



République Algérienne Démocratique et Populaire

Ministère de l'Enseignement Supérieur
et de la Recherche Scientifique

N° d'ordre :
N° de série :

Université KASDI Merbah d'Ouargla

Faculté des Mathématiques et des Sciences de la Matière
Département de Physique

Mémoire

En vue de l'obtention du diplôme de : **MASTER ACADÉMIQUE**

Spécialité : **Physique**

Option : **Physique et Météorologie de l'Environnement Aride**

Présenté par :

-Belkhir HEBBAL

-Nadjib TALBI

Thème

**Etude spatio-temporelle des événements de
poussière et de sable sur le Sud Algérien.
Validation avec l'indice de poussière IDDI.**

Soutenus publiquement le : 29 Mai 2017

Devant le jury :

Président	: Yacine MAARIF	Maitre de conférences B	UKMO
Examineur	: Benbelkacem KHALFALLAH	Maitre Assistant A	UKMO
Encadreur	: Abdellali FEKIH	Cadre	ONM
Co-Encadreur	: Mohamed Tahar NAKES	Maitre Assistant A	UKMO

Année universitaire 2016/2017

Dédicace

Je dédie ce travail :

A ma mère et à mon père

A ma femme et à mes enfants : Hanane,

Narimane & Mohamed Karim

A mes frères et à mes sœurs

&

A tous ceux que j'aime et ceux qui m'aiment.

Belkhir HEBBAL

Dédicace

*Je dédie ce modeste travail à mes parents qui
ont consacré leur Jeunesse pour mon auspice,
à ma chère femme également qui m'a soutenue
et m'a apportée une aide précieuse,
à mes enfants « Rabab , Med Riad et la
charmante fille «Roudina »,
et à toute la famille, et aussi à toutes mes amis
sans exception.*

Nadjib TALBI

Remerciements

*Nous tenons à exprimer notre sincère reconnaissance et notre profonde gratitude à notre Encadreur de thèse, Monsieur **FEKIH Abdellali**, Cadre de l'Office National de la Météorologie Ouargla, d'abord pour nous avoir fait confiance, ensuite pour ces remarques, ces conseils, ces encouragements et sa disponibilité permanente.*

*A Monsieur **Mohamed Tahar NAKES**, le Co-encadreur, Maitre assistant A à l'Université KASDI Merbah d'Ouargla, nous exprimons notre plus grande reconnaissance pour nous avoir guidés lors de l'élaboration de ce travail, pour son aide, ces orientations, ces conseils et ces encouragements.*

*Nous tenons à remercier chaleureusement Docteur **Yacine MAARIF**, Maitre de conférences B à l'Université KASDI Merbah d'Ouargla, pour l'honneur qu'il nous fait en présidant ce jury.*

*Nous exprimons notre profonde gratitude à Monsieur **Benbelkacem KHALFALLAH**, Maitre assistant A à l'Université KASDI Merbah d'Ouargla, pour l'intérêt qu'il a apporté à ce travail, et d'avoir accepté de faire partie de ce jury.*

Nous adressons nos vifs remerciements aux Responsables l'Office National de la Météorologie (ONM) d'Ouargla, de Béchar, de Tamanrasset et d'Alger, pour nous avoir mis à notre disposition les données climatiques nécessaires pour élaborer ce travail.

Nous remercions enfin toute personne ayant contribué à l'élaboration de ce travail.

Table des matières

	Page
Dédicace.....	i
Remerciements.....	iii
Liste des figures	iv
Liste des tableaux	vi
Liste des acronymes	vii
Introduction générale	1
Chapitre I : Les principales caractéristiques du climat saharien	
I.1. Introduction.....	5
I.2. Définition.....	6
I.3. La circulation générale et son lien avec les déserts	6
I.4. Déplacement des cellules de Hadley	7
I.5. Comment se forment les déserts	9
I.6. Les différents types de déserts	9
<i>I.6.1. Les déserts zonaux</i>	<i>9</i>
<i>I.6.2. Les déserts côtiers.....</i>	<i>9</i>
<i>I.6.3. Les déserts d'éloignement</i>	<i>10</i>
<i>I.6.4. Les déserts d'Abri.....</i>	<i>10</i>
<i>I.6.5. Déserts chauds et déserts froids</i>	<i>10</i>
I.7. Le désert du Sahara	10
<i>I.7.1. Les caractéristiques du désert du Sahara</i>	<i>10</i>
<i>I.7.2. L'influence du Sahara sur le climat mondial</i>	<i>14</i>
<i>I.7.3. Les poussières Sahariennes.....</i>	<i>15</i>
I.8. La circulation atmosphérique en Afrique du Nord	16
<i>I.8.1. Le flux Harmattan</i>	<i>16</i>
<i>I.8.2. Le flux de mousson.....</i>	<i>17</i>
<i>I.8.3. La Dépression Thermique Saharienne</i>	<i>18</i>
<i>I.8.4. La Zone de Convergence Inter-Tropicale (Z.C.I.T)</i>	<i>18</i>
Chapitre II : Généralités sur les aérosols désertiques et les lithométéores	
II.1. Introduction.....	21

II.2. Définition des aérosols désertiques	22
II.3. Zones sources des aérosols désertiques	22
II.4. Le transport des aérosols désertiques	23
II.5. Modes de mouvement de particules de la poussière et de sable	24
<i>II.5.1. La reptation</i>	<i>25</i>
<i>II.5.2. La saltation</i>	<i>25</i>
<i>II.5.3. La suspension.....</i>	<i>25</i>
II.6. Mécanismes de soulèvement de particules de la poussière et de sable	26
II.7. Conditions dynamiques au déclenchement du vent de sable	27
II.8. Mécanisme de dépôt des aérosols désertiques	29
<i>II.8.1. Le dépôt sec</i>	<i>29</i>
<i>II.8.2. Le Dépôt humide.....</i>	<i>29</i>
II.9. Phénomènes et paramètres météorologiques liés au déclenchement de sable.....	30
<i>II.9.1. Lithométéores.....</i>	<i>30</i>
II.9.1.1. La brume sèche	31
II.9.1.2. La brume de sable	31
II.9.1.3. Le chasse-sable ou chasse-poussière	31
II.9.1.4. La tempête de poussière ou tempête de sable.....	32
<i>II.9.2. Le vent horizontal</i>	<i>32</i>
<i>II.9.3. Le vent dans le langage populaire.....</i>	<i>32</i>
<i>II.9.4. La vitesse du vent</i>	<i>33</i>
<i>II.9.5. La visibilité horizontale</i>	<i>33</i>

Chapitre III : Analyse spatio-temporelle des évènements de sable

III.1. Introduction.....	36
III.2. Présentation de la zone d'étude	36
III.3. Source des données.....	37
III.4. Choix des données utilisées	38
<i>III.4.1. Occurrence des lithométéores</i>	<i>38</i>
<i>III.4.2. Données du vent.....</i>	<i>39</i>
<i>III.4.3. Données de la visibilité horizontale</i>	<i>39</i>
<i>III.4.4. Analyse fréquentielle d'occurrence des lithométéores</i>	<i>39</i>
III.4.4.1. Variation spatiale des lithométéores par type.....	40
III.4.4.1.1. Visibilité horizontale	40
III.4.4.1.2. Brume de sable	41
III.4.4.1.3. Chasse sable.....	41
III.4.4.1.4. Tempête de sable	42
III.4.4.2. Variation temporelle des lithométéores	43
III.4.4.2.1. La répartition diurne des lithométéores.....	46
III.4.4.2.2. La répartition mensuelle des lithométéores.....	47

III.4.4.2.3. La répartition saisonnière des lithométéores	48
III.4.4.2.4. la répartition annuelle des lithométéores	49
III.4.4.2.5. La répartition inter-annuelle des lithométéores	50
III.4.4.2.6. Séquence d'occurrence des lithométéores	51
III.4.5. Régime de vents associés aux lithométéores.....	52
III.4.5.1. Analyse par classe de vitesse du vent	52
III.4.5.2. Analyse par classe de direction	53

Chapitre IV : Télédétection des aérosols désertiques

IV.1. Introduction.....	56
IV.2. Détection de l'aérosol désertique	56
IV.2.1. Télédétection depuis le sol	56
IV.2.2. Télédétection depuis l'espace.....	57
IV.2.3. Comment reconnaître un nuage de poussière sur une image satellite ?.....	59
IV.3. Indice de poussière IDDI (version 1)	60
IV.3.1. Principe de fabrication.....	60
IV.3.2. Principe physique.....	61
IV.3.3. Difficultés dans la fabrication de l'indice IDDI (v1).....	62
IV.3.4. Améliorations dans la version IDDI (v2)	63
IV.3.4.1. Résolution et type des données Météosat	63
IV.3.4.2. Fabrication de l'image référence	63
IV.3.4.3. Masque nuage	65
IV.3.4.4. Améliorations entre les versions du code IDDI	65
IV.4. Analyse de l'IDDI Météosat sur notre zone d'étude	65
IV.4.1. Procédure d'élimination des données IDDI nuageuses.....	66
IV.4.2. Variation mensuelle de l'indice IDDI Moyen.....	67
IV.4.3. Variation saisonnière de l'indice IDDI Moyen.....	68
IV.4.4. Variation annuelle de l'indice IDDI Moyen	69
IV.5. Comparaison d'occurrence des lithométéores in situ avec l'IDDI Météosat	71
IV.5.1. Variation mensuelle.....	71
IV.5.2. Variation saisonnière.....	72
IV.5.3. Variation annuelle	73
Conclusion et perspective	74
Références bibliographiques	76
Annexes	81

Liste des figures

	Page
Fig.1.1. Circulation de Hadley.....	5
Fig.1.2. Schéma des différents régimes de vent de surface, et les circulations verticales associées ...	6
Fig.1.3. Les plus grands déserts du globe	7
Fig.1.4. Circulation générale en Juin - Juillet - Août	8
Fig.1.5. Circulation générale en Décembre - Janvier - Février.....	8
Fig.1.6. Le désert du Sahara	11
Fig. 1.7. Paysages du Sahara	13
Fig. 1.8. La carte du relief de l’Afrique du Nord	14
Fig.1.9. Les poussières sahariennes.....	15
Fig.1.10. La circulation atmosphérique en saison de mousson.....	17
Fig. 1.11. Fréquence d’occurrence de la dépression thermique	18
Fig. 1.12. La Zone de Convergence Inter-Tropicale (Z.C.I.T).....	19
Fig.2.1. Les régions sources d’aérosols désertiques et les plus émettrices de poussières.	21
Fig.2.2. La localisation des principales zones sources d’aérosols désertiques en Afrique du Nord....	23
Fig.2.3. Principales trajectoires du transport des poussières désertiques.....	24
Fig.2.4. Schéma des trois principaux processus intervenant dans l’émission des aérosols désertiques	24
Fig. 2.5. Bilan des forces auxquelles est soumis un grain de diamètre D_p	27
Fig. 2.6. Représentation de l’effet du sol sur l’écoulement de l’air et de la contrainte tangentielle .	28
Fig. 2.7. Cycle de la poussière désertique	30
Fig.3.1. La zone d’étude en couleur jaune.....	36
Fig.3.2. Occurrence des lithométéores sur la période (1996 – 2015)	40
Fig.3.3. La distribution spatiale de la visibilité minimale sur la période (1996 – 2015)	40
Fig.3.4. La distribution spatiale de Brume de sable sur la période (1996-2015).....	41
Fig.3.5. La distribution spatiale de Chasse sable sur la période (1996-2015).	42
Fig.3.6. La distribution spatiale de Tempête de sable sur la période (1996-2015).....	42
Fig.3.7. Plan principal de l’ACP	44

Fig.3.8. Dendrogramme de la CAH sur composantes principales	44
Fig.3.9. Régionalisation du phénomène du sable.....	45
Fig.3.10. Fréquence tri-horaire des lithométéores observés à Ouargla, In Salah, Bechar et Bordj Badji Mokhtar sur la période (1996-2015)	46
Fig.3.11. Fréquence mensuelle des lithométéores observés à Ouargla, In Salah, Bechar et Bordj Badji Mokhtar sur la période (1996-2015)	47
Fig.3.12 .Fréquence saisonnière des lithométéores observés à ouargla, Bechar, In Salah et B.B.M (1996-2015)	48
Fig.3.13. Fréquence annuelle des lithométéores observés à Ouargla, In Salah, Bechar et B.B.M (1996-2015)	49
Fig.3.14. Variation inter-annuelle de Brume de sable sur la période (1996-2015).....	50
Fig.3.15 .Variation inter-annuelle de Chasse sable sur la période (1996-2015)	50
Fig.3.16 .Variation inter-annuelle de Tempête de sable sur la période (1996-2015)	51
Fig.3.17 .Séquence d'occurrence des lithométéores entre 1996 & 2015.....	51
Fig.3.18.Roses des vents saisonniers à In Salah et Ouargla sur la période (1996-2015).....	53
Fig.3.19.Roses des vents saisonniers à Bechar et Bordj Badji Mokhtar sur la période (1996-2015) ..	54
Fig. 4.1. Carte globale des stations du réseau AERONET	57
Fig.4.2. Satellite Météosat de première génération	58
Fig.4.3. Orbite de Météosat.....	58
Fig.4.4. Principe de fabrication de l'indice de poussières IDDI (v1).	60
Fig.4.5 Principe physique de détection de poussières dans IRT.....	61
Fig.4.6. Principe de fabrication de l'image référence VIS.....	64
Fig.4.7. Exemples de situations nuageuses et non nuageuses pour des pavés 3x3.....	66
Fig.4.8. Variation mensuelle de l'indice de poussière IDDI à Ouargla, In Salah, Bechar & BBM.....	68
Fig.4.9. Variation saisonnière de l'indice de poussière IDDI à Ouargla, In Salah, Bechar & BBM	69
Fig.4.10. Variation annuelle de l'indice de poussière IDDI à Ouargla, In Salah, Bechar & BBM	70
Fig.4.11. Variation mensuelle de Chasse sable et l'indice IDDI à Ouargla, In Salah, Bechar & BBM...	71
Fig.4.12. Variation saisonnière de Chasse sable et l'indice IDDI à Ouargla, In Salah, Bechar & BBM.	72
Fig.4.13. Variation annuelle de Chasse sable et l'indice IDDI à Ouargla, In Salah, Bechar & BBM	73

Liste des tableaux

	Page
Tab.2.1 Vitesse du vent seuil de soulèvement de la poussière pour différents environnements désertiques.....	26
Tab.3.1. Coordonnées géographiques des stations étudiées.....	37
Tab.3.2. Nomenclature des lithométéores utilisés dans notre étude.....	38
Tab 3.3. Tableau des valeurs propres.....	43
Tab.3.4. Fréquences des jours de sable par classe des vitesses du vent sur la période (1996-2015)..	52
Tab.3.5.Fréquence d'occurrence par type et classe de vitesse du vent sur la période (1996-2015)..	53
Tab.4.1. Les bandes passantes et la résolution spatiales pour les canaux du satellite Météosat de première génération	58
Tab.4.2. Améliorations de la version IDDI (version 2)	65
Tab.4.3. Variation mensuelle de l'indice de poussière IDDI à Ouargla, In Salah, Bechar & Bordj Badji Mokhtar entre 1996 et 2006, (Source : NAKES, 2017).	67
Tab.4.4. Variation saisonnière de l'indice de poussière IDDI à Ouargla, In Salah, Bechar & Bordj Badji Mokhtar entre 1996 et 2006, (Source : NAKES, 2017).	68
Tab.4.5. Variation annuelle de l'indice de poussière IDDI à Ouargla, In Salah, Bechar & Bordj Badji Mokhtar entre 1996 et 2006, (Source : NAKES, 2017).	70

Liste des acronymes

ACP : Analyse des Composantes Principales
AERONET: AErosol RObotic NETwork
AEJ: African Easterly Jet
AOD: Aerosol Optical Depth
CAH : Classification Ascendante Hiérarchique
CLICOM : CLImate COMputing
CLS : Couche Limite de Surface
ECMWF: European Center of Medium Weather Forecasts
EUMETSAT: EUropean Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites
FIT: Front InterTropical
IDDI: Infrared Difference Dust Index
IRT : Infra-Rouge Thermique
LIDAR : Light Detection And Ranging
MFG : Meteosat First Generation
MODIS: Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer
MSG : Meteosat Second Generation
MVIRI : Meteosat Visible and InfraRed Imager
NASA: National Aeronautics and Space Administration
NCEP: National Centers for Environmental Prediction
NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration
OMM: Organisation Météorologique Mondiale
ONM: Office National de la Météorologie
SAL: Saharan Air Layer
SEVIRI : Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager
TCM : Tableau Climatologique Mensuel
TEJ: Tropical Easterly Jet
TOMS: Total Ozone Mapping Spectrometer
UNEP: United Nations Environment Programme
ZCIT: Zone Convergence Inter-Tropicale

Introduction générale

Les déserts se situent globalement dans la région intertropicale et correspondent aux branches subsidences des cellules de Hadley. Le Sahara central possède des particularités climatiques et géomorphologiques qui peuvent avoir un impact à différentes échelles. A l'échelle de la circulation générale, cette région englobe durant l'été une partie de la zone de convergence intertropicale (Z.C.I.T). Par ailleurs, le phénomène de transport de sable et des aérosols désertiques est une réalité planétaire. A l'échelle moyenne, le Sahara peut être à l'origine de dépressions synoptiques ou d'ondes d'Est [48]. La nature du désert est d'abord liée à la notion d'aridité, car les premiers travaux sur la pluviométrie indiquent que le cœur du Sahara connaît une extrême aridité et que les limites Nord et Sud reçoivent 100 à 200 mm de pluies par an [43].

Les aérosols minéraux sont issus pour l'essentiel des régions arides et semi-arides du globe, localisées de part et d'autre de l'équateur, dans la ceinture d'anticyclones tropicaux, d'où l'appellation d'aérosols désertiques. Les aérosols désertiques représentent à l'heure actuelle la première source en masse d'aérosols naturels présents dans l'atmosphère [22].

L'Afrique au Nord de l'équateur est la zone source principale à l'échelle du globe, cette zone contribue à ~50 % à la production mondiale en poussières désertiques estimée à 1000-2000 Tg/an [28], dont le Sahara produit 1150 Méga tonnes d'aérosols désertiques par an [19][51].

L'entraînement des poussières minérales dans l'atmosphère est strictement lié aux conditions météorologiques et aux propriétés de surface [18][50][26]. Suivant les courants aériens, les particules sont aussi bien transportées vers l'Est, le Sud et l'Ouest de l'Afrique (60 %), l'Europe (12 %), que vers les îles Canaries (28%), passent par l'océan Atlantique [12].

Ces poussières se déplacent en fonction des grands courants de la circulation atmosphérique, le plus connu est l'alizé continental ou l'harmattan qui souffle en permanence de l'Ethiopie vers l'Atlantique. Une fois soufflent sur la côte Atlantique, l'air Saharien s'élève au-dessus de l'air maritime ou la mousson et contenu vers l'Ouest entre 1500 et 3500 mètres d'altitude [5][6]. Les poussières mettant alors de 05 à 06 jours pour atteindre les côtes américaines [44], son déplacement varie suivant les saisons [26], celui-ci dépend en effet de la situation météorologique qui règne sur l'Afrique.

Le comportement des aérosols dans l'atmosphère dépend à la fois de processus physiques (transport, dépôt.) et de processus chimiques (formation, réactions avec les gaz.). Les notions sur la caractérisation physique des aérosols et sur les forces s'appliquant à ceux-ci, ainsi les paramètres prépondérants turbulents et météorologiques nécessaires à la compréhension de leur dépôt sec.

Les particules de poussière en suspension interagissent avec le bilan radiatif directement en raison de leurs caractéristiques optiques, et indirectement en raison de leurs propriétés physico-chimiques, les particules peuvent agir comme des noyaux de condensation des nuages et donc modifier les caractéristiques des nuages et des taux de précipitations.

Au delà de toutes ces interactions et sur le plan économique, les vents de sable agissent par la réduction de la visibilité qu'ils occasionnent, sur les liaisons routières et aériennes dans toutes les régions concernées par ce type de manifestations, et paralyser toutes les activités socio-économiques surtout lorsque le phénomène persiste pendant plusieurs heures voire plusieurs jours. Sur le plan de la santé humaine, nul doute que la pollution terrigène qui accompagne ce type de manifestation entraîne de nombreuses pathologies dermatologiques, respiratoires et oculaires.

Au cours des dernières années, des efforts importants ont été entrepris pour mieux comprendre les processus liés au comportement des événements de sable. En général, ces études étaient limitées dans le temps et l'espace.

Dans notre étude l'objectif essentiel s'articule autour de deux points :

1. Dans le premier, nous allons élaborer une climatologie approfondie, liée aux phénomènes sable et à leur comportement spatio-temporel à l'échelle synoptique sur le Sud Algérien.
2. Comparaison les résultats obtenus avec les données de l'indice de poussière IDDI issues des données de satellite Météosat première génération.

Les outils utilisés dans cette étude sont : ArcGIS (v.10.4), R-Project (v.3.3.2), XLSTAT (v.2014) et EXCEL (v.2013).

Cette thèse, répartie en quatre chapitres, présente une étude spatio-temporelle des évènements de poussière et de sable sur le Sud Algérien, en comparaison des résultats obtenus avec l'indice de poussière IDDI « Infrared Difference Dust Index ».

Nous allons dans un premier temps, présentés notre recherche documentaire sur les déserts et leurs caractéristiques à l'échelle planétaire, les principales caractéristiques

du climat saharien et ses interactions avec le flux de Harmattan et le flux de la mousson, ainsi que son rôle dans la position de la Zone de Convergence Inter-Tropicale (Z.C.I.T) durant la période estivale.

Le chapitre II détaillera le cycle des aérosols désertique, à travers les processus d'émission des aérosols désertiques, les principales zones sources et le transport depuis le continent africain, ainsi que une description détaillée des différents types des lithométéores.

Le chapitre III présentera les résultats obtenus, suivi des analyses et des discussions dans le but d'élaborer d'une climatologie approfondie, liée au phénomène de sable et à leur comportement spatio-temporel.

Dans le chapitre IV on va comparer les résultats obtenus dans le chapitre III avec un produit issu des données de satellite Météosat première génération, présent dans le canal infrarouge thermique (IRT) [10.5 – 12.5] μm , c'est l'indice de poussière IDDI. Enfin, nous conclurons nos résultats et nous exposerons les perspectives offertes par l'étude.

Chapitre I :

Les principales caractéristiques du climat saharien

Chapitre I : Les principales caractéristiques du climat saharien

I.1. Introduction

Le mot désert est chargé de rêves et de symboles. Il évoque le silence, la pureté absolue, la hanté, la source d'effrois et d'épreuves, terre de la soif et de la faim. Le désert est ainsi une zone inhabitée, très sèche, aride où de brusques variations de température sont présentes.

Le Sahara est caractérisé par des conditions climatiques sévères, un minimum pour les précipitations et un maximum pour les températures sont naturellement plus favorables aux lithométéores. Une faible pluviométrie (100 à 200 mm par an), souvent torrentielle.

La variabilité pluviométrique est une caractéristique importante du climat de l'Afrique au Nord de l'équateur [36]. Une humidité relative très faible atteignant rarement 30 % en surface et des températures élevées pouvant dépasser 50°C avec des variations diurnes de plus de 30°C. Les vents parfois sont forts, chauds, secs et soulèvent de poussière.

La caractéristique climatique principale du Sahara est conformée par un climat subtropical sec dans le Nord et un climat tropical sec dans le Sud. Le climat dans la partie du Nord du désert saharien est déterminé par la dynamique de la circulation atmosphérique de Hadley (voir Fig. 1.1). Plusieurs facteurs géographiques interagissent avec les conditions météorologiques tropicales et subtropicales comme la proximité de l'Océan Atlantique et de la mer Méditerranée, la présence de désert comme le Sahara a une topographie marquée (Atlas, Tibesti, Hoggar,...). Cette partie du monde connaît des phénomènes météorologiques extrêmes tels que la sécheresse ou les inondations qui posent de sérieux problèmes socio-économiques.

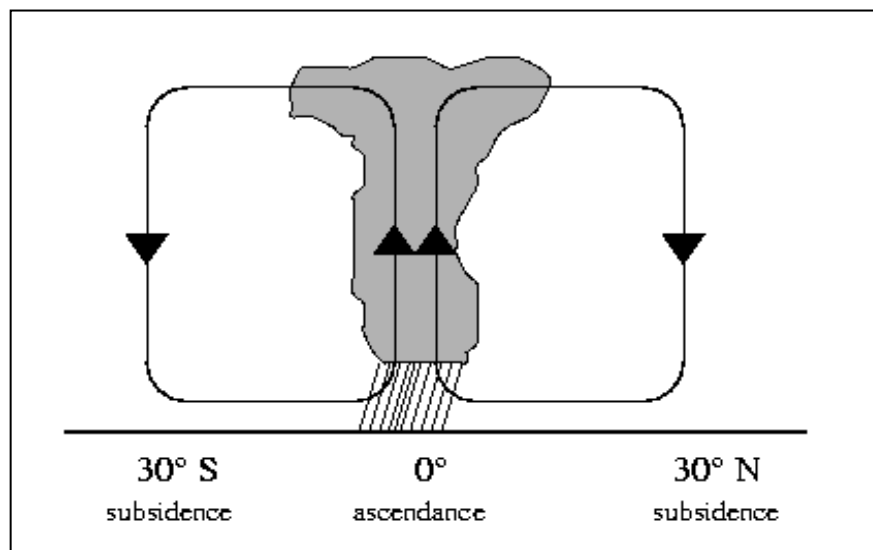


Fig.1.1. Circulation de Hadley

Dans les basses couches, la circulation est organisée autour de deux flux clés qui sont la mousson, flux de Sud-Ouest dirigé de l'Océan Atlantique vers le continent, et l'Harmattan, flux de Nord-Est venant des zones désertiques. La rencontre du flux de la mousson (Air humide) et de l'Harmattan (Air sec) forme près de la surface une zone de convergence appelée Front Inter Tropical (FIT) [52].

I.2. Définition

D'origine latine, le terme " **Désert** " signifie " Abandonné ". Il désigne un espace vide, parce qu'hostile à toute manifestation de vie. La cause première de cette hostilité est l'aridité.

I.3. La circulation générale et son lien avec les déserts

Entre les tropiques dominent des vents d'Est réguliers et constants, appelés les alizés. Très chauds et secs, ils peuvent se charger d'humidité après de longs parcours océaniques. Les alizés du Nord-Est de l'hémisphère Nord et du Sud-Est de l'hémisphère Sud convergent l'un vers l'autre et forcent l'air à s'élever dans la région équatoriale (Fig.1.2). Les régions équatoriales constituent donc une zone de basses pressions (Zone de Convergence Inter-Tropicale, ZCIT). Ce sont ces régions qui reçoivent le plus d'énergie solaire. Les masses d'air humide soulevées par la convergence génèrent des nuages de type cumulonimbus et des précipitations intenses. L'imagerie satellitaire révèle clairement ce phénomène.

