al.m de direction nord-est en 1959 et 1985 (Figures 157-a, b, e et f). Pour le mois de novembre pendant lequel le changement de direction de l'al.m vers le nord-est intéresse notamment les côtes saharienne et mauritanienne, la décennie 1970 paraît déterminante. La baisse la plus importante de la fréquence des al.m de direction nord (-42%) est enregistrée près du littoral mauritanien en 1974 (Figure 158). Cette même année marque une forte augmentation de la fréquence de l'al.m de direction nord-est qui atteint jusqu'à + 48% (Figure 159).

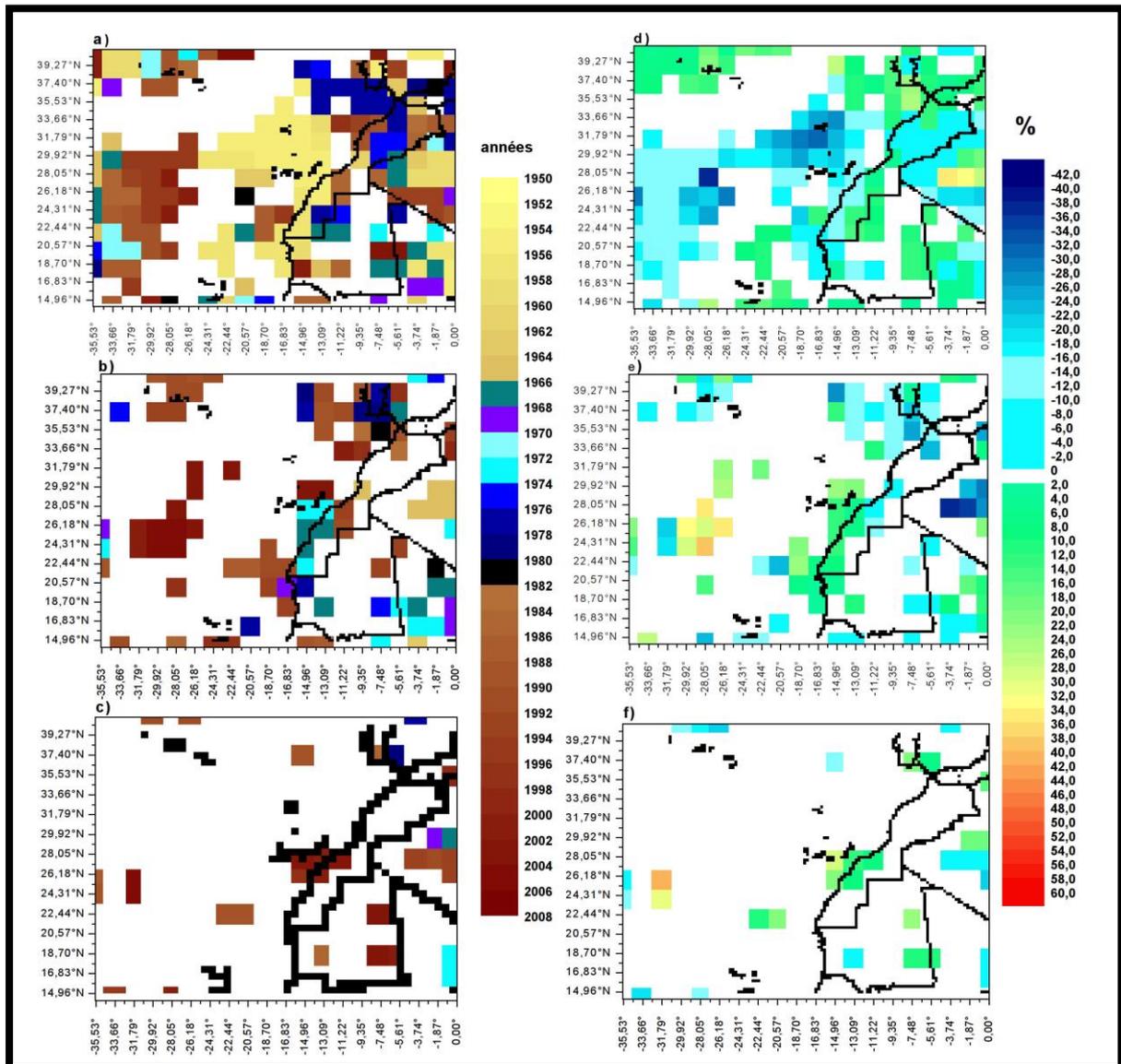


Figure 155. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction NE du vent en septembre en % entre 1950 et 2008.

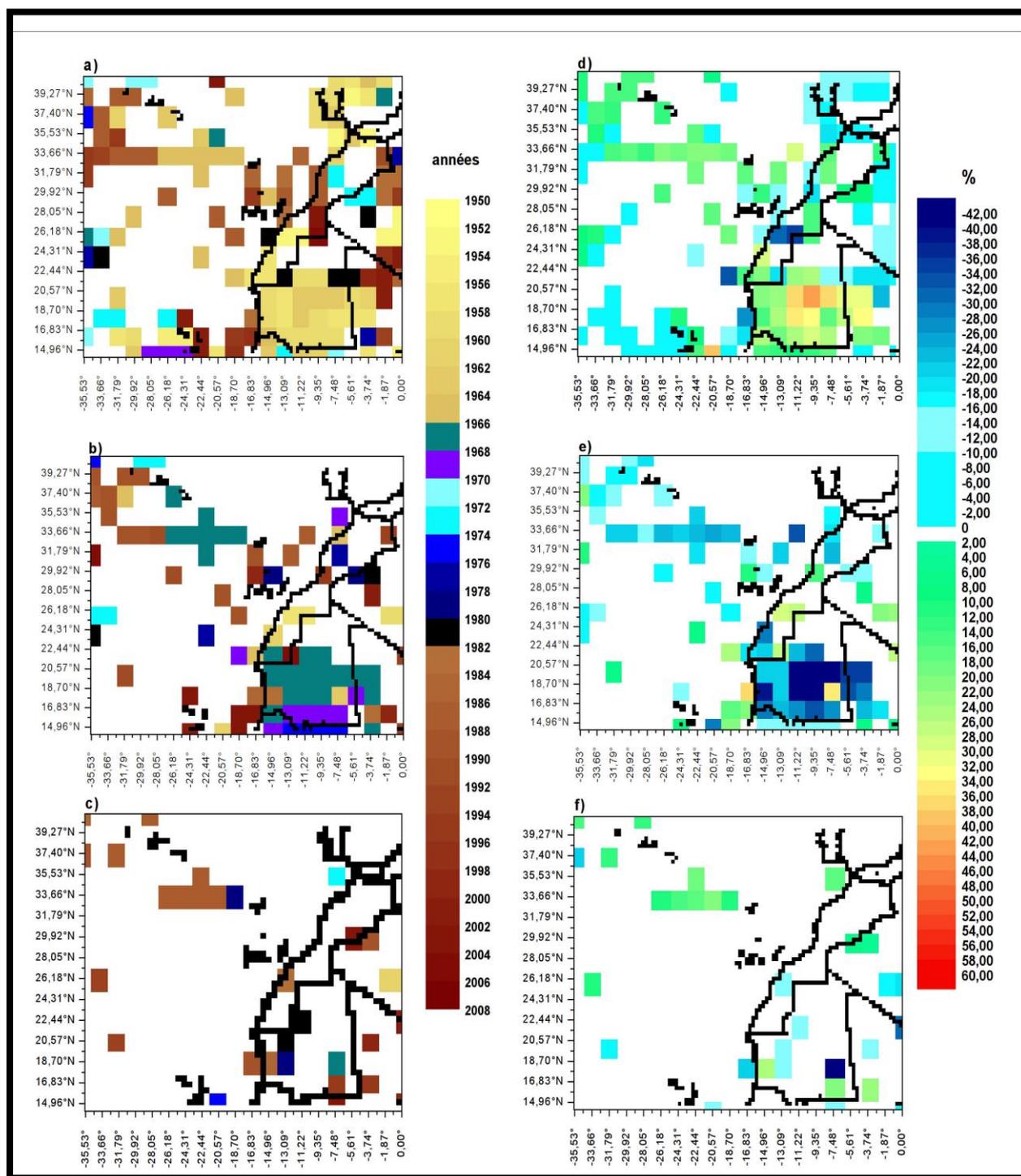


Figure 156. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction N du vent en octobre en % entre 1950 et 2008.

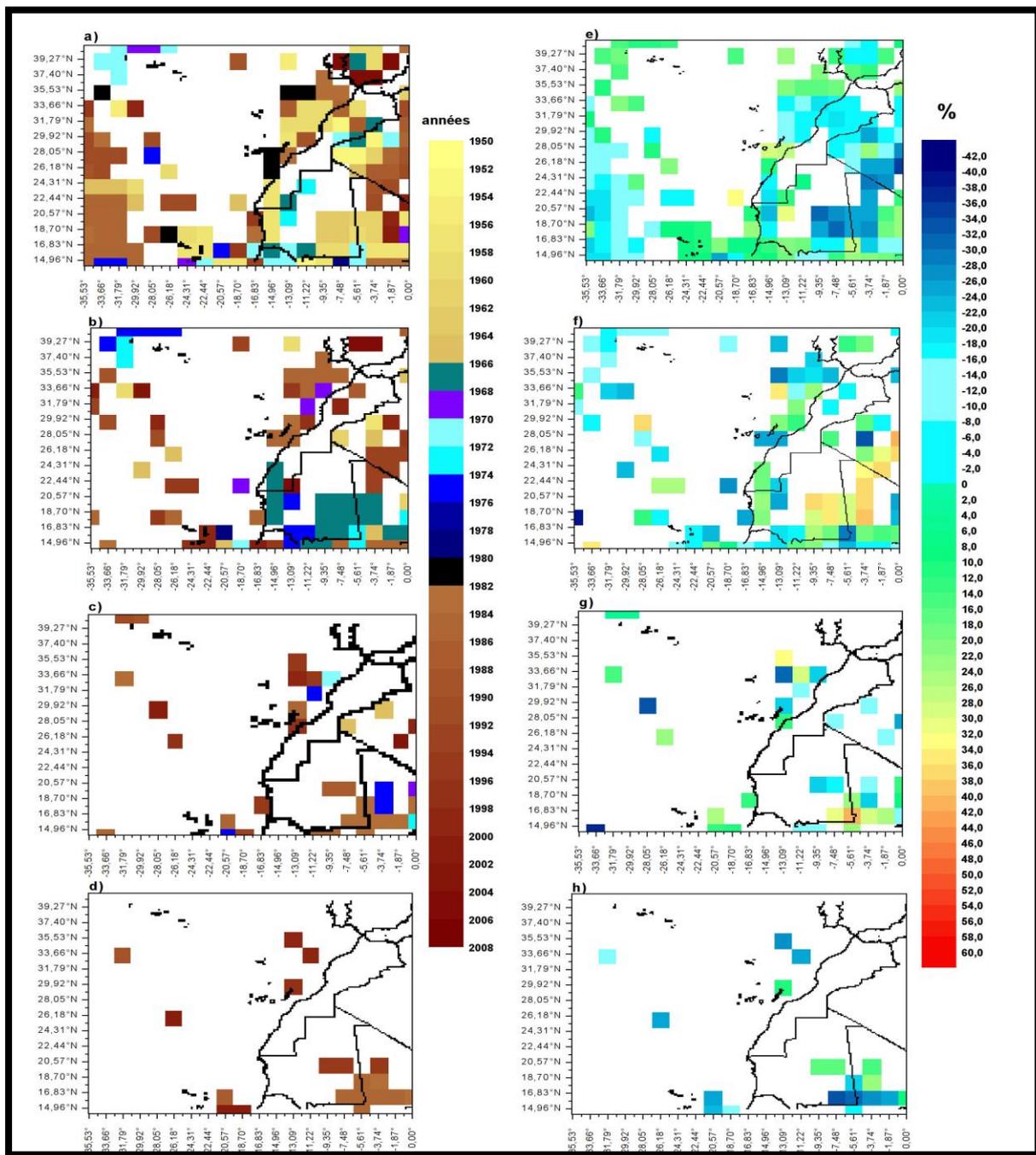


Figure 157. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction NE du vent en octobre en % entre 1950 et 2008.

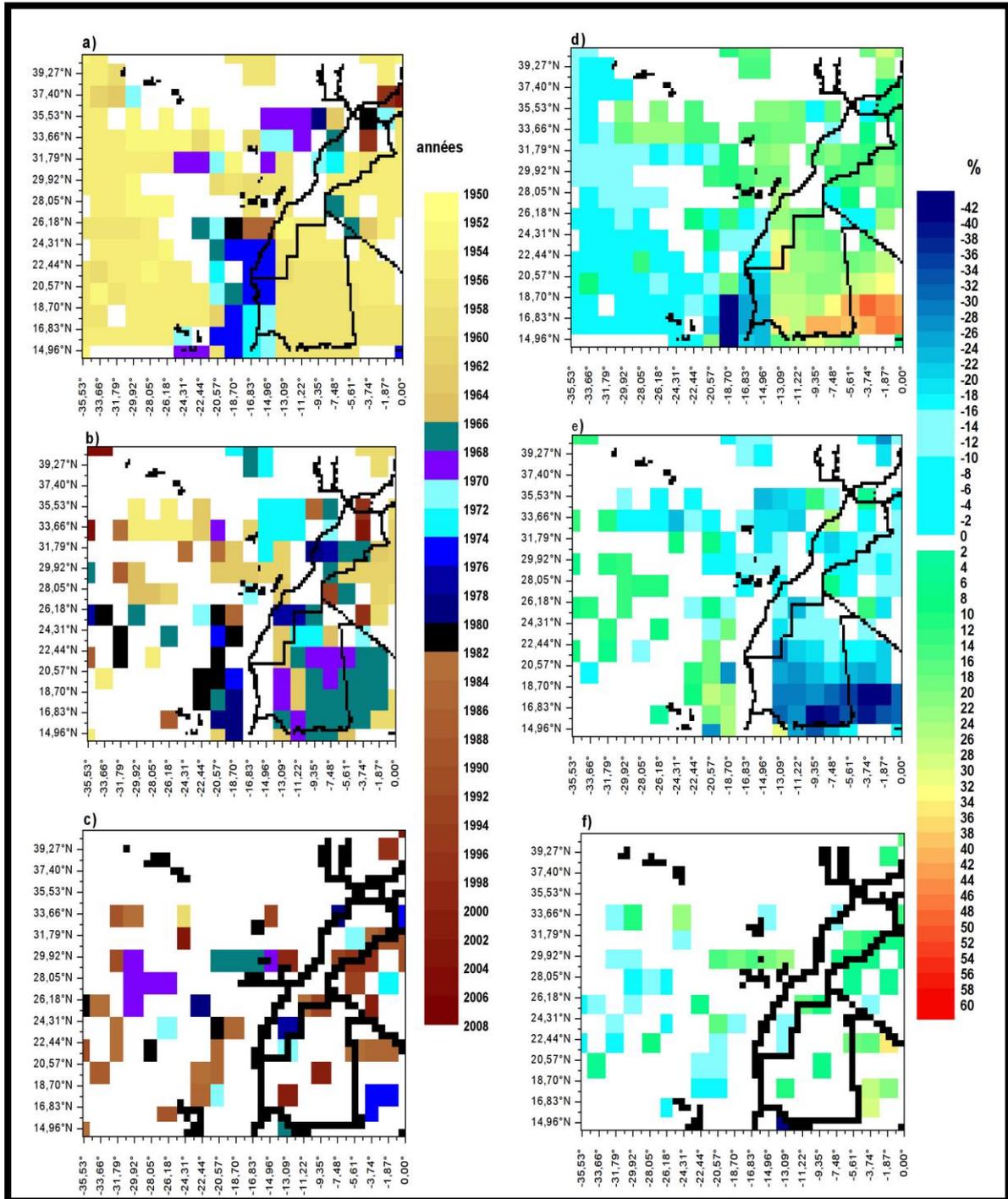


Figure 158. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction N du vent en novembre en % entre 1950 et 2008.

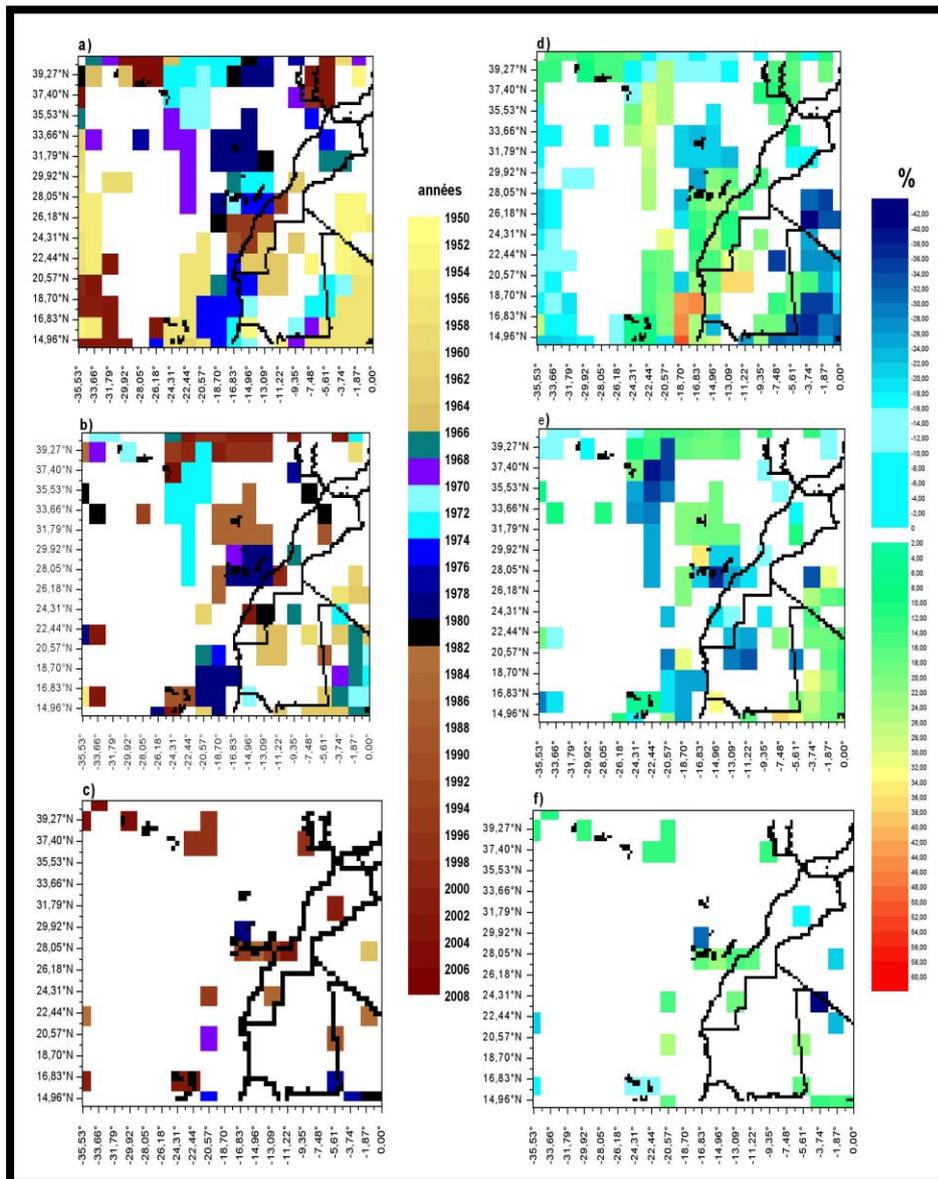


Figure 159. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction NE du vent en novembre en % entre 1950 et 2008.

2.5.2.3. Variabilité et test de stationnarité des PNM sur le continent en SON.

L'analyse des résultats de la segmentation appliquée sur les séries chronologiques des PNM en septembre, montre que le domaine continental étudié présente trois scénarios d'évolution variables d'une zone à l'autre. Au Maroc à l'exception de sa partie saharienne, deux ruptures positives des PNM, séparées par une rupture négative sont obtenues. En 1966, la pression a augmenté puis s'est affaiblie autour de 1995 pour se rediriger vers une augmentation à partir de 2001 (Figure 148). Le Sahara enregistre deux ruptures positives successives en 1962 et 1975 puis une dernière rupture négative en 1983. C'est en Mauritanie que la variabilité interannuelle est plus marquée avec 4 ruptures entre 1950 et 2008. La première rupture constatée en 1956 est négative. Elle est suivie par une rupture positive en 1963 à l'ouest mauritanien et en 1966 dans la partie orientale du pays. Une rupture positive est constatée en 1975 qui sera suivie en 1995 d'une rupture négative

associée à une très faible baisse de la moyenne touchant exclusivement le sud de la Mauritanie (Figure 148).

En octobre, on retrouve la rupture positive de 1966 comme rupture unique en ce qui concerne la totalité du Maroc ainsi que le nord-ouest mauritanien. Dans l'ouest mauritanien, cette rupture succède à une première rupture négative survenue en 1956. L'accroissement des PNM se confirme en 1976 avec une nouvelle rupture positive mais recule de nouveau à partir de 2002 en raison d'une rupture négative (Figure 149).

En novembre, le renforcement de la pression au Maroc et au nord de la Mauritanie est associé à une rupture positive datée de 1969-1970. Au sud de la Mauritanie, ce sont les années 1966, 1968, 1971 et 1974 qui marquent selon les pixels une évolution positive des PNM (Figure 150).

2.5.2.4. Variabilité et test de stationnarité des composantes et de la vitesse de l'alizé continental en SON.

En partant du sud marocain (31°N) jusqu'au sud de la Mauritanie, la **vitesse du vent** doit sa décélération **en septembre** et **en octobre** à une rupture négative majeure qui date principalement de 1966 et secondairement de 1975 (Figures 151 et 152). **En novembre**, la réduction de la vitesse du vent ne concerne que le sud et le Sahara marocains ainsi que l'ouest et le sud mauritaniens. La période pendant laquelle la vitesse du vent a commencé à décroître se situe entre 1966 et 1972 mais c'est l'année 1966 qui ressort comme année principale de rupture négative (Figure 153).

La période 1966-1975 et notamment l'année 1966 réapparaît dans les séries chronologiques de la fréquence de **l'al.m continentalisé (direction nord)**, de **l'harmattan de composantes nord-est** et **est** comme période charnière en Mauritanie et au sud saharien. Elle marque l'accentuation de la migration de la direction du vent vers **le nord-est à est** (Figures 93, 94, 95, 96, 97, 98, 99, 100 et 101).

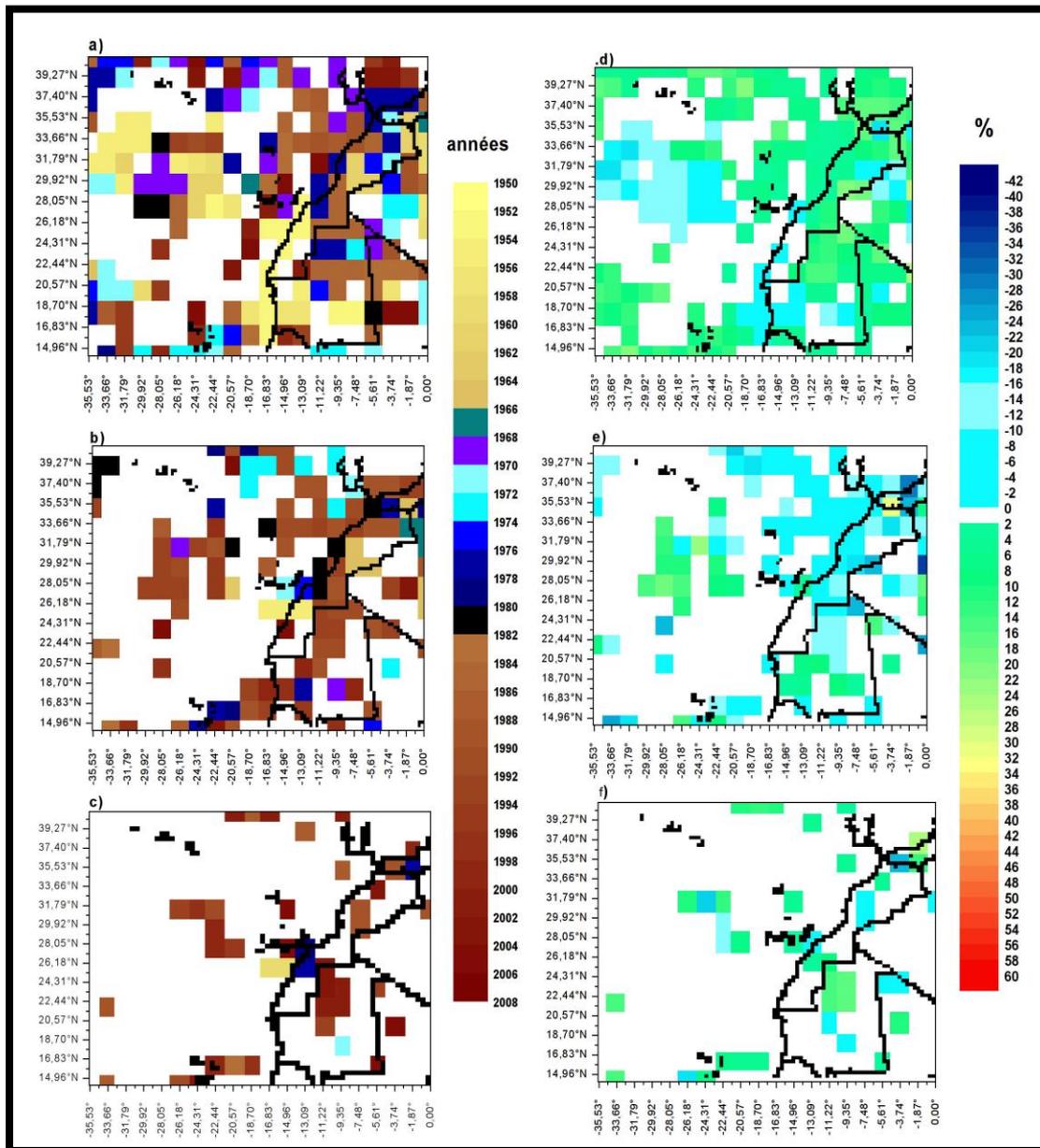


Figure 160. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction E du vent en septembre en % entre 1950 et 2008.

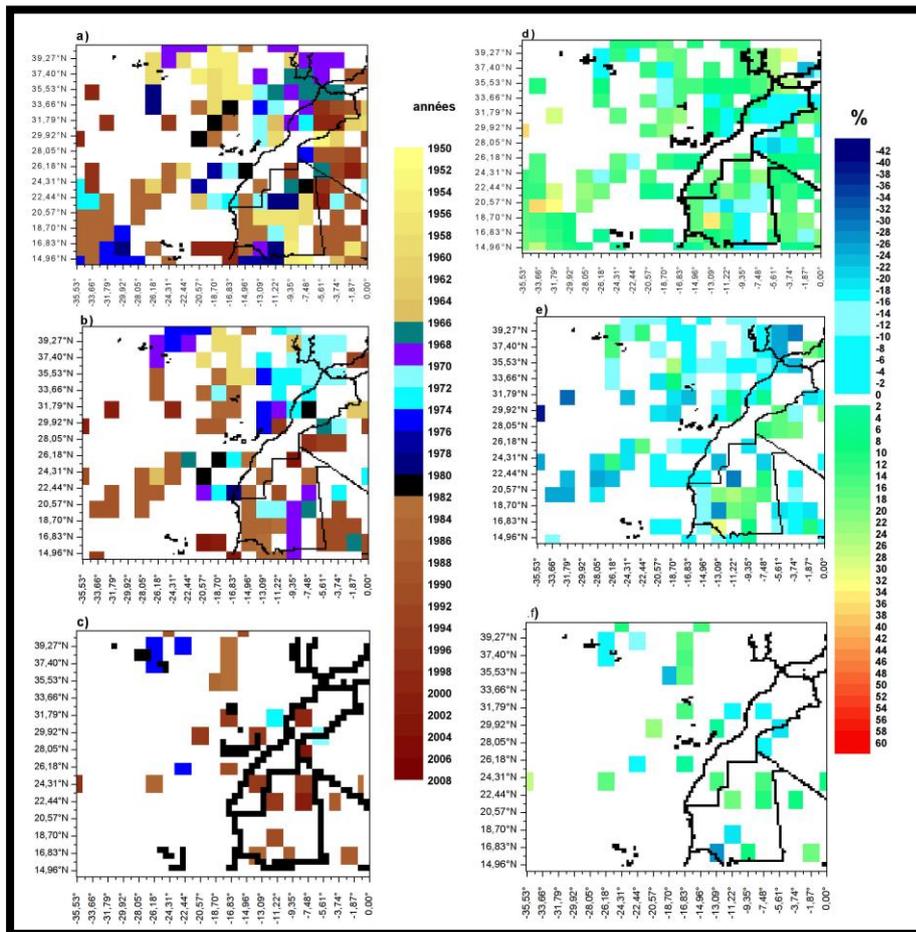


Figure 161. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction E du vent en octobre en % entre 1950 et 2008.

En résumé

En termes de tendance linéaire **des PNM**, la zone des Açores se positionne en **septembre-octobre** dans une pente négative, ce qui est opposée à la tendance générale au renforcement des PNM observée dans le reste du domaine d'étude en automne. D'une manière générale, deux périodes aux comportements barométriques opposés se distinguent ; la période 1961-1979 qui fut propice à une augmentation des PNM et les années 1983, 1993 et 1997 qui correspondent à des années de rupture négative des PNM.

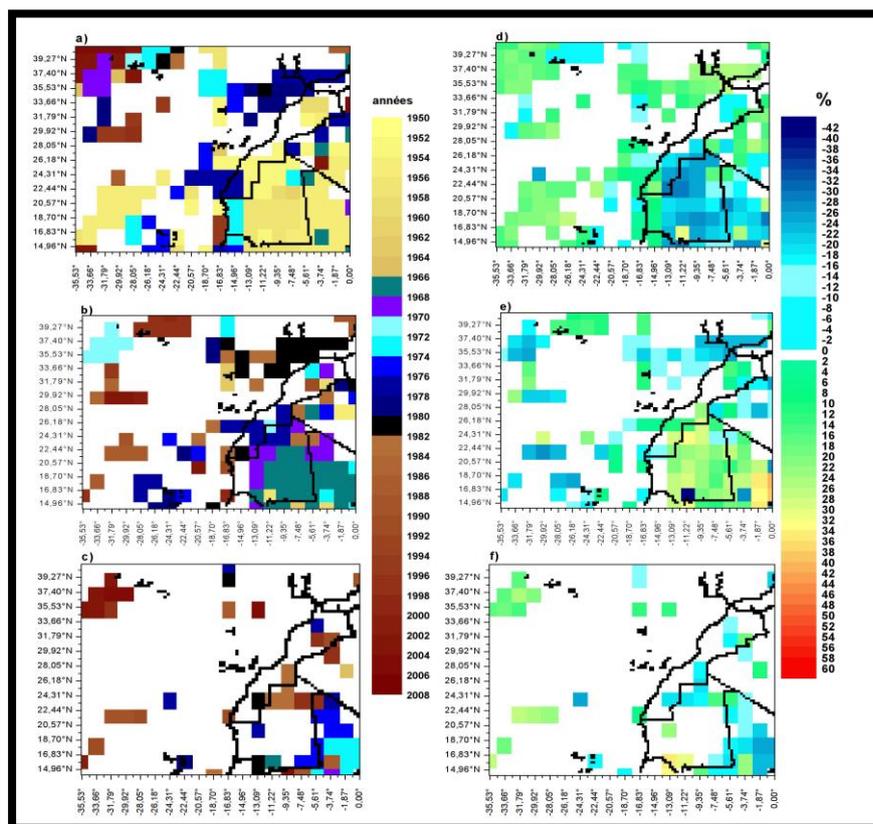


Figure 162. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction E du vent en novembre en % entre 1950 et 2008.

Au-dessus du continent et du littoral atlantique, la **vitesse du vent** tend majoritairement à baisser. La décélération s'est installée en deux sauts négatifs, le premier à la suite d'une rupture datée de la période 1963-1966 tandis que le second est consécutif à une rupture enregistrée en 1975-1976.

Sur la totalité de la côte atlantique (sauf la côte centrale marocaine en novembre), les **al.m de secteur N** accusent une baisse. Cette baisse est compensée en **octobre-novembre** par une forte augmentation de la fréquence **des al.m de secteur NE** sur le littoral mauritanien et sur le littoral saharien marocain. Ceci se vérifie également en **septembre** mais uniquement au niveau de la côte saharienne marocaine. La segmentation montre que la période 1962-1975 était propice au recul de la fréquence de **l'al.m de secteur N** en faveur d'une recrudescence de sa **composante NE**.

En Mauritanie, la fréquence de la **composante N** du vent régresse fortement en favorisant une montée de **l'harmattan NE** et E. Ce revirement trouve son origine dans des changements de moyenne et de tendance pendant la période 1966-1975.

Conclusion du chapitre

Entre 1950 et 2008, les champs des pressions atmosphériques en surface et des vents à 10 m ont connu des changements marqués sur le littoral atlantique maroco-mauritanien, ainsi qu'en Mauritanie. Au Maroc, malgré un renforcement des pressions atmosphériques aussi intense que celui observé en Mauritanie, l'évolution de la vitesse et des directions des vents montre des évolutions moins nettes.

Les PNM.

A l'échelle **annuelle**, le **renforcement des PNM** est plus marqué sur le continent qu'au dessus de l'océan. L'analyse des tendances linéaires à pas de temps **mensuel** montre que ce gradient est dû principalement aux modes opposés que révèle la variabilité inter-mensuelle des PNM entre le continent d'une part et l'océan d'autre part.

Si les PNM enregistrent une augmentation persistante durant tous les mois sur le continent, **au sein de l'A.A atlantique**, la tendance à la baisse des PNM a souvent alterné avec la tendance à la hausse parfois au sein de la même saison. Ainsi, la plus forte baisse des PNM est constatée en décembre pendant lequel elle atteint -3,5 hPa aux Açores. La tendance à la baisse aussi faible soit-elle, caractérise également toute la saison estivale (entre -0,5 hPa et -1,5 hPa). Au printemps, elle concerne les deux mois d'avril et mai (-1,5 hPa et -1 hPa). En automne, elle caractérise les deux mois de septembre et octobre en atteignant -2 hPa. La plus forte augmentation des PNM au sein de l'A.A des Açores est enregistrée en mars avec +7,5 hPa aux Açores. Février puis janvier enregistrent une augmentation des PNM au sein de l'A.A des Açores de +6,5 hPa et de +6 hPa.

Sur le continent, la tendance linéaire à la hausse des PNM à l'échelle annuelle s'accroît dès que l'on se dirige vers le sud et vers l'intérieur des terres. C'est cette même configuration qu'on rencontre d'une manière générale à l'échelle mensuelle. Seuls les mois de janvier et de février font exception avec une tendance à la hausse des PNM plus forte au Maroc (jusqu'à + 4,5 hPa en janvier). La totalité de la période comprise entre décembre et mars constitue au Maroc la période de l'année où les PNM enregistrent leur tendance maximale à la hausse. Ce constat rejoint les affirmations de Touchan et al (2011) qui ont conclu que parmi les régions du bassin méditerranéen sud-ouest, le Maroc, enregistre une des plus fortes augmentations hivernales de la pression atmosphérique en surface au cours des 340 dernières années. Piervitali et al (1997) ont démontré à partir d'une analyse basée sur des données des pressions atmosphérique en surface qui couvrent la période 1955-1995, que la hausse des pressions observée notamment pendant la saison froide est liée à une augmentation de la fréquence et de la persistance des anticyclones dans cette région. Plus récemment, Pommier (2005) affirme également une hausse des pressions dans l'A.A des Açores depuis les années 1970 en relation d'une part, avec une recrudescence de la fréquence des passages des AMP dans cette zone, et d'autre part, avec l'évolution de l'A.A

des Açores en elle même. Cette dernière manifeste en effet, une plus grande persistance dans le temps, et une surface plus étendue pendant la saison hivernale depuis les années 1970.

Pour la Mauritanie, l'analyse des tendances linéaires à pas de temps mensuel montre une plus forte augmentation des PNM pendant la saison estivale (+5 HPa). Cette évolution indique clairement **un affaiblissement de la dépression thermique saharienne**. Dans ce sens, les températures de l'air estivales, qui, subissant une baisse au nord-est de la Mauritanie et dans l'ouest algérien et malien (Chapitre 2, figure 33), pourraient contribuer à modifier les conditions de la formation de la dépression saharienne qui dépendent étroitement des conditions thermiques de surface. Ces changements qui concernent aussi bien le champ thermique que le champ de la pression atmosphérique, concordent par ailleurs avec les changements directionnels des vents qui consistent notamment dans le renforcement des directions nord-est et est de l'*harmattan* pendant la saison estivale. L'ensemble de ces éléments suggère des modifications à plus grande échelle concernant la circulation atmosphérique générale avec une prédominance de l'activité anticyclonique boréale au détriment des influences atmosphériques australes.

Les alizés.

L'analyse des tendances linéaires du champ des vents traduit à l'échelle **annuelle, une baisse de la vitesse du vent** confirmée aussi par Nouaceur et al (2013). Cette baisse est observée notamment au nord-est mauritanien, aux Açores et sur la côte mauritanienne. Les trois directions principales du vent dans la région, à savoir **les directions N, NE et E** manifestent des évolutions qui relient la décélération du vent, aux Canaries et sur la côte mauritanienne, à **une migration du nord vers le nord-est des al.m**. La baisse de la vitesse du vent peut donc s'expliquer par la baisse de la fréquence de l'al.m naissant (direction N), caractérisé par un grand dynamisme que lui confère la force des pulsations successives des AMP intégrant l'A.A maritime (Leroux, 2000). Sur le continent, l'évolution la plus marquée du champ du vent à l'échelle annuelle, concerne la Mauritanie. Elle se traduit par une baisse importante de la fréquence de la direction nord du vent concomitante à une forte augmentation de l'*harmattan* de direction est.