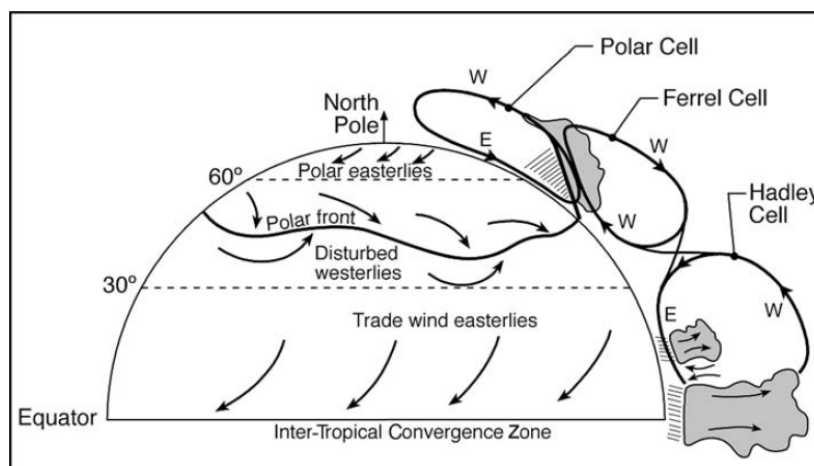


Fig.1.2. Schéma des différents régimes de vent de surface, et les circulations verticales associées

A la tropopause, vers 15 km d'altitude, ces masses d'air qui ont perdu une grande partie de leur humidité sous forme de précipitations, divergent et finissent par redescendre aux latitudes 30° Nord et Sud. Lors de cette subsidence, l'air se réchauffe et son humidité relative diminue. Les régions subtropicales ont donc un régime anticyclonique, générateur d'un climat chaud et sec : c'est là que l'on retrouve la ceinture des grands déserts, tant dans l'hémisphère Nord que dans l'hémisphère Sud. Dans l'hémisphère Nord ce sont le Mexique, l'Arizona, le Sahara, le désert d'Arabie, l'Iran, le désert de Gobi, et pour l'hémisphère Sud la Patagonie, le Sud de l'Afrique et l'Australie (Fig.1.3).



Fig.1.3. Les plus grands déserts du globe (NASA, Terra/MODIS, 2013)

I.4. Déplacement des cellules de Hadley

En Juin, Juillet et Août, du fait de l'inclinaison de la Terre dans l'hémisphère Nord, la zone qui reçoit le plus de chaleur de la part du soleil se trouve au voisinage de 10° de latitude Nord. C'est donc l'hémisphère Sud qui est le plus déficitaire en énergie. La cellule de Hadley Sud y est alors la plus intense. En conséquence, la ZCIT se déplace vers le Nord (Fig.1.4). Elle apporte la pluie dans les zones sahéliennes (Sud du Sahara), tandis que les précipitations des latitudes tempérées se déplacent vers le Nord.

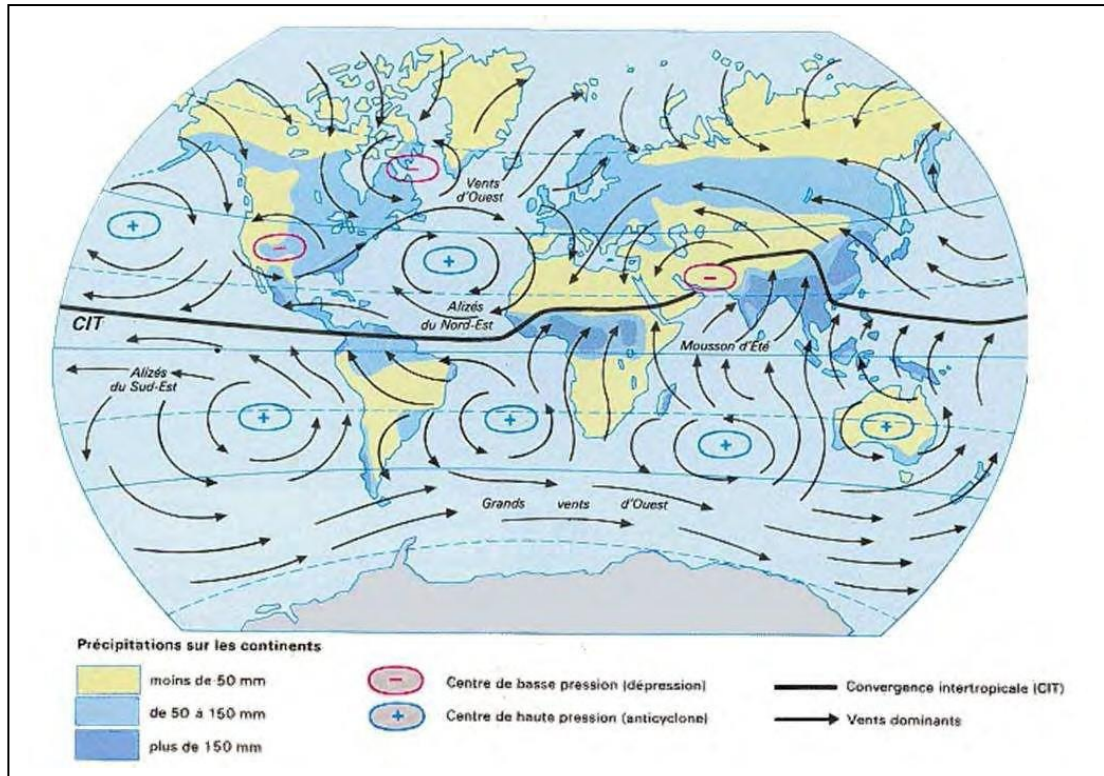


Fig.1.4. Circulation générale en Juin - Juillet - Août

En Décembre, Janvier et Février, c'est dans l'hémisphère Nord que la cellule de Hadley est la plus importante. Le voile de Cirrus sur l'Afrique du Nord atteint parfois l'Egypte. Le déplacement de la ZCIT se fait vers le Sud (Fig.1.5). La saison sèche commence au Sahel et la pluie tombe dans le Nord du désert de Kalahari (Botswana), tandis que les précipitations liées au front polaire sont responsables de la saison humide au Nord du Sahara.

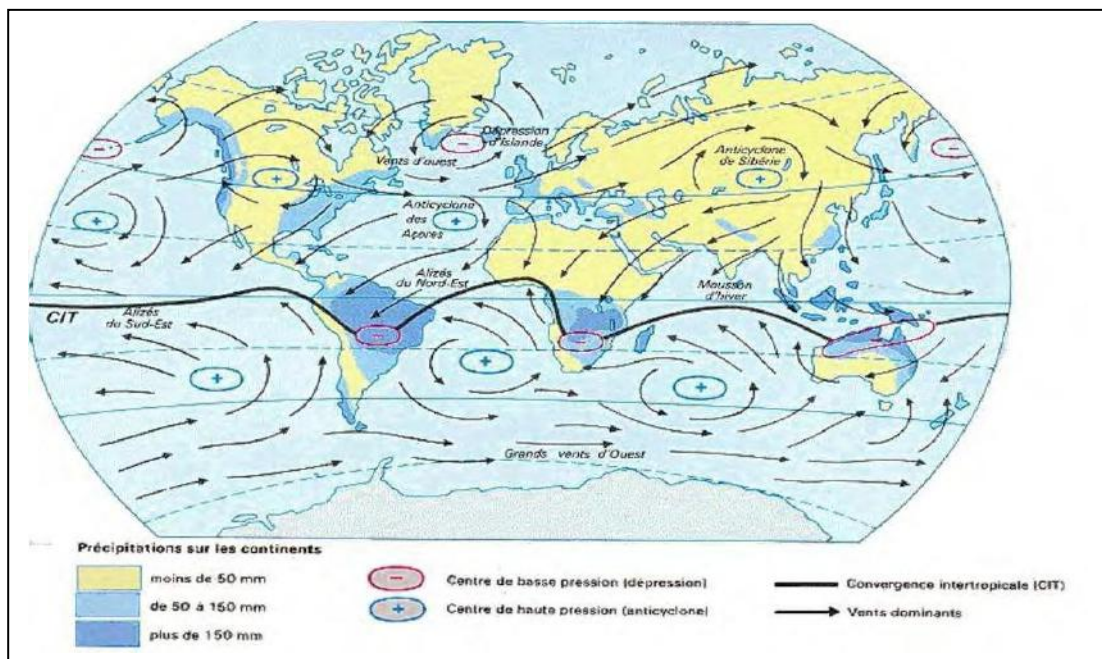


Fig.1.5. Circulation générale en Décembre - Janvier - Février

I.5. Comment se forment les déserts

Partout où la pluie ne peut tomber, un désert se forme. Mais d'où vient la pluie et quelles sont les raisons qui l'empêchent de tomber ? L'air emmagasine l'humidité sous forme de vapeur d'eau invisible en quantités qui dépendent de sa température. L'air chaud contient plus de vapeur d'eau, que l'air froid. Les nuages naissent quand la vapeur est suffisante pour se condenser en gouttelettes, qui grossissent et tombent (pluie). Elle n'arrive pas toujours sur le sol car, dans sa chute, de l'air moins saturé en Eau peut l'absorber. Du brouillard et de la rosée peuvent aussi se former quand l'air humide arrive au contact d'un sol froid. Il existe quatre sortes de déserts parce qu'il y a quatre raisons géographiques et climatiques qui empêchent la pluie de tomber.

I.6. Les différents types de déserts

I.6.1. Les déserts zonaux

La carte du monde montre deux larges bandes désertiques de chaque côté de l'équateur, au niveau des tropiques : ce sont les ceintures sèches de la terre. A l'équateur, l'air chaud monte et se refroidit laissant échapper l'humidité qui se condense en gouttes et il pleut ; en altitude, cet air sec et froid se divise en deux parties l'une se dirige vers l'hémisphère Nord, l'autre vers l'hémisphère Sud. En redescendant sur les tropiques, l'air se réchauffe et absorbe toute l'humidité présente : un chapelet de déserts chauds, très ensoleillés, au ciel sans nuages, se forme aux latitudes 25° à 35°.

- **Hémisphère Nord** : Désert Mexicain, Sahara, Arabie, Sinaï, Gobie.
- **Hémisphère Sud** : Kalahari, Australie.

I.6.2. Les déserts côtiers

Des courants marins glacés longent les côtes occidentales des continents, ils refroidissent les vents qui ne peuvent absorber que peu d'humidité, le jour la brise marine presque sèche et froide se réchauffe au contact du sol où elle absorbe le peu d'humidité et dessèche la terre. La nuit, le désert est plus froid que la brise marine et la faible humidité se condense en brume.

Les plus grands déserts côtiers sont hyper arides :

- Désert du Namib (Afrique Australe).
- Désert de l'Atacama (au Nord du Chili).

I.6.3. Les déserts d'éloignement

Lorsque les vents, venus de la mer traversent de vastes continents comme l'Asie ou l'Australie, ils perdent toutes leurs humidités au cours de leurs longs chemins. Le centre du continent est aride avec des déserts froids en Asie ou chauds en Australie.

I.6.4. Les déserts d'abri

Régions abritées des vents porteurs de pluie par un obstacle montagneux. On les retrouve sous toutes les latitudes. Orientation importante. Existe des déserts d'abri équatoriaux (le fond du Rif africain au Kenya), tropicaux (le Sud ouest de Madagascar), subtropicaux (désert Mohave, Lout en Iran) et même tempérés (Patagonie en Argentine).

I.6.5. Déserts chauds et déserts froids

Le climat d'un désert dépend de son altitude. Il fait plus chaud au niveau de la mer dans le Namib qu'à 2000 mètres dans le Hoggar. Mais le climat dépend aussi de la position du désert par rapport à l'équateur, c'est à dire de sa latitude. Les déserts d'Asie, situés loin de l'équateur, reçoivent des influences polaires et sont très froids en hiver leurs températures peuvent descendre à -50°C . Les déserts d'Afrique plus proches de l'équateur sont beaucoup plus chauds, le record de chaleur est atteint en Libye $+56^{\circ}\text{C}$.

I.7. Le désert du Sahara

Le Sahara est une région dont le nom d'origine arabe « As-Sahara » signifie désert ou steppe.

I.7.1. Les caractéristiques du désert du Sahara

Il est le plus vaste désert du monde. Il se trouve en Afrique, s'allongeant sur 5000 km de l'Atlantique à la mer Rouge et sur 2000 km du pied méridional de l'Atlas et du littoral de la Méditerranée orientale à une ligne joignant St Louis à Khartoum, limite septentrionale du climat sahélien. De part et d'autre du tropique du Cancer, il s'étend sur le Maroc, l'Algérie, la Tunisie, la Libye, l'Egypte, le Soudan, le Tchad, le Niger, le Mali et la Mauritanie (Fig.1.6).



Fig.1.6. Le désert du Sahara

Les principaux paysages du Sahara sont :

a)- L'erg (Fig.1.7.a) est le désert de sable, produit final de l'érosion des reliefs, constitué par un ensemble étendu de dunes sans cesse remodelées par le vent. Il ne couvre que 20 % de la superficie du Sahara. Les dunes sont généralement regroupées en cordon de quelques dizaines de mètres; elles peuvent atteindre plus de 300 m de hauteur. Elles sont sans cesse en mouvement : poussées par les vents, leurs grains de sable se propagent par saltation. Il existe quatre grand types de dunes : les dunes longitudinales (perpendiculaires aux vents les plus faibles), les dunes à lames (parallèles aux vents dominants), les barkhanes (créées par les vents violents qui accumulent le sable autour des obstacles rencontrés) et les dunes en étoile (qui se forment là où se rencontrent les vents forts de plusieurs directions). Les principaux ergs au Sahara sont: les Grand Erg oriental et occidental en Algérie, les ergs Iguidi et Chech situés entre la Mauritanie, le Mali et l'Algérie, Erg de Mourzouk en Libye, les ergs de Bilma et du Ténéré au Niger, Erg Oubari, Erg Mehedjebat.

b)- Le reg (Fig.1.7.b) est le type de désert le plus répandu, formé par des étendues de cailloux arrondis et de graviers, particulièrement inhospitalière. Seules quelques très rares espèces, comme l'addax et l'acacia épineux, réussissent à y survivre. C'est le Tanezrouft en Algérie, le Ténéré du Tafassasset au Niger, ou encore le reg libyen.

c)- Les hamadas (Fig.1.7.c) sont de grand bancs de calcaire ou d'arène, hauts de quelques centaines de mètres et sillonnés de canaux d'érosion. Les hamadas les plus hautes sont appelées tassilis et peuvent atteindre 2000 m d'altitude. Principales régions tassiliennes : Hoggar, Ajjers, Djado, bordure de l'Ennedi, Adrar des Iforas.

d)- Les sebkhas ou Chott (Fig.1.7.d) sont des dépressions en forme de cuvettes, périodiquement inondées, dans lesquelles se produit une accumulation de sel. Elles fonctionnent comme des bacs d'évaporation, qui après assèchement, laissent apparaître une couche de sel dont la concentration est maximale au centre et va en décroissant vers la périphérie, d'où une composition de la végétation en fonction du degré de salinité.

e)- L'oasis (Fig.1.7.e) est une vaste cuvette creusé par l'homme à l'intérieur d'une dune artificielle (ces " cratères verts " sont nombreux au nord du Grand Erg Oriental dans la région du Souf), les oasis d'oued sont fréquentes dans les vallées qui descendent des montagnes, là où l'on peut recueillir la pluie tombée sur les montagnes et celle qui a été filtrée jusqu'à la nappe phréatique (ce type d'oasis est fréquent dans la vallée du Dadès au Maroc en bordure du Grand Erg Occidental), l'oasis de sebkha est alimentée en eau par un réseau de galeries souterraines (foggaras) qui va jusqu'à la nappe phréatique (Timimoun en est un exemple typique).

f)- Les oueds (Fig.1.7.f) sont les lits presque toujours secs des fleuves et des torrents. Leur formation remonte au temps où le Sahara n'était pas encore un désert. Quelques rares pluies parviennent à les remplir occasionnellement pour quelques jours, voire quelques heures [36].

Au Sud, avec 2 millions de Km² de désert, le Sahara, l'un des plus grand désert du monde. Il représente près de 85 % de la superficie de l'Algérie et se compose d'immenses dunes, d'ergs, d'oasis et de montagnes dont le massif du Tassili et celui du Hoggar où culmine le plus haut mont d'Algérie avec 3000 mètres d'altitude. Il règne dans cette région un climat désertique avec de grandes variations diurnes. Le pied Sud de l'Atlas tellien marque la limite du climat aride : sec et tropical, avec de grands écarts de températures en hiver : la température moyenne est de 36°C le jour.



(a)



(b)



(c)



(d)



(e)



(f)

Fig. 1.7. Paysages du Sahara : (a) Erg, (b) Reg, (c) Hamada, (d) Sebkha, (e) Oasis, et (f) Oued

L'unité du Sahara est due à la sécheresse extrême du climat, qui rend les cultures impossibles en dehors des oasis. Mais le relief présente des aspects variés : au centre et à l'Est, les grands massifs montagneux, en partie volcaniques, du Hoggar, de l'Air et du Tibesti ; au Nord, les dunes du Grand Erg ; dans de nombreuses autres régions, de vastes plaines et des plateaux couverts de pierre (Fig.1.8).

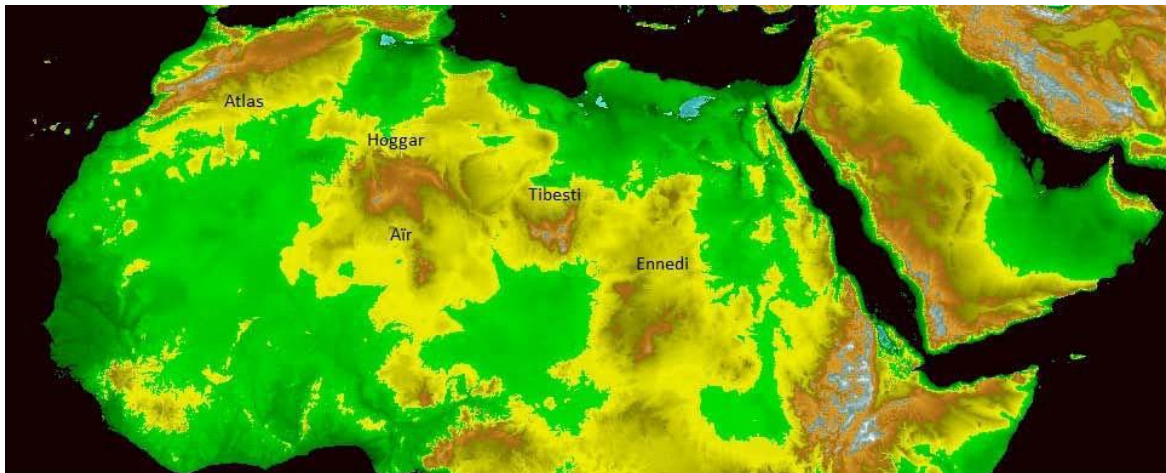


Fig. 1.8. La carte du relief de l'Afrique du Nord

I.7.2. L'influence du Sahara sur le climat mondial

Le climat du Sahara, chaud, ensoleillé et aride, est caractéristique de celui d'un désert chaud, situé de part et d'autre d'un tropique. Il résulte de la subsidence de l'air sous l'effet des anticyclones permanents qui se produisent entre 25° et 35° de latitude Nord. Les précipitations sont très rares et irrégulières ; la plupart des régions reçoivent en moyenne moins de 130 mm de pluie par an, et certaines, comme le Tanezrouft (Algérie) ou le désert Libyque, restent plusieurs années sans pluie. Les pluies peuvent survenir sous la forme d'averses très brutales, et l'eau ruisselle dans les oueds.

L'insolation est de plus de trois mille heures par an. Les températures diurnes sont très élevées, pouvant dépasser 50 °C (jusqu'à 54°C à In Salah), et l'amplitude thermique entre le jour et la nuit est souvent supérieure à 35 ou 40 °C ; l'amplitude annuelle peut atteindre 50 °C ; en hiver, il peut geler quelques jours à Tamanrasset, par exemple. Ces brusques variations de température entraînent en plus de l'érosion éolienne une désagrégation mécanique des roches. Le relief du Sahara est un socle massif très anciennement consolidé. Il est recouvert de terrains sédimentaires, est constitué de cuvettes (Tafilalet), de plateaux (Ennedi, Tademaït et Tassili) ou hamadas (Ténéré), d'amoncellements de pierres ou regs (Tanezrouft), d'amoncellements de sable

ou ergs ainsi que de massifs cristallins (Adrar et Iforas) et volcaniques tertiaires, plus humides (Aïr, Hoggar et Tibesti) au centre et au sud. Milieu hostile à l'homme, le Sahara est une terre de contact entre la race blanche (Arabes et Berbères) et la race noire. Les Sahariens (Maures, Touaregs, Toubous et aussi M'zab) se répartissent en deux groupes, les nomades pasteurs et les agriculteurs sédentaires dans les oasis. L'existence de celles-ci est liée à la présence de l'eau, des nappes phréatiques (puits artésiens), des écoulements souterrains (foggaras...) et à l'utilisation des cures des oueds (barrages d'épandages). La culture essentielle est le palmier-dattier qui protège les cultures vivrières (légumes, fruits et céréales). Aux ressources traditionnelles des oasis (très localisées) et des exploitations de sel (Taoudenni) se sont ajoutées celles du secteur minier et des hydrocarbures transformant des portions de désert. Principaux gisements : pétrole (Edjelé, Hassi Messaoud et Zelten) ; gaz naturel : Hassi R'mel ; uranium : Aïr et Arlit ; minerai de fer : Djebilet et Idjil ; minerai de cuivre : Akjoujt, charbon : Kenadsa [36].

I.7.3. Les poussières Sahariennes

Il y a aussi d'autres phénomènes climatiques liés aux déserts comme les retombés de poussières Sahariennes en Europe et partout dans le monde. Ce phénomène est dû principalement au fait que le Sahara étant excessivement chaud, les poussières s'élèvent très haut dans le ciel (Fig.1.9) et sont ainsi facilement prises dans des courants d'air traversant la Méditerranée, l'Atlantique ou autres grandes étendues maritimes jusqu'au prochain continent. On a compté plus de 260 millions de tonnes de poussières Sahariennes dont 146 millions tombent dans l'eau durant leur traversée et 60 millions reviennent en Afrique. Il y a donc 50 millions de tonnes qui arrivent sur cet autre continent provoquant ainsi des pluies rouges ou des neiges colorées.



Fig.1.9. Les poussières sahariennes

Le désert en soi est un environnement assez stable. Le paysage varie du terrain plat aux dunes de sable et montagnes élevées. Une aridité extrême et des vents violents caractérisent le désert du Sahara. Ces derniers ont une portée de 100 km/h. Ils emportent le sable sur de très grandes distances, érodent les rochers et empêchent complètement toute visibilité lors des grandes tempêtes. Des dunes de sable se déplacent au cours des tempêtes violentes. Généralement, les déserts soutiennent un couvert végétal très clairsemé, ce qui est certainement vrai pour le Sahara.

I.8. La circulation atmosphérique en Afrique du Nord

La circulation générale en Afrique du Nord est le résultat du déséquilibre du bilan énergétique annuel du rayonnement solaire entre les tropiques et les zones voisines des pôles. En effet, entre les Tropiques, la quantité moyenne d'énergie solaire reçue annuellement est supérieure à celle reçue au niveau des pôles. Il y a donc un déséquilibre énergétique qui est à l'origine du transfert d'énergie, moteur principal de la circulation méridienne en Afrique du Nord. Les masses d'air constituent, alors, les vecteurs de transfert d'énergie avec des zones d'ascendance (basses pressions) vers l'équateur et des zones de subsidence (hautes pressions) vers 30° de latitude de part et d'autre de l'équateur.

Pendant l'été les hautes températures dues à l'intense rayonnement solaire conduisent à l'installation d'une dépression sur le Sahara (dépression thermique) vers 20° N. Parallèlement, un flux se charge en humidité, c'est l'installation sur l'Afrique de l'Ouest d'un régime de mousson favorable au développement de systèmes convectifs. La ceinture intertropicale où convergent les deux masses d'air (alizés du Nord-Est et alizés du Sud-Ouest) d'origine et de caractéristiques différentes porte le nom de Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) dont la trace au sol caractérisant la zone de convergence entre le flux d'Harmattan et le flux de mousson (Fig.1.10).

I.8.1. Le flux Harmattan

Pendant l'hiver boréal (Octobre-Mars), l'Afrique du Nord est dominée à basse altitude par les vents qui soufflent de Nord-Est vers le Sud-Ouest en provenance du Sahara vers le golfe de Guinée, ces vents appelés Harmattan. À partir du printemps, le flux d'Harmattan est associé à une circulation cyclonique au niveau du Sahara et correspond en fait aux alizés de l'hémisphère Nord d'origine continentale et parcourt une longue surface désertique où les températures sont élevées et la quantité de vapeur d'eau est extrêmement faible (Fig.1.10). Ainsi, l'Harmattan est un vent (alizé) est très turbulent dans les basses couches, extrêmement sec, chaud la journée,

froid durant la nuit, peut aller jusqu'à 5km d'épaisseur et souvent très chargé en poussières désertiques [21].

I.8.2. Le flux de mousson

Le terme "mousson" provient de l'arabe "mawsim" qui signifie saison. Ainsi, la mousson représente le renversement saisonnier de la direction des vents. Cette inversion de flux est principalement liée aux différences de températures entre le continent Africain surchauffé et l'océan Atlantique.

Il est relativement plus froid, chargé en humidité par l'océan et son épaisseur ne dépasse pas 2km. Au printemps, l'élévation du soleil entraîne une augmentation des températures de surface de l'océan Atlantique et du continent Africain. L'océan ayant une plus grande inertie thermique que le continent, la température de surface du continent est plus élevée que celle de l'océan.

La saison de mousson est surtout marquée par la formation de nombreux systèmes convectifs à méso échelle (Fig.1.10) (Mesoscale Convective System, MCS), qui sont à l'origine de la majorité des précipitations observées sur la région sahélienne pendant la saison de mousson. Plus intéressante, cette saison de l'année est distinguée par une activité en aérosols minéraux très élevée [13].