La décélération moyenne annuelle observée des al.m le long de la côte maroco-mauritanienne mais notamment dans la zone des Canaries et sur la côte mauritanienne est très représentative de la tendance à la baisse de la vitesse des al.m constatée à l'échelle **mensuelle**. En effet, à l'exception du mois de mars pendant lequel la vitesse des al.m enregistre une faible tendance à la hausse dans la zone des Canaries, tous les mois de l'année se caractérisent par une tendance à la baisse de la vitesse du vent sur la côte atlantique. Cette tendance à la baisse s'accroît pendant l'été (JJA) et le début de l'automne (septembre).

Sur le continent, la saison **hivernale** se différencie aux échelles mensuelle et saisonnière, par **une tendance à la hausse de la vitesse du vent en Mauritanie**, contrairement au reste de l'année où les vents s'orientent plus vers une décélération. Il est intéressant de constater

qu'aux échelles annuelle et mensuelle, le passage de la direction nord aux directions nord-est et est, s'associe à une diminution de la vitesse du vent. Seule la saison hivernale échappe à ce scénario car cette même modification directionnelle se traduit dans l'évolution hivernale de la vitesse du vent par une accélération. Ce phénomène s'explique par la nature et la variabilité inter-saisonniers mêmes de l'*harmattan* qui se caractérise par un plus fort dynamisme et une plus grande vitesse pendant la saison hivernale.

Au Maroc, la vitesse du vent ne montre aucune tendance significative que ce soit aux échelles annuelle ou mensuelle. Sbai et al (1992) qui se sont intéressés aux régimes des vents au Maroc oriental sont arrivés à la même conclusion. Ils ont démontré que contrairement aux précipitations et aux températures qui se caractérisent par des évolutions interannuelles bien marquées, les vents en termes de direction et de vitesse ne manifestent pas de tendance significative mais seulement une grande variabilité d'une année à l'autre.

Variabilité inter-annuelle et tournant climatique des années 1970.

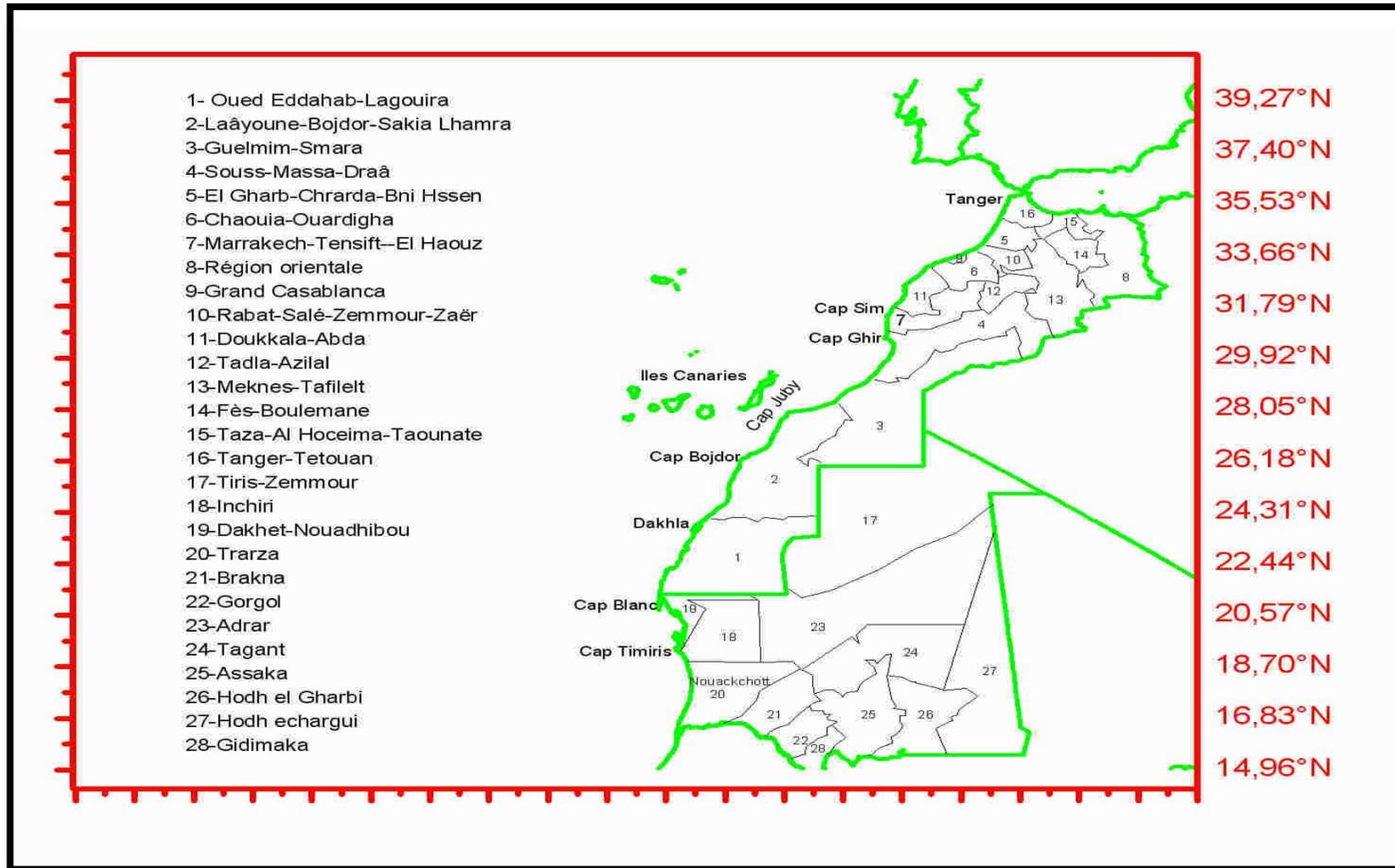
La méthode de la segmentation d'Hubert appliquée sur les données **des PNM et des vents** à 10 m a permis d'identifier une période transitoire majeure qui se situe entre les deux **décennies 1960 et 1970**.

Aussi bien à l'échelle annuelle qu'aux échelles mensuelle et saisonnière, les PNM se sont renforcées au-dessus de l'Atlantique principalement pendant les années 1970. Sur le continent, la rupture positive de la fin des années 1970 est précédée par une première rupture positive enregistrée en 1966. En plus de cette période charnière que constitue la fin des années 1960 et toute la décennie 1970, les années 1990, voire le début des années 2000 correspondent à une phase négative dans l'évolution des PNM océaniques. Une phase que nous n'avons pas observée sur le continent, ce qui explique que la tendance à la hausse des PNM y est nettement plus forte qu'au dessus de l'océan.

C'est également entre les années 1960 et les années 1970 que des ruptures de stationnarité ont marqué l'évolution de la vitesse et des directions des vents. Elles traduisent une baisse de la vitesse du vent qui affecte aussi bien les alizés maritimes que les alizés continentaux. Des changements directionnels accompagnant la décélération du vent sont également observés pendant cette période. Ils se manifestent dans une rotation de la rose des vents vers le nord-est en ce qui concerne les al.m, et vers l'est en ce qui concerne l'*harmattan*. Nous notons enfin que la saison hivernale qui se démarque des autres saisons par une tendance à la hausse de la vitesse du vent, n'a pas enregistré la même rupture de 1966 en ce qui concerne ce paramètre. Bien que les changements directionnels principaux s'y soient produits, à l'image des autres saisons, entre 1966 et les années 1970, les ruptures concernant l'augmentation de la vitesse du vent en hiver, se sont produites entre la fin des années 1970 et le milieu de la décennie 1990.

Les résultats qui concernent les changements directionnels des vents en Mauritanie vont dans le sens des constatations d'Ozer (1996), qui a conduit une étude sur les directions et la

vitesse des vents entre la Mauritanie et le Sénégal pendant la période 1951-1994. Il y souligne que plusieurs stations mauritaniennes et sénégalaises voient leurs résultantes moyennes, annuelles ou toutes saisons confondues présenter une direction plus orientale depuis les années 1970. A Nouakchott et Ziguinchor (ville située au Sud du Sénégal) par exemple, les directions ont « migré » vers l'est respectivement de 19° et 15°. Mais la méthode comparative sur laquelle s'est basée cette étude, impliquant un découpage arbitraire de la période d'étude en deux sous-périodes, explique que l'on attribue le début des changements constatés dans les directions des vents au début des années 1970. Dans la réalité, les changements principaux qui ont touché les directions des vents en impliquant un renforcement de la composante est de l'*harmattan* se sont produits plutôt à partir de 1966, année qui marque également la baisse de la vitesse du vent.



Carte dépliant 1. Découpages administratifs : Maroc – Mauritanie.

Conclusion générale

1. Rappel des objectifs principaux de la thèse : Une évolution climatique qui confirme la tendance au réchauffement mais avec des disparités régionales et un contexte dynamique complexe.

L'analyse de l'évolution des conditions thermiques de notre zone d'étude a permis de situer ces évolutions, qui varient selon les secteurs de notre zone d'étude, dans le contexte général de l'évolution des températures à l'échelle planétaire. L'analyse d'un changement climatique ne pouvant se réduire à l'étude d'un seul paramètre, quand bien même serait-il celui des températures lorsqu'on évoque un réchauffement planétaire, nous avons choisi d'analyser l'évolution d'autres paramètres météorologiques. Le choix des paramètres étudiés restent cependant intimement liés aux facteurs que conditionnent les ambiances thermiques et leurs évolutions dans la zone d'étude. Ce choix a été aussi conditionné par l'éventail disponible des données qui étaient exploitables et par des moyens dont nous disposions pour réaliser cette étude. Ainsi ont été retenues les **PNM et les vents à 10 m, afin de situer l'évolution des températures préalablement étudiée dans un contexte qui tient compte de l'évolution climatique dans les basses couches de l'atmosphère d'une manière générale, et de l'évolution de paramètres qui ont un impact sur les conditions thermiques, et enfin les TSM et l'upwelling.** Notre travail visait également à proposer des éléments d'explication à l'évolution thermique que connaît l'Afrique du nord-ouest, au sein même du système climatique à l'échelle de la zone d'étude et de sa variabilité naturelle. Les analyses statistiques se sont majoritairement fondées sur la méthode des régressions linéaires et la méthode de **segmentation d'Hubert avec pour objectifs de définir les tendances des paramètres météorologiques étudiés, et de mettre en évidence les périodes charnières** dans l'évolution climatique de l'Afrique du nord-ouest entre 1950 et 2008. Enfin, une attention particulière est accordée aux échelles temporelles en se focalisant à la fois sur les pas de temps annuel, mensuel et saisonnier dans les analyses de l'évolution et de la variabilité climatique du secteur géographique étudié.² Une évolution des conditions climatiques au Maroc et en Mauritanie qui traduit des disparités régionales et saisonnières.

2.1. A l'échelle annuelle : une tendance dominante au réchauffement et au renforcement des PNM qui coïncide avec une diminution de la fréquence de la direction nord et de la vitesse des vents.

Entre 1950-2008, **les conditions thermiques de l'air à 2 m sont marquées par une tendance à l'accroissement des températures moyennes annuelles au Maroc et au-dessus de l'Atlantique, tandis que leur évolution en Mauritanie se caractérise par une signature**

spatiale différente entre une moitié ouest qui se réchauffe et une moitié est qui enregistre une tendance à la baisse.

La tendance prédominante des TSM en 1985-2002, aussi bien au large qu'au niveau de la côte, est celle du **réchauffement** notamment au niveau des eaux océaniques mauritaniennes.

L'évolution de **l'upwelling** a été étudiée statistiquement pendant la période comprise entre 1985 et 2002 en se basant sur les données des TSM de la base Pathfinder. Dans le but de compléter la période d'étude de façon qu'elle couvre la décennie 1970 ainsi que la période comprise entre 2002 et 2008, au même titre que les autres paramètres météorologiques étudiés, nous nous sommes basée sur des travaux relatifs à la problématique de l'upwelling. Si bien que l'évolution de **l'upwelling** a été analysée et présentée selon trois périodes : **avant 1985, en 1985-2002, puis enfin ultérieurement à 2002. Entre 1964 et 1988, l'upwelling montre une intensification continue au Maroc, mais une baisse au Sahara marocain et en Mauritanie à partir des années 1970.** Ce contraste entre la côte marocaine et la côte mauritanienne caractérise aussi l'évolution de l'upwelling entre 1985 et 2002. A l'échelle annuelle, **l'évolution de l'indice thermique de l'upwelling traduit une baisse au niveau de la côte mauritanienne, alors qu'au niveau de la côte marocaine, une légère augmentation de l'intensité de l'upwelling est constatée.** De 2002 à 2007, les analyses qui ont porté sur l'upwelling et/ou sur les paramètres environnementaux spécifiques aux zones de l'upwelling (comme la chlorophylle a et le phosphate), traduisent des évolutions qui ont été favorables à une intensification de l'upwelling au nord du système canarien entre 1985 et 2007, et à son affaiblissement au sud de la latitude 31°N.

Parallèlement à la baisse de l'activité de l'upwelling qui touche plus particulièrement la côte mauritanienne, **la dynamique aérologique pendant les six dernières décennies (1950-2008) évolue dans le sens d'un affaiblissement de la vitesse des al.m, et de leur direction N,** qui est la plus favorable au déclenchement des résurgences côtières froides. Si ce constat s'applique à toute la côte maroco-mauritanienne, il est plus significatif sur la côte mauritanienne et le secteur des Canaries.

Si la baisse de la fréquence de la direction N de l'al.m profite à celle de la direction NE, les changements directionnels qui concernent **les alisés continentaux en Mauritanie, se caractérisent par une rotation du nord vers l'est.**

La baisse de la vitesse du vent et les changements dans ses dominantes directionnelles sont concomitants à **un renforcement généralisé de la pression atmosphérique.** Sur le continent, le renforcement des PNM est plus intense en Mauritanie. Sur la côte, les PNM augmentent plus sensiblement au-dessus des côtes marocaines, aussi bien méditerranéennes qu'atlantiques, que sur les côtes mauritaniennes.

2.2. En hiver : des évolutions thermiques (de l'air et de surface marine) contrastées spatialement, hausse générale des PNM et singularité hivernale qui consiste en une hausse de la vitesse des vents en Mauritanie.

Les températures de l'air en hiver (DJF) se caractérisent par un réchauffement généralisé au-dessus de l'Atlantique avec une gradation qui place les tendances au réchauffement les plus fortes au-dessus des zones côtières. A l'image de ce qui a été observé à l'échelle annuelle, sur les zones côtières, c'est au-dessus des Canaries et de la côte mauritanienne que la tendance au réchauffement est la plus nette. Ce réchauffement se confirme sur le continent et caractérise l'évolution des températures hivernales au Maroc notamment dans sa partie saharienne, alors qu'en Mauritanie, notamment en janvier on observe, comme à l'échelle annuelle, un refroidissement.

Les tendances hivernales (novembre-mai) suivies par les eaux de surface océaniques mauritaniennes, entre 1985 et 2002, montrent des similitudes avec celles des températures de l'air dans la mesure où les TSM côtiers se réchauffent d'une manière générale plus fortement qu'au large. Conjointement, l'upwelling mauritanien perd de son intensité en début de l'hiver (novembre-février), tandis qu'au niveau de la côte marocaine, son évolution est positive.

L'évolution du champ de pression atmosphérique pendant l'hiver se caractérise par une tendance générale au renforcement, notamment aux Açores. Seul le mois de décembre se distingue par une baisse des PNM au-dessus des Açores.

L'analyse de l'évolution interannuelle du champ des vents singularise la saison hivernale par une tendance à la hausse de la vitesse des vents en Mauritanie concomitante à une hausse de la fréquence de la branche est de l'harmattan. En revanche, au Maroc et sur l'ensemble de la côte maroco-mauritanienne, la vitesse des vents enregistre une tendance à la baisse. A l'image de ce qui a été observé à l'échelle annuelle, la direction nord des vents est en recul, alors que la direction nord-est est de plus en plus fréquente pour les al.m et la direction est est de plus en plus fréquente pour les al.c. Le mois de décembre n'obéit pas à ce schéma d'évolution car il enregistre une baisse des deux composantes nord et nord-est de l'al.m sur la côte marocaine.

2.3. En été : forte variabilité intra-saisonnière et spatiale des températures de l'air, affaiblissement de la dépression saharienne et baisse générale de la vitesse des vents accompagnée d'une baisse de leur direction nord.

Malgré une grande variabilité intra-saisonnière pendant l'été, on peut retenir que les tendances observées dans les champs thermiques, se caractérisent par un fort réchauffement au Maroc, plus particulièrement dans sa partie saharienne. Dans le même temps, les tendances observées dans l'est mauritanien traduisent une légère baisse notamment dans le secteur nord-est.

A la latitude des côtes mauritaniennes, **les TSM** relatives à la période 1985-2002, montrent en été une tendance au réchauffement moins marquée que celle observée en hiver. Ce constat s'applique aussi bien pour les TSM côtières que les TSM mesurées au large. Parallèlement, les TSM au large et au niveau de la côte marocaine montrent une tendance faible à la baisse. Cette baisse se traduit dans les tendances suivies par **l'upwelling** par un renforcement dans la zone côtière comprise entre 27°N et 31°N.

Les **PNM**, elles montrent des évolutions contrastées avec une légère baisse de la pression au-dessus de l'océan et une forte augmentation au-dessus du continent notamment en Mauritanie. Ce renforcement des PNM semble cohérent avec la baisse des températures constatée en Mauritanie dans le sens où cette baisse thermique pourrait être à l'origine de **l'affaiblissement de la dépression thermique saharienne** en Mauritanie. De même, **l'augmentation de la fréquence de l'Harmattan NE et E** en été, conjuguée à **la baisse de la fréquence de la direction SO** des vents (mousson), semble bien confirmer un scénario d'affaiblissement de la dépression saharienne, qui joue un rôle essentiel dans la mise en place et dans l'intensification de la mousson.

2.4. Aux saisons intermédiaires.

2.4.1. En automne : Fort réchauffement des températures de l'air et des TSM sur la côte mauritienne, associé à une nette diminution de l'intensité de l'upwelling et de la fréquence des al.m de direction nord.

La tendance de fond des températures moyennes de l'air **pendant l'automne** sur l'ensemble de la période 1950-2008 met en évidence **un réchauffement généralisé au-dessus de l'Atlantique** avec principalement deux foyers de réchauffement plus marqués qui se situent au niveau de la côte mauritienne pour le premier, et au-dessus des Canaries pour le second. Sur le continent, des schémas d'évolution différents d'un mois à l'autre font toutefois apparaître **un réchauffement sensible à la latitude du Sahara marocain et un refroidissement à celle du sud-est mauritanien**. Les **TSM relatives à la période 1985-2002**, montre une évolution en automne marquée par un net réchauffement près du littoral mauritanien et un léger refroidissement centré sur novembre près de la côte marocaine à la latitude des Canaries. Dans le même temps, **l'upwelling** est en forte régression près du littoral mauritanien, alors qu'il s'intensifie entre 27°N et 31°N.