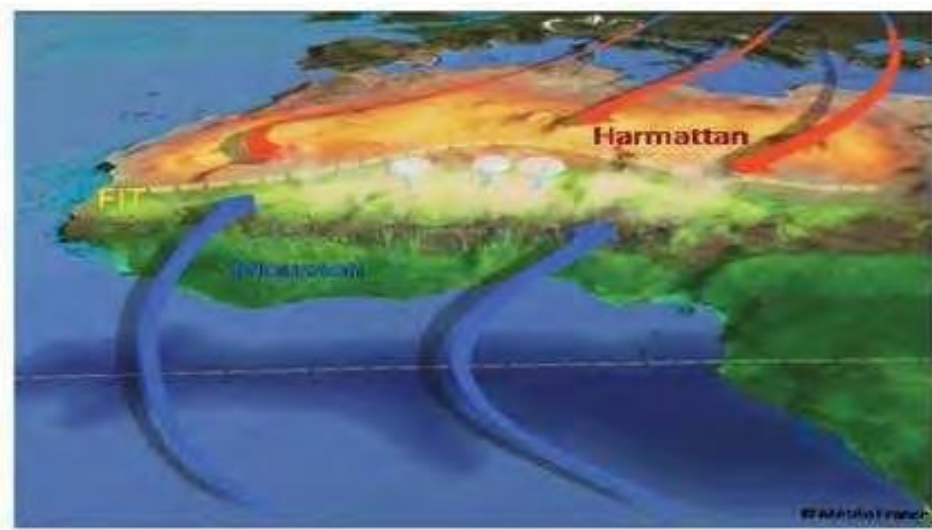


Fig.1.10. La circulation atmosphérique en saison de mousson.

I.8.3. La Dépression Thermique Saharienne

Au nord du FIT, une zone de convection sèche intense se développe en réponse au fort chauffage radiatif net au niveau du sol. Cette circulation thermique correspond à un maximum de température et un minimum de pression au sol et forme une dépression thermique typique des régions désertiques. Elle est cyclonique au sol de par l'effet de la force de Coriolis sur les vents de mousson et d'Harmattan et anticyclonique au sommet. L'extension verticale de la dépression thermique atteint facilement des altitudes de 5-6km et est limitée par la subsidence de grande échelle de la cellule de Hadley [4].

La position géographique de la dépression thermique présente un cycle annuel très marqué (Fig.1.11); en hiver sa position favorite est plutôt au dessus de la République centrafricaine avec une extension au dessus du Sud du Tchad et du Sud-ouest du Soudan. En été, la dépression thermique se positionne au dessus du désert dans le Sud de l'Algérie et le Nord du Mali.

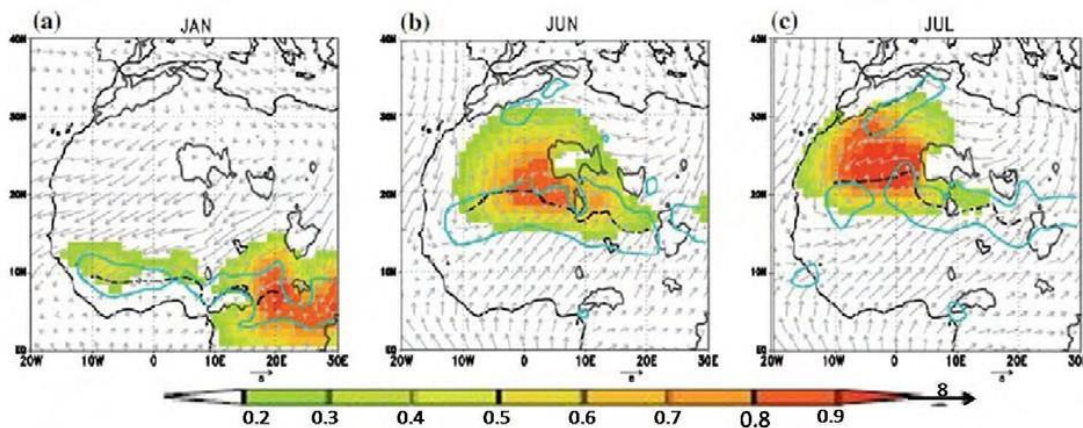


Fig. 1.11. Fréquence d'occurrence de la dépression thermique pour les mois Janvier (a), Juin (b) et Juillet (c)

I.8.4. La Zone de Convergence Inter-Tropicale (Z.C.I.T)

La ZCIT correspond à une zone de basse pression que l'on retrouve en permanence dans la région de l'équateur. L'air dans cette région suit un mouvement ascendant, montant de la surface vers les hautes régions de la troposphère. Ce mouvement est causé par la convection de l'air qui s'élève au dessus du sol très chaud de l'équateur.

En montant, l'air refroidit et l'humidité de l'air se condense, formant d'imposants nuages.

La ZCIT change de place tout au long de l'année (Fig.1.12). En effet, au mois de Juillet, elle est un peu plus au nord que sa position habituelle. En fait, elle reste toujours au dessus de la région qui est le plus réchauffée par le Soleil, mais c'est cette dernière qui change de place avec les saisons [13].

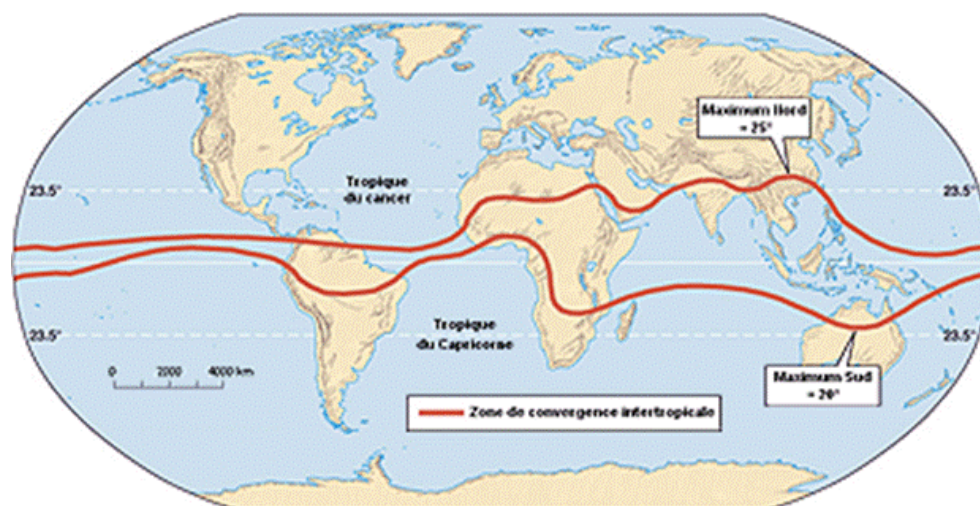


Fig. 1.12. La Zone de Convergence Inter-Tropicale (Z.C.I.T)

Chapitre II :
Généralités sur les aérosols désertiques et
les lithométéores

Chapitre II : Généralités sur les aérosols désertiques et les lithométéores

II.1. Introduction

Les aérosols désertiques sont produits dans les zones arides et semi-arides (pluies inférieures à 200 mm/an) qui sont localisées sous la branche subsidence de la cellule de Hadley [57]. Les régions les plus émettrices de poussières se situent en Afrique (le Sahara et le Sahel) et en Asie (les déserts chinois). D'autres sources comme l'Afrique du Sud, l'Ouest des États-Unis, l'Amérique du sud ou l'Australie constituent aussi des sources d'aérosols désertiques, même si les quantités émises sont relativement faibles.

D'après (Ginoux, 2004, Shao et al. 2011) le Sahara de l'Afrique du Nord produit 1150 Méga tonnes d'aérosols désertiques par an (Fig 2.1). Selon les estimations de (Tegen, 2006) la quantité d'aérosols injectée dans l'atmosphère à l'échelle globale serait comprise entre 1000 et 5000 Mt/an. Ces particules représenteraient donc à l'heure actuelle la première source en masse d'aérosols soit environ 40 % de la masse annuelle totale des aérosols émis dans l'atmosphère. Vu l'importance de ses émissions d'aérosols désertiques dans l'atmosphère, les interactions avec les composantes déterminantes des climats des différentes régions et particulièrement celles émettrices sont inévitables et demeurent intéressantes à appréhender.

Dans ce chapitre, les aérosols minéraux seront détaillés d'une façon générale, les processus dynamiques et thermodynamiques intrinsèques et favorables au soulèvement ainsi le cycle de vie des aérosols désertiques en passant par la manière type par laquelle ces aérosols se forment (émission, transport, leur mode de dépôt sec ou humide), et leur mode de dissipation.

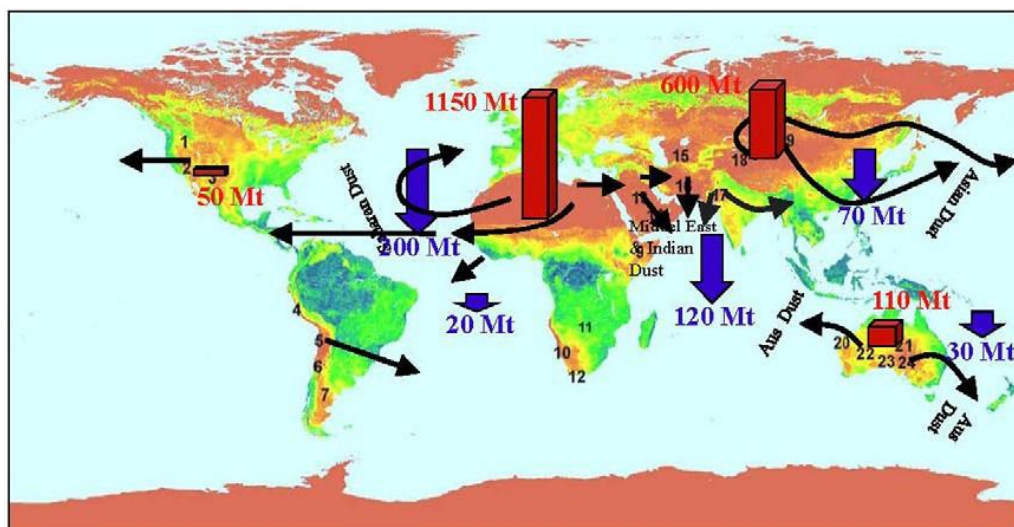


Fig.2.1. Les régions sources d'aérosols désertiques et les plus émettrices de poussières.

Récemment, plusieurs auteurs ont souligné l'absence de connaissances relatives, d'une part, aux facteurs contrôlant la fréquence des lithométéores et, plus particulièrement, des cas de déflation en région saharienne et, d'autre part, aux implications climatiques de l'augmentation de ces processus éoliens.

Les météorologistes évaluent la visibilité horizontale à chaque heure de la journée dans les stations principales. Les mesures de visibilité assurées ainsi en routine servent essentiellement aux besoins de la navigation aérienne. L'estimation de la visibilité horizontale est le paramètre principal utilisé pour la détermination des lithométéores.

II.2. Définition des aérosols désertiques

Les aérosols désertiques font partie de la famille des espèces traces présentes dans l'atmosphère sous forme particulaire et communément appelées aérosols. Les aérosols désertiques sont qualifiés de primaires, au même titre que les embruns marins, car ils sont émis directement sous forme particulaire dans l'atmosphère sous l'action du vent. Même si leur diamètre est compris entre quelques dixièmes et plusieurs dizaines de micromètres [11], les aérosols désertiques sont majoritairement des particules grossières contribuant principalement au mode micronique des aérosols atmosphériques.

II.3. Zones sources des aérosols désertiques

Les aérosols désertiques au niveau du globe provient de dix sources principales : la mer de Salton (Californie du Sud), la Patagonie (Argentine, Chili), l'Altiplano (Cordillère des Andes), la région de sahel (Afrique de l'Ouest), le désert du Sahara (Afrique du Nord), le désert de Namibie (Afrique Australe), la Vallée de l'Indus (Pakistan, Inde), le désert de Taklamakan (Chine), le désert de Gobi (Mongolie) et le bassin du Lac Eyre (Australie) [53].

Books et Legrand (2000) ont localisé quatre principales zones sources en Afrique du Nord à partir de l'Indice de poussière IDDI issu de l'imageur METEOSAT [30] : (A) dans l'erg de Bilma au Tchad, (B) dans les ergs Iguidi et Chech qui se situent au Nord de la Mauritanie et du Mali et au Sud de l'Algérie, (C) dans la zone située dans le Nord du Soudan et le Sud de l'Egypte et (D) dans le Nord du Niger et le Sud de la Libye (Fig.2.2).

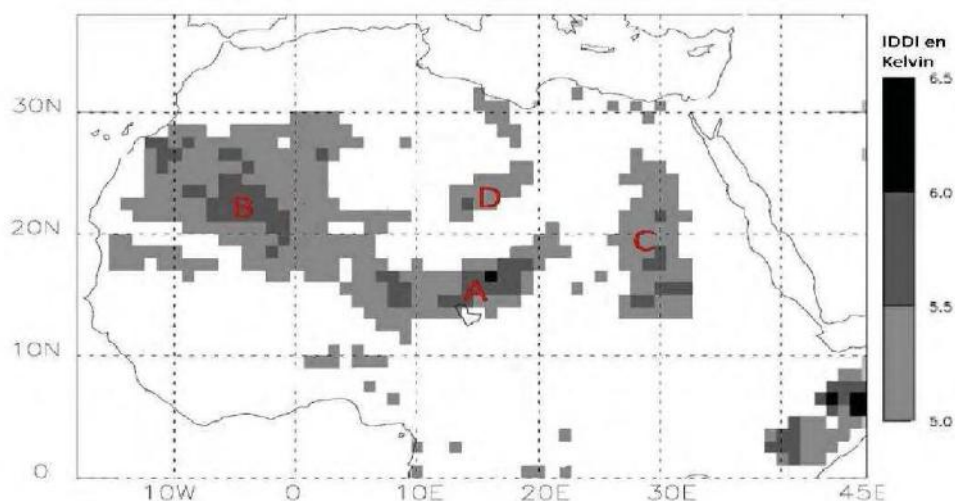


Fig.2.2. La localisation des principales zones sources d'aérosols désertiques en Afrique du Nord à partir de l'indice de poussière IDDI (Brooks et Legrand, 2000)

II.4. Le transport des aérosols désertiques

Il existe une très grande variabilité spatiale et temporelle des émissions d'aérosols désertiques, celles-ci dépendant principalement de la vitesse du vent et des états de surface des sols exposés. Tout ceci conduit à ce que les émissions d'aérosols désertiques présentent souvent un cycle saisonnier et des variations interannuelles très marquées.

Suite à leur émission, les aérosols désertiques peuvent être transportés à grandes distances principalement selon les directions de transport présentées sur la Figure 2.3. Ainsi, les panaches d'aérosol émis depuis le nord de l'Afrique sont majoritairement transportés vers l'ouest, au dessus de l'Océan Atlantique. Les aérosols sahariens peuvent atteindre les Antilles en été. Pendant les mois d'hiver, ils sont transportés plus au sud, au-dessus de l'Océan Atlantique, vers l'Amérique du sud [16]. Le transport des aérosols désertiques émis depuis la région saharienne dépend évidemment de la circulation atmosphérique et notamment des hautes pressions tropicales, comme l'anticyclone des Açores, et de la zone de convergence intertropicale (Z.C.I.T). Au printemps et en été, ils sont épisodiquement transportés vers le nord et le nord-est [12], atteignant ainsi la Méditerranée.

Les panaches de poussières du nord-est de l'Asie se déplacent principalement vers l'est, au dessus de la mer de Chine et de l'Océan Pacifique. Ceci résulte, en particulier, de l'activité des fronts cycloniques de Mongolie sur le nord-est de l'Asie [46].

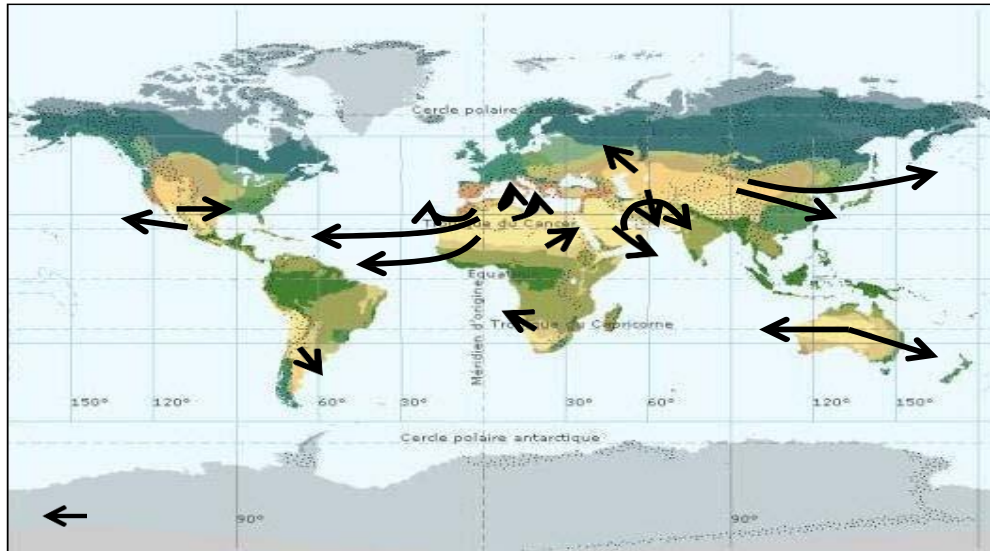


Fig.2.3. Principales trajectoires du transport des poussières désertiques

II.5. Modes de mouvement de particules de la poussière et de sable

Le procédé de soulèvement des particules de sable et de la poussière dépend de la dynamique près de la surface [20]. Elle est contrôlée par l'intensité du vent, l'humidité du sol, la texture du sol et de la couverture terrestre.

Elle augmente avec la taille des particules, car ils sont plus lourds et donc plus difficiles à relever en raison de la gravité. Si les particules sont assez petites la valeur du vent de seuil est élevée, car il a pour briser la force de cohésions assez fortes en gardant petites particules ensemble.

Les phénomènes régissant la mobilisation des particules par le vent sont liés à la fois par le flux horizontal et le flux vertical du vent. Il ya trois modes de déplacements des particules éolien identifiés [3], affectant des particules de tailles croissantes qui sont également présentées sur la Figure 2.4.

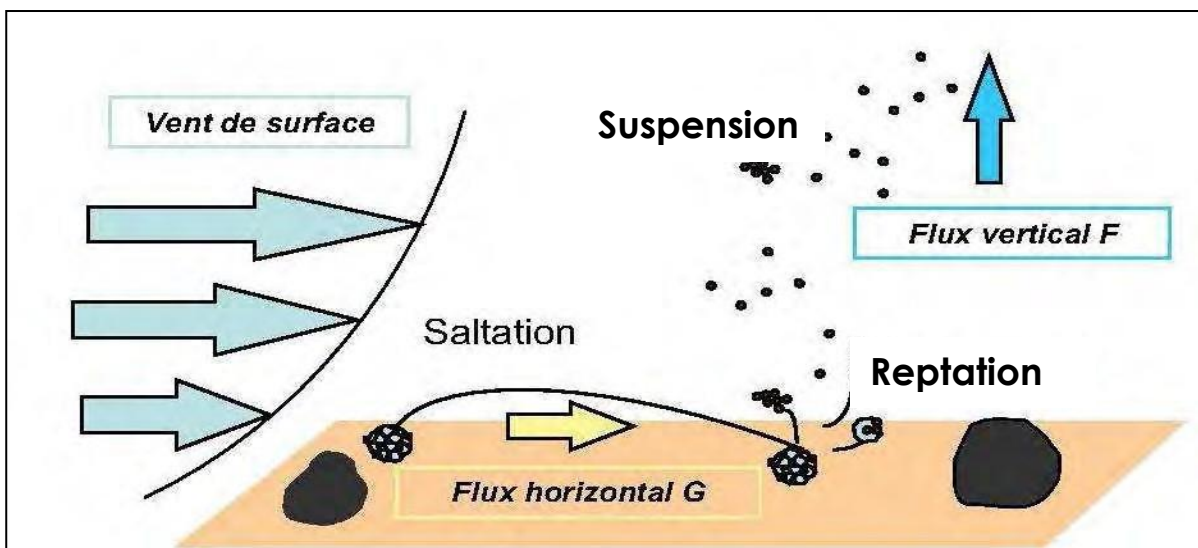


Fig.2.4. Schéma des trois principaux processus intervenant dans l'émission des aérosols désertiques.

II.5.1. La reptation (Creeping)

Concerne les plus grosses particules, supérieures à 2 mm de diamètre. Elles sont trop massives pour être soulevées, mais l'action cisailant du vent à la surface du sol permet de les déplacer horizontalement, les grosses particules et/ou les vents faibles favorisent le glissement.

II.5.2. La saltation (appelée aussi bombardement ou sandblasting)

Affecte les particules de diamètre pouvant aller jusqu'à 100 μm . Après leur soulèvement, les particules sont déplacées à quelques centimètres voire quelques mètres du sol [35]. Pour rester dans l'air, les forces gravitationnelles (liées à la taille de la particule) et la portance de l'air doivent être au moins à l'équilibre. Les plus grosses particules tombent rapidement, non loin de leur origine, et peuvent former des agrégats. Quoiqu'une augmentation de la vitesse du vent maintienne progressivement les plus grosses particules en suspension. À l'impact, des particules plus fines vont être formées et mobilisées à leur tour.

Si les particules soulevées retournent au sol et heurtent d'autres particules, elles rebondissent vers le haut et l'avant et le processus continu. La saltation étant un processus très efficace pour mobiliser et déplacer les particules, les particules les plus fines peuvent également être emportées.

II.5.3. La suspension (ou l'entraînement aérodynamique)

Les substances sédimentaires sont soulevées par l'air et maintenues suspendues par les vents. Si les particules sont suffisamment petites (dont le diamètre est inférieur à une dizaine de micromètres) et les courants ascendants assez forts pour porter le poids de chacun des grains, ces derniers demeurent suspendues.

Une fois mobilisées, les particules peuvent rester en suspension court terme (dont les particules dans la gamme de taille de 20 à 70 μm) et long terme (dont les particules $> 20 \mu\text{m}$) dans les couches élevées de l'atmosphère et être transportées en raison de la diffusion turbulent sur de longues distances, loin de leurs sources, grâce à la dynamique atmosphérique de grande échelle [34][20]. Notez que des vents forts peuvent soulever les particules de poussière suspendues jusqu'à plusieurs milliers de mètres au-dessus du sol et les porter à plusieurs milliers de kilomètres plus loin en aval, avec des tourbillons turbulents (Turbulent eddies) et des courants ascendants pour les maintenir en suspension. La quantité de particules mobilisées dépend donc de leur taille mais aussi de leur composition minéralogique. Ainsi, l'efficacité de ces processus doit être estimée pour chaque type de sol.

II.6. Mécanismes de soulèvement de particules de la poussière et de sable

La mobilisation des poussières par le vent est un phénomène naturellement contraint par les caractéristiques de la surface (couvert végétal, rugosité du sol, humidité...) et la vitesse du vent près de la surface. Pour le déclenchement d'une tempête de poussière, le vent doit être suffisamment fort, depuis le sol sur toute l'épaisseur de la couche limite de surface CLS (L'épaisseur de la CLS ne dépasse pas le dixième de celle de la couche limite, soit quelques dizaines de mètres pour soulever et entraîner les particules de poussière. Observations et expériences en laboratoire ont montré qu'il existe une relation non linéaire entre la taille des particules soulevées et la vitesse du vent. De plus, le soulèvement des particules n'intervient qu'à partir d'une **vitesse seuil** (Threshold velocity). Cette vitesse du vent minimum nécessaire pour mobiliser des particules. Dans les régions arides et semi-arides, cette vitesse seuil est estimée à **6 m/s** [56]. Le Tableau 2.1 montre les vitesses de vent nécessaires pour soulever les particules dans différents environnements de sources. Les premières particules de sable et de poussière emportées sont celles dont les diamètres sont compris entre 0.08 et 1 mm. Il faut pour cela des vitesses de vent comprises entre 5 et 13 m/s [35].

Environnement	Vitesse du vent seuil (m/s)
Dunes de sable fin à moyen (erg)	5-8
Régions sableuses avec des petites zones caillouteuses	10
Matériau fin, désert plat	10-13
Vallée alluviale et dépression saline croutée (chott)	13-18
Désert de cailloux (erg)	20

Tab.2.1 Vitesse du vent seuil de soulèvement de la poussière pour différents environnements désertiques (Source : The COMET Program et NASA)

Le soulèvement de la poussière requiert principalement une turbulence significative dans la couche limite de surface. Le cisaillement de vent crée généralement de la turbulence et des tourbillons horizontaux qui soulèvent la poussière. Selon des constats empiriques [35][23][47], si le vent au sol souffle à 8 m/s, sa vitesse à 305m au-dessus du sol doit être d'environ 15 m/s pour maintenir les particules de poussière en suspension.

Les tempêtes de poussière sont favorisées aussi par une CLS instable car des mouvements verticaux sont nécessaires pour le soulèvement des particules de poussière [27]. À l'inverse, une CLS stable supprime les mouvements verticaux et empêche le soulèvement de la poussière.

Le vent doit être suffisamment turbulent pour soulever la poussière et souffler dans un environnement assez instable. Ne serait-il pas commode d'avoir un seul paramètre qui exprime à la fois : la vitesse du vent, la turbulence, et la stabilité ? Ce paramètre nous l'avons et il est appelé la vitesse de frottement (Friction velocity). En termes plus techniques, la mobilisation de la poussière est proportionnelle à la dynamique du flux, ou le stress du sol. Une vitesse de frottement de 60 cm/s est généralement nécessaire pour soulever la poussière [47][24][38].

II.7. Conditions dynamiques au déclenchement du vent de sable

Le processus de déclenchement des particules minérales est un phénomène à seuil qui dépend essentiellement de la nature du sol (rugosité, taille et masse des particules, humidité) et de l'action du vent (force, orientation). Le vent dans sa dynamique exerce une contrainte aérodynamique sur la surface qui réagit en fonction de ses propriétés.

En effet, la force de frottement en surface $\vec{\tau}$ (Fig. 2.5) tend à arracher les grains de sable du sol tandis que le poids \vec{P} , les forces de cohésions interparticulaires \vec{I}_p et les forces capillaires \vec{F}_c qui peuvent être importantes lorsque les sols ont une teneur en eau liquide significative tendent à les garder au sol.

$$\vec{\tau} = \vec{P} + \vec{I}_p + \vec{F}_c \quad (2.1)$$

Près de la surface, le vent présente un gradient vertical dont la force dépend de la capacité du sol à freiner l'écoulement de l'air.

La force de friction du vent exercée sur les grains est très sensible aux modifications des caractéristiques de la surface à petite échelle liée à la présence de la végétation ou de rochers.

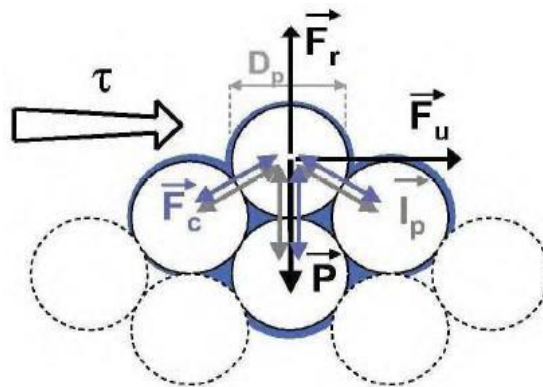


Fig. 2.5. Bilan des forces auxquelles est soumis un grain de diamètre D_p sous la contrainte de cisaillement (τ) : force générée par l'action mécanique du vent (F_w), poids de la particule (P), forces interparticulaires (I_p), forces capillaires (F_c), et force résultantes (F_r) (Laurent, 2005)

Le calcul de cette force nécessite d'établir une relation entre (i) le vent au-dessus du sol, (ii) la nature physique de ce sol, (iii) l'effet du vent moyen synoptique dans la couche limite de surface (CLS) sur les grains au sol. Pour un flux laminaire au-dessus d'une surface horizontale, la contrainte de cisaillement (τ) exercée par le vent sur la surface est reliée au gradient vertical de la vitesse de vent (u) par la relation (Fig. 2.6).

$$\tau = \mu_a \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) = \rho_a u_0^2 \quad (2.2)$$

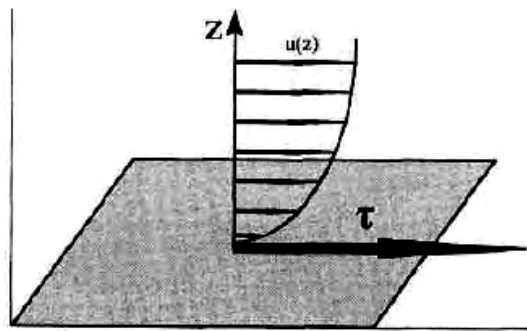


Fig. 2.6. Représentation de l'effet du sol sur l'écoulement de l'air et de la contrainte tangentielle (τ) exercée par l'écoulement sur le sol. Le profil de vitesse du vent est représenté par différentes $u(z)$, composante horizontale de la vitesse du vent, en fonction de l'altitude z

La force de frottement est souvent explicitée en fonction de la vitesse de frottement (u_*), l'équation (2.3) qui est une grandeur physique utilisée pour quantifier la force de friction due au vent sur une surface. Physiquement, la vitesse de frottement représente le taux d'accroissement de la vitesse du vent en fonction du logarithme de la hauteur au voisinage du sol dans la CLS [49]. Elle est déterminée en régime neutre à partir de la vitesse du vent moyen mesurée à une hauteur z du sol et caractérisée par une hauteur de rugosité z_0 .

$$\text{Si } z > z_0 \quad u(z) = \frac{u_*}{k} \times \ln \left(\frac{z}{z_0} \right) \quad (2.3)$$

u : Vent horizontal moyen (m/s) à une altitude z de la CLS,

u_* : vitesse de friction (Unité en m/s),

μ_a : Coefficient de viscosité dynamique de l'air,

ρ_a : Masse volumique de l'air,

$k=0.38$: constante de Von Karman,

z et z_0 : hauteur de la rugosité du sol et hauteur de la rugosité aérodynamique.

Suivant la nature du sol, le seuil de vent moyen de surface $u(z)$ nécessaire pour soulever les particules n'est pas le même [47].

II.8. Mécanisme de dépôt des aérosols désertiques

Après l'émission en altitude depuis les zones sources et le transport dans l'atmosphère, les aérosols désertiques aient pu faire la moitié du tour de la Terre. Cette poussière va finalement tomber suivant la voie sèche ou humide (Fig. 2.7).

II.8.1. Le dépôt sec

Le cycle de l'aérosol désertique s'achève par le dépôt des particules au niveau des continents ou des surfaces océaniques, en conditions d'atmosphère sèche ou humide (Fig.2.7). La déposition sèche est principalement contrôlée par les forces gravitationnelles, qui font sédimenter les particules. Le dépôt sec des particules est dépendant de plusieurs variables tels que la vitesse du vent, vitesse de frottement, intensité de turbulence et la stabilité atmosphérique.

La vitesse de sédimentation dépend, entre autres, de la taille de la particule. La turbulence peut également jouer un rôle, en perturbant le flux des particules. Si la turbulence a lieu près de la surface, les particules sont alors déposées plus rapidement.

II.8.2. Le Dépôt humide

Le dépôt humide apparaît quand les masses d'air poussiéreuses se mélangent par convection avec les masses d'air humides ou nuageuses. Les particules minérales peuvent être directement capturées par les précipitations ou par les gouttelettes à l'intérieur du nuage (coagulation avec les gouttelettes d'eau liquide ou création d'un noyau de condensation).

La plupart des particules de poussière sont hygroscopiques et attirent donc l'eau. En effet, elles forment habituellement les noyaux de condensation des nuages et/ou se retrouvent sous des nuages et être tout simplement nettoyé par les gouttelettes qui tombent (Fig.2.7). À cause de cette affinité pour l'humidité, les précipitations nettoient de manière très efficace, la poussière de la troposphère (la poussière en suspension dans l'air), ce processus est connu sous l'appellation de balayage.

La vitesse de dépôt humide dépend du taux de précipitations, de la vitesse de chute des gouttelettes. Les particules de taille comprise entre 0.1 et quelques μm ont les vitesses de dépôt par sédimentation les plus faibles, elles seront donc majoritairement déposées par voie humide.

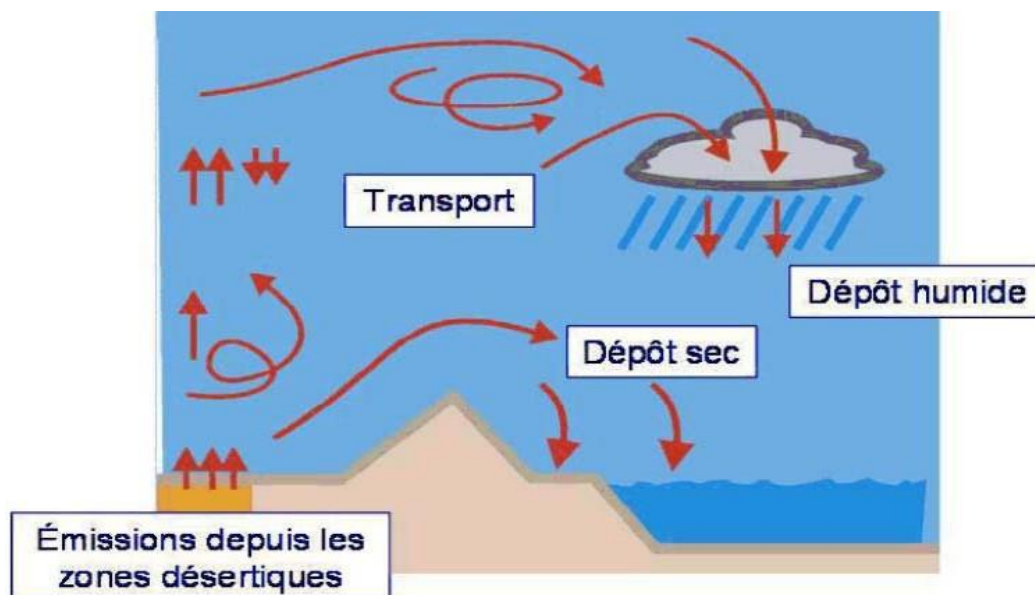


Fig. 2.7. Cycle de la poussière désertique.

II.9. Phénomènes et paramètres météorologiques liés au déclenchement de sable

II.9.1. Lithométéores

Le terme populaire « vent de sable » englobe en réalité toute une série de phénomènes climatiques plus connus dans la littérature météorologique sous le nom « lithométéores ».

Le lithométéore est un terme composé de Litho : du grec *lithos* : « pierre » et Météore : du grec *meteôros*, « élevé dans les airs ».

Un lithométéore, en anglais "*lithometeor*", est défini par l'OMM (1966) [Vocabulaire Météorologique International] comme un « *météore consistant en un ensemble de particules dont la plupart sont solides et non aqueuses. Ces particules sont plus ou moins en suspension dans l'atmosphère, ou soulevées du sol par le vent* ».

Deux catégories de lithométéores sont prises en compte suivant qu'ils sont en suspension dans l'atmosphère ou directement mobilisés par le vent :

- Les lithométéores qui ont plus ou moins le caractère de suspension dans l'atmosphère sont : la brume sèche, la brume de poussière, la brume de sable et la fumée. Ces lithométéores sont constitués par de très petites particules de poussières ou encore par des particules provenant de combustions diverses.
- Les lithométéores directement mobilisés par le vent sont : chasse-poussière, chasse sable, tempête de poussière, tempête de sable, tourbillon de poussière et tourbillon de sable.

II.9.1.1. La brume sèche

Une brume sèche, en anglais “*haze*”, est définie comme suit : « *Suspension dans l’atmosphère de particules sèches, extrêmement petites, invisibles à l’œil nu et suffisamment nombreuses pour donner à l’air un aspect d’opalescence* » [41].

L’OMM, dans le code du temps présent [ww], préconise également l’utilisation du terme brume sèche seulement lorsque ce lithométéore réduit la visibilité à moins de trois kilomètres, soit $VV < 300$ dam, et qu’il n’y a pas de dépôt visible de poussières en sa présence.

Les brumes sèches correspondent au nombre « 05 » dans le code du temps présent (ww) que l’on retrouve dans les carnets d’observations. Sur les cartes météorologiques ainsi que dans les Tableaux Climatologiques Mensuels (TCM), on attribue le symbole (**S**) aux brumes sèches.

II.9.1.2. La brume de sable

La brume de sable, en anglais “*sand haze*”, est définie comme suit : « *Suspension dans l’atmosphère de poussières ou de petites particules de sable qui ont été soulevées du sol antérieurement au moment de l’observation par une tempête de poussière ou une tempête de sable* » [41]. Le code du temps présent [ww] complète cette caractérisation en soulignant que la brume de sable peut être distinguée de la brume sèche en ce qu’elle est susceptible de produire, sur une surface exposée, un dépôt visible. On en déduit dès lors que l’utilisation du terme brume de sable est requise seulement lorsque ce lithométéore réduit la visibilité à moins de trois kilomètres, soit $VV < 300$ dam.

Les brumes de sable correspondent au nombre « 06 » dans le code du temps présent (ww) que l’on retrouve dans les carnets d’observations. Sur les cartes météorologiques ainsi que dans les Tableaux Climatologiques Mensuels (TCM), on attribue le symbole (**S**) aux brumes de sable.

II.9.1.3. Le chasse-sable ou chasse-poussière

La chasse-sable ou chasse-poussière, en anglais “*drifting or blowing dust or sand*”, est définie comme suit : « *Ensemble de particules de sable ou de poussière soulevées du sol, au lieu de l’observation ou dans son voisinage, à des hauteurs faibles ou modérées, par un vent suffisamment fort et turbulent* » [41].

La chasse-poussière et la chasse-sable est divisée en deux classes :

- Chasse-poussière ou chasse-sable basse : « *Poussière ou sable, soulevés par le vent à faible hauteur au-dessus du sol. La visibilité n'est pas sensiblement réduite au niveau de l'œil de l'observateur (1m80)* » [41].
- Chasse-poussière ou chasse-sable élevée : « *Poussière ou sable, soulevés par le vent jusqu'à des hauteurs assez importantes au-dessus du sol. La visibilité horizontale au niveau de l'œil de l'observateur est réduite de façon sensible* » [41].

La chasse-sable et chasse-poussière correspond au nombre « 07 » dans le code du temps présent (ww) que l'on retrouve dans les carnets d'observations. Sur les cartes météorologiques ainsi que dans les Tableaux Climatiques Mensuels (TCM), on attribue le symbole (\$) aux chasse-sable et chasse-poussière.

II.9.1.4. La tempête de poussière ou tempête de sable

Les tempêtes de poussières ou tempêtes de sable, en anglais “*dust storm* ou *sand storm*”, sont définies comme étant un « *ensemble de particules de poussière ou de sable puissamment soulevées du sol par un vent fort et turbulent, jusqu'à de grandes hauteurs* » [41]. A noter que la majorité des auteurs français utilisent, encore maintenant, plutôt le terme “Vent de sable” pour parler de tempête de poussière ou tempête de sable [14][9].

Le mur de poussière ou de sable est également parfois mentionné et caractérise la « *partie antérieure d'une tempête de poussière ou d'une tempête de sable, qui présente l'aspect d'une gigantesque muraille qui progresse plus ou moins rapidement* » [40].

Les tempêtes de poussières ou tempêtes de sable correspondent aux nombres « 09 et 30 à 36 » suivant leur violence et leur état de maturité dans le code du temps présent (ww) que l'on retrouve dans les carnets d'observations. Sur les cartes météorologiques ainsi que dans les Tableaux Climatiques Mensuels (TCM), on attribue le symbole (S) aux tempêtes.

II.9.2. Le vent horizontal

Pour les météorologistes le vent est le mouvement horizontal de l'air par rapport à la terre. De point de vue le vent semble être une variable assez simple des équations, mais en pratique, il subit tellement de forces agissantes, tant globales, régionales que locales que son étude en devient très complexe et très intéressantes.

II.9.3. Le vent dans le langage populaire

En Algérie, le vent de sud (Sirocco) est appelé « Chhili », il occasionne une hausse inhabituel des températures et une aggravation de la sécheresse de l'air, notamment par effet

de foehn sur les plaines littorales. Au Maroc, le vent chaud, sec et chargé de sable, est appelé « chergui ». En Libye (tripolitaine) c'est le « Ghibli » et en Egypte, il est plus connu sous le nom de « Khamsin ». Le « Haboob » (de l'arabe habb : souffler) est un mur compact de sable et de poussière (plus connu sous le nom de mur de sable) qui souffle au Soudan. En Mauritanie, le même phénomène est appelé « Rih errad » (vent de l'orage), c'est généralement un phénomène annonciateur d'un grain tropical. Au delà de ces différences terminologiques, le vent de sable est un phénomène météorologique à part entière qui se décline en plusieurs types de temps [39].

II.9.4. La vitesse du vent

Les définitions des types de lithométéores pourraient sembler incomplètes puisqu'elles ne décrivent pas un paramètre climatique important, à savoir la vitesse du vent. Les observateurs météorologiques savent approximativement dans quelle fourchette de vitesse du vent peuvent se déclencher les chasse-sable ou tempêtes de sable. On serait donc, de prime abord, tenté d'utiliser le critère de vitesse du vent pour classer ces lithométéores. Mais, comme l'OMM le spécifie bien à propos des chasse-sable, « *Les conditions de vent (vitesse et turbulence) nécessaires pour déclencher l'apparition de ces lithométéores dépendent de la nature du sol, de l'état de sa surface et de son degré de sécheresse* ».

En effet, un vent de même vitesse n'aura pas la même capacité de déflation d'un endroit à l'autre en fonction de la granulométrie des particules à mobiliser. D'autre part, pour un même sol, l'impact du vent dépendra de différents états de surface de ce sol. A savoir, (i) le contenu d'humidité à la surface du sol ; (ii) la densité de couverture du sol par la végétation ; (iii) la taille des plantes recouvrant le sol ; (iv) l'effet de la sécheresse sur le sol ; (v) la direction du vent [16] ; etc.

II.9.5. La visibilité horizontale

La variable que nous avons utilisée dans ce travail pour quantifier l'importance et l'évolution des lithométéores dans l'atmosphère est la visibilité horizontale.

La visibilité est définie de la manière suivante : « *La plus grande distance à laquelle un objet noir de dimensions appropriées ne peut être vu et identifié sur le ciel à l'horizon ou, quand il s'agit d'observations de nuit, pourrait être vu et identifié si l'illumination générale était augmentée jusqu'à atteindre l'intensité normale de la lumière du jour* » [41].

La visibilité reportée dans les carnets d'observations ainsi que dans les Tableaux Climatiques Mensuels (TCM) est la visibilité horizontale : « *Distance maximale à laquelle*

un observateur peut voir et identifier un objet situé à proximité du plan horizontal où il se trouve lui-même » [41].

La visibilité chiffrée dans les messages synoptiques est la visibilité horizontale minimale observée quel que soit le secteur d'observation.

Chapitre III :

Analyse spatio-temporelle des évènements de sable

Chapitre III : Analyse spatio-temporelle des évènements de sable

III.1. Introduction

A ce niveau de notre étude, et après une analyse bibliographique présentée dans le chapitre précédent, ainsi que la description des différents types des lithométéores, et pour mieux comprendre leur comportement spatio-temporel, des analyses statistiques approfondies d'une longue série homogène de données climatologiques sont effectuées dans en se basant sur les fréquences d'occurrence, les seuils de vitesses et de visibilité horizontale dans le but de cerner toutes les classes de lithométéores en zones sources et l'étude de leur répartition diurne, mensuelle, saisonnière, annuelle et inter-annuelle des lithométéores.

III.2. Présentation de la zone d'étude

La zone à étudier est la Sahara Algérien qui représente près de 85% de la superficie du pays. Cette zone est le siège des soulèvements de sable liés à la dépression saharienne (thermique). Pour notre étude, nous avons retenu Vingt (20) stations du réseau synoptique national, réparties entre les latitudes 21° et 34°N, et entre les méridiens 08°W et 09°E (Fig.3.1). Les caractéristiques de ces dernières figurent dans le tableau 3.1.

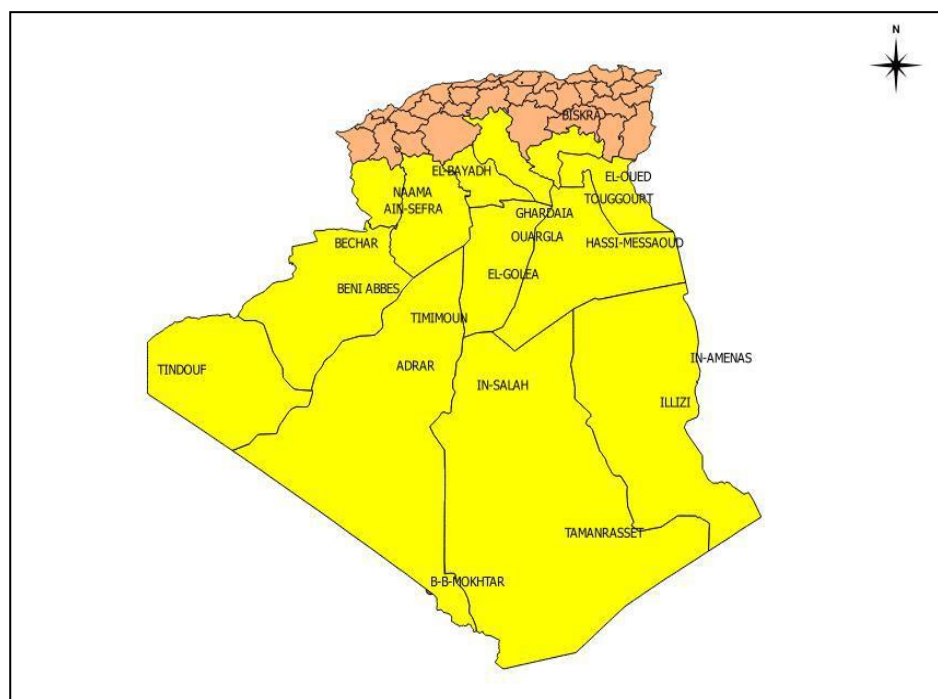


Fig.3.1. La zone d'étude en couleur

Station	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Fonctionnement	Période
In Salah	27° 14' N	02° 30' E	268 m	H00-24	1996-2015
Tamanrasset	22° 49' N	05° 27' E	1372 m	H00-24	1996-2015
Bordj Badj Mokhtar	21° 20' N	00° 57' E	397 m	H06-18	1996-2015
Naama	33° 16' N	00° 18' W	1166 m	H06-18	1996-2015
Touggourt	33° 04' N	06° 05' E	87 m	H00-24	1996-2015
El Oued	33° 30' N	06° 47' E	64 m	H00-24	1996-2015
Ghardaia	32° 23' N	03° 47' E	468 m	H00-24	1996-2015
Ouargla	31° 56' N	05° 24' E	144 m	H00-24	1996-2015
Hassi Messaoud	31° 39' N	06° 08' E	140 m	H00-24	1996-2015
El Goléa	30° 34' N	02° 52' E	397 m	H00-24	1996-2015
In Aménas	28° 03' N	09° 38' E	561 m	H00-24	1996-2015
Illizi	26° 43' N	08° 37' E	541 m	H00-24	1996-2015
Béchar	31° 39' N	02° 15' W	809 m	H00-24	1996-2015
Béni Abbès	30° 08' N	02° 10' W	499 m	H06-18	1996-2015
Adrar	27° 49' N	00° 11' W	279 m	H00-24	1996-2015
Tindouf	27° 42' N	08° 10' W	448 m	H00-24	1996-2015
Biskra	34° 48' N	05° 44' E	82 m	H06-18	1996-2015
El Bayadh	33° 43' N	01° 05' E	1341 m	H00-24	1996-2015
Timimoun	29° 15' N	00° 17' E	312 m	H00-24	1996-2015
Ain Sefra	32° 46' N	00° 36' W	1064 m	H06-18	1996-2015

Tab.3.1. Coordonnées géographiques des stations étudiées (Source : ONM)

III.3. Source des données

Nous avons exploité dans cette étude les données climatologiques qui nous ont été fournies par l'Office National de la Météorologie (ONM).

L'ONM a mis à notre disposition des données climatologiques couvrant le Sud Algérien, allant de 1996 à 2015. Ces données ont été importées à partir du logiciel de traitement et contrôle des données climatologiques « CLICOM ». Chaque fichier présente le format suivant : Indicatif de la station (code OMM), date, heure et les paramètres

météorologiques tri-horaires à savoir : le vent (Direction & vitesse), nombre de jour des lithométéores, la visibilité horizontale et le temps présent (ww)¹.

Ces données sont considérées ici comme fiables, même si la fréquence du phénomène est influencée par l'appréciation personnelle de l'observateur. Selon Dubief, les observations varient d'un observateur à l'autre (par exemple, en fonction de l'âge de l'observateur et de son expérience), elles sont donc « entachées d'un coefficient personnel important » [14].

La plus part des stations choisies fonctionnent 24 heures sur 24 (Tab.3.1) et ses données présentent très peu de lacunes (0,04 %) pour la période 1996-2015.

III.4. Choix des données utilisées

III.4.1. Occurrence des lithométéores

Dans le cadre de cette étude, tenant compte de tout ce qui a été dit précédemment, nous distinguerons les lithométéores de la manière suivante (Tab.3.2) :

Nomenclature	Temps présent (Code ww)	Particularités	Visibilité (dam)
Brume sèche	05	Suspension de particules solides sans dépôt au moment de l'observation.	< 300
Brume de sable	06	Suspension de particules solides avec dépôt au moment de l'observation.	< 300
Chasse sable	07	poussière ou de sable soulevées du sol par un vent assez fort. (Déflation éolienne).	< 1000
Tempête de sable	09 & 30 à 36	poussière ou de sable soulevées du sol par un vent fort. (Déflation éolienne).	< 100

Tab.3.2. Nomenclature des lithométéores utilisés dans notre étude (Source : Ozer, 2000).

Dans la suite de cette étude, le terme '*lithométéore*' désignera donc les trois types de manifestations de poussière ou de sable dans l'atmosphère repris au tableau 3.2, soit suspension avec dépôt (Les brumes de sable) et déflation (les chasse sable et tempêtes de sable).

¹ Le temps présent sont des données codées qui renseignent sur les conditions météorologiques prédominantes avant et au cours de l'heure d'observation. Plusieurs spécifications du code permettent de décrire les conditions météorologiques. Les descriptions de ce code figurent dans l'Atlas International des nuages, Edition 1975.

III.4.2. Données du vent

Les données de vitesse et la direction du vent sont, habituellement, mesurées à une hauteur de dix mètres au dessus du sol. Ces informations, reportées de manière tri-horaire, représentent la vitesse et la direction moyenne des dix dernières minutes de l'heure considérée. Les données utilisées représentent donc une valeur globale de la vitesse du vent, gommant les pointes de vitesse et les périodes d'accalmie, ainsi qu'un aperçu général de la direction.

Pour l'ensemble des stations utilisées, nous avons, pour chaque jour, la vitesse du vent de la journée et la direction qui lui est associée. Nous avons opté en faveur de cette méthode d'encodage des données car notre objectif était la détection des régimes à vents forts et que notre étude était consacrée aux lithométéores. La vitesse moyenne maximum journalière du vent était la plus indicative pour la détection de la déflation.

III.4.3. Données de la visibilité horizontale

La visibilité horizontale est une donnée météorologique estimée par les météorologistes en vue de l'observation des phénomènes météorologiques. Sa mesure, selon les normes OMM est définie ; de jour, par la plus grande distance à laquelle un observateur peut identifier une cible ; et de nuit, par la distance des repères lumineux, désignés pour la station, qui sont visibles ou cessent d'être visibles pour l'observateur. Si la visibilité n'est pas la même dans toutes les directions, la visibilité relevée est celle qui correspond à la distance la plus courte.

Les données de visibilité ont été initialement tirées des fichiers CLICOM que nous avons consultés dans les services de l'ONM. Nos données se présentent de la manière suivante : quotidiennement, la visibilité minimale (lorsqu'elle est inférieure à 1000, 500, 300 et 100 dam) a été encodée, elle est automatiquement accompagnée du type de lithométéore responsable de la visibilité réduite.

III.4.4. Analyse fréquentielle d'occurrence des lithométéores

En Algérie, le phénomène de sable devient plus fréquent en se dirigeant vers le Sahara central. Sur la période 1996-2015, on compte, en moyenne, 141 et 134 jours/an de vent de

sable à Adrar et à In Salah respectivement, et 105 jours/an à Bordj Badji Mokhtar aux extrêmes Sud. (Fig.3.2).