Il est à noter, notamment pour la côte mauritienne, que le réchauffement des températures de l'air le plus prononcé de toute la saison automnale qui est observé en novembre coïncide avec une forte régression de l'upwelling et une forte augmentation des TSM côtières. Pour les conditions aérologiques, le mois de novembre constitue le seul mois de l'automne, pendant lequel **les PNM augmentent sur la totalité du domaine étudié**. Il est aussi caractérisé par une **forte baisse de la fréquence des al.m de direction N centrée sur la côte mauritienne et saharienne**.

Le recul de la fréquence de la direction N concerne également les vents sur le continent, notamment en Mauritanie. Ce recul est concomitant d'une augmentation de la fréquence des directions NE et E.

2.4.2. Durant le printemps : Fort réchauffement de l'air sur le continent et augmentation de la fréquence des al.m de direction nord sur la côte mauritanienne.

L'analyse des tendances des températures de l'air révèle une forte variabilité intra-saisonnière et spatiale tout en mettant en évidence un fort réchauffement continental. Parallèlement, sur le continent la vitesse des vents ainsi que la fréquence de leur direction nord régressent, pendant que la fréquence des directions NE et E se renforcent. Seule la côte mauritanienne connaît pendant le printemps une hausse de la fréquence des al.m de direction nord. Entre 1985 et 2002, l'analyse des tendances de l'intensité de l'upwelling révèle une légère intensification sur la côte mauritanienne au cours de la saison du printemps. Un rapprochement entre cette évolution positive de l'upwelling et l'augmentation de la fréquence des al.m en provenance du nord sur la côte mauritanienne paraîtrait légitime, tant le rôle que jouent ces alizés dans le déclenchement du phénomène de l'upwelling est essentiel. En revanche, toute corrélation statistique est difficile à établir étant donné que les séries temporelles de ces deux paramètres ne couvrent pas les mêmes périodes.

3. Caractérisation du tournant climatique des années 1970 : des changements majeurs de la moyenne y sont décelés.

L'ensemble des résultats obtenus par l'analyse des paramètres climatiques retenus permet d'avancer un premier constat. Ils confirment bien l'existence d'un tournant climatique au cours des années 1970, qui se traduit par des évolutions climatiques sensibles à l'échelle de la Mauritanie et du Maroc. Ce tournant ne se manifeste pas d'une manière homogène mais se caractérise par des disparités spatiales et temporelles.

D'une manière générale, deux dates clés ponctuent la décennie 1970 **pour l'évolution des températures de l'air**. Dans un premier temps, le début de la décennie (plus précisément entre 1968 et 1972) a été marqué par un refroidissement qui a touché plus particulièrement les températures de l'air au-dessus de l'Atlantique. Dans un second temps, la fin des années 1970 (entre 1975 et 1981) est synonyme de réchauffement des températures de l'air, à l'exception d'une tendance à la baisse qui a affecté uniquement le sud-est mauritanien.

Comme nous l'avons évoqué dans la première partie de la thèse de nombreux auteurs ont souligné l'importance des années 1970 dans **l'évolution de l'upwelling**. Les résultats obtenus confirment que sur la côte septentrionale marocaine, le cœur de **la décennie 1970 symbolise un changement de phase** entre une période 1952-1975 caractérisée par un upwelling intense, et la période qui débute après 1975, pendant laquelle l'intensité de

l'upwelling a significativement décliné. Près de la côte saharienne et mauritanienne, malgré l'absence de tendance positive, la décennie 1970 enregistre les maximums absolus de l'intensité de l'upwelling (Figure 51).

Le constat d'une rupture climatique se vérifie dans l'évolution **des PNM**. Elles se sont renforcées pendant les années 1970 sur la totalité du domaine étudié. Conjointement, des ruptures de stationnarité ont marqué **l'évolution des vents** entre les années 1960 et les années 1970. **Elles traduisent une baisse de la vitesse du vent** qui a touché aussi bien les alizés maritimes que les alizés continentaux. Des modulations directionnelles accompagnant la décélération du vent sont également observées pendant cette période. Elles se manifestent dans **une rotation sur la rose des vents vers le nord-est en ce qui concerne les al.m, et vers l'est en ce qui concerne l'harmattan**.

4. Les années 1990 : une seconde rupture climatique ?

L'utilisation de la méthode de segmentation d'Hubert en comparaison avec d'autres tests de stationnarité, offre la possibilité d'obtenir plusieurs dates de ruptures au sein de la même série chronologique. En plus du tournant climatique des années 1970, les résultats obtenus mettent en évidence une seconde décennie marquée par des modulations importantes qui concernent plusieurs paramètres météorologiques étudiés. C'est le cas pour les conditions **thermiques**, avec deux dates qui se distinguent pendant la décennie 1990 en marquant un changement dans la moyenne. La première date concerne l'année 1991-1992 à partir de laquelle, les températures ont enregistré une baisse courte dans le temps, notamment au-dessus de l'océan. La seconde rupture est positive. Elle se situe entre 1994 et le début des années 2000 (très nettement en 1994), et se manifeste sur une plus grande étendue spatiale que la rupture négative précédente. Cette rupture positive a touché la totalité de l'aire océanique, ainsi que la Mauritanie.

Si le continent n'est pas concerné, **les PNM** ont également enregistré une rupture négative entre les années 1990 et le début des années 2000. Si la pluviométrie n'a pas fait l'objet d'analyse dans cette thèse, il est intéressant de rappeler que plusieurs auteurs observent, selon la même chronologie, une amélioration pluviométrique dans le Sahel central, oriental et occidental (Comby 2010 ; Nouaceur et al, 2013 ; Sarr 2009 et Sarr et al, 2013). Bien que cette tendance à l'amélioration ne fasse pas encore l'objet d'un consensus (L'Hôte et al, 2002 et Ozer et al, 2003), elle suscite pour nous des interrogations quant au contexte régional au sein duquel des modulations concomitantes ont touché plusieurs paramètres météorologiques à partir des années 1990.

5. une évolution climatique régionale : des similitudes mais aussi des contrastes avec les évolutions climatiques dans l'hémisphère nord et dans le monde.

Les analyses qui ont porté sur les températures de l'air ont permis de confirmer le scénario du réchauffement dans l'espace maroco-mauritanien et son proche océan, malgré l'absence d'une tendance à la hausse des températures au sud-est mauritanien. Si la tendance au réchauffement (à l'échelle annuelle) dans certains secteurs comme le nord de la Mauritanie atlantique, le Sahara et le nord-est marocains, dépasse le réchauffement annuel global, la tendance modérée à la baisse thermique au sud-est mauritanien s'inscrit dans la variabilité régionale des évolutions thermiques contemporaines. A cet égard, nous avons évoqué dans le chapitre 2 de cette thèse l'hétérogénéité qui caractérise l'évolution thermique à l'échelle du globe d'une manière générale, et à l'échelle de l'hémisphère nord plus spécifiquement. Bien que le réchauffement soit prédominant, des secteurs comme l'ouest de l'Arctique, la Sibérie orientale, la côte nord-américaine qui borde le Labrador, l'Europe du Danube ou encore la Méditerranée orientale, se caractérisent par des tendances au refroidissement (Cassou, 2004; Comby, 2009; et Homar et al, 2010).

Une évolution contrastée caractérise également l'upwelling maroco-mauritanien. Nous avons constaté une intensification du phénomène sur la côte marocaine qui contraste avec son affaiblissement en Mauritanie (tendance nuancée selon la période d'étude considérée)⁵⁹. A l'échelle du globe, les systèmes d'upwelling enregistrent une intensification des remontées froides au cours des dernières décennies (1960-2006). Seul l'upwelling du Pérou enregistre un affaiblissement (Narayan et al, 2010).

Les températures de l'air en surface, ainsi que l'upwelling dans notre espace d'étude évoluent au cours des six dernières décennies dans un contexte dynamique caractérisé par le renforcement généralisé de la pression atmosphérique associé à une évolution complexe du champ des vents. La tendance à la hausse des PNM est comparable à celle que connaît l'espace Atlantique nord. La hausse des PNM se traduit dans cet espace par une augmentation de la fréquence et de la pression des anticyclones entre 1950 et 2000 (Pommier, 2005). Cela induit un renforcement de l'A.A des Açores et de l'A.A méditerranéo-saharienne. Cassou (2004) intègre le renforcement des PNM en Afrique du Nord et en Europe dans le contexte d'une intensification du gradient du champ des PNM entre le nord et le sud de l'espace Atlantique nord, qui inclut également le creusement de la dépression d'Islande pendant la période 1960-2000⁶⁰.

Notons qu'au sein de l'hémisphère nord, le renforcement de la pression atmosphérique qui caractérise l'espace atlantique nord, contraste fortement avec une baisse des PNM dans

⁵⁹ Cf. chapitre 3, sections 2.2, 2.3 et 2.4.

⁶⁰ Ces comparaisons sont à prendre en compte à l'échelle annuelle et hivernale car les études citées ne concernent que ces deux échelles du temps.

l'espace pacifique nord. Cette baisse se traduit par des dépressions de plus en plus creuses et fréquentes et des anticyclones de plus en plus faibles et moins fréquents entre 1950 et 2001 dans le Pacifique nord-est (Graham et Diaz, 2001; Favre, 2007).

6. Les évolutions des paramètres étudiés forment un scénario cohérent.

Les résultats obtenus soulignent le caractère régional des variations climatiques observées dans l'espace composé par le Maroc, la Mauritanie et leur proche océan. Ils montrent en outre, que les tendances les plus marquées dans l'évolution des paramètres météorologiques étudiés, ont touché davantage la Mauritanie que le Maroc.

Le scénario d'évolution climatique qui se dessine au niveau de la Mauritanie semble être lié d'abord à un fort renforcement des PNM moyennes annuelles, notamment dans la partie est, voire sud-est, avec plus de 3,5 hPa de hausse entre 1950 et 2008. Dans le même temps, la vitesse du vent diminue, à l'exception de la saison hivernale qui enregistre une accélération du vent. Conjointement, la réduction de la fréquence des vents de la direction nord, est compensée par l'accroissement de celle des vents d'est, dans toute la Mauritanie. C'est dans ce contexte que les températures de l'air connaissent une tendance à la baisse sur la Mauritanie sud-orientale. La contribution à l'affirmation de ces tendances annuelles de la période novembre-février est évidente dans le refroidissement de la Mauritanie sud-orientale. L'implication de cette même période dans le renforcement du champ isobarique est aussi déterminante, malgré une plus forte augmentation pendant l'été. **Plus précisément, cette évolution thermique négative, qui s'associe à un renforcement net de l'harmattan d'est en hiver, en plus d'un affaiblissement évident de la dépression saharienne en été, indique un renforcement de l'A.A saharienne ou saharo-méditerranéenne selon les saisons qui peut trouver son explication dans un accroissement de l'activité et de la fréquence des AMP de trajectoire scandinave qui abordent l'Afrique par la Méditerranée.** Ce constat est en cohérence avec les travaux de Pommier (2005) qui affirme que le nombre des anticyclones groenlando-scandinaves, de même que leur vitesse de déplacement, augmentent de manière constante entre 1950 et 2000. Les latitudes atteintes par ces anticyclones se décalent ainsi de plus en plus vers le sud, donc vers le Sahara et la Mauritanie. On notera encore que, « *les anticyclones groenlando-scandinaves, ont enregistré une translation vers le sud des lieux d'agglutination* » (Pommier, 2005).

Inversement, le fort réchauffement observé à la latitude des Canaries, du Sahara, ainsi que de la côte mauritanienne (mais au niveau de la côte maroco-mauritanienne d'une manière générale), est tributaire de la dynamique aérologique de l'A.A des Açores.

- La tendance mensuelle majoritaire (8 mois / 12 mois) à la diminution des PNM au-dessus des Açores,
- la décélération de la vitesse des vents,

- la réduction de la fréquence des directions N et NE des al.m au niveau des Canaries, du Sahara et de la côte mauritanienne,
- et enfin, la baisse de l'intensité de l'upwelling mauritanien, sont autant d'éléments qui concordent tous, pour désigner une position plus septentrionale ou plus occidentale de l'A.A des Açores. Il y a cohérence avec les travaux qui se sont intéressés à la dynamique des anticyclones dans l'espace Atlantique nord. Ceux de Pommier (2005), notamment, montrent que les anticyclones de trajectoire américano-atlantique, dont l'emboîtement au-dessus de l'Atlantique est le facteur générateur de l'A.A des Açores, ont tendance entre 1950 et 2000 à atteindre des longitudes plus occidentales et plus méridionales, s'éloignant ainsi de la bordure nord-occidentale de l'Afrique.

7. Les limites de l'étude et des perspectives des recherches.

Comme tout travail de recherche, la valeur représentative des résultats obtenus est à relativiser par les limites des analyses.

7.1 : Celles associées à la fiabilité des données disponibles.

Sur le plan méthodologique, les Réanalyses NCEP/NCAR dont sont issues les données des PNM, des vents et des températures de l'air utilisées dans cette thèse, nécessitent plusieurs remarques en raison des discontinuités temporelles qui les caractérisent. En effet, à la fin des années 1960 et des années 1970, l'insertion massive des données satellitaires et de surface, a permis de renforcer la densité spatiale des Réanalyses, tout en augmentant leur fiabilité (Poccard, 2000 ; Favre 2007). Cependant, l'hétérogénéité des nouvelles données par rapport à celles préexistantes, a créé des discontinuités temporelles dont l'ampleur varie en fonction des régions et des paramètres pris en considération. Ces discontinuités temporelles peuvent être problématiques, notamment dans le cadre d'une étude basée sur la détection des ruptures. Il reste que, comme nous l'avons mentionné dans le premier chapitre, les paramètres sélectionnés pour mener ce travail de recherche appartiennent dans leur totalité à la catégorie A, classée comme étant la plus fiable et la plus homogène, car issue majoritairement des données d'observations (Kalnay et al, 1996). Il est encore important de noter que les ruptures détectées dans cette thèse, pendant la période comprise entre les deux décennies 1960 et 1970, montrent une concordance chronologique et spatiale, lorsque les évolutions respectives de chacun des paramètres étudiés sont confrontées les unes aux autres. Notons enfin que le contexte climatique régional fait de sécheresse sahélienne, de sécheresse touchant le bassin méditerranéen notamment sud, du renforcement de la pression atmosphérique au niveau de la Méditerranée..., qui marquent tous leur amorce autour des années 1970 (Leroux, 1995; Karrouk, 2003; Pommier, 2005; Giorgi et Lionelli, 2008; et Ruffault et al, 2013), renforce l'hypothèse d'une rupture climatique réelle et non due à un artefact des données.

Cependant une analyse comparative des résultats obtenus ici avec ceux qui pourraient être issus des données stationnelles, dans la mesure de leurs disponibilités, serait très instructive. Cette étape s'inscrit tout naturellement dans nos perspectives de recherches à l'issu de cette thèse.

-En lien toujours avec la qualité des données mobilisables, il serait intéressant tant pour les Réanalyses que pour les données Pathfinder des TSM, de disposer d'une résolution spatiale plus fine qui permettrait d'affiner les analyses.

7.2. Celles associées à la nécessité de préciser l'analyse des causes de ces évolutions dont notamment celles associés à l'étude de la dynamique atmosphérique à différentes échelles.

Le thème de recherche porte sur l'évolution climatique d'une zone influencée par la circulation atmosphérique des deux hémisphères, il sera donc nécessaire d'élargir les recherches en incluant l'analyse de l'évolution les conditions dynamiques de l'hémisphère sud (notamment pour mieux comprendre l'évolution de la dynamique aérologique de la zone, dont en particulier celle de la mousson conditionnée par la déclivité barométrique trans-équatoriale).

Dans le cadre de cette thèse, seul le niveau de surface est pris en compte. Si les objectifs de cette thèse permettaient de s'en satisfaire, il est désormais nécessaire de compléter cette étude en portant un intérêt particulier à la circulation et à la dynamique des flux en altitude.

Enfin, les conclusions de cette étude sont de nature à nourrir le débat sur la dynamique des masses d'air dans l'ensemble de l'espace Atlantique nord. Une de ces conclusions désigne un accroissement de l'activité anticyclonique des AMP de trajectoire greenlando-scandinave, qui a contribué au renforcement de la pression au niveau de l'A.A saharienne / saharo-méditerranéenne. Conjointement, les analyses qui ont porté sur la dynamique aérologique tributaire de l'A.A des Açores indiquent que cette dernière montre un décalage vers l'ouest, expliquant la baisse de l'activité des al.m aux abords de la côte atlantique maroco-mauritanienne. Ce décalage vers l'ouest serait lié à des trajectoires de plus en plus occidentales des AMP de trajectoire américano-atlantique (pommier, 2005). Ces deux évolutions qui concernent des entités anticycloniques aussi déterminantes dans la dynamique aérologique, de part et d'autre de la façade nord-ouest africaine, méritent d'être approfondies et d'être resituées dans une analyse qui tient compte des hautes couches de l'atmosphère et des autres modèles d'analyse de la dynamique atmosphérique.

Bibliographie

- Agoumi A et Orbi A., 1992** - Evolution météorologique et upwelling le long de la côte atlantique marocaine. Hydroécol. Appl, tome 4, vol 2, pp.149-158.
- Agoumi A et Debbarh A., 2005** - Ressources en eau et bassins versants du Maroc : 50 ans de développement (1955-2005). Centre National de documentation du Maroc, Service Développement Economique et Social, 62 p.
- ALAIN C., 1970 (a)** - Observations hydrologiques sur le Banc d'Arguin en décembre 1962. Rapports et procès verbaux des réunions, Vol. 159, colloque International pour l'Exploitation de la mer, Copenhague, pp. 86-89.
- ALAIN C., 1970 (b)** - Les conditions hydrologiques sur la bordure Atlantique de l'Afrique du nord-ouest. Rapports et Procès Verbaux. Explor. Mer. Pêches maritimes, Paris, vol. 159, 25p.
- Amraoui L., 2010** – Caractérisation du tournant climatique des années 1970 en Afrique du nord-ouest. IAHS Publ, Global Change : Facing Risks and Threats to water Ressources, FRIEND conference, Fès, Maroc, octobre 2010, pp. 513-520.
- Amraoui L., Sarr M.A., et Soto D., 2011** - Analyse rétrospective de l'évolution climatique récente en Afrique du nord-ouest. Physio-Géo (en ligne), Vol. 5, 2011.
- Arbogast Ph et Joly A., 1998** - Identification des précurseurs d'une cyclogenèse. Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Séries IIA-Earth et Planetary Science, vol. 326-4, pp. 227-230.
- Aristegui J., Alvarez-Salgado X., Barton E., Figueiras S., Hernandez-Leon F.G., Roy C., et Santos A., 2004** - Oceanography and fisheries of the canary current / iberian region of the eastern north atlantic. In Robinson A et Brink K (Eds.), John Wiley and Sons, Inc, The Sea, vol. 14, pp. 877-931.
- Arístegui J., Barton E.D., Álvarez-Salgado X.A., et Santos A.M.P., 2009** - Sub-regional ecosystem variability in the Canary Current upwelling. Prog Oceanogr, vol. 83, pp. 33-48.
- Atillah A., 1993** - Les influences maritimes sur le climat du Maroc central : Une analyse par télédétection spatiale. Thèse de Doctorat, Université Rennes II, France, octobre 1993, 496 p.
- Atillah A., 1997** - Suivi par télédétection spatiale des effets marins sur la variation des températures des côtes atlantiques centrales du Maroc. Aspects de la variabilité du climat marocain, Publications de la faculté des lettres, Rabat, pp. 111-134.
- Auzias D., 2008** - Le petit futé : La Mauritanie. Nouvelles édition de l'Université, édition 3, 187 p.
- Bakun A., 1990** - Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. Science, vol. 247, pp. 198-201.
- Barbier E., 2004** – La dynamique du temps et du climat en Amérique Centrale. Thèse, Université Jean Moulin - Lyon III, 2 tomes, 544 p.
- Bart F., Bouquet C., Bruneau J-C., Calas B., Charlery De La Masseliere, B. Côte M., Mainet G., Mainet-Valleix H., Peyrot B., Salomon J.N., et Uwizeyimana L., 2003** - L'Afrique, continent pluriel. Ed.SEDES/CNED, 205 p.