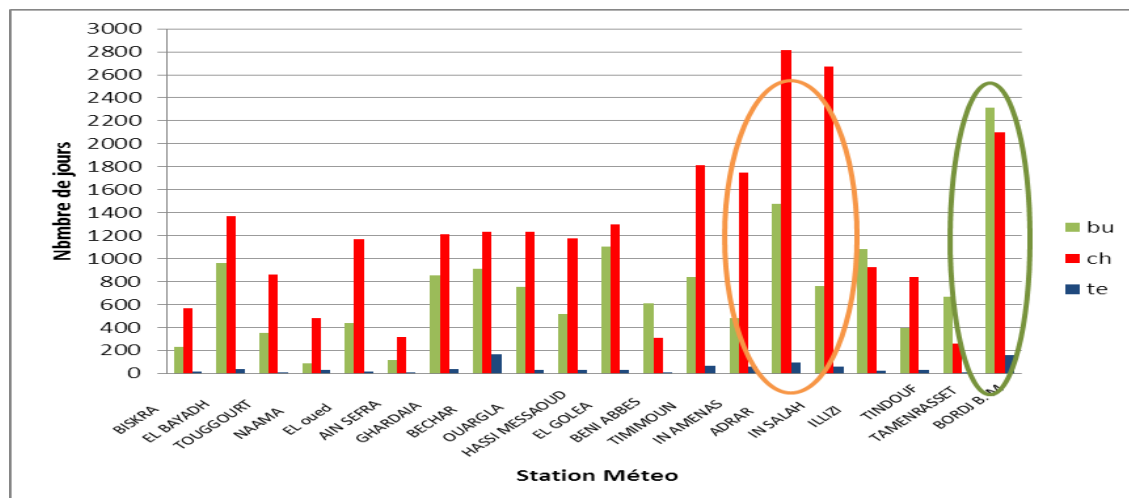


Fig.3.2. Occurrence des lithométéores sur la période (1996 – 2015)

III.4.4.1. Variation spatiale des lithométéores par type

III.4.4.1.1. Visibilité horizontale

La figure 3.3 représente la distribution spatiale de la visibilité horizontale enregistrée entre 1996 et 2015 sur notre zone d'étude. On constate que quand nous nous dirigeons vers le Sud la visibilité s'aggrave d'avantage.

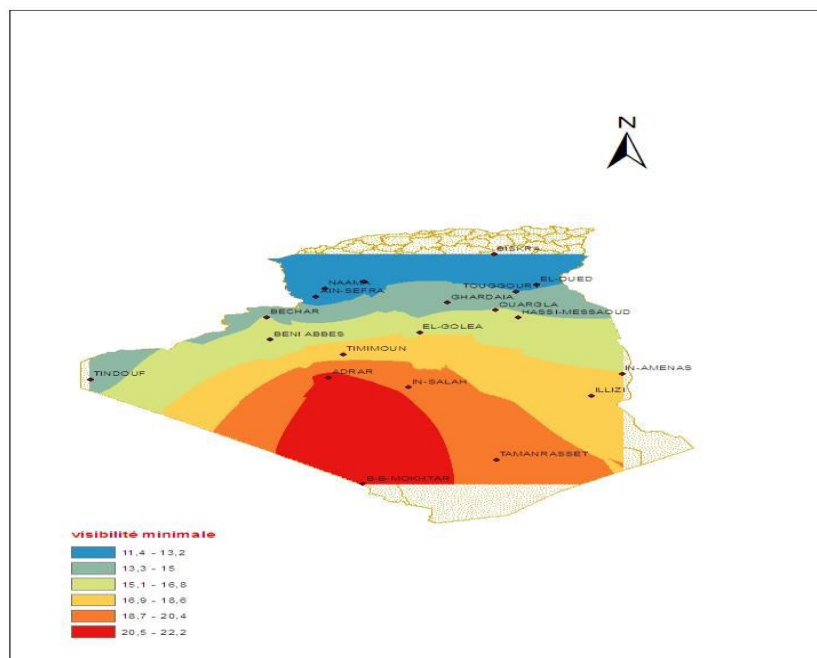


Fig.3.3. La distribution spatiale de la visibilité minimale sur la période (1996 – 2015)

III.4.4.1.2. Brume de sable

La distribution spatiale de la Brume de sable sur la période 1996 – 2015 (Fig.3.4), montre bien un noyau maximum de 116 jours/an autour de Bordj Badj Mokhtar, avec trois autres zones actives de 74, 55 et 54 jours/an à Adrar, El Goléa et Illizi respectivement.

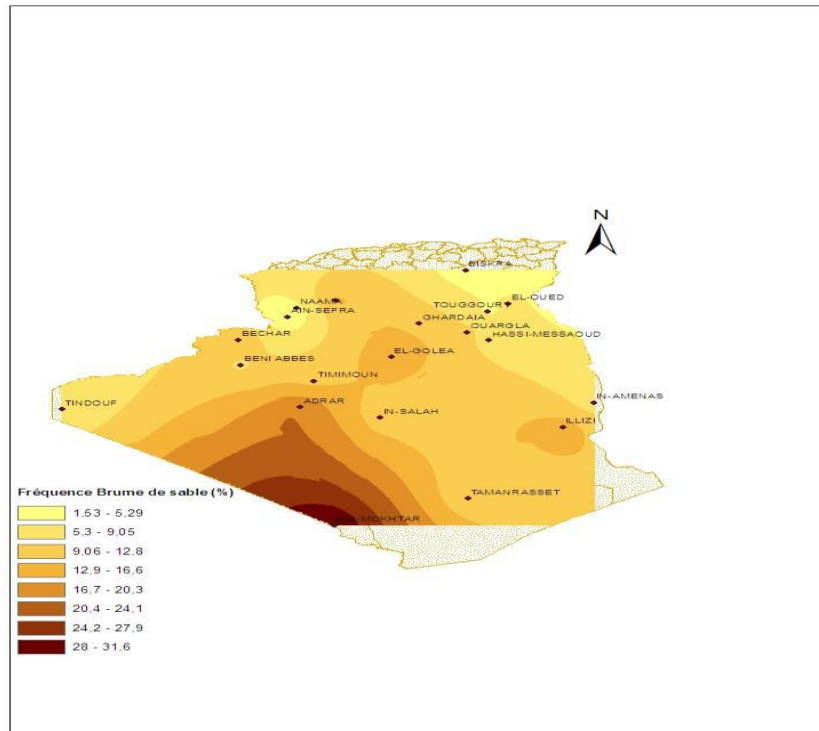


Fig.3.4. La distribution spatiale de Brume de sable sur la période (1996-2015).

III.4.4.1.3. Chasse sable

La Chasse-sable est le phénomène le plus fréquent, sa répartition spatiale sur la période 1996 – 2015 (Fig.3.5), présente clairement une zone de forte occurrence autour d'Adrar (141 jours/an) et In Salah (134 jours/an) et une deuxième zone autour de Bordj Badji Mokhtar (105 jours/an).

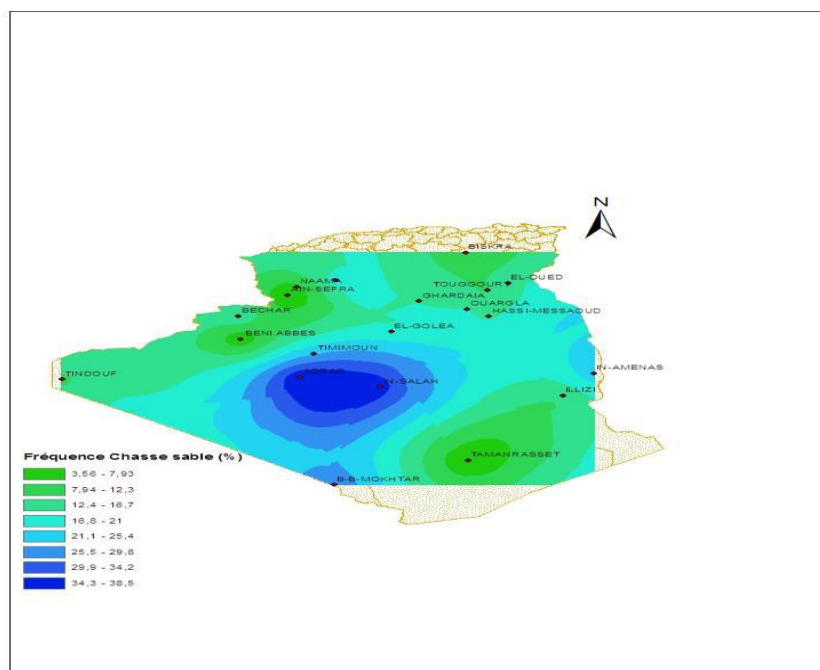


Fig.3.5. La distribution spatiale de Chasse sable sur la période (1996-2015).

III.4.4.1.4. Tempête de sable

La tempête de sable est la moins présente sur notre zone d'étude durant la même période, sa distribution spatiale nous donne deux zones actives de 08 jours/an l'une à Bechar et l'autre à Bordj badji Mokhtar.

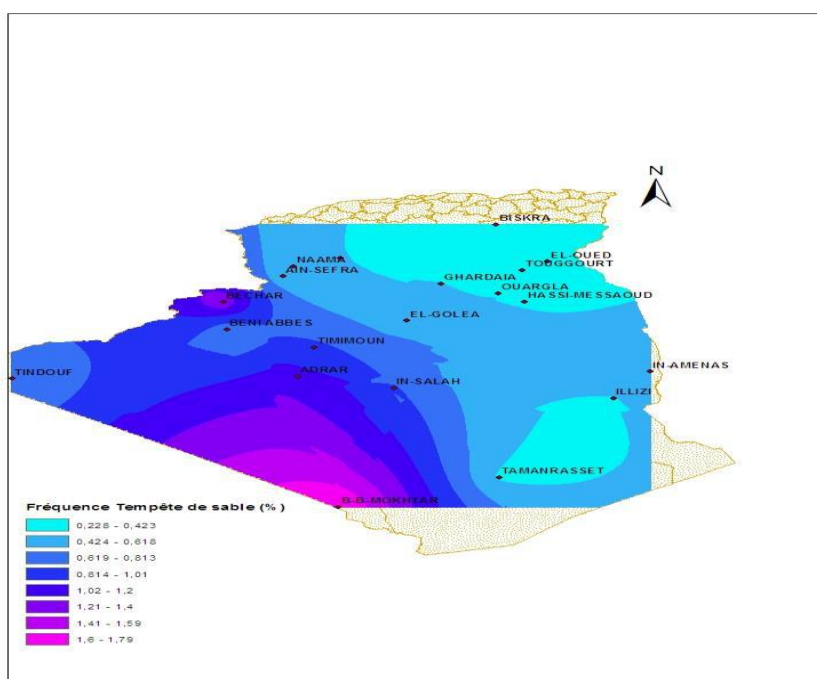



Fig.3.6. La distribution spatiale de Tempête de sable sur la période (1996-2015).

III.4.4.2. Variation temporelle des lithométéores

En raison de l'étendue et des caractéristiques climatiques de la zone d'étude, il est utile de procéder à une régionalisation du phénomène et ceci pour la détermination des régions homogènes. Les méthodes adoptées reposent sur l'Analyse en Composantes Principales (ACP). Elle est utilisée comme méthode d'analyse descriptive. Le but principal de l'ACP est de réduire un grand nombre de variables décrivant un paramètre, en un nombre plus petit de nouvelles variables appelées composantes principales.

L'ACP permet la description des données contenues dans un tableau d'individus et des variables quantitatives ; c'est la méthode de base de l'analyse des données. Elle permet d'étudier les données en termes de corrélation, c'est-à-dire de détecter les stations ayant le même comportement [33]. Le grand avantage de cette technique réside dans son aptitude à traiter de façon simultanée un grand nombre de données. Elle permet, en outre, de dégager les interrelations complexes qui existent entre les variables et les résume ou les réduit en un petit nombre d'indicateurs appelés facteurs ou composantes principales. Elle est linéaire, car il s'agit d'une combinaison linéaire des variables de départ.

Dans notre cas l'APC a été réalisée en utilisant le logiciel , sur le nombre de jour d'occurrence des lithométéores (variables) pour chaque station (individus). Les données de base utilisées correspondent aux nombres de jours d'occurrence de 03 types de lithométéores (Brume de sable, Chasse-sable et Tempête de sable) pour 20 stations de 1996 à 2015.

Variance	Pourcentage de la variance	Pourcentage cumulé	Composante
1.51	75	75	1
0.64	14	89	2
0.55	10	100	3

Tab 3.3. Tableau des valeurs propres (Source : Logiciel R)

D'après le tableau des valeurs propres (Tab.3.3), on constate que les deux premières composantes expliquent près de 89 % de la variance totale, et nous n'avons donc que 11 % de perte d'information. Nous avons utilisé la dispersion des stations sur l'axe 1 (Fig.3.7), pour pouvoir dégager des régions à phénomène de sable distincte. Nous rappelons que l'axe 1 explique à lui seul près de 75 % de la variance totale. Il sépare les stations en deux groupes, l'un du côté positif de l'axe, et l'autre du côté négatif.

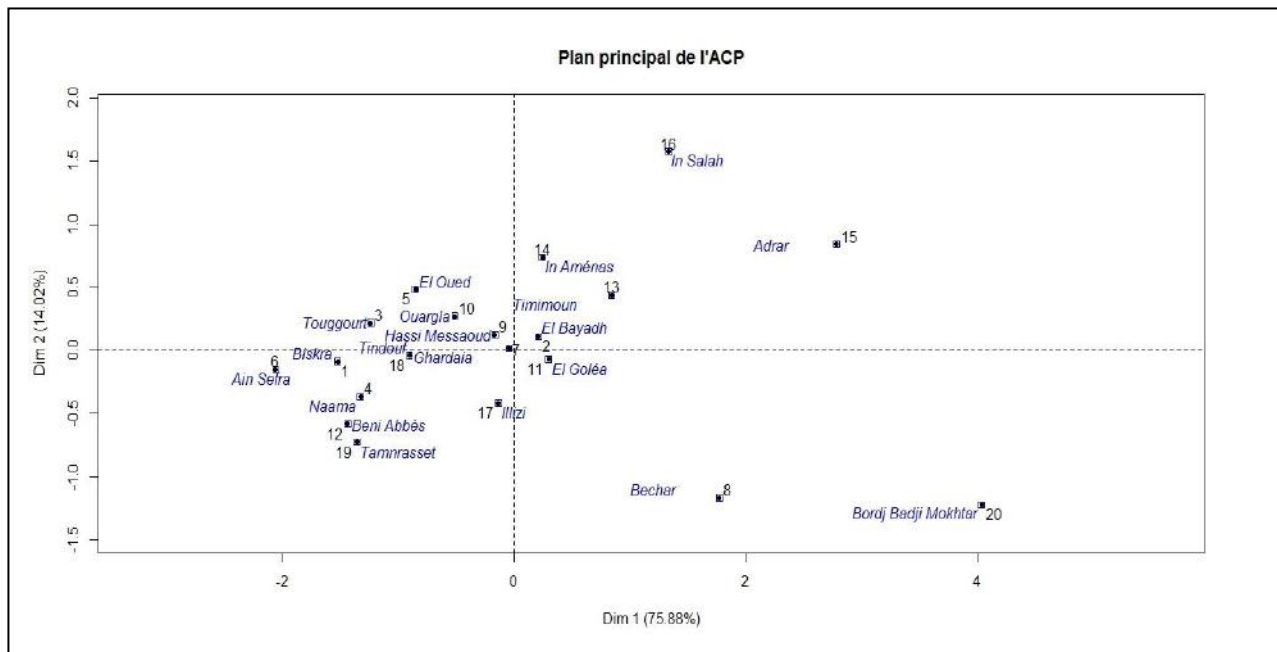


Fig.3.7. Plan principal de l'ACP. (Source : Logiciel R).

Le plan principal de l'ACP défini par les deux premiers axes, nous a permis d'effectuer une classification ascendante hiérarchique (CAH) des stations en 04 classes (Fig.3.8) suivant la méthode de la distance euclidienne de Ward.

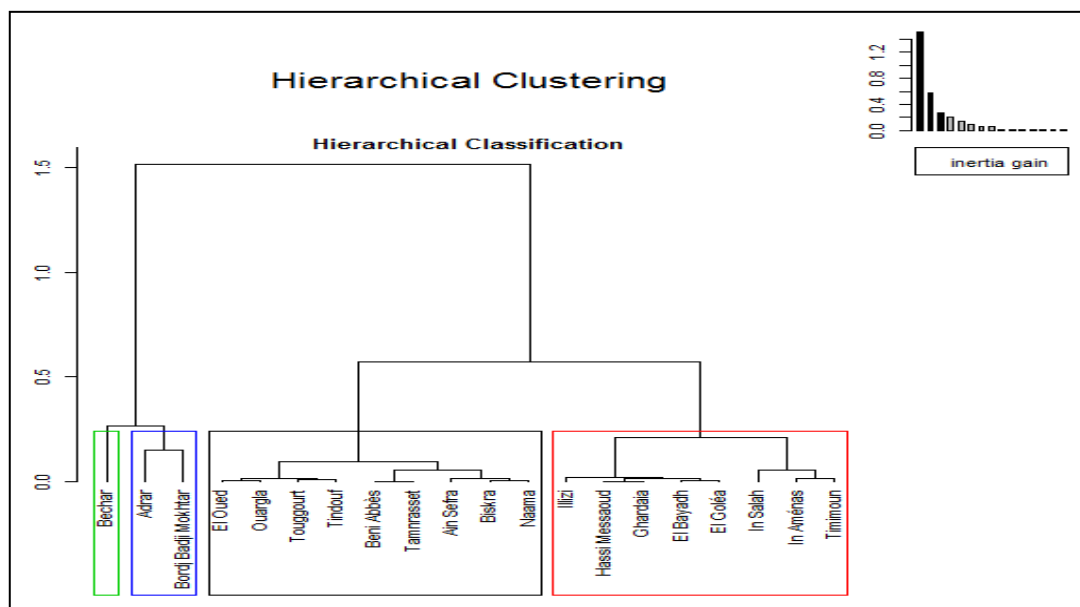


Fig.3.8. Dendrogramme de la CAH sur composantes principales. (Source : Logiciel R).

Dans notre étude, une régionalisation du phénomène du sable fait ressortir quatre (04) régions homogènes :

- ⊕ **La zone 1**, la station située aux extrêmes Sud avec une occurrence annuelle du phénomène de sable égale à 3300 jours, durant la période étudiée à savoir : Bordj Badji Mokhtar et Adrar, cette zone sera représentée par la station de **Bordj Badji Mokhtar** ;
- ⊕ **La zone 2**, les stations, essentiellement situées dans le centre du Sahara, dont l'occurrence annuelle du phénomène de sable est comprise entre 2000 et 3000 jours, durant la période étudiée à savoir : In Salah, Timimoun, El Goléa, Ghardaia, In Aménas et Illizi, cette zone sera représentée par la station d'**In Salah** ;
- ⊕ **La zone 3**, les stations situées vers l'Ouest du Sahara, dont l'occurrence annuelle du phénomène de sable est comprise entre 1500 et 2000 jours, durant la période étudiée, cette zone sera représentée par la station de **Bechar** ;
- ⊕ **La zone 4**, les stations situées à l'Est du Sahara, dont l'occurrence annuelle du phénomène de sable est inférieure à 1200 jours, durant la période étudiée à savoir : Ouargla, Touggourt, El Oued et Biskra, cette zone sera représentée par la station d'**Ouargla**, (Fig.3.9).

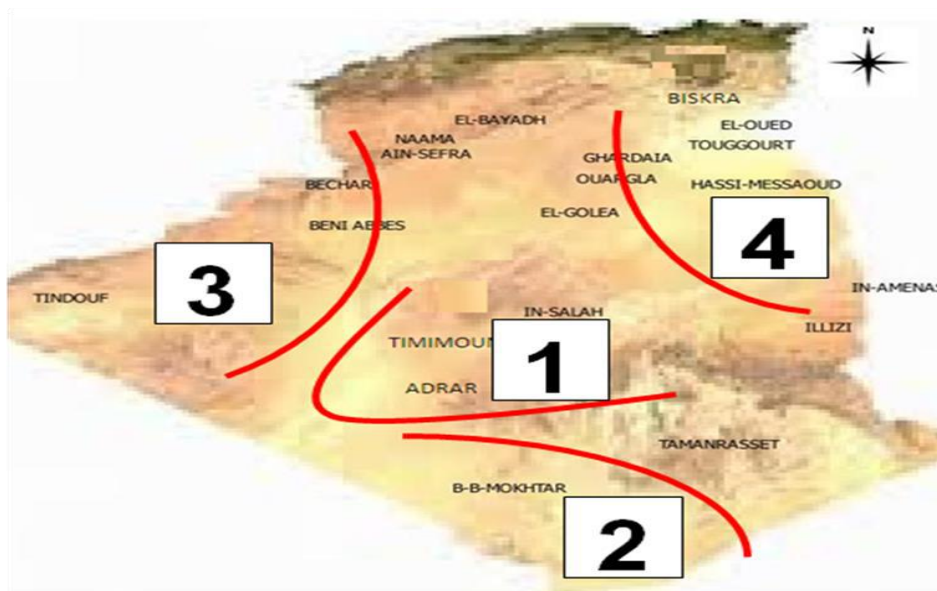


Fig.3.9. Régionalisation du phénomène du sable

III.4.4.2.1. La répartition diurne des lithométéores

Il est souvent ancré dans les esprits que les lithométéores se produisent essentiellement durant le jour et disparaissent ou s'atténuent durant la nuit. La répartition Tri-horaires des lithométéores calculée sur la période 1996-2015 est présentée dans les graphes 3.10 pour les stations synoptiques d'In Salah, Ouargla, Bechar et Bordj Badji Mokhtar.

Il apparaît selon des quatre histogrammes de la Fig.3.10 que la fréquence maximale des trois types de lithométéores (Brume de sable, Chasse-sable et tempête de sable) est observée entre 09 et 15 heures alors que le minimum est localisé au milieu de la nuit de 21 à 03 heures presque dans toutes les stations analysées.

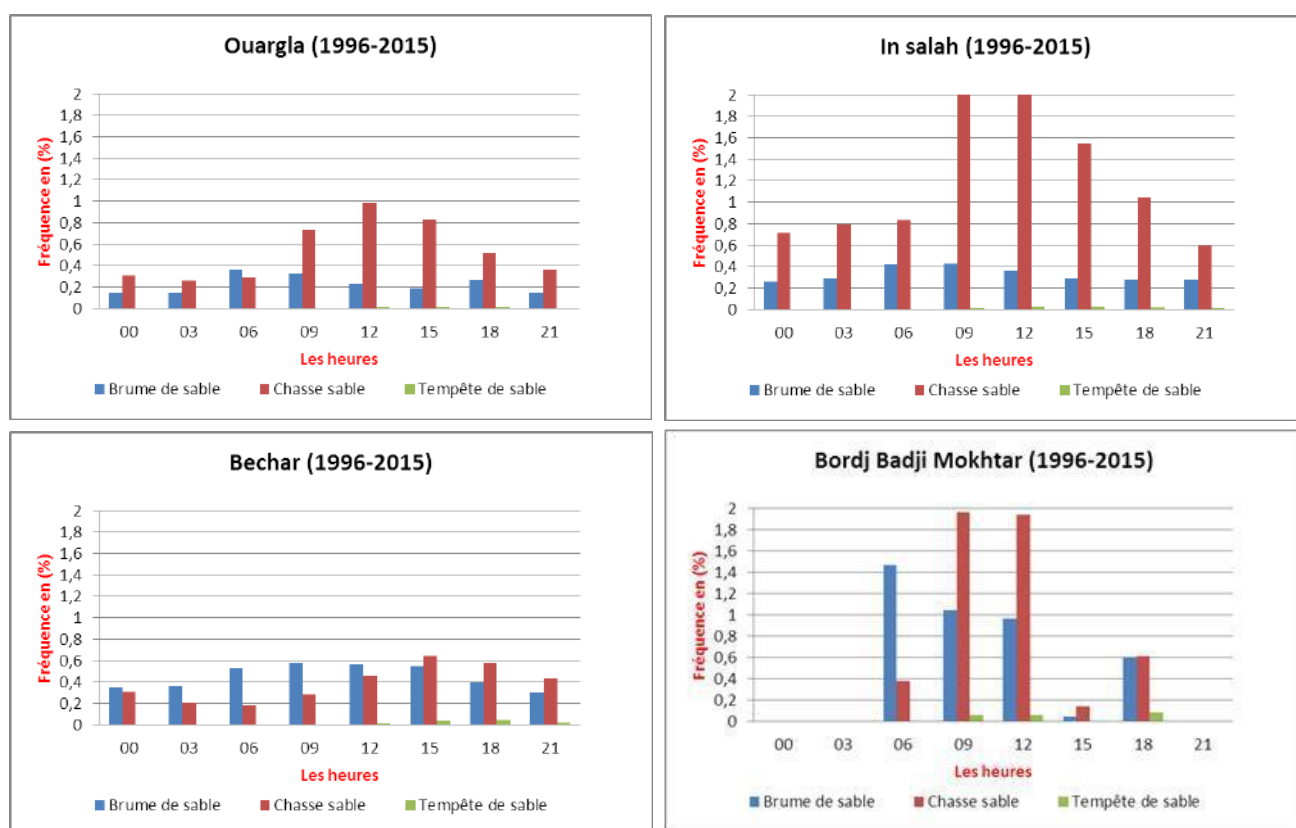


Fig.3.10. Fréquence tri-horaire des lithométéores observés à Ouargla, In Salah, Bechar et Bordj Badji Mokhtar sur la période (1996-2015)

En effet l'occurrence de ces phénomènes, provient de l'instabilité qui réside dans la couche limite provient du fort ensoleillement du sol qui restitue l'énergie aux couches les plus proches de la surface. Ce processus provoque dans la CLS, la dilatation des masses d'air qui se soulèvent en bloque pour renforcer la convection et favorisent l'occurrence des phénomènes de sable en milieu de la journée.

III.4.4.2.2. La répartition mensuelle des lithométéores

La répartition mensuelle des lithométéores est présentée dans les graphes 3.11 pour les quatre stations synoptiques caractérisant des différentes zones analysées.

La fréquence maximale des Lithométéores s'observe entre Mars et Mai avec un pic de chasse-sable en mois de Mai à In Salah (17 jours) et à Ouargla (10 jours) et entre Juin et Août à Bordj Badji Mokhtar (15 jours en Juillet) et à Bechar (09 jours en Août). L'atténuation de ce phénomène est nettement remarquable à compter du mois d'Octobre sur toute la région.