- Barton E.D., Huyer A., et Smith R.L., 1977** - Temporal variation observEd. in the hydrographic regime near Cabo Corveiro in the Northwest African upwelling region, February to April 1974. *Deep-Sea Res*, vol. 24, pp. 7-23.
- Barton E.D., Arístegui J., Tett P., Cantón M., García-Braun M., Hernández-Leon S., Nykjaer L., Almeida J., Almunia J., Ballesteros S., Basterretxea G., Escánez J., García-Weill L., Hernández-Guerra A., López-Laatzén F., Molina R., Montero M.F., Navarro-Pérez E., Rodríguez J.M., van Lenning K., Vélez H., et Wild K., 1998** - The transition zone of the Canary Current upwelling region, *Progress in Oceanography* , vol. 41, pp. 455 - 504
- Barton E.D., Arístegui J., et Tett P., 2004** - Variability in the Canary Islands area of filament-eddy exchanges. *Prog. Oceanogr*, vol. 62, pp. 71–94.
- Beltrando G., 2010** - Les géographes climatologues français et le changement climatique aux échelles régionales. *Echo-Géo* (En ligne), Sur le vif 2010, mise en ligne le 12 avril 2010.
- Benali A., 2006** - Aménagement étatique, gestion sociale de l'eau et dynamiques institutionnelles dans la PMH au Maroc : réflexions à partir du cas du Ghiss. Thèse des Sciences Economiques, Université catholique de Louvain, 507 p.
- Ben Brahim Y., 1997** - Le système climatique du Sahara marocain côtier. Aspects de la variabilité du climat marocain, Publications de la faculté des lettres et des sciences humaines de Rabat (Maroc), série n° 63, pp 39-48.
- Benzakour F., Gaadi D., et Queffelec A., 2000** - Le français au Maroc : lexique et contacts de langues. Ed. Duculot, 170 p.
- Berger A., 1992** - Le climat de la Terre : un passé pour quel avenir. Ed. Boeck Université, 479 p.
- Berrit G.R., 1973** - Recherches hydro-climatiques dans les régions côtières de l'Atlantique tropical oriental : Etat des connaissances et perspectives. *Bull. Mus.* Vol. 148, pp. 85-99.
- Bethoux J-P., Gentili B., et Raunet J., 1990** - Warming trend in the western Mediterranean deep water, *Nature*, vol. 347, pp. 660-662.
- Bielli S., Douville H., et Pohl B., 2010** – Understanding the west african monsoon variability and its remote effects : an illustration of the grid point nudging methodology. *Clim.Dyn*, vol. 35, pp. 159-174.
- Binet D., 1988** - Rôle possible d'une intensification des Alizés sur le changement de répartition des sardines et sardinelles le long de la côte ouest africaine. *Aquatic Living Ressources.*, 1988-1, pp. 115-132.
- Binet D., 1991** - Dynamique du plancton dans les eaux côtières ouest-africaines : écosystèmes équilibrés et déséquilibrés. In : Curry PH et Roy C., - Pêcheries ouest africaines : variabilité, instabilité et changement. Paris, ORSTOM, groupes de travail, Dakar, Casablanca (Sénégal ; Maroc), pp. 117-136.
- Bjerknes V., Bjerknes J., Solberg H., et Bergeron T., 1934** - Hydrodynamique physique avec applications à la météorologie dynamique. P.U.F., Paris, 587 p.
- Boely T et Fréon P., 1979** - Les ressources pélagiques côtières. In : Les ressources halieutiques de l'Atlantique centre-est. 1^{re} partie : les ressources du golfe de Guinée, de l'Angola à la Mauritanie. J. P. Troadec, S. Garcia Ed., FAO Doc. tech., 186, 167 p.
- Boulanger R., 1969** - Les guides bleu : Maroc. Ed. Hachette, 388 p.
- Bowman M et Esaias W., 1978** - Oceanic fronts in coastal processes. *Encyclopedie Proceedings of a Workshop Held at Marine Sciences Research Center*, 113 p.

- Bracco A., Kucharski F., Kallummal R., et Molteni F., 2004** - Internal variability, external forcing and climate trends in multi-decadal AGCM ensembles, *Clim.Dyn*, vol. 23, pp. 659-678.
- Brönnimann S., Ewen T., Luterbacher J., Diaz H.F., Stolarski R.S., et Neu U., 2007** – A focus on climate during past 100 years. Climate variability and extremes during the past 100 years, *Advances in global change researches*, vol. 33, pp. 1-25.
- Bryan K., 1962** - Measurements of meridional heat-transport by ocean currents. *J. Geophys. Res*, 67, (9), pp. 3403-3414.
- Buishand T.A., 1982** - Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *Journal of Hydrology*, vol. 50, pp. 11-27.
- Cadoret I., Benjamin C., Tanguy S., Martin F., Herrard N., 2004** – Econométrie appliquée : Méthodes, applications et corrigés. Eds de Boeck Université, 451 p.
- Carbonnel J.P., Mihnevski N., et Hubert P., 1994** - L'évolution récente de la pluviométrie dans le massif de Rila. *Bull. de l'Observatoire de la montagne de Moussala, Sofia (Bulgarie)* 2, pp. 52-58.
- Caroli E., 1999** – Analyse numérique de la morphologie des marges continentales et implication de l'évolution du niveau marin sur l'immersion des plates formes continentales est-africaines. Ecole Normale Supérieure de Lyon.
- Cassou C., 2004** – Du changement climatique aux régimes de temps : L'oscillation nord-atlantique. *La Météorologie*, N°. 45, pp. 21-32.
- Castelao R et Barth J., 2006** - The relative importance of wind strength and along-shelf bathymetric variations on the separation of a coastal upwelling jet. *J.Phys. Oceanogr*, vol. 36, pp. 412–425.
- Chaouche K., Neppel L., Dieulin C., Pujol N., Ladouche B., Martin E., Salas D., et Caballero Y., 2010** - Analyses of precipitation, temperature and evapotranspiration in a french mediterranean region in the context of climate change, *C R Geosci* 342-3, pp. 234–243.
- Cluis D., 1998** - Analysis of long runoff series of selected rivers of the Asia-Pacific region in relation with climate change and El Niño effects. Report no. 21, GRDC-Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz, Germany.
- Comby J., 1991** – La vague de froid de la deuxième semaine de février 1991 sur l'Europe. *Publ. Ass. Intern. de Climat., Coll. de Fribourg (Suisse)*, vol. 4, pp. 179-186.
- Comby J., 1992** - L'agglutination anticyclonique en saison hivernale : l'exemple de l'hiver 1991/1992. *Publ. Ass. Intern. de Climat., Coll. de Dijon (France)*, vol. 5, pp. 403-413.
- Comby J., 1998** – Les paroxysmes pluviométriques dans le couloir Rhodanien. Thèse de Géographie et Aménagement, Université Jean Moulin Lyon 3, 668 p.
- Comby J., 2009** – Les changements climatiques récents : alternatives aux explications d'un réchauffement planétaire d'origine anthropique. Actes de la Conférence internationale, Les conséquences géostratégiques du réchauffement climatique, Collège Interarmées de Défense, Ecole militaire, amphithéâtre Foch de l'École militaire, Panthéon, in *Les Conséquences géostratégiques du réchauffement climatique, Les cahiers de Mars*, N° 200, Edit CID, pp 42-48.
- Comby J., 2010** – Les problèmes d'échelles dans l'évaluation de la distribution spatiale et temporelle des précipitations de fortes intensités. Chapitre de l'ouvrage *Risques et*

- territoires : interroger et comprendre la dimension locale de quelques risques contemporains, dirigé par Coanus T., Comby J., Duchêne F., et Martinais E., pp. 299-311.
- Conand F., 1977** - Œufs et larves de la sardinelle ronde (*Sardiliella aurita*) au Sénégal : distribution, croissance, mortalité, variations d'abondance de 1971 à 1976. Cahiers de l'ORSTOM, série Océanographie, vol. 15, pp. 201-214.
- Creuseveau J.G., 2004** - le littoral mauritanien : l'action au-delà de la planification. Bulletin d'information du Bureau régional de l'UICN (union mondiale pour la nature) pour l'Afrique de l'ouest, N° 9, avril 2004, Zones côtières et marines, pp. 8-9.
- Cury P., et Roy C., 1987** - Migration saisonnière du thiof (*Epinephelus aeneus*) au Sénégal : influence des upwellings sénégalais et mauritanien, *Oceanologica Acta*, vol. 11, 1, pp. 25-36.
- Dai A., Trenberth K.E., et Qian T., 2004** - A global data set of Palmer Drought Severity Index for 1870–2002 : Relationship with soil moisture and effects of surface warming. *J. Hydrometeorol.*, vol. 5, pp. 1117–1130.
- Debenham F et Gossot H., 1983** – Grand Atlas Mondial, Ed N° 3., 247 p.
- Delafon Y., 2005** – La Mauritanie : bilan économique. *Jeune Afrique, L'Intelligent*. N° 2304, 6-12 mars 2005, pp. 30-52.
- Demangeot J., 1997** - La dynamique du temps et du climat : un ouvrage de dynamique climatologique. *Annales de Géographie*, 1997, vol. 106, N°. 598, pp.662-664.
- Demarcq H et Faure V., 2000** - Coastal upwelling indexes and associated indices derived from satellite SST : Application to Octopus vulgaris recruitment. *Oceanologica Acta*, vol. 23, pp. 391-408.
- Demarcq H., 2009** – Trends in primary production, sea surface temperature and wind in upwelling systems (1998-2007). *Progress in Oceanography*, vol. 83, pp. 376-385.
- De Teran M., 1963** - Quelques aspects de la géographie des Iles Canaries. *Revue de géographie de Lyon*, vol. 38-3, pp. 165-204.
- Dione O., 1996** - Evolution climatique récente et dynamique fluviale dans les hauts bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Thèse de Doctorat en Géographie – Aménagement. Université Jean Moulin Lyon 3, 421 p.
- Dobruvin B., Mahfoud M., et Dedah S., 1991** - La ZEE mauritanienne et son environnement géographique géomorphologique et hydroclimatique. *Bulletin du centre de recherches océanographiques et des pêches, Nouadhibou*, vol. 23, pp. 6-27.
- Domain F., 1985** - Carte sédimentologique du plateau continental mauritanien (entre le cap Blanc et 17°N). Ed de l'ORSTOM, collection notice explicative n° 105, 22 p.
- Drévilon M., 2002** - Interaction océan-atmosphère à l'échelle saisonnière sur la région Atlantique Nord-Europe : rôle des routes dépressionnaires et mécanismes associés sur la variabilité climatique. Thèse de Doctorat, Université Toulouse III, 185p.
- Driouech F., 2010** – Distribution des précipitations hivernales sur le Maroc dans le cadre d'un changement climatique : descente d'échelle et incertitudes. Thèse de doctorat en Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace, Institut National Polytechnique de Toulouse. 164 p.
- Durski S.M et Allen J.S., 2005** – Finite-amplitude evolution of instabilities associates with the coastal upwelling front. *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 35, pp. 1606-1628.
- Duvey M., 2005** - La Mauritanie, Ed Karthala, 316 p.

- Dyer T.G.J., 1975** - The assignment of rainfall stations into homogeneous groups : an application of principal component analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, vol. 101, pp. 1005-1013.
- El Filali H et El Ayoubi H., 2003** – Rapport sur le secteur des pêches maritimes au Maroc et la réforme pour la promotion de la croissance et l'aménagement durable. Rapport sur la pêche au Maroc, FAO, 14 p.
- El Ghadi A.V et Ballouche A, 2004** – Temps perturbé d'hiver et sécheresse sahélienne : exemple d'une station mauritanienne (Aleg, Brakna). *Norvois*, vol. 191, 2004/2, pp. 111-119.
- Ekman V.W., 1905** - On the influence of the earth's rotation on ocean-currents. *Arkiv för Matematic. Astronomi och Fysik* 2, N°.11, pp. 1-52.
- Enriquez G., et Friehe C.A., 1995** - Effets of wind stress and wind stress curl variability on coastal upwelling. *Journal of physical oceanography*, vol. 25/7, pp. 1651-1671.
- Erimesco P., 1965** – La mer et l'atmosphère des côtes marocaines. *Bulletin de l'ISPM*, N° 13, pp. 3-19.
- Esper J., Frank D., Büntgen U., Verstege A., Luterbacher J., et Xoplaki E., 2007** - Long-term drought severity variations in Morocco. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 34, L17702, doi :10.1029/2007GL030844.
- Fedorov KN., 1985** - The physical nature and structure of oceanic fronts. Springer-Verlag, Berlin, New York, London, Paris, Tokyo, 333 p.
- Evan A.T., Vimont D.J., Heidinger A.K., Kossin J.P., et Bennartz R., 2009** – The role of aerosols in the evolution of tropical north Atlantic ocean temperature anomalies. *Science*, vol. 324, mai 2009, pp. 778-781.
- Favre A., 2007** – L'activité dépressionnaire et anticyclonique hivernale des moyennes latitudes du pacifique nord 1950-2100. Thèse de doctorat en Géographie. Université de Bourgogne, 234 p.
- Fedorov K.N., 1985** - The physical nature and structure of oceanic fronts. Springer-Verlag, Berlin, New York, London, Paris, Tokyo. 333 p.
- Ferrel W., 1856** - An essay on the winds and currents of the ocean. *Nashville J. Med. \ et Surg.*, vol. 11, pp. 287-301.
- Fontaine B., 1989** – Les moussons pluvieuses dans l'espace africano-asiatique : Afrique occidentale et Inde. Thèse de doctorat d'Etat, Université de Bourgogne, 690 p.
- Fraga, F., 1974** - Distribution des masses d'eau dans l'upwelling de Mauritanie. *Tethys* 6, pp. 5-10.
- Fréon P et Stéquert B., 1979** - Note sur la présence de *Sardina pilchardus* au Sénégal : étude de la biométrie et interprétation. *Cybiuni*, série 3, pp. 65-90.
- Furnestin J., 1950** - Hydrologie côtière du Maroc et du détroit canarien. *Bulletin Scientifique du comité local d'océanographie d'étude des côtes du Maroc*. N° 6, pp. 21-32.
- Furnestin J., 1955** - Hydrologie du Maroc atlantique. *Revue des Travaux de l'institut des pêches maritimes*, Tome 23, vol. 1, pp. 1-77.
- GIEC., 2007** - Changements climatiques 2007 – Rapport de synthèse. Rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur le climat, Édit. OMM-PNUE, Genève, 108 p.
- Giorgi F et Lionelli P., 2008** – Climate change projections for the mediterranean region. *Global and Planetary Change*. Vol. 63 2/3, pp. 90-104.

- Gouriou Y., 1988** – Le milieu dans l'Atlantique tropical est. t. In Fonteneau A et Marcille J (OOs), Ressources, pêche et biologie des thonidés tropicaux de l'Atlantique centre-est. FAO, Doc. Tech. Pêches, 292, pp. 1-32.
- Graham N.E et Diaz H.F., 2001** - Evidence for intensification of North Pacific winter cyclones since 1948. Bull Amer Meteor Soc, vol. 82, pp. 1869-1992.
- Haarsma R.-J., Selten F.-M., Weber S.-L., et Kliphuis M., 2005** -Sahel rainfall variability and response to greenhouse warming. Geophysical Research Letters, vol. 32, pp. 1-4.
- Hagen E et Schemainda R., 1987** - On the annual distribution of South Atlantic Central Water (SACW) along a section off Cape Blanc, Northwest Africa. Oceanologica Acta, Special 19, pp. 61-70.
- Hastenrath S., 1991** - Clim.Dyn of the tropics. Kluwer Acad. Publ., 488 p.
- Hernandez-Guerra A-F., Machin A., Antoranz J., Cisneros-Aguirre C., Gordo A., Marrero-Diaz A., Martinez A., Ratsimandresy A., Rodriguez-Santana P., Sangra F., Lopez-Laazen G., et Pelegri J., 2002** - Temporal variability of mass transport in the Canary current. Deep-Sea Researches, vol. 49, pp. 3415-3426.
- Higgins R.W., Mo K.C., et Schubert S.D., 1996** – The moisture budget of the central United States in spring as evaluated in the NCEP/NCAR and the NASA/DAO reanalysis. Mon. Wea. Rev., vol. 124, pp. 939-963.
- Hilmi K., Larissi J., Makaoui A., et Zizah S., 2000** - Synthèse océanographique de la côte atlantique marocaine de 1994 à 1998. TD INRH, 109, 121 p.
- Hubert P., Carbonnel J.-P., et Chaouche A., 1989** - Segmentation des séries hydrométéorologiques : Application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'ouest. Journal of Hydrology, vol. 110, pp. 349-367.
- Hubert P et Carbonnel J.P., 1993** - Segmentation des séries annuelles de débits des grands fleuves africains. Bull. du Centre Inter africain d'études hydrauliques, Ouagadougou (Burkina Faso) 92, pp. 3-10.
- Hubert P., 1997** - Change points in hydrometeorological time series. In : Proc. Conf. Applications of Time Series Analysis in Astronomy and Meteorology (ed. by T. Subba Rao, M. B. Priestley & O. Lessi), pp. 399–412. Chapman et Hall, London, UK.
- Hubert P., Servat E., Paturel J.E., Kouame B., Bendjoudi H., Carbonel J.P., et Lubes-Niel H., 1998** – La procédure de segmentation, dix ans après. Conférence Water Ressources Variability in Africa during the XXth century. Abidjan, Côte d'Ivoire, novembre 1998. IAHS Publ, N° 252.
- Hubert P., Bader J.C., et Bendjoudi H., 2007** – Un siècle de débits annuels du fleuve Sénégal. Hydrological Sciences Journal, vol. 52/1, pp. 68-73.
- Hufty A., 2001** - Introduction à la climatologie, De Boeck Université, 539 p.
- Huntsman S.A et Barber R.T., 1977** - Primary production off northwest Africa : the relationship to wind and nutrient conditions. Deep-Sea Res, Vol. 24, pp. 25 – 33.
- Jaadi E-B., 1981** - Les environnements sédimentaires actuels et pléistocènes du plateau continental atlantique marocain, entre Larâache et Agadir. Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux1, 189 p.
- Jacques J et Tréguer P., 1986** - Écosystèmes pélagiques marins. Masson, Paris, 249 p.