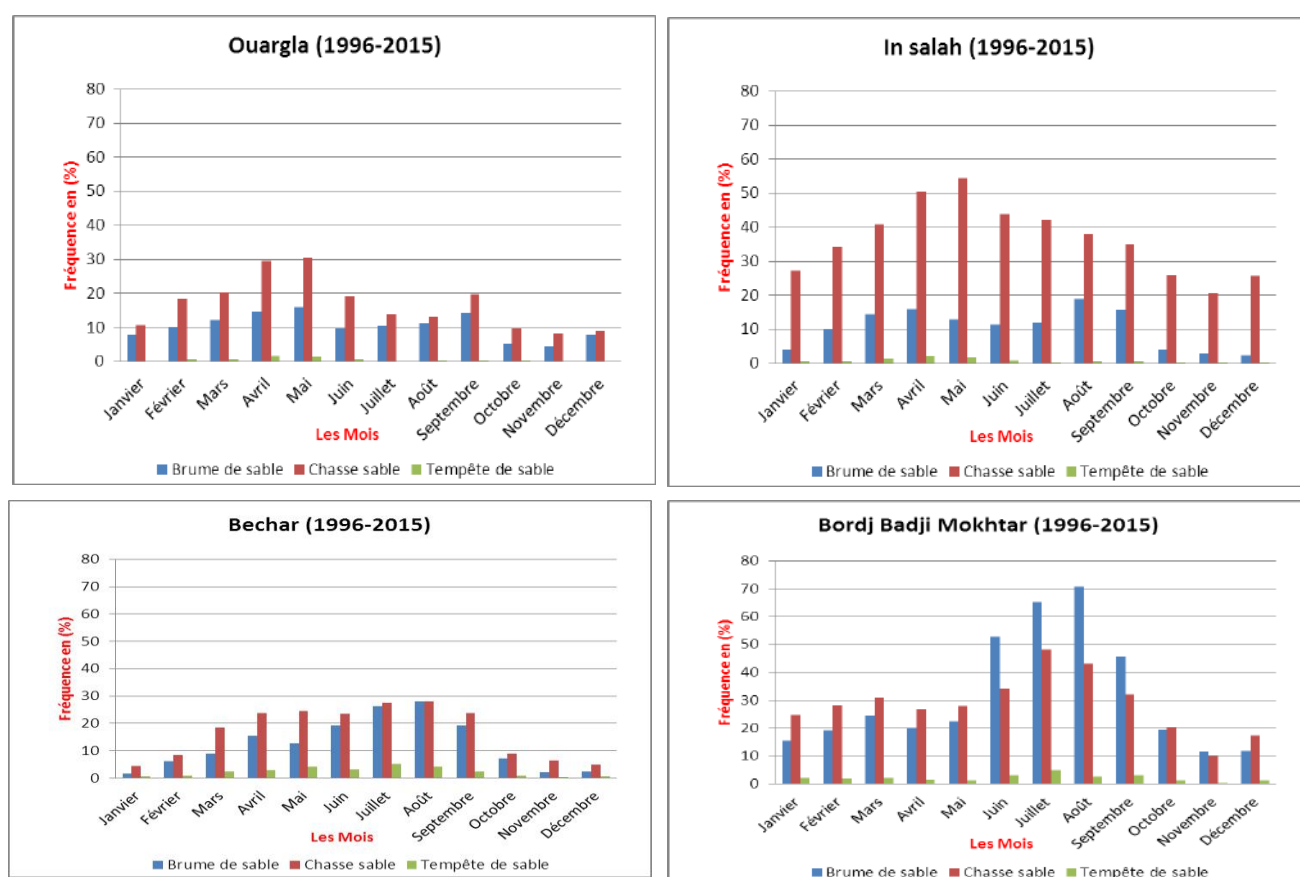


Fig.3.11. Fréquence mensuelle des lithométéores observés à Ouargla, In Salah, Bechar et Bordj Badji Mokhtar sur la période (1996-2015)

L'activité des dépressions d'Est de la méditerranée caractérisée par des vents de Nord-Est provoque le soulèvement de sable sur notre région durant la période (Mars – Mai), par contre la région de Bordj Badji Mokhtar et Bechar est influencée de la remontée du FIT

(Front Inter Tropical) et le flux des moussons qui provoquent le soulèvement de vent de sable durant la période estivale.

III.4.4.2.3. La répartition saisonnière des lithométéores

Les fréquences maximales des lithométéores sont observées dans la saison de printemps dans la région d'Ouargla et In Salah (Fig.3.12) et dans la saison d'été pour la région de Bechar et Bordj Badji Mokhtar. Les types des lithométéores les plus fréquents sont la chasse-sable et la brume du sable.

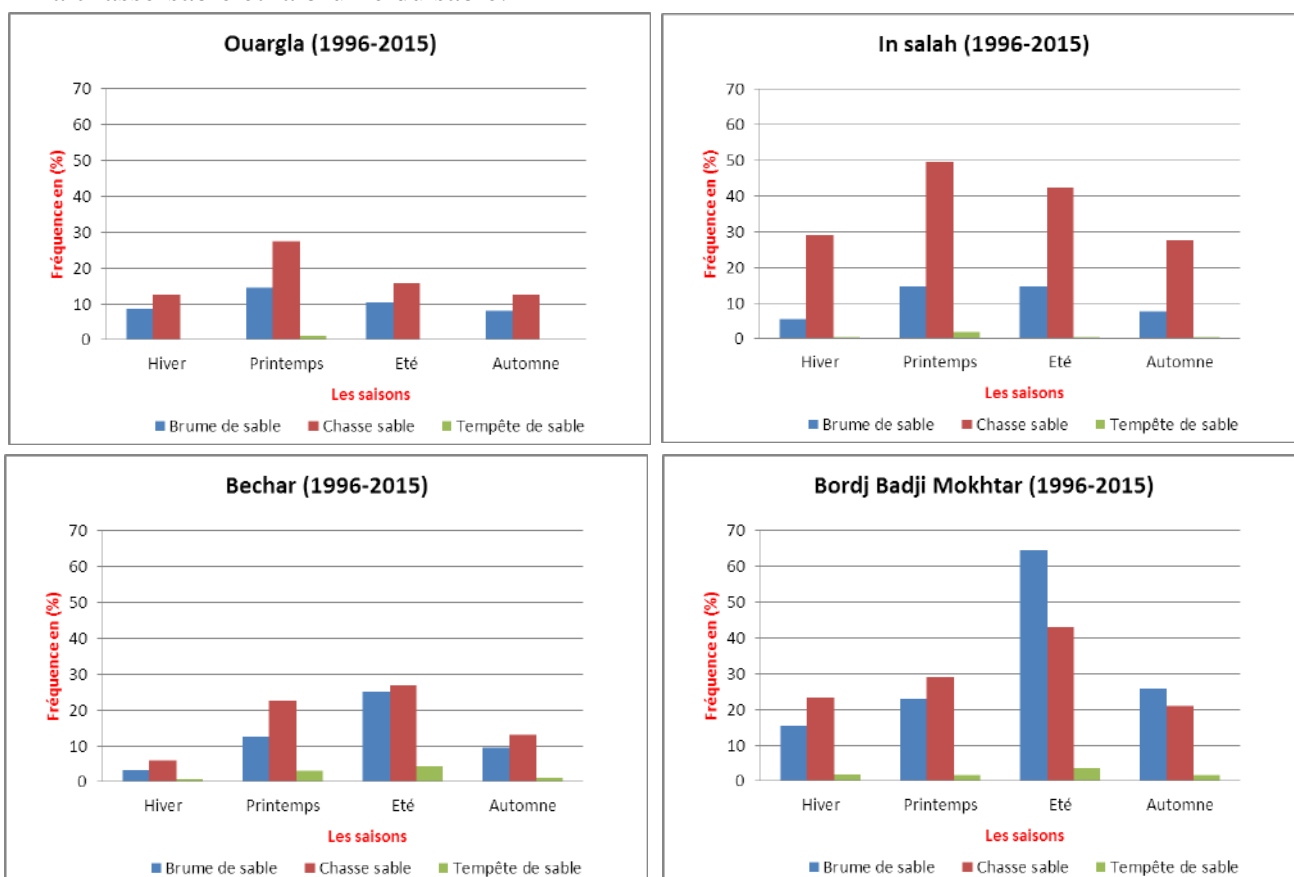


Fig.3.12 .Fréquence saisonnière des lithométéores observés à ouargla, Bechar, In Salah et B.B.M (1996-2015)

Il apparaît que les fréquences maximales des lithométéores sont fortement liées au renforcement du gradient de pression qui est lié à la formation des dépressions thermiques, à l'activité du flux Harmattan à compter du mois de Février et à la remontée du FIT durant la période estivale.

III.4.4.2.4. la répartition annuelle des lithométéores

Les graphes 3.13 font ressortir deux périodes de forte occurrence des évènements de sable relatives aux années 2001- 2006, avec un maximum durant l'année 2004, dont les services Météo locaux ont enregistré plus de 05 mois de Chasse sable à In Salah et plus de 03 mois à Bordji Badji Mokhtar et Bechar durant cette année. Une deuxième période de forte occurrence est observée entre 2008 et 2015, avec un pic en 2013 où nous avons enregistré à B.B.M (161 Jours/an), à In Salah (138 Jours/an), à Ouargla (81 Jours/an) et à Bechar (53 Jours/an) de Chasse sable. La moyenne annuelle des évènements de sable est de 60 jours/an.

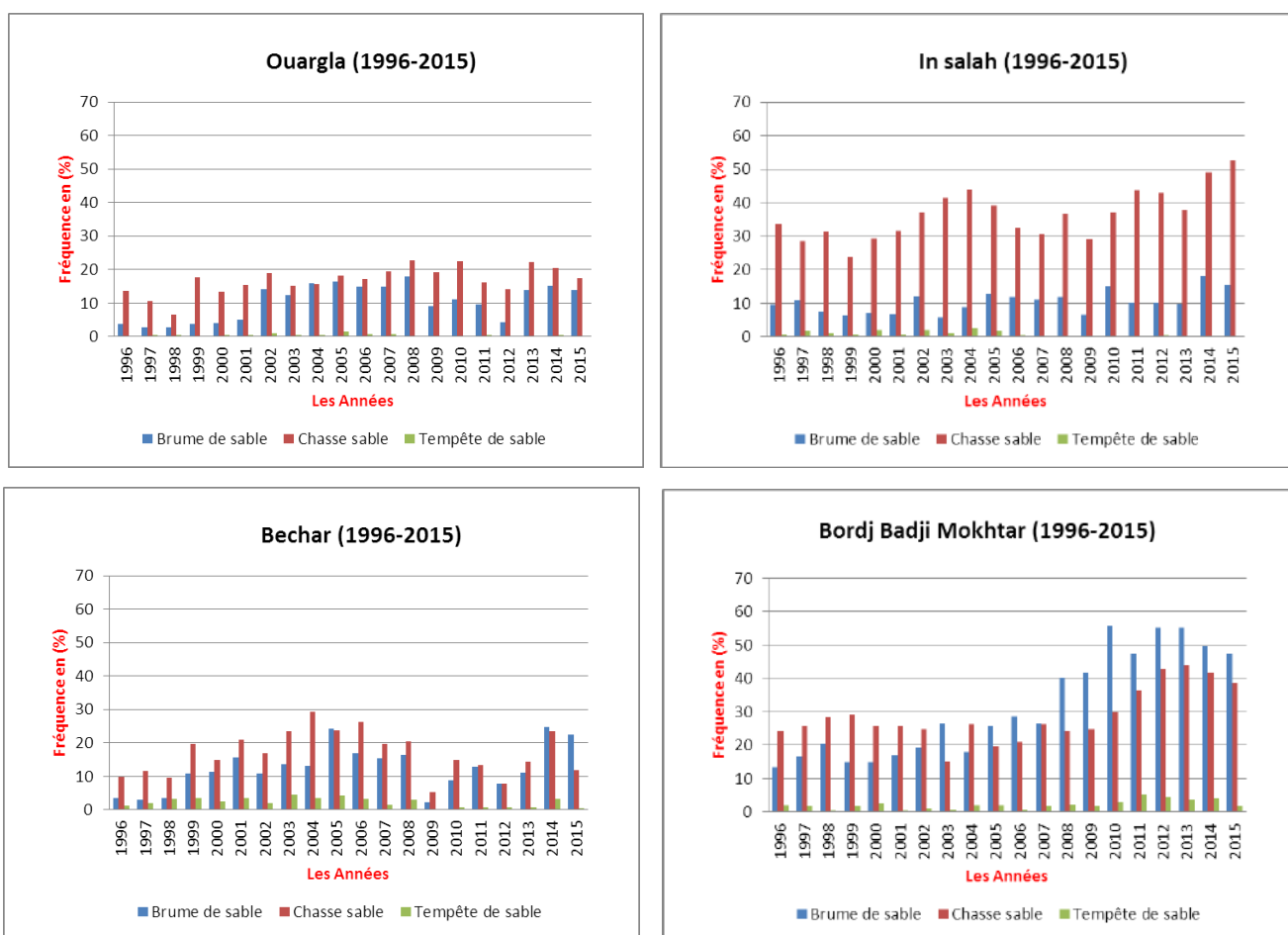


Fig.3.13. Fréquence annuelle des lithométéores observés à Ouargla, In Salah, Bechar et B.B.M (1996-2015)

Il existe un lien très fort entre la réduction de la pluviométrie et l'augmentation de phénomène de sable durant ces deux périodes observées, de faite que l'état sec du sol favorise le soulèvement de sable.

III.4.4.2.5. La répartition inter-annuelle des lithométéores

a)- Brume de sable

La variation interannuelle des brumes de sable est peu fréquente par rapport à la chasse-sable (Fig.3.14), cette variation fait apparaître deux noyaux d'occurrence élevés : (2001 – 2005) et (2011 – 2015). La moyenne annuelle est de 38 jours/an, avec un pic de 115 jours/an enregistré à Bordj Badji Mokhtar.

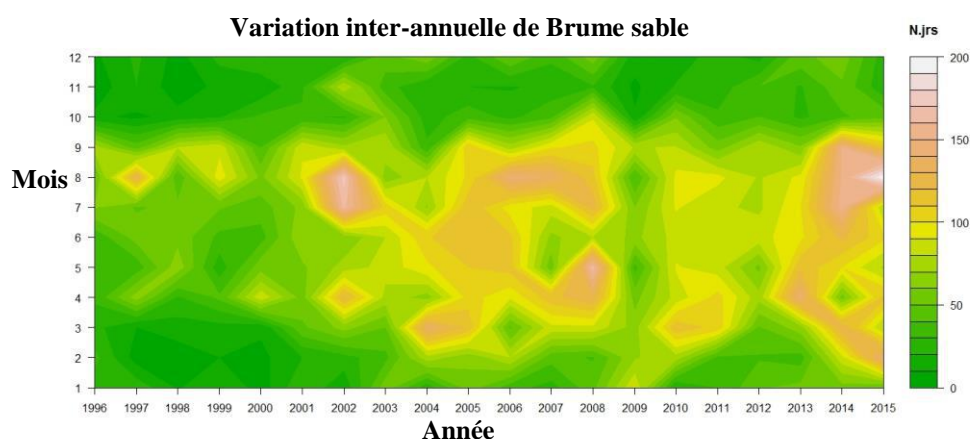


Fig.3.14. Variation inter-annuelle de Brume de sable sur la période (1996-2015)

b)- Chasse sable

On remarque une distribution régulière du phénomène de chasse sable presque sur toute la période d'étude (Fig.3.15), avec un grand nombre d'occurrences par rapport aux autres types des lithométéores (Brume de sable et Tempête de sable). La moyenne annuelle est de 60 jours/an, avec un pic de 133 jours/an enregistré à In Salah durant la période d'étude (1996 – 2015).

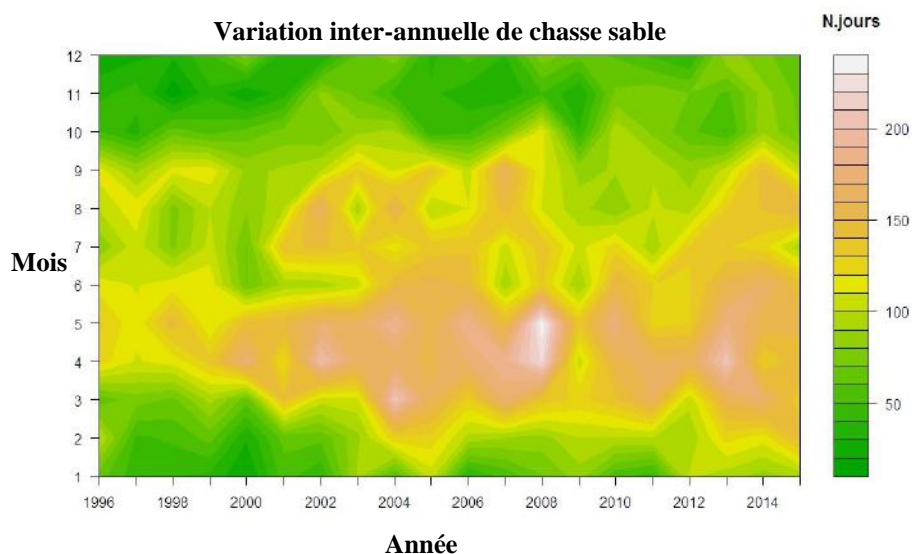


Fig.3.15 .Variation inter-annuelle de Chasse sable sur la période (1996-2015)

c)- Tempête de sable

Moins fréquente par rapport aux autres types des lithométéores (Fig.3.16), la forte occurrence de tempête de sable est enregistrée pour la période (2001 – 2005). La moyenne annuelle est de 04 iours/an. avec un pic de 08 iours/an à enregistré à Bechar et à Bordj Badji Mokhtar.

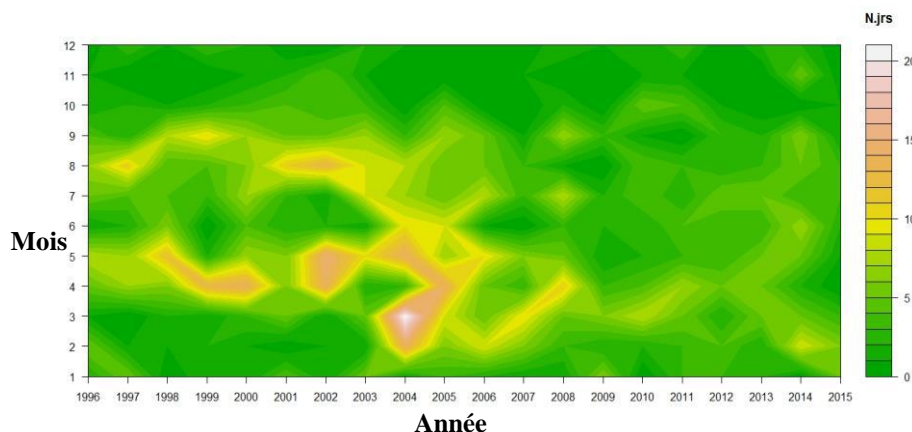


Fig.3.16 .Variation inter-annuelle de Tempête de sable sur la période (1996-2015)

III.4.4.2.6. Séquence d’occurrence des lithométéores

Les constatations que l’on peut tirer du graphe 3.17 en ce qui concerne la séquence d’occurrence des lithométéores, que les stations d’In Salah, Bordj Badji Mokhtar, Bechar et Ouargla présentent entre 08 à 17 cas successifs de Chasse-sable pour la période 1996-2015. La région de Bordj Badji Mokhtar est la plus active au sud du Sahara avec un record de 28 jours successifs de Brume de sable durant la même période.

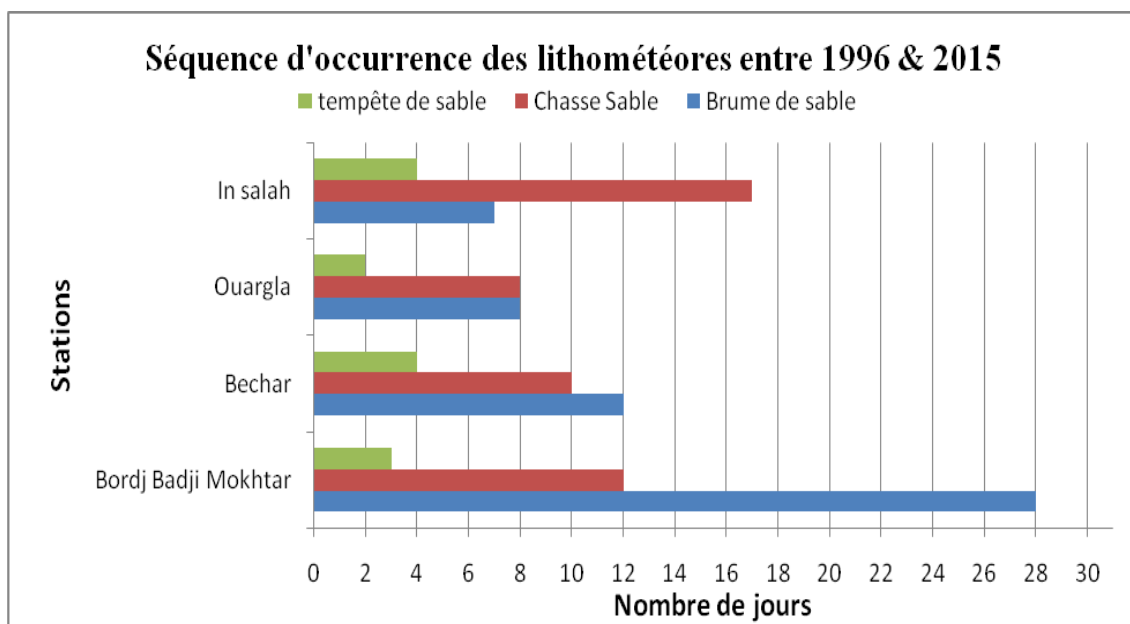


Fig.3.17 .Séquence d’occurrence des lithométéores entre 1996 & 2015.

III.4.5. Régime de vents associés aux lithométéores

Les définitions des types de lithométéores pourraient sembler incomplètes puisqu'elles ne décrivent pas un paramètre climatique important, à savoir la vitesse du vent. Nous l'avons rapidement évoqué précédemment dans le chapitre II. Les observateurs météorologiques savent approximativement dans quelle fourchette de vitesse du vent peuvent se déclencher les chasses-sable ou tempêtes de sable. Donc il est indispensable d'utiliser le critère de vitesse du vent pour classer ces lithométéores. Mais, comme l'OMM (1956) le spécifie bien à propos des chasses-sable, « *Les conditions de vent (vitesse et turbulence) nécessaires pour déclencher l'apparition de ces lithométéores dépendent de la nature du sol, de l'état de sa surface et de son degré de sécheresse* ».

En effet, un vent de même vitesse n'aura pas la même capacité de déflation d'un endroit à l'autre en fonction de la granulométrie des particules à mobiliser [3][44]. D'autre part, pour un même sol, l'impact du vent dépendra de différents états de surface de ce sol, à savoir : (i) le contenu d'humidité à la surface du sol ; (ii) la densité de couverture du sol par la végétation ; (iii) la taille des plantes recouvrant le sol ; (iv) l'effet de la sécheresse sur le sol ; (v) la direction du vent [16] ; etc. Heureusement que l'OMM n'ait pas donné de limites restrictives quant à l'application de vitesse du vent minimum pouvant caractériser tel ou tel lithométéore, sauf dans le cas des tempêtes de sable dont la vitesse minimale doit être supérieure ou égale à 16m/s.

III.4.5.1. Analyse par classe de vitesse du vent

L'analyse des classes de vitesse des vents a pour but de déterminer les fourchettes des vitesses pour lesquelles les évènements de sable sont plus fréquents.

En général, la classe des vitesses [5-10] est la classe qui présente la plus grande nombre d'occurrences d'évènements, notamment la chasses-sable.

Les classes	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jun	Jul	Aug	Sep	Oct	Nov	Déc
]0-5]	41,70	42,57	42,59	42,61	42,52	45,37	47,18	48,00	46,71	44,82	44,25	43,02
]5-10]	20,84	24,16	26,69	30,55	31,75	28,53	26,91	25,19	23,73	20,30	18,53	18,82
]10-15]	2,31	3,28	3,79	4,65	4,33	2,96	2,57	2,10	2,24	1,73	1,51	1,79
≥ 16	0,17	0,39	0,36	0,42	0,32	0,14	0,11	0,13	0,14	0,08	0,07	0,08
Calme	34,98	29,60	26,58	21,77	21,08	23,00	23,23	24,58	27,18	33,08	35,63	36,28

Tab.3.4. Fréquences des jours de sable par classe des vitesses du vent sur la période (1996-2015),

(Source : Logiciel XLSTAT)

Des cas de chasse-sable peuvent apparaître à partir d'une vitesse de 6 m/s. Les tempêtes de sable sont généralement observées à partir de la vitesse de 16 m/s.

Les types]0-5]]5-10]]10-15]	≥ 16	Calme
Brume de sable	85,57	0,67	0,00	0,00	13,76
Chasse sable	0,00	47,72	49,89	1,83	0,56
Tempête de sable	0,00	0,00	2,23	97,77	0,00

Tab.3.5.Fréquence d'occurrence par type et classe de vitesse du vent sur la période (1996-2015),
(Source : Logiciel XLSTAT)

III.4.5.2. Analyse par classe de direction

D'après l'étude des roses du vent sur les saisons de forte occurrence de sable (Fig.3.19), on a constaté qu'en général, le régime des vents a une dominance Nord ; de plus, il a été constaté :

- Une composante Nord-Est pour la station d'Ouargla ;
- Une composante Nord-Est pour la station d'In Salah ;
- Une composante Sud-Ouest pour la station de Bechar ;
- Une composante Nord-Est pour la station de Bordj Badji Mokhtar.

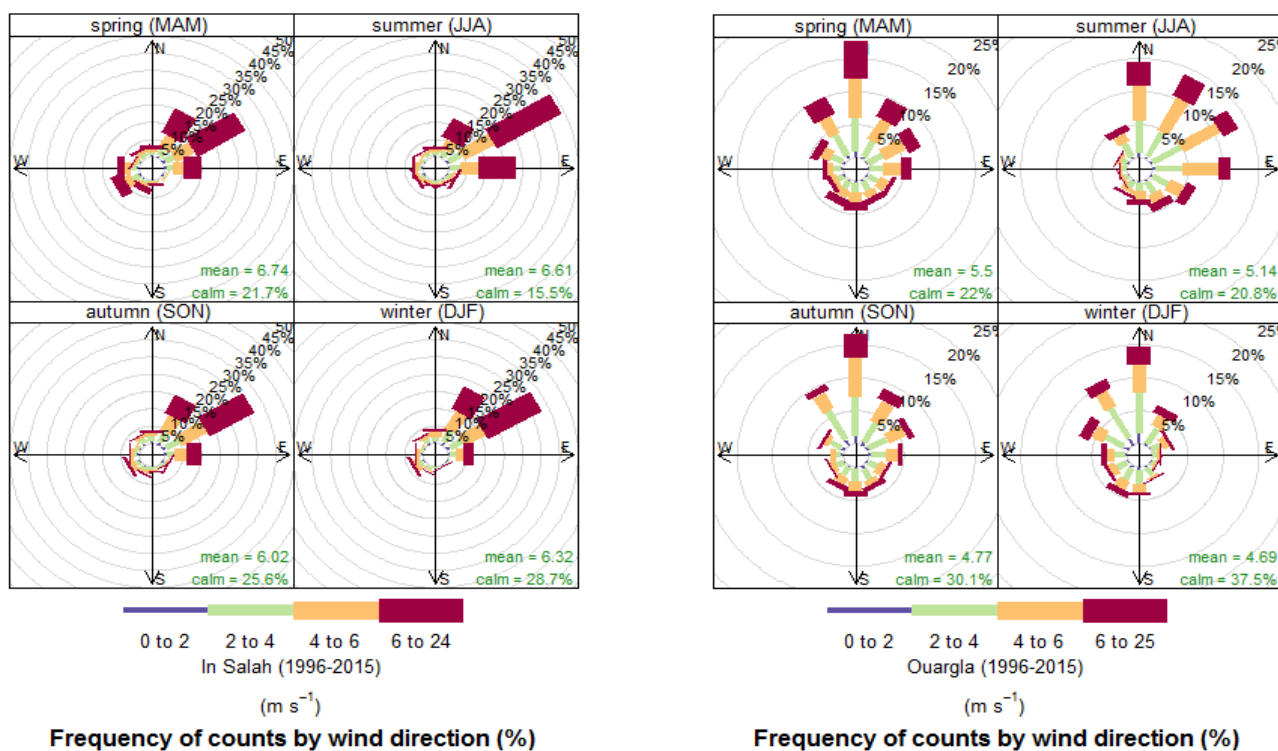


Fig.3.18.Roses des vents saisonniers à In Salah et Ouargla sur la période (1996-2015)

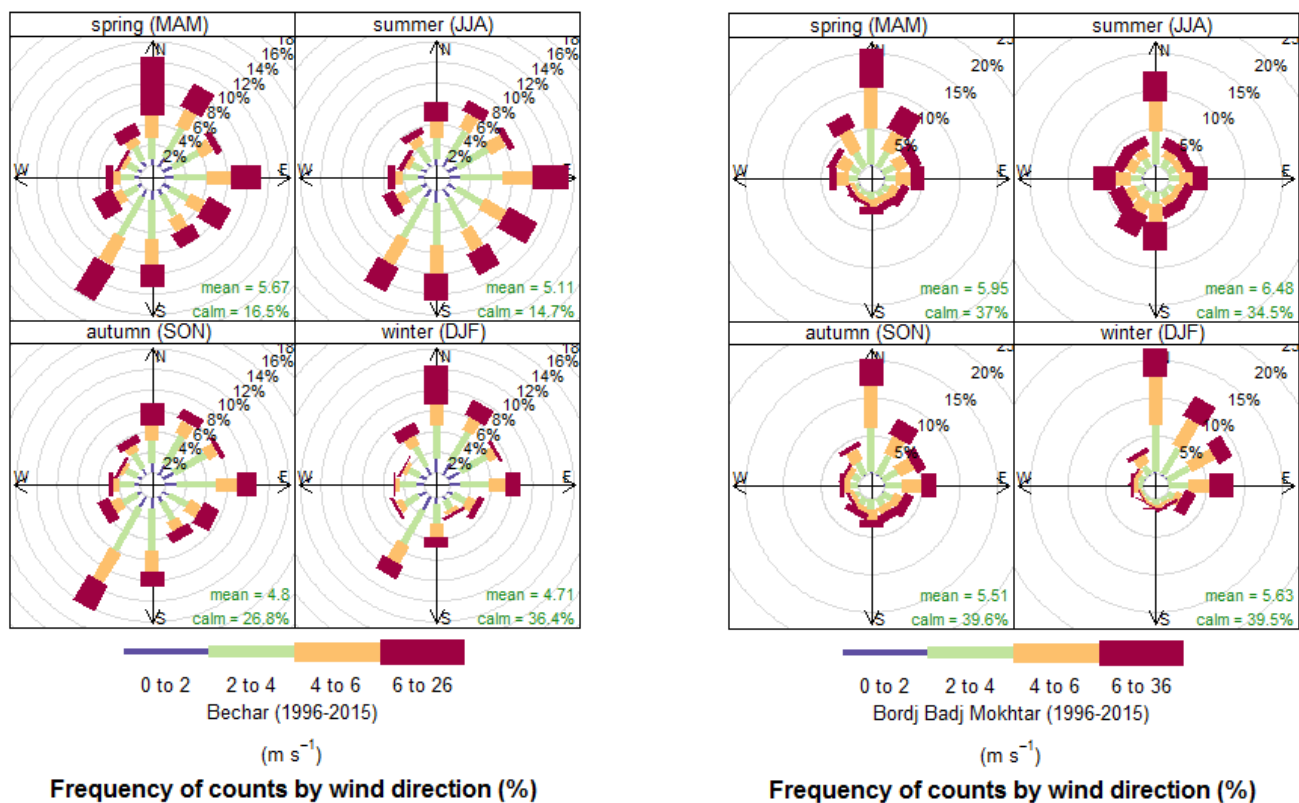


Fig.3.19. Roses des vents saisonniers à Bechar et Bordj Badji Mokhtar sur la période (1996-2015)

Chapitre IV :
Téledétection des aérosols désertiques

Chapitre IV : Télédétection des aérosols désertiques

IV.1. Introduction

La composante de l'atmosphère en aérosols désertiques est actuellement mal estimée bien qu'elle soit reconnue comme importante dans les processus climatiques et dans les cycles biogéochimiques. Etant très variable dans le temps et dans l'espace, elle nécessite une surveillance à l'échelle globale qu'il est difficile d'obtenir à partir de mesures de surface. Par contre, la surveillance satellitaire est un outil très bien adapté à ce genre de problèmes à condition de pouvoir relier quantitativement le signal satellitaire au contenu en aérosols présent dans l'atmosphère.

Au-dessus des terres, la télédétection des aérosols est beaucoup plus complexe, car la surface, très réfléchissante, contribue plus au signal satellitaire que la composante atmosphérique que nous cherchons à mesurer. La méthode que nous utilisons est basée sur le développement d'un indice de détection des poussières au-dessus des terres, c'est l'indice IDDI « Infrared Difference Dust Index ». Il résulte de l'impact radiatif des poussières dans la fenêtre [10,5 – 12,5] μm du canal Météosat IRT.

Dans ce chapitre nous allons comparés les variations mensuelles, saisonnières et annuelles des lithométéores avec une série de données de l'indice IDDI (K) sur la période (1996-2006), pour les quatre sites choisis à savoir Ouargla, In Salah, Bebar et Bordj Badji Mokhtar.

IV.2. Détection de l'aérosol désertique

La télédétection des aérosols désertique peut être réalisée depuis le sol ou depuis l'espace.

IV.2.1. Télédétection depuis le sol

Les aérosols peuvent être détectés depuis le sol par des mesures de visibilité (intégration horizontale) ou par des mesures photométriques (intégration verticale). Ces techniques d'observation font appel à la télédétection passive (mesures réalisées par des photomètres solaires, tel que ceux équipé par le réseau AERONET, (Fig.4.1) ; ou active, mesures LIDAR (Light Detection and Ranging), tel que le réseau EARLINET.



Fig. 4.1. Carte globale des stations du réseau AERONET.

Ces mesures se sont rapidement développées depuis le milieu des années 90 et constituent maintenant une base de données inégalée pour la caractérisation des aérosols en milieu continental. L'amélioration des instruments, aussi bien passifs qu'actifs, permet en effet des mesures très complètes de la concentration et de la distribution en taille des particules, ainsi que de leur distribution verticale.

IV.2.2. Télédétection depuis l'espace

Les aérosols présentent une forte variabilité spatio-temporelle, d'où une observation globale depuis l'espace à l'aide d'instruments embarqués sur des satellites apporte une plus grande quantité d'informations, même si elles restent plus parcellaires et moins précises que celles fournies par la télédétection sol.

La télédétection spatiale des poussières désertiques est possible dans (i) : l'ultra-violet (UV) au dessus de tout type de surface ; (ii) : le domaine solaire, dans la bande visible et proche infrarouge VIS-PIR, au dessus des océans et des surface à végétation dense ; (iii) : dans l'infrarouge thermique (IRT), au dessus des régions arides et semi aride.

Les satellites METEOSAT de première génération (Fig.4.2) observent la Terre depuis l'altitude 36000 km au-dessus du Golfe de Guinée, au point de coordonnées géographiques (0°, 0°) (voir Fig.4.3). Ils permettent une couverture d'environ un quart de la surface du globe, soit une surface comprise entre $\pm 60^\circ$ en latitude et en longitude. Ces satellites

fournissent des données toutes les 30 minutes à partir des trois canaux spectraux du radiomètre MVIRI (Météosat Visible et Infrarouge Imager) situés dans le visible, l'infrarouge et la bande d'absorption de la vapeur d'eau. Le premier satellite de la génération, Météosat-1, a été lancé le 23 Novembre 1977 et le dernier, Météosat-7, a été lancé le 03 Septembre 1997, Et qui a fonctionné jusqu'au Juillet 2006, fin de mission de satellite première génération au dessus de Golfe de Guinée en cédant la place aux Satellites Secondes Générations (MSG), Météosat-8 puis Météosat-9 puis Météosat-10.

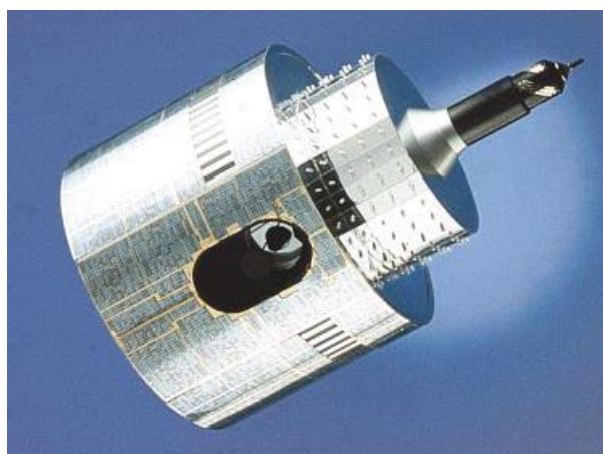


Fig.4.2. Satellite Météosat de première génération

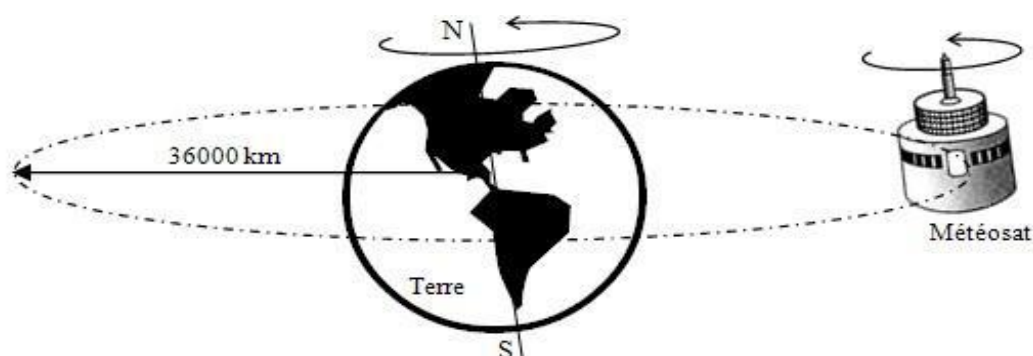


Fig.4.3. Orbite de Météosat

Canal	Bande spectrale (μm)	Taille du pixel (Km)	Ligne \times pixel
Visible	0,4 – 1,1	2,5 \times 2,5	5000 \times 5000
Vapeur d'eau	5.7 – 7.1	5 \times 5	2500 \times 2500
Infrarouge thermique	10.5 – 12.5	5 \times 5	2500 \times 2500

Tab.4.1. Les bandes passantes et la résolution spatiales pour les canaux du satellite Météosat de première génération (Source : <http://www.eumetsat.int>).

IV.2.3. Comment reconnaître un nuage de poussière sur une image satellite ?

S'il est facile sur une image satellite de distinguer les différents systèmes perturbés qui favorisent l'apparition des lithométéores, il est par contre plus difficile de percevoir les particules terrigènes et les nuages de poussières qu'ils forment, lorsque la turbulence des masses d'air devient plus active et la vitesse des vents plus importante [30]. Une première difficulté est liée à l'échelle, puisque la résolution des images de Météosat première génération, oscille entre 2,5 km pour le visible et 05 km pour le domaine infrarouge moyen (WV) et infrarouge thermique (IR). Pour Météosat seconde génération (MSG) la résolution a été améliorée, elle passe à 3 km pour les 11 canaux de l'imagerie SEVIRI (*Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager*), et à 1 km dans le domaine visible (canal panchromatique). Malgré cette avancée technique, la contrainte d'échelle limite toujours la reconnaissance, à des phénomènes d'extension spatiale assez vaste, compatible avec l'échelle de grandeur d'un pixel.

À côté de ce premier handicap, le gradient tonal constitue un autre obstacle à l'identification. Ce paramètre exprime la réponse de chaque objet en fonction de sa nature. Pour les images visibles, c'est la réflectance de la surface des objets qui est déterminante. Pour les images infrarouges, c'est la luminance des objets qui est essentielle.

Dans le canal visible, le nuage de poussière dont les composants sont d'origine terrigène, peut être difficilement repérable sur le continent, du fait de la réflectance élevée des surfaces. Celle-ci sera d'autant plus importante si la nature du sol est sableuse. Le contraste est plus évident lorsque le lithométéore est évacué sur l'Atlantique et qu'il est en opposition avec la réflectance de l'eau qui est plus absorbante.

Sur les images infrarouges, plus le gradient thermique entre le lithométéore et la surface du sol est élevé, plus le panache constitué par les particules sableuses et poussiéreuses est visible. La température radiométrique du lithométéore est essentielle. Si le phénomène se produit près du sol, il est peu probable qu'il soit identifiable (sauf aux heures les plus chaudes de la journée). Par contre, lorsque les phénomènes d'ascendance sont plus actifs (c'est le cas dans cet épisode de poussière), la convection entraîne les particules à des altitudes élevées favorisant ainsi une baisse sensible de leurs températures. La réponse radiométrique du nuage de poussière apparaîtra ainsi en opposition avec celle apportée par le sol (plus chaud), ce décalage sera d'autant plus marqué que la surface du sol sera réchauffée par le soleil (entre 12 h et 14 h, TU).

IV.3. Indice de poussière IDDI (version 1)

IV.3.1. Principe de fabrication

Le canal Météosat IRT, a permis le développement d'un indice de détection de poussière au dessus des terres, c'est l'indice IDDI (v1). Il résulte de l'impact radiatif des poussières dans la fenêtre $[10,5 - 12,5] \mu\text{m}$ du canal Météosat IRT.

Il est Obtenu par différence des pixels IR, entre la température de brillance (ou la luminance) maximale observée sur une période de quinze jours à 12:00 TU (image de référence), et la température de brillance (ou la luminance) du jour J à la même heure (image journalière).

Idéalement, l'image de référence est composée uniquement des pixels clairs (sans nuage) et propres (sans poussières). Il est considéré que les nuages et les poussières les seuls variables atmosphériques impactant la luminance dans l'atmosphère. Un algorithme permettant de détecter et de masquer les nuages est intégré dans l'algorithme IDDI (v1). L'organigramme (Fig.4.2), présente le principe de fabrication de l'indice IDDI(v1).

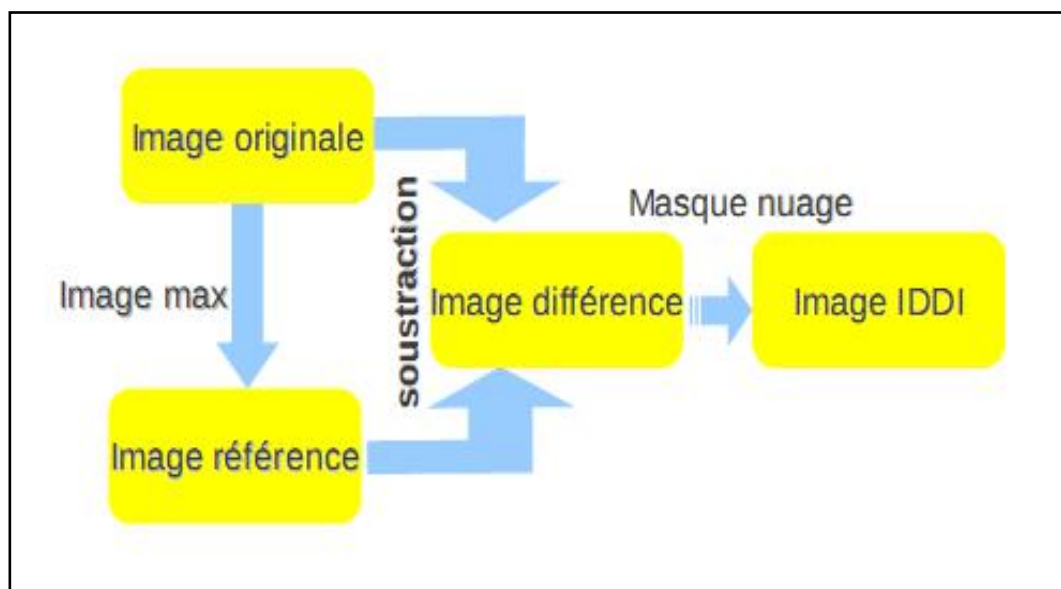


Fig.4.4. Principe de fabrication de l'indice de poussières IDDI (v1).

La détection des nuages dans l'algorithme IDDI (v1), est basée sur une classification des pixels nuageux selon le principe d'arche. Elle a étudiée la cohérence spatiale des pavées de 3x3 pixels, par le calcul de la moyenne et l'écart- type. Un seuillage permet de distinguer entre les pixels nuageux et les pixels poussiéreux.

IV.3.2.Principe physique

La télédétection de poussières du désert dans IRT au dessus le continent est une méthode de contraste thermique [20]. Pendant le jour, la surface de la Terre absorbe le rayonnement solaire de sorte qu'il est plus chaud que l'atmosphère en superposition. Si c'est une atmosphère poussiéreuse, elle peut être détectée car elle est plus froide que la surface. Le rayonnement de la source principale dans IRT est la radiation de la surface chaude qui émet un rayonnement vers l'espace. Si de la poussière est présente, ceci introduit un changement de la luminance infrarouge (une atténuation) émise vers l'espace. De jour, la poussière de température (T_d) est plus froide que la surface de température (T_s), tel que ($T_d < T_s$)², et la luminance émise vers l'espace est plus faible que la luminance émise par la surface ($L_{sat} < L_{sat}^0$), voir Fig.4.3.

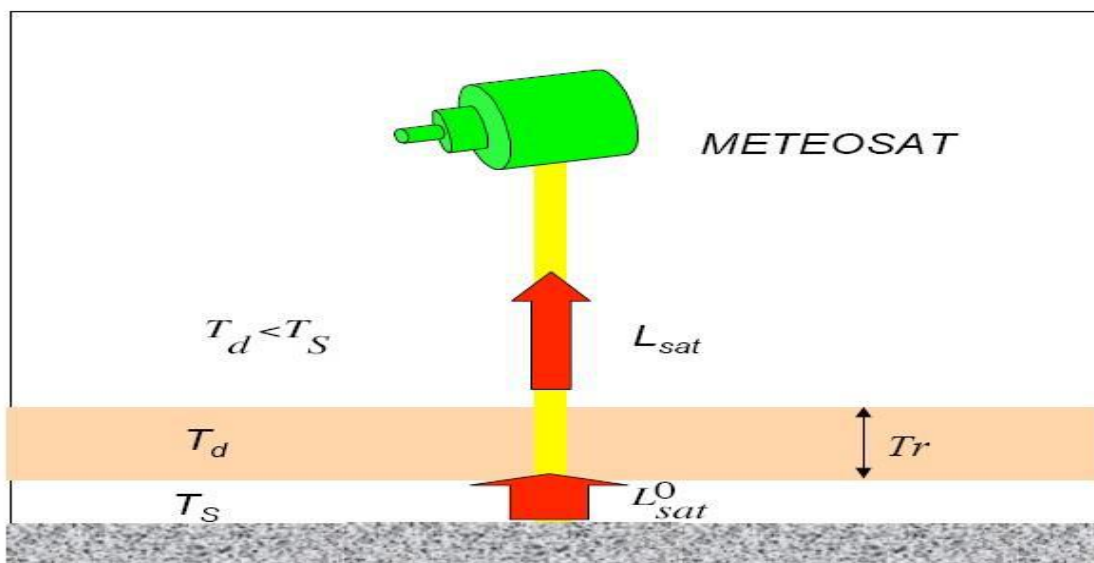


Fig.4.5 Principe physique de détection de poussières dans IRT.

Si on fait les hypothèses simplificatrices suivantes :

- H1** : on ignore la présence de gaz atmosphériques absorbants (vapeur d'eau,...) ;
- H2** : on considère la surface noire ($\epsilon_s = 1$), de température de peau T_s ;
- H3** : la poussière est supposée non diffusante et isotherme, de température T_d et transmittance T_r dans IRT ;
- H4** : on néglige l'impact de la poussière sur la température de surface (effets "parasol" et "de serre").

² Les indices «d» et «S», ce réfèrent respectivement aux mots anglais « dust » et de «Surface».

La luminance de surface (supposée noire « Black ») émise vers l'espace en atmosphère claire (sans nuage) est :

$$\text{- En l'absence de poussière} \quad \mathbf{L}_{\text{sat}}^0 = \mathbf{B}(T_s) \quad (5.1)$$

$$\text{- En présence de poussière} \quad \mathbf{L}_{\text{sat}} = T_r \cdot \mathbf{B}(T_s) + (1 - T_r) \cdot \mathbf{B}(T_d) \quad (5.2)$$

L'impact radiatif de la couche de poussière dans l'infrarouge thermique ou contraste thermique est:

$$\Delta \mathbf{L}_{\text{Sat}} = \mathbf{L}_{\text{sat}} - \mathbf{L}_{\text{sat}}^0 = (1 - T_r) \cdot [\mathbf{B}(T_d) - \mathbf{B}(T_s)] \quad (5.3)$$

$$\text{La transmittance s'exprime par :} \quad T_r = \exp(-\delta_d) \quad (5.4)$$

L'impact est maximal si $T_r = 0$ (couche de poussière très intense), d'où :

$$\Delta \mathbf{L}_{\text{sat}}^{\text{max}} = \mathbf{B}(T_d) - \mathbf{B}(T_s) \quad (5.5)$$

L'impact radiatif " ΔL_{sat} " est l'indice de poussières IDDI en luminance ou en température de brillance.

La première version de l'indice IDDI avait utilisée les images Météosat première génération format B2 du canal IR, image de (416×416) pixels de résolution du 36 km à l'équateur. Les images B2 résultantes de l'échantillonnage des images Météosat de pleine résolution, en raison d'un pixel sur 6 en ligne et en colonne.

L'IDDI (v1) a été utilisé dans l'étude de diverses applications telles que la climatologie de la poussière, les zones sources d'émission des poussières désertiques, le transport, la composition chimique, la validation d'un modèles d'émission de poussière et la cartographie de la rugosité de surfaces désertiques. Des exemples de forte corrélation entre l'IDDI et de l'épaisseur optique d'aérosol peuvent être observés, mais ce n'est pas systématique.

IV.3.3. Difficultés dans la fabrication de l'indice IDDI (v1)

La première difficulté dans la production de l'IDDI (v1), concerne l'image référence et le choix de la longueur du période de référence. Normalement plus la période est longue, plus l'image référence est propre. Cependant, cette procédure ne peut être pleinement appliquée en raison de la variation continue du niveau radiométrique de l'image référence au cours de l'année, ceci à cause **(i)** : des changements dans les positions relatives du Soleil et la Terre (qui introduit une variation systématique de l'éclairement solaire), **(ii)** : des changements saisonniers de la surface de la terre, notamment en termes de couvert végétal (le cas du Sahel ou la zone steppique algérienne), et **(iii)** : de l'évolution saisonnière de la composition atmosphérique.

Si la période est trop courte, l'image référence risque d'être fortement contaminé par des quantités appréciables de poussières et parfois par des résidus de nuage. D'autre part, si la période est trop longue (plus d'un mois), l'image référence peut être affectée par l'effet intersaison. Le meilleur résultat sera obtenu en utilisant une période d'une certaine longueur intermédiaire, période de 15 jours. Une telle période était envisagée dans l'IDDI (v1) ainsi l'IDDI (v2).

La seconde difficulté concerne l'image différence. Idéalement elle ne contienne que les nuages et les poussières, et la dernière étape dans la procédure de fabrication de l'indice IDDI (v1 ou v2), consiste à séparer entre ces deux structures.

Dans l'IDDI (v1), ou il y avait l'utilisation du seul canal IR, souvent il y a confusion entre les deux structures : des poussières sont identifiés comme des nuages et des structures des poussières sont considérés comme des nuages. Ceci montre la limitation d'utiliser les données d'un seul canal. Un second aspect de cette seconde difficulté, et la détection avec précision les bords des nuages et de séparer raisonnablement l'espace souvent partagé entre les masses nuageuse et les particules poussiéreux, qui sont des fois indissociable [1].

IV.3.4. Améliorations dans la version IDDI (v2)

IV.3.4.1. Résolution et type des données Météosat

Les données Météosat utilisées dans la version IDDI (v2), sont les images IR et VIS pleine résolution, l'image IR de dimensions 2500X2500 pixels et celle VIS de dimensions 5000X5000 pixels, acquises respectivement dans la bande IRT : [10,5 – 12,5 μm] et la bande VIS-PIR : [0,4 – 1,1 μm]. Les résolutions (taille d'un pixel) des images IR et VIS à l'équateur sont respectivement 5 km et 2,5 km. Ces images sont de type "OpenMTP". Au contraire à la version IDDI (v1), ou il y avait utilisation des images Météosat type "B2" de l'unique bande IRT dont la résolution à l'équateur est 36 km.

IV.3.4.2. Fabrication de l'image référence

Dans la version IDDI (v2), il y avait introduction pour la première fois une image référence VIS déduite de l'image référence IR. Pour mémoire la référence IR, idéalement est composée uniquement de pixels « clairs et propres » (sans nuages ni poussières), elle est construite à partir des plus hauts niveaux radiométriques enregistrées à 12:00 TU pendant une période de référence de 15 jours autour d'un jour J, elle caractérise les seules structures de

surface, considérées constantes pendant cette période de 15 jours. Dans la version IDDI (v1) et pour l'unique image référence IR, il y avait fabrication seulement de deux images référence par mois : de 1^{er} jour au 15^{ème} et de 16^{ème} jusqu'à fin du mois. Dans la version IDDI (v2), l'image référence (IR ou VIS) quant à elle, est construite pour chaque jour, est une référence glissante de nombre équivalent au nombre de jours d'un mois.