- Janicot S., Mounier F., Hall N.M.J., Leroux S., Sultan B., et Kiladis G.N., 2009** – Dynamics of the west African Monsoon. Part IV : Analysis of 25-90-Day Variability of Convection and the Role of the Indian Monsoon. *J. Clim.*, vol. 22(6), pp. 1541–1565.
- Joly A., 1995** - Le front polaire, un concept dépassé. *La Recherche*, vol. 26-273, pp. 128-135.
- Jones P.G.W et Folkar A.R., 1970** - Chemical oceanographic observations of the coast of north west Africa, with special reference to the processus of upwelling. *Rapp. Proc. Ver. Des Réuniones*, vol.159. Colloque internationale pour l'Exploitation de la mer, Copenhague, p. 38-60.
- Kalnay E., Kamamitsu 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.M.K., Ropelewski C., Wang J., Leetma A., Reynolds R., Jenne R. et Joseph D., 1996** - The NCEP-NCAR 40-years Reanalysis project. *Bull. Am. Met. Soc.* Vol. 77-3, pp. 437-471.
- Kanamitsu M., 1989** – Description of the NMC global data assimilation and forecast system. *Weather and Forecasting*, vol. 4-3, pp. 335-342.
- Karrouk M.S., 2003** - Dynamique des climats du Maroc. Thèse de doctorat d'état. Université Ben M'Sick - Casablanca (Maroc), 332 p.
- Kebaili-Bargaoui Z., 1990** - Modélisation stochastique des sécheresses annuelles pluriannuelles. Thèse de doctorat d'état, Faculté des Sciences de Tunis, Tunis (Tunisie).
- Khattabi A., 2010** – L'adaptation aux changements climatiques-expérience du projet ACCMA sur le littoral méditerranéen oriental marocain. Actes du Colloque International sur les Changements Climatiques et Environnement, 20-21 mai, 2010. Rabat (Maroc), pp. 33-34.
- Khodja H et Lubes H., 1996** – Recherche d'une rupture en moyenne dans un modèle multilinéaire gaussien, application à une analyse spatio-temporelle de données pluviométriques en Afrique de l'ouest. XIIème journées hydrologiques de l'ORSTOM, Montpellier, 10-11 octobre 1996.
- Kingumbi A., Bargaoui Z., et Hubert P., 2005** - Investigation of the rainfall variability in central Tunisia,. *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 50 - 3, pp. 493-508.
- Knippertz P., Christoph M., et Speth P., 2003** - Long-term precipitation variability in Morocco and the link to the large-scale circulation in recent and future climates, *Meteorol Atmos Phys*, vol. 83, pp. 67–88.
- Küttel M., Xoplati E., Gallego D., Luterbacher J., Garcia Herrera R., Allan R., Barriendos M., Jones P.D., Wheeler D., et Wanner H., 2010** – The importance of ship log data : reconstructing north Atlantic European and Mediterranean sea level pressure fields back to 1750. *Clim.Dyn*, vol. 34, pp. 1115-1128.
- Lathuilière C., 2008** - Echanges côte-large et propriétés biogéochimiques dans les régions d'upwelling de bord est. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 154 p.
- Lau K-M., Shen S-S-P., Kim K.-M., et Wang H., 2006** - A multimodel study of the twentieth-century simulations of Sahel drought from the 1970s to 1990s, *J. Geophys. Res.*, 111, D07111, doi :10.1029/2005JD006281.
- Lebel T., Diedhiou A., et Laurent H., 2003** - Seasonal cycle and interannual variability of the sahelian rainfall at hydrological scales. *Journal of Geophysical Research*, vol.108, issue D8, 27 avril 2003.
- Lee A-F-S et Heghinian S-M., 1977** - A shift of the mean level in a sequence of independent normal random variables : A Bayesian approach. *Technometrics*, vol. 19-4, pp. 503-506.

- Leroux M., 1983** – Le climat de l’Afrique tropicale. Ed. H. Champion/M. Stakine, paris/ Genève, tome 1 : 636 p.
- Leroux M., 1989** - La circulation tropicale et ses conséquences climatiques. Cahiers d’Outre-Mer, vol. 42-165, pp. 5-28.
- Leroux M., 1990** - Les conditions dynamiques moyennes du climat de la France. Revue de Géographie de Lyon, vol. 65-2, pp 63-79.
- Leroux M., 1991** - la spécificité climatique des montagnes sahariennes. Revue de géographie alpine, vol. 79-1, pp. 23-42.
- Leroux M., Aubert S., Comby J., Mollica V., De Lachapelle P., et Reynaud J., 1992** – déficit pluviométrique hivernal sur la France : autopsie des agglutinations anticycloniques des hivers de 1988 à 1992. Sécheresse, N° 2, vol.3, pp. 103-113.
- Leroux M., 1993** – The mobile polar high : a new concept explaining present mechanisms of meridional air-mass and energy exchanges and global propagation of palaeoclimatic changes. Global and planetary change, 7 (1993), pp. 69-96.
- Leroux M., 1995** - La dynamique de la grande sécheresse sahélienne. Revue de Géographie de Lyon, vol. 70, n° 70-3, pp 223-232.
- Leroux M., 1996** – Commentaire sur « Débat sur le front polaire » de J.J Thillet et A. Joly, de décembre 1995. in La Météorologie, 12, 58-67. La Météorologie, 16, 49-52.
- Leroux M., 2000** – La dynamique du temps et du climat. Masson Sciences, Dunod Ed, 366 p.
- Leroux M., 2002** - The meteorology and climate of tropical Africa. Springer Verlag, 548 p.
- Leroux M., 2006** - Meridional exchanges drive the climate changes. International seminar Meeting at KTH, Stockholm, global warming-scientific controverses in climate variability, 11-12 septembre 2006.
- Leroux M., 2007** - Les échanges méridiens commandent les changements climatiques. Séminaire de Travail : Evolution du Climat, Académie des Sciences, Paris.
- Le Saos J-P et Talarmin J., 1976** - Campagne CINECA IV (Juillet-Août 1973) Hydrologie et courantologie au large des côtes du Maroc. Université de Bretagne Occidentale, Laboratoire d’Océanographie Physique, 77p.
- Letelier J., Pizzaro O., Nuñez S., et Arcos D., 2004** – Spatial and temporal variability of thermal fronts off central Chile (33-40 S). Gayana 68-2, pp. 358-362.
- Le Treut H., 2010** - Modèles climatiques : certitudes, incertitudes et impacts locaux. Actes du 23ième colloque de l’AIC, Risques et changement climatique, Rennes, pp 7-10.
- L’Hôte T., Mahé G., Somé B., et Triboulet J. P., 2002** - Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues, Hydrol. Sci. J, vol. 47-4, pp. 563–572.
- Merle J., 2006** - Océan et climat. Ed IRD. 222 p.
- Meddi M et Hubert P., 2003** - Impact de la modification du régime pluviométrique sur les ressources en eau du nord-ouest de l’Algérie. Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions (ed. by E. Servat, W. Najem, C. Leduc et A. Shakeel), pp. 229-235. IAHS Publ. 278. IAHS Press, Wallingford, UK.
- Messenger C., 2005** – Couplage des composantes continentale et atmosphérique du cycle de l’eau aux échelles régionale et climatique. Application à l’Afrique de l’ouest. Thèse de Doctorat, université Joseph Fourier, 243 p.
- Minster J.F., 2002** – la machine ocean. Ed. Flammarion, 298 p.

- Mittelstaedt E., 1983** - The upwelling area off Northwest Africa : A description of phenomena related to coastal upwelling. Prog. Oceanog, vol. 12, pp. 307-331.
- Mittelstaedt E., 1991** – The ocean boundary along the northwest African coast : circulation and oceanographic properties at sea surface. Progress in Oceanography, vol. 26, pp. 307-355.
- Moron V., 1992** - Variabilité spatio-temporelle des précipitations en Afrique sahélienne et guinéenne de 1933 à 1990. La Météorologie, Paris, Série VII 43/44, pp. 24–30.
- Moujane A., Chagdali M., Blanke B., et Mordane S., 2011** – Impact des vents sur l’upwelling au sud du Maroc ; apport du modèle ROMS forcé par les données ALADIN et QuikSCAT. Bulletin de l’institut scientifique, rabat, section Sciences de la terre, N° 33, pp. 53-64.
- Myrberg K., Andrejev O., et Lehmann A., 2010** - Dynamic features of successive upwelling events in the Baltic Sea –a numerical case study. Oceanologia, vol. 52-1, pp. 77-99.
- Narayan N., Paul A., Mulitza S., et Schulz M., 2010** – Trends in coastal upwelling intensity during the late 20th century. Ocean Science, 6, 815-823, doi :10.5194/os-6-815-2010.
- Navarro-Pérez E., et Barton E.D., 2001** - Seasonal and interannual variability of the Canary Current. Scientia Marina, vol. 65, pp. 205-213.
- Nicholson S.E., Some B., et Kone B., 2000** - An Analysis of Recent Rain Conditions in West Africa, Including the Rainy Seasons of the 1997 El Niño and the 1998 La Niña Years. J. Climate 13, pp. 2628–2640.
- Nouaceur Z., 1999** - Évolution récente des lithométéores en Mauritanie. Thèse de doctorat, Université Jean Moulin Lyon III, 503 p.
- Nouaceur Z., 2008** – Evolution des températures depuis un demi-siècle en Mauritanie. Actes de l’Association Internationale de Climatologie, Montpellier, pp. 489-496
- Nouaceur Z., 2009** – Evolution des précipitations depuis un demi-siècle en Mauritanie, Actes de l’Association Internationale de Climatologie, Cluj-Napoca (Roumanie), pp. 361-366.
- Nouaceur Z., Turki I., et Laignel B., 2013** – Changements climatiques au Sahel : des conditions plus humides et plus chaudes en Mauritanie? Sécheresse, vol. 24, pp. 85-95.
- Orbi A et Nemmaoui M., 1992** - Fluctuations des vents et variabilité de l’upwelling le long de la côte atlantique marocaine. INRH, Casablanca, Maroc. Rapport. Trav. Doc n° 75, 50 p.
- Orbi A., 2011** - Sub-Regional review of climate change and ecosystem based approach to fisheries and marine aquaculture for Mauritania and Morocco. Groupe de travail Changement climatique CCLME May 2011. Saly, Sénégal.
- Oscar Villeneuve G., 1980** – Glossaire de météorologie et de climatologie. Presses Université Laval, 645 p.
- Ould Taieb Ould Sidi M-M., 2005** - Les ressources de petits pélagiques en Mauritanie et dans la zone nord-ouest africaine : variabilité spatiale et temporelle, dynamique et diagnostic. Thèse de Doctorat, Ecole Nationale Supérieure agronomique de Rennes, 276 p.
- Ould Dedah S., 1995** – Modelling a multispecies school fishery an upwelling environment Mauritania, west Africa. Ed. Louisiana State University, 356 p.
- Ozer P., 1996** - Évolution des directions et des vitesses des vents de 1951 à 1994 sur la façade atlantique de l’Afrique de l’ouest du sud du Sénégal au nord de la Mauritanie. Publications de l’Association Internationale de Climatologie, vol. 9, p. 479-486.

- Ozer P., Michel E., Demarée G., et Vandiepenbeeck M., 2003** - Discussion of "Analysis of Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000 : the drought continues", The sahelian drought may have ended during the 1990, Hydrol. Sci. J, vol. 48-3, pp. 489 – 496.
- Pagney P., 1988** - Climat et cours d'eau en France. Ed. Masson, Paris. 248p.
- Pardo P-C., Padin X-A., Gilcoto M., Farina-Busto L., et Pérez F-F., 2011** - Evolution of upwelling systems coupled to the long-term variability in sea surface temperatures and Ekman transport. Climate Research, vol 48, pp. 231-246.
- Paturel J. E., Servat E., Kouamé B., Lubès H., Ouedraogo M., et Masson J.M., 1997** - Climatic variability in humid Africa along the Gulf of Guinea. Part 2 : An integrated regional approach. J. Hydrol. Vol. **191**, pp. 16-36.
- Pedelaborde P., 1991** - Introduction à l'étude scientifique du climat. Ed. SEDES. 352p.
- Pettitt A-N., 1979** - A non-parametric approach to the change-point problem. Applied Statistics, vol. 28/2, pp. 26-135.
- Piervitali E., Colacino M., et Conte M., 1997** – Signals of climatic change in the central-western mediterranean basin. Theor. Appl. Climatol. Vol. 58, pp. 211-219.
- Poccard I., 2000** – Etude diagnostique de nouvelles données climatiques : les réanalyses. Exemples d'application aux précipitations en Afrique tropicale. Thèse de doctorat, Université de Bourgogne, 254 p.
- Pohl B et Douville H., 2011** – Diagnosing GCM errors over west Africa using relaxation experiments. Part 1 : Summer monsoon climatology and interannual variability. Clim.Dyn, vol. 37, pp. 1293-1312.
- Pommier A., 2005** - Analyse objective de la dynamique aérologique de basses couches dans l'espace Atlantique Nord : mécanismes et évolution de 1950 à 2000. Thèse de doctorat, Université Lyon 3, 321 p.
- Rébert J.P., 1983** – Hydrologie et dynamique des eau du plateau continental sénégalais. Doc. Scient. Cet. Rech. Océanogr. Dakar-Thiaroye, 89, 99p.
- Richman M.B., 1986** - Rotation of principal component. J.Climatol, vol. 6. pp. 295-335.
- Rico J., 2005** - Vents de Méditerranée : découvrir, comprendre et anticiper. Ed Glémat, 134 p.
- Robock A., 2000** – Volcanic eruptions and climate. Rev. Geophys. Vol. 38, pp. 191-219.
- Rognon P., 2000** - Biographie d'un désert. Ed. L'Harmattan. 352 p.
- Roy C., 1989** – Fluctuations des vents et variabilité de l'upwelling devant les côtes du sénégal. Océanologica Acta, Vol. 12/4, pp. 361-369.
- Roy C., 1992** - Réponse des stocks de poissons à la dynamique des upwellings en Afrique de l'ouest : analyse et modélisation. Thèse de doctorat, Université de Brest, 146 p.
- Roy C., 1996** - Upwellings et zones de rétention. Atelier sur les ressources pélagiques côtières de l'upwelling du nord-ouest africain : suivi et prédiction. ISPM, projet FAO TCP/MOR/4556, pp. 1-9.
- Ruffault J., Martin -Saint Paul NK., Rambal S et Mouillot F., 2012** – Differential region response in drought length, intensity and timing to recent climate changes in a Mediterranean forested ecosystem, Climatic Change, DOI 10.1007/s10584-012-0559-5.
- Sambe B., 2012** - Response of epipelagic species to climate change in the Canary Current large marine ecosystem. Frontline observations on climate change and sustainability of large marine ecosystems, vol. 17, United Nations Development Programme, pp. 51-63.

- Sambou S., 2004** - Modèle statistique des hauteurs de pluies journalières en zone sahélienne : exemple du bassin amont du fleuve Sénégal. *Journal des Sciences Hydrologiques*, vol. 49-1, pp. 115-129.
- Saporta G., 1990** – Probabilités, analyse des données et statistiques. Ed. Technip, Paris, 493 p.
- Saraceno M., 2005** – Fronts et circulation de surface dans l'Atlantique sud-ouest. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie-Paris VI, 195 p.
- Sarr M.A., 2009** – Evolution récente du climat et de la végétation au Sénégal; cas du bassin versant du Ferlo. Thèse de Doctorat, Université Jean Moulin-Lyon 3, 403 p.
- Sarr M.A., Zoromé M., Seidou O., Bryant C.R et Gachon P., 2013** – Recent trends in selected extreme precipitation indices in Senegal – A changepoint approach. *Journal of Hydrology* (2013), doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.09.032>
- Sbai A., Oualit N., et Moussaoui F., 1992** – Les régimes des vents au Maroc oriental. *Méditerranée*, N° 3/4, Vol. 76, pp. 45-52.
- Schulz K., 1982** - The vertical distribution of calanoid copepods north of Cape Blanc. *Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer.*, 180, pp. 297-302.
- Sidi M.T et Diop M.S., 2004** - Modèle écotrophique du Banc d'Arguin (Mauritanie) dans la période 1988 à 1998, pp. 4-11. In : Palomares, M.L.D., Pauly, D. (eds.) *West African marine ecosystems : models and fisheries impacts*. Fisheries Centre Research Reports 12(7). Fisheries Centre, UBC, Vancouver.
- Slivitsky M et Mathier L., 1993** - Climatic changes during the 20th century on the Laurentian great lakes and their impacts on hydrological regime. *Engineering Risk and Reliability in a Changing Physical Environment* (Proc.NATO Advanced Study Institute, Deauville, France, 24 May–4 June 1993).
- Smith R.L., 1994** - The physical processes of coastal ocean upwelling system. in. *Upwelling in the ocean : Modern processes and ancient records* CP Summerhayes, Emeis K., Angel K-M., Smith R-L., et Zeitzschel B., Ed John Wiley et Sons Ltd., London, pp. 39-64.
- Snoussi M., 2009** – Impacts du changement climatique et de l'élévation du niveau de la mer sur les lagunes. Conférence publique, Congrès européen sur les lagunes côtières, comparaison nord/sud. Montpellier (France), 14-18 décembre 2009.
- Stour L et Agoumi A., 2009** - Sécheresse climatique au Maroc durant les dernières décennies, *Hydroécol. Appl*, Tome. 16, pp. 215–232.
- Sultan B., 2002** – Etude de la mise en place de la mousson en Afrique de l'ouest et de la variabilité intra-saisonnière de la convection.; application à la sensibilité des rendements agricoles. Thèse de Doctorat, Université de Paris VII, 283 p.
- Sultan B., Janicot S., et Diedhiou A., 2003** - The West African monsoon dynamics. Part 1 : Documentation of intraseasonal variability. *J. Clim* 16-21, pp. 3407-3427.
- Sverdrup H.U., 1947** – Wind-driven currents in a baroclinic ocean with application to the equatorial currents of the eastern Pacific. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.* 33/11, pp. 318–26.
- Tazi Sadek H., 2006** - Du droit de l'eau au droit à l'eau au Maroc et ailleurs. Ed. La croisée des chemins, 481 p.
- Teisson C., 1983** - Le phénomène d'upwelling le long des côtes du Sénégal, caractéristiques physiques et modélisation. *Doc. Arch. CRODT-ISRA*, 123 p.

- Tomczak M., 1978** - De l'origine et la distribution de l'eau de remontée à la surface au large de la côte nord-ouest africaine. Annales hydrographiques, n° 748, première partie, pp. 5-14.
- Thompson D.W.J., Wallace J.M., Kennedy J.J., et Jones P.D., 2010** – An abrupt drop in Northern hemisphere sea surface temperature around 1970. Nature, vol. 467, pp. 444-447.
- Toscano M-A., Casey K-S., et Shannon J., 2002** – Use of high resolution Pathfinder SST data to document coral reef bleaching. 7ème conférence internationale de Télédétection spatiale pour les environnements marins et côtiers. Miami, Floride, 20-22 mai 2002.
- Touchan R., Anchukaitis K-J., Meko D-M., Sabir M., Attalah S., et aloui A., 2011** - Spatiotemporal drought variability in north-western Africa over the last nine centuries. Clim.Dyn, vol. 37 pp. 237-252.
- Trenberth K-E., 1990** - Recent observed inter-decadal climate changes in the Northern hemisphere. American meteorological Society, vol. 71/7, pp. 988-993.
- Tufféry S., 2010** - Data mining et statistique décisionnelle : l'intelligence des données. Ed. Technip, Paris. 705 p.
- Vazquez J.K.P et Kilpatrick K., 1998** - NOAA/NASA AVHRR Oceans Pathfinder sea surface temperature data set user's reference manual, Version 4.0, JPL Technical Report, D14070, http://podaac.jpl.nasa.gov/pub/sea_surface_temperature/avhrr/pathnder/doc/usr_gde4_0.html.
- Viaut A., 1942** - La météorologie. Que sais-je? n° 89, Paris PUF, 129 p.
- Vigneau J.P., 2000** - Géoclimatologie. Ed. Ellipses Marketing. 334 p.
- Watanabe M et Nitta T., 1999** - Decadal changes in the atmospheric circulation and associated surface climate variations in the Northern Hemisphere winter. J Climate, vol. 12, pp. 494 -510.
- Winant C-D., et Dorman C-E., 2012** - Seasonal patterns of surface wind stress and heat flux over the Southern California Bight. Journal of Geophysical Research : Oceans, vol. 102-C3, pp. 5641-5653.
- Wooster W.S., Akun E.A., et Mc Lain D.R., 1976** - The seasonal upwelling cycle along the eastern boundary of North Atlantic. J. Mar. Res, vol. 2/2, pp. 131 - 141.
- Wozniak S., 1970** - Some observations on upwelling in the area of Cape Blanc. June - August 1963. Rapp. P.-v. Réunion. int. Explor. Mer, vol. 159, pp. 74-78.
- Xoplaki E., Gonzalez-Roucou J.F., Luterbacher J., et Wanner H., 2003** - Mediterranean Summer air temperature variability and its connection to the large-scale atmospheric circulation and SST s. Clim.Dyn, vol. 20, pp. 723-739.
- Zizah S et Marsac F., 2000** - North Atlantic Oscillation impact on primary productivity in the coastal moroccan upwelling. Actes du colloque international, Variabilité climatique et ressources pélagiques, Nouméa (Nouvelle Calédonie), pp. 6-24.

Rapports publiques et scientifiques

Banque mondiale, 2009 – Rapport annuel, 69 p. <http://siteresources.worldbank.org>.

GIEC., 2007 - Changements climatiques 2007 – Rapport de synthèse. Rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur le climat, Édit. OMM-PNUE, Genève, 108 p.

Liste des figures

Figure 1. Tendance linéaire des températures de l'air en surface pendant de l'hiver boréal (janvier - mars) pendant la période 1910-1945 (1.a) et la période 1950-2003 (1.b). (Brönnimann et al, 2007)	15
Figure 2. Carte des tendances linéaires du PDSI (Palmer Drought Severity Index) calculés à base des données des températures et des précipitations (1950-2002) (Dai et al, 2004).	16
Rouge (bleu) indique les zones les plus sèches (humides)	16
Figure 3. La moyenne mensuelle des TSM de février 1985-2002. (Les pixels contaminés sur cette carte figurent, notamment au large du Maroc septentrional, en noir comme le continent).....	25
Figure 4. Les dix radiales retenues pour l'étude de la dynamique des TSM et de l'upwelling côtier.	28
Figure 6. Segmentation des températures annuelles du point de grille 16,83°N/5,61°W situé en Mauritanie (1950-2008).....	32
Figure 7. Méditerranée orientale / Méditerranée occidentale.	37
Figure 8. Délimitation du domaine étudié.....	38
Figure 9. Topographie du plateau continental de la côte atlantique maroco-mauritanienne.....	44
Figure 10. Moyenne mensuelle des TSM en novembre 1986 en T°C selon les données Pathfinder.....	58
Figure 11. Courants de surface dans l'Atlantique nord-est d'après Barton et al (1998)	59
Figure 12. Evolution des températures de surface de l'Atlantique Arctique de 1954 à 2003. Évolution annuelle à gauche et hivernale -DJF- à droite. (ACIA, 2004).....	64
Figure 13. Moyenne annuelle des températures de l'air en °C selon les Réanalyses NCEP - NCAR (1950-2008)	66
Figure 14. Températures de l'air : moyennes mensuelles hivernales de la période 1950-2008.....	67
Figure 14. Températures de l'air : moyennes mensuelles printanières de la période 1950-2008.....	68
Figure 15. Températures de l'air : moyennes mensuelles estivales de la période 1950-2008.....	71
Figure 16. Températures de l'air : moyennes mensuelles automnales de la période 1950-2008.	73
Figure 17. Régimes (a) et amplitudes (b) thermiques au Maroc et en Mauritanie (1950-2008).	75
Figure 18. Tendances linéaires des températures de l'air annuelles entre 1950 et 2008.....	78
Figure 19. Spatialisation des résultats de la segmentation selon Hubert appliquée sur les moyennes annuelles des températures de l'air à 2 m (1950-2008).	79

Figure 20. Distribution spatio-temporelle des trois années les plus chaudes pendant la période 1950-2008.	83
Figure 21. Distribution spatio-temporelle des trois années les plus froides pendant la période 1950-2008.	85
Figure 22. L'évolution hivernale des températures de l'air à 2 m (1950-2008) : régressions linéaires. ...	87
Figure 23. Différence entre les moyennes des températures de surface en hiver (DJF) de la période 1980-1999 et de la période 1960-1979. (Cassou, 2004).	88
Figure 24. Spatialisation des résultats de la segmentation selon Hubert appliquée sur les moyennes mensuelles des températures de l'air en décembre (1950-2008).	90
Figure 25. Spatialisation des résultats de la segmentation selon Hubert appliquée sur les moyennes mensuelles des températures de l'air en janvier (1950-2008).	91
Figure 26. Spatialisation des résultats de la segmentation selon Hubert appliquée sur les moyennes mensuelles des températures de l'air en février (1950-2008).	92
Figure 27. L'évolution printanière des températures de l'air à 2 m (1950-2008).	93
Figure 28. Spatialisation des résultats de la segmentation selon Hubert appliquée sur les moyennes mensuelles des températures de l'air en mars (1950-2008).	96
Figure 29. Segmentation des températures de l'air en mars dans le sud mauritanien (1950-2008).	97
Figure 30. Spatialisation des résultats de la segmentation selon Hubert appliquée sur les moyennes mensuelles des températures de l'air en avril (1950-2008).	98
Figure 31. Spatialisation des résultats de la segmentation selon Hubert appliquée sur les moyennes mensuelles des températures de l'air en mai (1950-2008).	100
Figure 32. Segmentation selon Hubert de la série 1950-2008 des températures du mois de mai au niveau des canaries (29,92°N / 16,83°O)	100
Figure 33. L'évolution des températures de l'air à 2 m en été (1950-2008).	101
Figure 34. Spatialisation des résultats de la segmentation selon Hubert appliquée sur les moyennes mensuelles des températures de l'air en juin (1950-2008).	103
Figure 35. Spatialisation des résultats de la segmentation selon Hubert appliquée sur les moyennes mensuelles des températures de l'air en juillet (1950-2008)	105
Figure 36. Spatialisation des résultats de la segmentation selon Hubert appliquée sur les moyennes mensuelles des températures de l'air en août (1950-2008).	106
Figure 37. L'évolution automnale des températures de l'air à 2 m (1950-2008).	107

Figure 38. Spatialisation des résultats de la segmentation selon Hubert appliquée sur les moyennes mensuelles des températures de l'air en septembre (1950-2008).	109
Figure 39. Spatialisation des résultats de la segmentation selon Hubert appliquée sur les moyennes mensuelles des températures de l'air en octobre (1950-2008).	111
Figure 40. Spatialisation des résultats de la segmentation selon Hubert appliquée sur les moyennes mensuelles des températures de l'air en novembre (1950-2008).	112
Figure 41. Processus de l'établissement d'un upwelling côtier (http://hmf.enseeiht.fr/travaux/CD9899/travaux/optsee/hym/nome14/pa03.htm)	118
Figure 42. Moyenne des TSM de l'hiver 1994 dans la côte ouest-africaine selon des données in situ (Zizah et Marsac, 2000)	118
Figure 43. Les systèmes d'upwelling côtier dans le monde.....	119
Figure 44. Evolution de la production halieutique au Maroc entre 1990 et 2011 (Mer en chiffres)	121
Figure 45. CP1 novembre-mai : contributions des individus (pixels) en % après rotation Varimax.	125
Figure 46. CP 3 (juin) : contributions des individus (pixels) en % après rotation Varimax	126
Figure 47. CP 2 (juillet-septembre) : contributions des individus (pixels) en % après rotation Varimax	127
Figure 48. CP 4 (octobre) : contributions des individus (pixels) en % après rotation Varimax.....	128
Figure 49. Cycle saisonnier de L'ITNU en termes d'intensité et d'extension spatiale des radiales correspondants aux latitudes (1985-2002).	130
Figure 50. Evolution interannuelle de l'indice de l'upwelling de 1952 à 1988 à Essaouira (31°N) d'après Goumi et Orbi (1992)	131
Figure 51. Variabilité interannuelle (trait pointillé) de l'IUC et tendance (trait plein) de 1964 à 1988 entre 30°N et 17°N (Roy, 1992)	133
Figure 52. Régression linéaire des TSM côtières en 1985-2002.	134
Figure 53. Régression linéaire des TSM au large en 1985-2002.	135
Figure 54. Les anomalies standardisées des TSM entre 1985 et 2002 pendant la saison hivernale (novembre-mai) aux latitudes comprises entre 35°N et 27°N.	137
Figure 55. Les anomalies standardisées des TSM entre 1985 et 2002 pendant la saison hivernale (novembre-mai) aux latitudes comprises entre 25°N et 17°N.	139
Figure 56. Les anomalies standardisées des TSM entre 1985 et 2002 en été aux latitudes comprises entre 35°N et 27°N	141

Figure 57. Les anomalies standardisées des TSM entre 1985 et 2002 en été aux latitudes comprises entre 25°N et 17°N	142
Figure 58. Les anomalies standardisées des TSM entre 1985 et 2002 en juin aux latitudes comprises entre 35°N et 17°N	144
Figure 59. Les anomalies standardisées des TSM entre 1985 et 2002 en octobre aux latitudes comprises entre 35°N et 17°N	145
Figure 60. Indice thermique de l'upwelling ITNU : Régression linéaire 1985-2002.....	146
Figure 61. Moyenne hivernale (DJF) de l'ITNU à la latitude 27°N, sud du cap Juby.	148
Figure 62. Extension spatiale de L'ITNU vers le large en km par régression linéaire 1985-2002.....	150
Figure 63. Exemple de représentation graphique de champ de vent basée sur des flèches qui indiquent par leur longueur et orientation la vitesse et les directions des vents . D'après Cassou, 2004.	157
Figure 64. Moyennes hivernales des PNM de la période 1950-2008 en HPa.	159
Figure 65. Fréquences mensuelles relatives moyennes des 8 directions du vent du mois de décembre en %.....	161
Figure 66. Fréquences mensuelles relatives moyennes des 8 directions du vent du mois de janvier en %.	162
Figure 67. Fréquences mensuelles relatives moyennes des 8 directions du vent du mois de février en %.	163
Figure 68. Moyennes des PNM (1950-2008) pendant l'été en HPa.....	164
Figure 69. Fréquences mensuelles relatives moyennes des 8 directions du vent du mois de juin en %.	166
Figure 70. Fréquences mensuelles relatives moyennes des 8 directions du vent du mois de juillet en %.	167
Figure 71. Moyennes de la période 1950-2008 de la fréquence des 8 directions du vent du mois de août en %.....	168
Figure 72. Moyennes printanières des PNM (1950-2008) en HPa.	169
Figure 73. Fréquences mensuelles relatives moyennes des 8 directions du vent du mois de mars en %.	170
Figure 74. Moyennes de la période 1950-2008 de la fréquence des 8 directions du vent du mois de avril en %.....	171

Figure 75. Fréquences mensuelles relatives moyennes des 8 directions du vent du mois de mai en %.	173
Figure 76. Moyennes des PNM en automne (1950-2008) en HPa.	174
Figure 77. Fréquences mensuelles relatives moyennes des 8 directions du vent du mois de septembre en %.	175
Figure 78. Moyennes de la période 1950-2008 de la fréquence des 8 directions du vent du mois d' octobre en %.	176
Figure 79. Fréquences mensuelles relatives moyennes des 8 directions du vent du mois de novembre en %.	177
Figure 80. Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes annuelles 1950-2008.	180
Figure 81. Pente de la courbe de tendance linéaire de la fréquence des directions du vent entre 1950 et 2008.	181
Figure 82. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes annuelles des PNM entre 1950 et 2008.</i>	183
Figure 83. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes annuelles de la vitesse du vent en m/s entre 1950 et 2008.</i>	184
Figure 84. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes annuelles de la fréquence relative de la direction nord des vents en % entre 1950 et 2008.</i>	185
Figure 85. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes annuelles de la fréquence relative de la direction nord-est des vents en % entre 1950 et 2008.</i>	186
Figure 87. Segmentation selon Hubert de la série chronologique de la fréquence annuelle de la direction est du vent de la période 1950-2008 au nord du Maroc : point de grille 31,77°N/ 5,61°W.	188
Figure 88. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes annuelles de la fréquence relative de la direction est des vents en % entre 1950 et 2008.</i>	188
Figure 89. Segmentation selon Hubert de la série chronologique de la fréquence annuelle de la direction sud-ouest du vent de la période 1950-2008 en Mauritanie sahélienne : point de grille 18,70°N/ 5,61°W.	189
Figure 90. Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles hivernales des PNM en 1950-2008 en HPa.	191
Figure 91. Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles hivernales de la vitesse du vent en m/s entre 1950 et 2008.	192

Figure 92. Pente de la courbe de tendance linéaire de la fréquence hivernale des vents de direction nord en % entre 1950 et 2008.	192
Figure 93. Pente de la courbe de tendance linéaire de la fréquence en hiver des vents de direction nord-est en % entre 1950 et 2008.	193
Figure 94. Pente de la courbe de tendance linéaire de la fréquence hivernale des vents de direction est en % entre 1950 et 2008.	194
Figure 95. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles des PNM en HPa en décembre</i> entre 1950 et 2008.	195
Figure 96. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles des PNM en HPa en janvier</i> entre 1950 et 2008.	196
Figure 97. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles des PNM en HPa en février</i> entre 1950 et 2008.	197
Figure 98. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la vitesse du vent en m/s en décembre</i> entre 1950 et 2008.	198
Figure 99. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction nord du vent en % en décembre</i> entre 1950 et 2008.	199
Figure 100. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction nord-est du vent en % en décembre</i> entre 1950 et 2008.	200
Figure 101. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la vitesse du vent en m/s en janvier pendant la période 1950-2008</i>	201
Figure 102. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la vitesse du vent en m/s en février pendant la période 1950-2008</i>	202
Figure 103. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction nord du vent en % en janvier</i> entre 1950 et 2008.	203
Figure 104. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction nord du vent en % en février</i> entre 1950 et 2008.	203
Figure 105. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction nord-est du vent en % en janvier</i> entre 1950 et 2008.	204

Figure 106. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction nord-est du vent en % en février entre 1950 et 2008.</i>	205
Figure 107. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction est du vent en % en décembre entre 1950 et 2008.</i>	207
Figure 108. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction est du vent en % en janvier entre 1950 et 2008.</i>	208
Figure 109. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction est du vent en % en février entre 1950 et 2008.</i>	209
Figure 110. <i>Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles estivales des PNM en 1950-2008 en HPa.</i>	210
Figure 111. <i>Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles de la vitesse du vent en été en m/s pendant la période 1950-2008.</i>	211
Figure 112. <i>Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles d'été de la fréquence relative de la direction N du vent en % en 1950-2008.</i>	212
Figure 113. <i>Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles d'été de la fréquence relative de la direction NE du vent en % en 1950-2008.</i>	212
Figure 114. <i>Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles d'été de la fréquence relative de la direction E du vent en % en 1950-2008.</i>	212
Figure 115. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles des PNM en HPa en août entre 1950 et 2008.</i>	213
Figure 116. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles des PNM en HPa en juin entre 1950 et 2008.</i>	214
Figure 117. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles des PNM en HPa en juillet entre 1950 et 2008.</i>	215
Figure 118. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la vitesse du vent en juin en m/s entre 1950 et 2008.</i>	216
Figure 119. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la vitesse du vent en m/s en juillet entre 1950 et 2008.</i>	217
Figure 120. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la vitesse du vent en août en m/s entre 1950 et 2008.</i>	218

Figure 121. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction N en juin en % entre 1950 et 2008.</i>	219
Figure 122. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction SO en août en % entre 1950 et 2008.</i>	220
Figure 123. <i>Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles des PNM au printemps en 1950-2008 en HPa.</i>	222
Figure 124. <i>Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles de la vitesse du vent au printemps en m/s pendant la période 1950-2008.</i>	223
Figure 125. <i>Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles du printemps de la fréquence des vents de direction N en % pendant la période 1950-2008.</i>	224
Figure 126. <i>Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles au printemps de la fréquence des vents de direction NE en % pendant la période 1950-2008.</i>	224
Figure 127. <i>Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles au printemps de la fréquence des vents de direction E en % pendant la période 1950-2008.</i>	225
Figure 129. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles des PNM en avril en HPa entre 1950 et 2008.</i>	226
Figure 128. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles des PNM en mars en HPa entre 1950 et 2008.</i>	226
Figure 130. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles des PNM en mai en HPa entre 1950 et 2008.</i>	227
Figure 131. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la vitesse du vent en mars en m/s entre 1950 et 2008.</i>	228
Figure 132. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la vitesse du vent en avril en m/s entre 1950 et 2008.</i>	229
Figure 133. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la vitesse du vent en mai en m/s entre 1950 et 2008.</i>	230
Figure 134. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence de la direction N du vent en % en mars entre 1950 et 2008.</i>	231
Figure 135. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence de la direction NE du vent en % en mars entre 1950 et 2008.</i>	232
Figure 136. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence de la direction N du vent en % en avril entre 1950 et 2008.</i>	233

Figure 137. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence de la direction NE du vent en % en avril entre 1950 et 2008.	233
Figure 138. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence de la direction N du vent en % en mai entre 1950 et 2008.	234
Figure 139. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence de la direction NE du vent en % en mai entre 1950 et 2008.</i>	234
Figure 140. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence de la direction E du vent en % en mars entre 1950 et 2008.</i>	237
Figure 141. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence de la direction E du vent en % en avril entre 1950 et 2008.	238
Figure 142. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence de la direction E du vent en % en mai entre 1950 et 2008.	239
Figure 143. Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles des PNM en automne pendant la période 1950-2008 en hPa.	240
Figure 144. Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles automnales de la vitesse du vent en m/s en 1950-2008 en hPa.	241
Figure 145. Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles automnales de la fréquence relative de la direction N du vent en % en 1950-2008 en hPa.	242
Figure 146. Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles automnales de la fréquence relative de la direction NE du vent en % en 1950-2008 en hPa.	243
Figure 147. Pente de la courbe de régression linéaire des moyennes mensuelles automnales de la fréquence relative de la direction E du vent en % en 1950-2008 en %.	243
Figure 148. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles des PNM en septembre en hPa entre 1950 et 2008.</i>	244
Figure 149. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles des PNM en octobre en hPa entre 1950 et 2008.</i>	245
Figure 150. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles des PNM en novembre en hPa entre 1950 et 2008.</i>	246
Figure 151. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la vitesse du vent en septembre en m/s entre 1950 et 2008.</i>	247
Figure 152. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la vitesse du vent en octobre en m/s entre 1950 et 2008.</i>	248

Figure 153. <i>Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la vitesse du vent en novembre en m/s entre 1950 et 2008.</i>	249
Figure 154. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction N du vent en septembre en % entre 1950 et 2008.	250
Figure 155. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction NE du vent en septembre en % entre 1950 et 2008.	251
Figure 156. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction N du vent en octobre en % entre 1950 et 2008... ..	252
Figure 157. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction NE du vent en octobre en % entre 1950 et 2008.	253
Figure 158. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction N du vent en novembre en % entre 1950 et 2008.	254
Figure 159. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction NE du vent en novembre en % entre 1950 et 2008.	255
Figure 160. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction E du vent en septembre en % entre 1950 et 2008.	257
Figure 161. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction E du vent en octobre en % entre 1950 et 2008.	258
Figure 162. Spatialisation des résultats de la segmentation d'HUBERT appliquée aux moyennes mensuelles de la fréquence relative de la direction E du vent en novembre en % entre 1950 et 2008.	259
Carte dépliant 1. Découpages administratifs : Maroc – Mauritanie.	265

Liste des tableaux

Tableau 1. La classification des vents en 8 directions.....	26
Tableau 2. Le taux de corrélation de chaque variable (mois) avec chacune des composantes principales retenues.....	125
Tableau 3. Latitudes moyennes des 6 zones d'upwelling considérées (Roy, 1992).....	132

Introduction Générale.....	13
Chapitre 1. Outils d’analyse et cadres géographique et atmosphérique.....	21
1. Outils d’analyses.....	22
1.1. Les Réanalyses et les données Pathfinder : une alternative aux données stationnelles.....	22
1.1.1. Les données NCEP/NCAR (Réanalyses 1) : pour l’analyse des températures de l’air, des pressions atmosphériques, et des vents.....	22
1.1.2. Les données Pathfinder pour l’analyse des Températures de Surface Marine (TSM). ...	24
1.2. Les traitements préliminaires des données et les méthodes statistiques utilisées.....	25
1.2.1. La préparation des données NCEP-NCAR : classification des vents en 8 directions.	25
1.2.2. La préparation des données Pathfinder : interpolation linéaire pour remplacer les données manquantes.....	27
1.2.3. Deux méthodes statistiques principales appliquées aux données NCEP-NCAR : les régressions linéaires et la segmentation d’Hubert.....	29
1.2.3.1. Les régressions linéaires.....	29
1.2.3.2. La segmentation d’Hubert : possibilité de déceler des changements multiples de moyenne dans une même série chronologique.....	29
1.2.4. Méthodes statistiques appliquées aux données PATHFINDER.....	32
1.2.4.1. Analyse en Composantes Principales avec rotation Varimax : détermination de la saisonnalité des TSM et de l’upwelling.....	32
1.2.4.2. Les régressions linéaires appliquées sur les TSM côtières et les TSM au large.....	33
1.2.4.3. Les anomalies standardisées : lisser le gradient thermique latitudinal pour faciliter la comparaison des années entre elles.....	33
1.2.4.4. Etablissement d’un indice de l’upwelling (ITNU).....	34
1.2.4.5. Coefficient de corrélation pour montrer la nature des relations entre l’intensité de l’upwelling et son extension vers le large.....	35
2. Le cadre géographique : interférence des échelles spatiales.....	36
2.1. Rappel des composantes régionales du domaine d’étude.....	36
2.1.1. La Méditerranée au Nord du Maroc.....	36

2.1.2. L’Océan Atlantique : la limite ouest du Maroc et de la Mauritanie	37
2.1.3. Le Sahara, le plus vaste désert chaud au monde.....	39
2.1.4. Le fleuve Sénégal : une frontière naturelle entre la Mauritanie et le Sénégal.	40
2.2. Les composantes géographiques locales : hautes montagnes marocaines et platitude du relief mauritanien.....	40
2.2.1. Le massif rifain domine l’ouverture du Maroc sur la Méditerranée.....	41
2.2.2. Le massif de l’Atlas est à l’origine d’une dissymétrie climatique est / ouest.....	41
2.2.3. La configuration hétérogène de la côte atlantique : un facteur qui conditionne la réponse de chaque zone côtière aux conditions aériennes et hydrologiques.	42
2.2.4. La topographie du plateau continental : facteur déterminant dans un système d’upwelling côtier.....	43
3. Le cadre théorique de l’approche climatique : débat sur le rôle des phénomènes de basses couches et forte influence océanique sur le climat de l’Afrique du nord-ouest.	45
3.1. La circulation atmosphérique générale : un débat pas tout à fait clos.	45
3.1.1. Rappel rapide des principaux modèles et théories d’analyse climatique.	45
3.1.1.1. Perturbation norvégienne et Front Polaire.....	45
3.1.1.2. Le modèle cellulaire	46
3.1.1.3. L’école cinématique	47
3.1.2. L’importance des phénomènes des basses couches.....	47
3.1.2.1. Le modèle AMP	48
3.2. La dynamique aérologique qui régit le ou les climats du Maroc et de la Mauritanie.....	49
3.2.1. Les éléments principaux de la circulation générale dans les basses couches de l’espace maroco-mauritanien.....	50
3.2.1.1. Les Agglutinations Anticycloniques.	50
3.2.1.2. Les flux de surface.	53
Les circulations d’alizés.	53
La circulation de Mousson.	54
3.3. La circulation océanique de surface et interactions avec la basse atmosphère.....	55

3.3.1. L'influence climatique de l'océan sur les régions côtières.....	55
3.3.2. Eaux océaniques maroco-mauritaniennes : circulation, caractéristiques des masses d'eau, et fronts.....	56
3.3.2.1. La circulation.....	56
3.3.2.2. Caractéristiques des masses d'eau.....	57
3.3.2.3. Les courants de surface.	58
3.3.2.4 L'upwelling côtier.	59
3.3.2.5. Les fronts.....	60
Conclusion du chapitre.....	61
Chapitre 2. Les températures de l'air en 1950-2008 : une tendance générale au réchauffement avec des contrastes régionaux et un tournant majeur pendant les années 1970.....	63
1. Analyse de l'état moyen des températures de l'air 1950-2008 : contrastes spatiaux et variabilité saisonnière.....	65
1.1. Les températures moyennes annuelles : des contrastes locaux qui obéissent aux facteurs latitude, continentalité, et orographie.	65
1.2. Les températures moyennes saisonnières : saisonnalité régie principalement par les facteurs cosmiques.....	66
1.2.1. La saison hivernale (DJF) : la période la plus déficitaire de l'année.	66
1.2.2. Le printemps (MAM) : début de l'installation des conditions chaudes.....	68
1.2.3. La saison d'été (JJA) : augmentation sensible des températures par comparaison avec le printemps.	69
1.2.4. L'automne (SON) : fort contraste entre le début et la fin de la saison.	71
1.3. Deux régimes thermiques principaux : monodal au Maroc et bimodal en Mauritanie.....	74
Résumé.....	76
2. Evolution et variabilité interannuelles des températures de l'air (1950-2008).....	77
2.1. A l'échelle annuelle.....	77
2.1.1. Un réchauffement généralisé sur l'Atlantique et une évolution hétérogène sur le continent.....	77
2.1.2. Segmentation d'Hubert appliquée aux moyennes annuelles : deux décennies clés ; 1970 et 1990.....	78

2.1.3. La chronologie et la distribution spatiale des années extrêmes.....	81
2.1.3.1. Les années les plus chaudes : regroupement des trois années extrêmes dans les deux dernières décennies.....	81
2.1.3.2. Les trois années les plus fraîches : la décennie 1970 comme période principale.....	84
Résumé.....	86
2.2. A l'échelle mensuelle / saisonnière.....	87
2.2.1. Les températures hivernales.....	87
2.2.1.1. Une tendance franche au réchauffement sur la bande côtière et l'océan et une évolution hétérogène sur le continent.....	87
2.2.1.2. L'apport de la segmentation d'Hubert appliquées sur les séries chronologiques des températures hivernales : La décennie 1970 comme période charnière sur le continent et les deux décennies 1970 et 1990 comme périodes clés au-dessus de l'Atlantique.....	89
2.2.2. L'évolution interannuelle des températures pendant le printemps : avril, le mois qui enregistre le troisième record de réchauffement de l'année.....	93
2.2.2.1 Des régressions linéaires qui mettent en évidence une grande variabilité intra-saisonnière.....	93
2.2.2.2. La segmentation d'Hubert : des ruptures dans les séries chronologiques de températures printanières plus marquées au-dessus de l'océan que sur le continent.....	95
2.2.3. L'évolution interannuelle des températures pendant l'été : la saison qui accueille les deux premiers records de réchauffement.....	101
2.2.3.1. Les régressions linéaires des températures pendant l'été : une variabilité spatiale qui fait apparaître un fort réchauffement du Sahara marocain.....	101
2.2.3.2. La segmentation selon Hubert appliquée sur les moyennes des trois mois de l'été : la singularité des années 1990.....	102
2.2.4. L'évolution interannuelle des températures pendant l'automne.....	107
2.2.4.1. Les régressions linéaires pendant l'automne : des similitudes avec l'évolution hivernale.....	107
2.2.4.2. La segmentation d'Hubert en automne : forte présence des années 1990 au-dessus de l'océan comme période de rupture.....	108
Résumé.....	112
Conclusion du chapitre.....	114

Chapitre 3. L'évolution spatio-temporelle des TSM et de l'upwelling côtier le long des côtes marocaine et mauritanienne : divergence nord / sud.	117
1. L'upwelling côtier : phénomène d'interface basse atmosphère / surface océanique.....	117
1.1. Les systèmes d'upwelling dans le monde	118
1.2. Un intérêt économique capital du phénomène de l'upwelling pour le Maroc et la Mauritanie.....	120
1.3. Un rôle socio-économique capital qui justifie l'intérêt des études scientifiques pour l'upwelling maroco-mauritanien.	122
2. Variabilité et évolution spatio-temporelles de l'environnement côtier selon les données Pathfinder (1985-2002) : forte interférence entre les TSM et l'upwelling.	123
2.1. Variabilité saisonnière des TSM et de l'upwelling : rôle déterminant de l'upwelling sur les TSM côtières.	124
2.1.1. Résultats de l'ACP : saisonnalité définie selon quatre composantes principales.	124
2.1.2. Cycle saisonnier de l'upwelling basé sur le calcul de l'ITNU.....	128
2.2. Synthèse de l'évolution de l'upwelling avant 1985 : des changements sensibles à partir des années 1970.	131
2.3. Evolution interannuelle des TSM et de l'upwelling maroco-mauritanien en 1985-2002.....	133
2.3.1. Evolution interannuelle des TSM.....	133
2.3.1.1. Les régressions linéaires mettent en évidence un réchauffement marqué des TSM mauritaniennes.....	133
<i>L'évolution des TSM côtières</i>	134
2.3.1.2. Les anomalies standardisées des TSM : forte variabilité interannuelle et concentration des anomalies chaudes entre 1995 et 2002.	136
2.3.2. Evolution interannuelle de l'indice thermique de l'upwelling (l'ITNU).....	146
2.3.2.1. En termes d'intensité	146
2.3.2.2. En termes d'extension vers le large.....	149
2.4. Evolution plus récente de l'upwelling maroco-mauritanien : ultérieurement à 2002.....	151
Conclusion du chapitre.....	153
Chapitre 4. La dynamique atmosphérique de surface: renforcement des PNM et baisse de la vitesse des vents en 1950-2008.	155
1. Climatologie moyenne des champs de pressions en surface et des vents à 10 m.....	158

1.1. La dynamique des champs de pression et des vents en hiver : domination de l'A.A des Açores, de l'A.A saharo-méditerranéenne et de leurs flux associés.....	158
1.1.1. La domination de l'A.A maritime des Açores et de l'A.A continentale pendant l'hiver.	158
1.1.2. Les alizés maritimes pendant la saison hivernale : forte dynamique sur les côtes saharienne et mauritanienne.	159
1.1.3. La dynamique éolienne hivernale sur le continent : domination de l' <i>harmattan</i> en Mauritanie et du <i>chergui</i> au Maroc.....	162
1.2. En été : renforcement de la dépression saharienne sur le continent.	164
1.2.1. Les conditions moyennes des A.A et de la dépression saharienne en été.	164
1.2.2. Des alizés maritimes de plus en plus fréquents au nord de la côte atlantique en été.....	165
1.3. Les conditions moyennes des champs des PNM et des vents à 10 m pendant les saisons intermédiaires.	169
1.3.1. L'A.A des Açores et les flux associés au printemps.	169
1.3.2. L'A.A continentale, la dépression saharienne, et les flux associés au printemps.	171
1.3.3. La situation moyenne de l'A.A des Açores et des alizés maritimes pendant l'automne.	173
1.3.4. Les champs des PNM et des vents à 10 m sur le continent pendant l'automne.....	174
En résumé.....	178
2. Evolution et variabilité interannuelles des PNM et des vents en surface : des résultats qui mettent en évidence le lien étroit entre ces deux facteurs.	179
2.1. A l'échelle annuelle.....	179
2.1.1. A l'échelle annuelle : renforcement généralisé des PNM, diminution de la vitesse du vent et augmentation de la fréquence de la composante orientale des alizés.	179
2.1.2. Segmentation d'Hubert appliquée aux PNM et aux vents (vitesse et directions) : changements majeurs entre la fin des années 1960 et les années 1970.....	182
2.1.2.1. L'année 1966 et les années 1970 : une période charnière dans l'évolution des PNM à l'échelle moyenne annuelle.	182
2.1.2.2. L'année 1966 : une année clé dans la réduction de la vitesse des vents à l'échelle annuelle.	183

2.1.2.3. Des changements directionnels majeurs des alizés maritimes et continentaux : à l'échelle annuelle entre le milieu de la décennie 1960 et les années 1970.....	185
En résumé.....	189
2.2. Evolution et variabilité interannuelles des PNM et des vents pendant la saison hivernale..	190
2.2.1. Relation antinomique entre les évolutions respectives des PNM et de la vitesse des vents en hiver.....	190
2.2.1.1. Renforcement quasi-généralisé des PNM en DJF.....	190
2.2.1.2. La vitesse du vent évolue dans un sens inverse de celui des PNM.....	191
2.2.1.3. Les modifications directionnelles du vent en hiver : renforcement de leur composante orientale.....	192
2.2.2. Variabilité interannuelle des PNM et des vents à 10 m en hiver (DJF) : la fin des années 1960 et la décennie 1970 période de transition majeur.....	194
2.2.2.1. Variabilité et test de stationnarité des PNM au sein de l'A.A des Açores en DJF.....	194
2.2.2.2. Variabilité et test de stationnarité des directions et de la vitesse des alizés maritimes en DJF.....	196
2.2.2.3. Variabilité et test de stationnarité des PNM au sein de l'A.A saharo-méditerranéenne en DJF.....	205
2.2.2.4. Variabilité et test de stationnarité des directions et de la vitesse des alizés continentaux en DJF.....	206
Résumé.....	209
2.3. Evolution et variabilité interannuelle des PNM et des vents en été.....	210
2.3.1. Affaiblissement de la dépression saharienne, prédominance de la tendance à la baisse de la vitesse du vent, et une rotation vers les directions nord-est et est du vent.....	210
2.3.1.1. La tendance linéaire des PNM indique un affaiblissement de la dépression saharienne en été.....	210
2.3.1.2. Tendance générale à la baisse de la vitesse du vent et de la fréquence du régime nord en été.....	211
2.3.2. Variabilité interannuelle en JJA : des ruptures majeures entre la fin des années 1960 et la décennie 1970 dans les séries des PNM et des vents à 10 m.....	213
2.3.2.1. Variabilité et test de stationnarité des PNM au sein de l'A.A des Açores en JJA..	213

2.3.2.2. Variabilité et test de stationnarité des directions et de la vitesse des alizés maritimes en JJA.	215
2.3.2.3. Variabilité et test de stationnarité des PNM sur le continent (A.A méditerranéenne et dépression saharienne) en été.	218
2.3.2.4. Variabilité et test de stationnarité des directions et de la vitesse de l'alizé continental en JJA.	219
En Résumé.....	220
2.4. Evolution et variabilité interannuelle des PNM et des vents pendant les saisons intermédiaires : au printemps (MAM).....	221
2.4.1. Opposition de phases entre les évolutions respectives des PNM et de la vitesse des vents.	221
2.4.1.1. Les PNM en MAM : tendances variables entre le mois de mars et le reste de la saison.	221
2.4.1.2. Une vitesse des vents qui évolue dans un sens antinomique de celui des PNM.....	222
2.4.1.3. Les changements directionnels des vents en printemps révèlent une augmentation de la fréquence de leur composante orientale.	223
2.4.2. Variabilité interannuelle des PNM et des vents à 10 m au printemps : la fin des années 1960 et la décennie 1970 forment une période de transition majeure.	225
2.4.2.1. Variabilité et test de stationnarité des PNM au sein de l'A.A des Açores en MAM	225
2.4.2.2. Variabilité et test de stationnarité des directions et de la vitesse des alizés maritimes en MAM.	227
2.4.2.3. Variabilité et test de stationnarité des PNM au sein de l'A.A saharo-méditerranéenne en MAM.	235
2.4.2.4. Variabilité et test de stationnarité des composantes et de la vitesse de l'alizé continental en MAM.	236
En Résumé.....	239
2.5. Evolution et variabilité interannuelle des PNM et des vents pendant les saisons intermédiaires : en automne (SON).....	240
2.5.1. Relation antinomique entre les évolutions respectives des PNM et de la vitesse des vents.	240
2.5.1.1. Renforcement quasi-généralisé des PNM en SON.....	240

2.5.1.2. La vitesse du vent évolue dans un sens antinomique de celle des PNM.	241
2.5.1.3. Les changements directionnels du vent en automne : renforcement des directions nord-est et est.....	242
2.5.2. Variabilité interannuelle des PNM et des vents à 10 m en automne : la fin des années 1960 et la décennie 1970 constituent une période de transition majeure.	243
2.5.2.1. Variabilité et test de stationnarité des PNM au sein de l’A.A des Açores en SON.	243
2.5.2.2. Variabilité et test de stationnarité des directions et de la vitesse des alizés maritimes en SON.	246
2.5.2.3. Variabilité et test de stationnarité des PNM sur le continent en SON.	255
2.5.2.4. Variabilité et test de stationnarité des composantes et de la vitesse de l’alizé continental en SON.	256
En résumé	258
Conclusion du chapitre.....	260
Les PNM.	260
Les alizés.	261
Variabilité inter-annuelle et tournant climatique des années 1970.....	262
Conclusion générale	267
Bibliographie	277
Rapports publics et scientifiques	288
Liste des figures.....	291
Liste des tableaux	301