Les images IR originales en compte numérique (ct) sont converties en luminance ($W/m^2/sr$) et en température de brillance en Kelvin (K). Dans la nouvelle version IDDI, seules ceux en température de brillance sont utilisées pour construire l'image référence IR. La référence VIS en (ct) est déduite de la référence IR, en cherchant pour chaque pixel IR maximal le pixel VIS qui lui correspond (Fig.4.4). Ensuite par soustraction arithmétique, entre le pixel référence (IR ou VIS) et le pixel journalière, nous obtenant le pixel différence. L'image différence (IR ou VIS), représente l'état de l'atmosphère contaminée (nuages et poussières). Ensuite un algorithme de détection nuageuse est appliqué pour séparer entre les pixels nuageux de ceux poussiéreux.

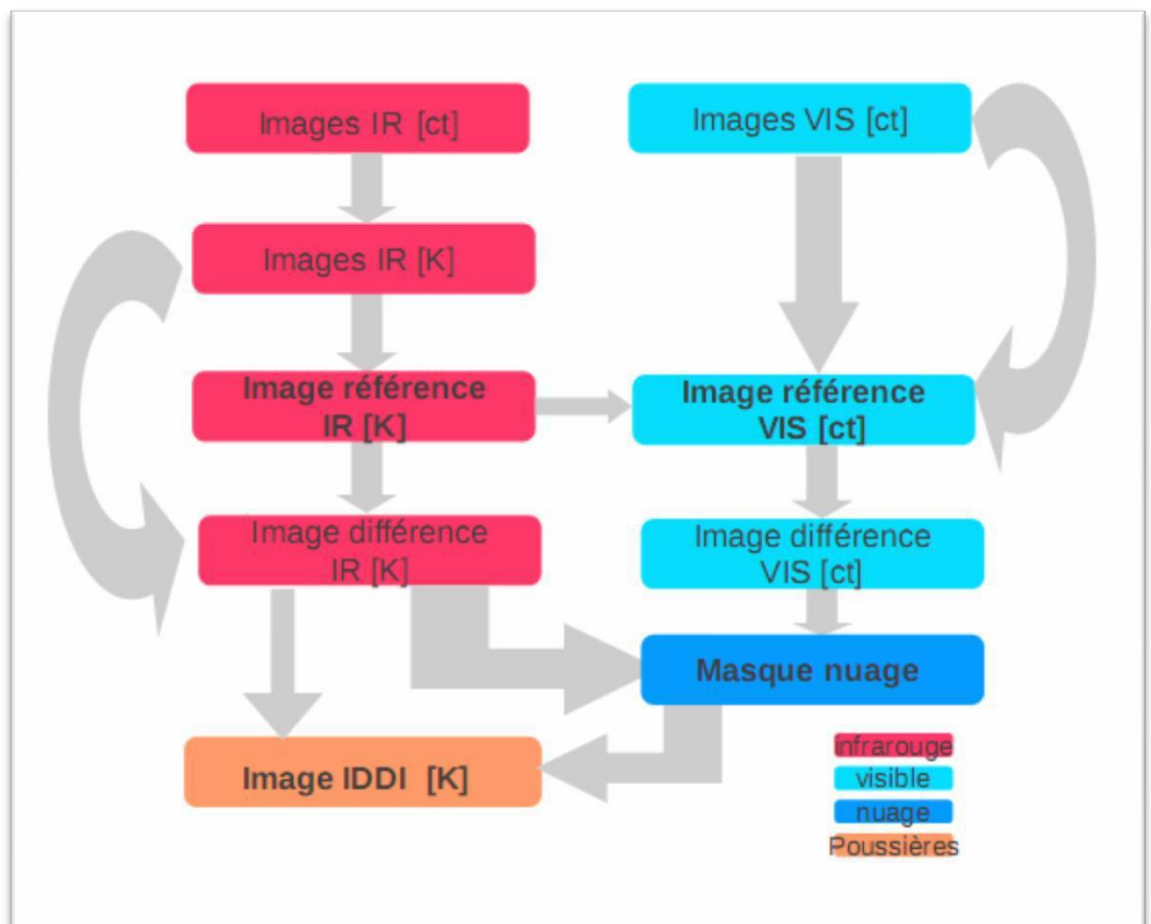


Fig.4.6. Principe de fabrication de l'image référence VIS.

IV.3.4.3. Masque nuage

La version IDDI (v2), utilisera les données de canaux Météosat IR et VIS dans le procédé de séparation entre les différentes structures atmosphériques (nuages et poussières). Le masque nuage adopté est basé sur l'étude de la fonction de structure, qui tiens en compte les différences en luminance non seulement des pixels voisins mais aussi des pixels à une distance "d".

IV.3.4.4. Améliorations entre les versions du code IDDI

Les différentes améliorations introduites sur l'indice IDDI (v2) par rapport à l'IDDI (v1), sont indiquées dans (Tab.4.2).

Caractéristiques	IDDI (Version 1)	IDDI (Version 2)
Résolution IR au Nadir	36 Km	05 Km
Ligne/Colonne	416/416	2500/2500
Images références IR	02 par mois (15 jours)	01 par jour (glissante)
Images références VIS	-	01 par jour (glissante)
Unités	[ct]	[K] et [$Wm^{-2}sr^{-1}$]
Masque nuages	Méthode d'arche	Méthode de la fonction de structure
Période archivée	15 ans (1983-1998)	25 ans (1981-2006)

Tab.4.2. Améliorations de la version IDDI (version 2), (Source : Amiar, 2013).


IV.4. Analyse de l'IDDI Météosat sur notre zone d'étude

Le but de cette étape est d'analyser les séries de données IDDI issue des images Météosat de 12:00 TU pour les quatre sites choisis à savoir : Ouargla, In Salah, Bechar et Bordj Badji Mokhtar, pour la période allant de 1996 au 2006.

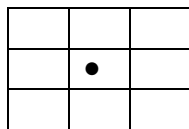
IV.4.1. Procédure d'élimination des données IDDI nuageuses

Les quatre séries sont calculées à partir du pavé IDDI de 3×3 pixels (05km×05km), ayant pour pixel central un site de notre zone d'étude pour chaque série. Etant donné que le nombre des pixels nuageux représente plus de 20% de données, nous avons procédé à l'élimination de ces données en utiliserons les trois critères suivants (Fig.4.17) :

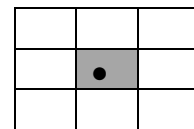
- 1)- On élimine les données dont le pixel central nuageux (compte numérique égal à 200) ;
- 2)- On élimine les données dont le nombre de pixels nuageux de ce pavé est supérieur ou égal à 3.
- 3)- On élimine les données dont l'écart type de pavé est supérieur ou égal à 4.

 1^{er} critère de sélection :

Cas non nuageux (Pixel central clair)

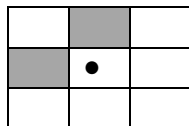


Cas nuageux (Pixel central nuageux)



 2^{ième} critère de sélection :

Cas non nuageux (02 Pixels nuageux)



Cas nuageux (03 Pixels nuageux)

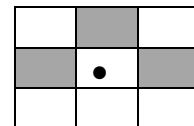


Fig.4.7. Exemples de situations nuageuses et non nuageuses pour des pavés 3x3. Le pixel central correspond au site choisi, les pixels gris sont nuageux et les pixels blancs non nuageux.

IV.4.2. Variation mensuelle de l'indice IDDI Moyen

Le tableau 4.3, indique les valeurs moyennes mensuelles de l'indice de poussière IDDI en (K) entre 1996 et 2006, pour les sites d'Ouargla, In Salah, Bechar et Bordj Badji Mokhtar localisés en coordonnées images de IRT de Météosat 7.

Mois	Ouargla	In Salah	Bechar	Bordj Badji Mokhtar
Janvier	3,98	4,65	4,06	4,14
Février	4,74	6,69	4,68	5,55
Mars	5,68	7,46	5,65	6,07
Avril	5,92	7,49	5,06	6,07
Mai	6,35	6,72	6,09	6,89
Juin	5,81	6,13	5,33	5,68
Juillet	5,32	4,63	4,63	4,67
Août	4,12	6,06	4,95	4,93
Septembre	4,93	6,52	5,45	5,34
Octobre	4,16	5,52	4,62	4,24
Novembre	4,26	4,87	4,66	4,75
Décembre	3,71	4,93	4,50	3,96

Tab.4.3. Variation mensuelle de l'indice de poussière IDDI à Ouargla, In Salah, Bechar & Bordj Badji Mokhtar entre 1996 et 2006, (Source : NAKES, 2017).

On constate que le mois de Mai présente la valeur maximale de l'indice IDDI moyen à Ouargla (6,35 K), à Becher (6,09 K) et à Bordj Badji Mokhtar (6,89 K), par contre à In Salah présente un maximum absolu au mois d'Avril (7,49 K). Cependant le mois de Décembre présente la valeur minimale à Ouargla (3,71 K) et à Bordj Badji Mokhtar (3,96 K), par contre le mois de Janvier à In Salah (4,65 K) et à Bechar (4,06 K). En générale les mois les plus intenses en termes d'événements de poussières et de sable sont : Mars, Avril, Mai, Juin et Septembre, et les mois les moins intenses sont : Octobre, Novembre, Décembre et Janvier (Fig.4.6).

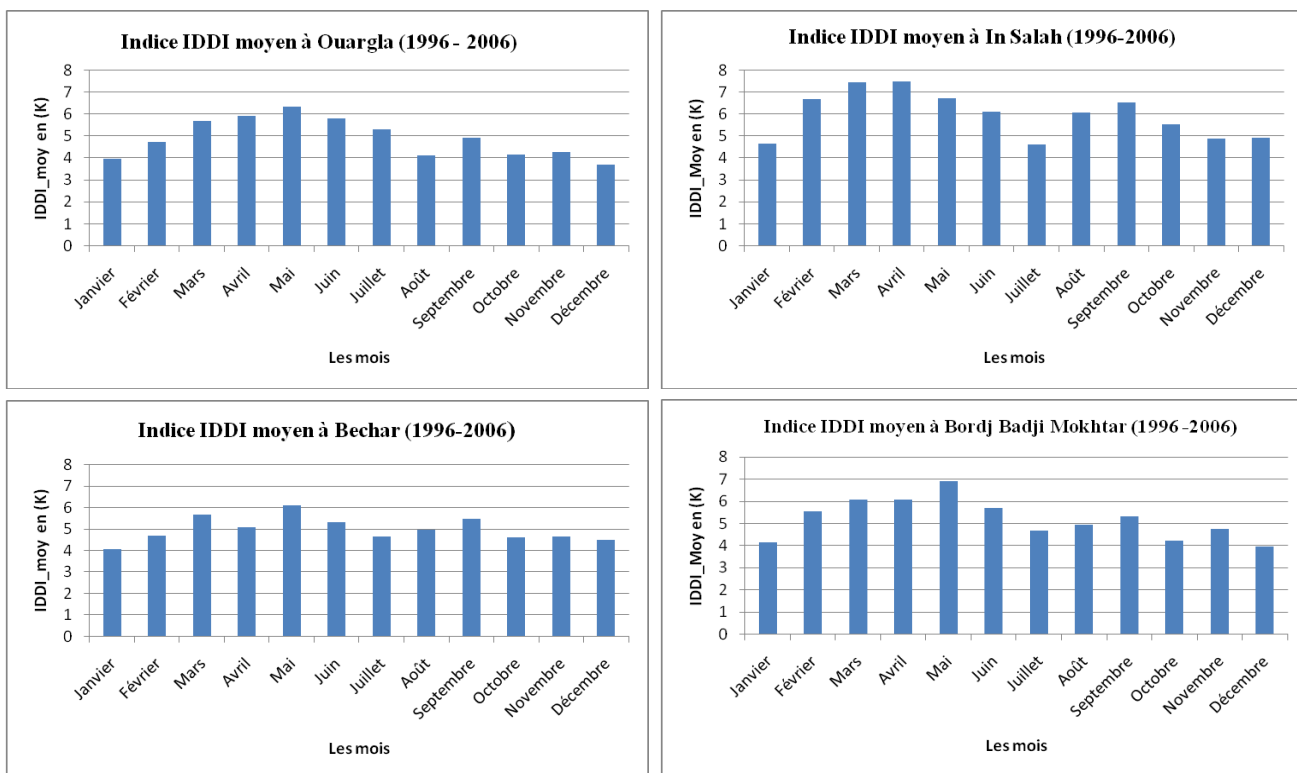


Fig.4.8. Variation mensuelle de l'indice de poussière IDDI à Ouargla, In Salah, Bechar & BBM entre 1996 et 2006.

IV.4.3. Variation saisonnière de l'indice IDDI Moyen

Le tableau 4.4, indique les valeurs moyennes saisonnières de l'indice de poussière IDDI en (K) entre 1996 et 2006, pour les sites d'Ouargla, In Salah, Bechar et Bordj Badji Mokhtar localisés en coordonnées images de IRT de Météosat 7.

Les saisons	Ouargla	In Salah	Bechar	Bordj Badji Mokhtar
Hiver	4,14	5,42	4,41	4,55
Printemps	5,99	7,22	5,60	6,34
Été	5,08	5,61	4,97	5,09
Automne	4,45	5,64	4,91	4,78

Tab.4.4. Variation saisonnière de l'indice de poussière IDDI à Ouargla, In Salah, Bechar & Bordj Badji Mokhtar entre 1996 et 2006, (Source : NAKES, 2017).

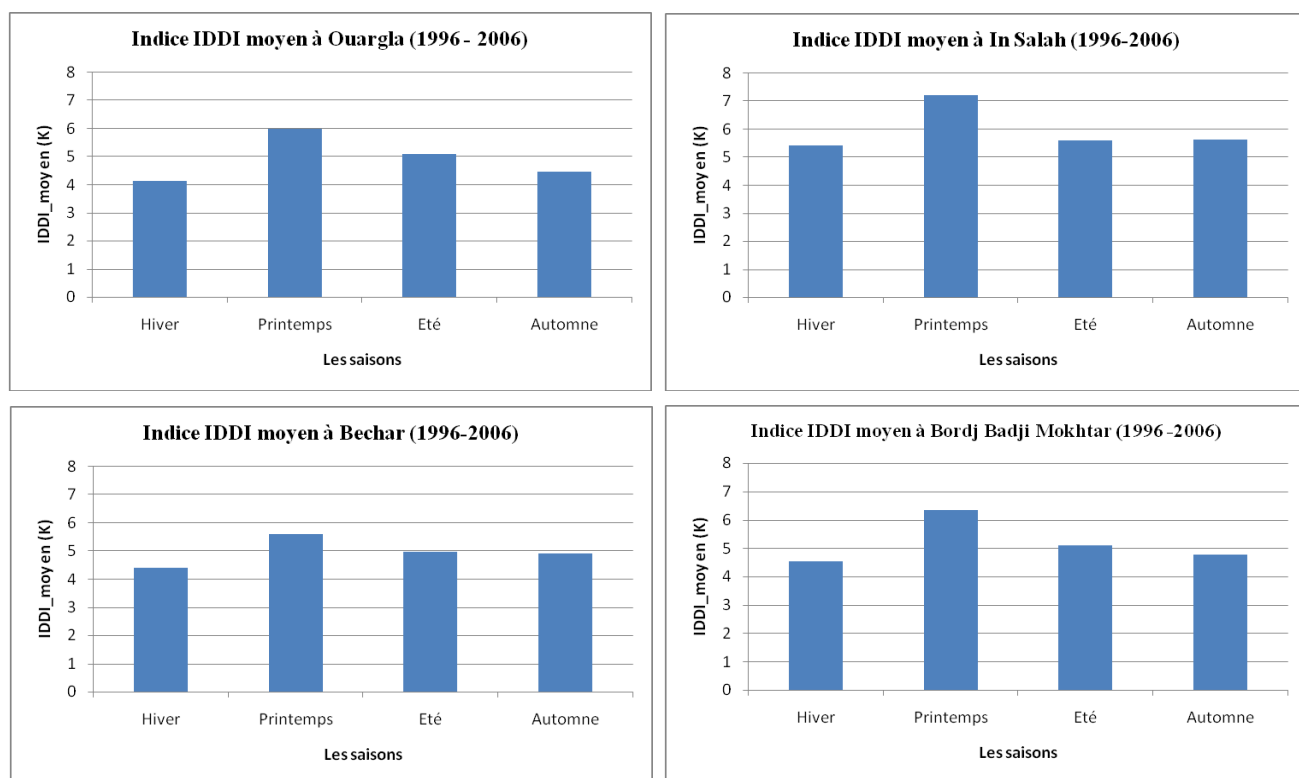


Fig.4.9. Variation saisonnière de l'indice de poussière IDDI à Ouargla, In Salah, Bechar & BBM entre 1996 et 2006.

On constate que le Printemps présent les valeurs maximales de l'indice IDDI moyen sur toute la zone d'étude à savoir : 5,99 K à Ouargla, 7,22 K à In Salah et 5,60 à Bechar et à Bordj Badji Mokhtar. Cependant l'Hiver présent les valeurs minimales à Ouargla (4,14 K), à In Salah (5,42 K), à Bechar (4,41 K) et à Bordj Badji Mokhtar (4,55K) (Fig.4.7).

IV.4.4. Variation annuelle de l'indice IDDI Moyen

Le tableau 4.5, indique les valeurs moyennes annuelles de l'indice de poussière IDDI en (K) entre 1996 et 2006, pour les sites d'Ouargla, In Salah, Bechar et Bordj Badji Mokhtar localisés en coordonnées images de IRT de Météosat 7.

On constate que 1997, 2002, 2004 et 2006 sont les années les plus actives en matière d'événements de sable sur toute notre zone d'étude et présentent les valeurs annuelles maximales de l'IDDI moyen à savoir : In Salah (6,85 K) en 1997, Ouargla (6,22 K) en 2002 et Bechar (5,74 K) et Bordj Badji Mokhtar (5,68 K) en 2006 (Fig.4.8).

Les années	Ouargla	In Salah	Bechar	Bordj Badji Mokhtar
1996	6,00	5,49	5,06	5,35
1997	5,67	6,85	5,07	5,51
1998	5,18	6,61	4,79	4,96
1999	4,97	5,79	4,88	4,96
2000	4,89	5,05	4,30	4,68
2001	5,32	5,83	4,83	5,04
2002	6,11	6,35	5,21	5,35
2003	5,38	5,77	4,92	5,27
2004	5,21	5,79	5,53	5,33
2005	5,52	6,16	4,90	5,34
2006	4,87	5,59	5,74	5,68

Tab.4.5. Variation annuelle de l'indice de poussière IDDI à Ouargla, In Salah, Bechar & Bordj Badji Mokhtar entre 1996 et 2006, (Source : NAKES, 2017).

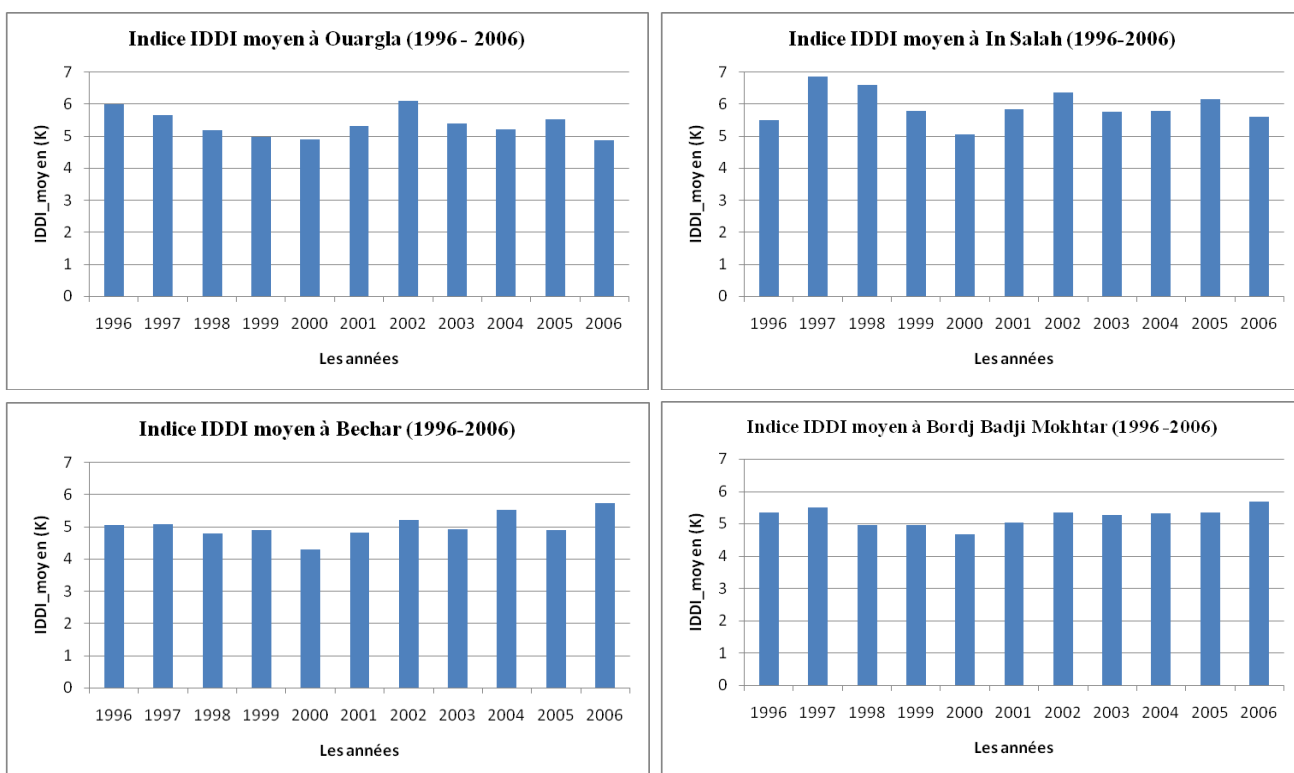


Fig.4.10. Variation annuelle de l'indice de poussière IDDI à Ouargla, In Salah, Bechar & BBM entre 1996 et 2006.

IV.5. Comparaison d'occurrence des lithométéores in situ avec l'IDDI Météosat

Généralement les données d'occurrence des lithométéores sont observées au pas de temps horaire dans les stations principales des réseaux synoptiques de l'ONM. L'avantage majeur de ce type de données par rapport aux informations dérivées des images satellitaires est la disponibilité des informations détaillées relatives aux types de lithométéores, en outre l'inconvénient réside dans le fait que ces observations sont 'humaines' et peuvent donc être entachées d'un coefficient d'interprétation personnelle ou de subjectivité, essentiellement lors de l'estimation de la visibilité horizontale et donc dans le chiffrage de type de lithométéores.

Le satellite Météosat première génération, mesure à intervalle d'une demi-heure les luminances au sommet de l'atmosphère dans le canal infrarouge (IR) [10,5 – 12,5 μm]. Ces valeurs à 12:00 TU ont été utilisées pour calculer l'indice de poussière IDDI [30]. Nous avons choisis la Chasse sable pour la comparer avec les valeurs de l'IDDI sur la période du 01 Janvier 1996 au 11 Juillet 2006, parce qu'elle est la plus corrélée avec l'IDDI.

IV.5.1. Variation mensuelle

Les graphiques de la Figure.4.9, montre la variation mensuelle de l'indice IDDI (K) et la Chasse sable pour les quatre sites : Ouargla, In Salah, Bechar et Bordj Badji Mokhtar sur la période (1996-2006).

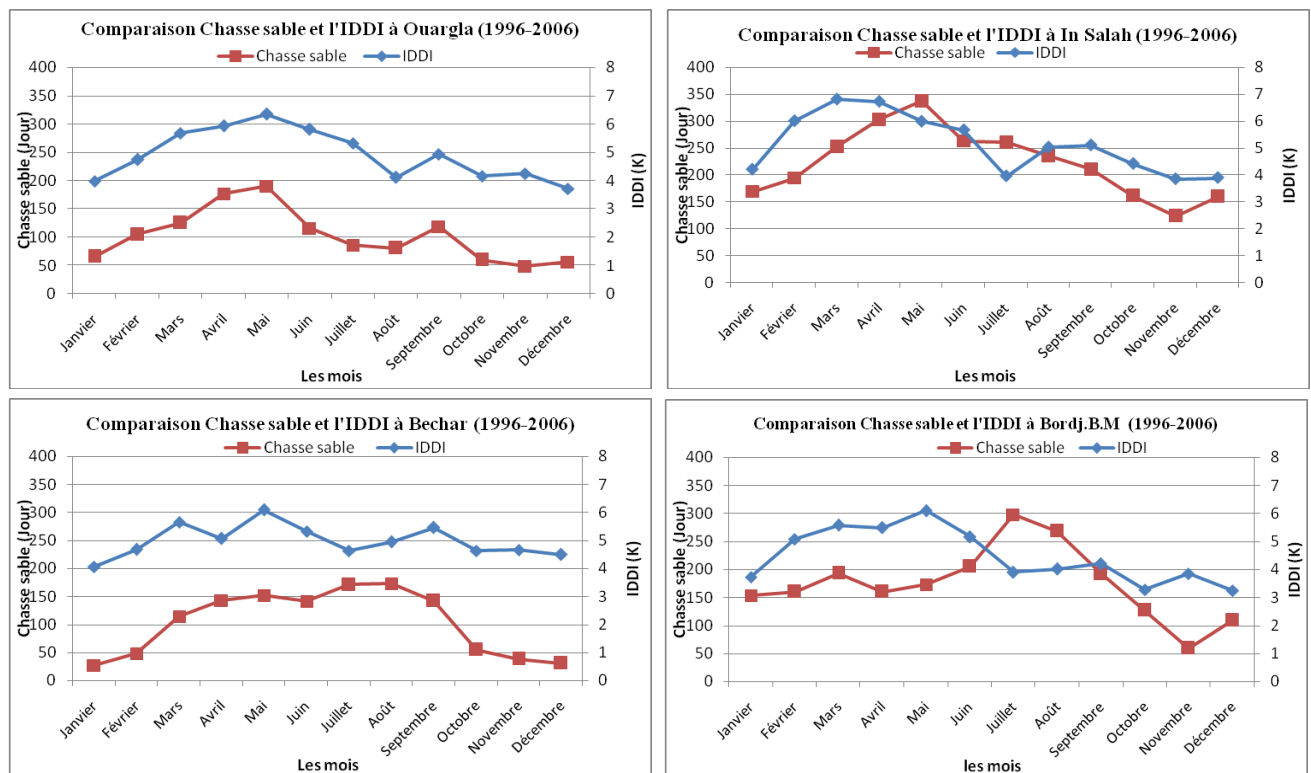


Fig.4.11. Variation mensuelle de Chasse sable et l'indice IDDI à Ouargla, In Salah, Bechar & BBM entre 1996- 2006.

Les valeurs maximales de l'IDDI correspondent aux mois les plus actifs en phénomène de sable à savoir : Mars, Avril et Mai, dont la concentration de poussière et de sable dans la couche limite de surface est maximale.

IV.5.2. Variation saisonnière

Les graphiques de la Figure.4.10, montre la variation saisonnière de l'indice IDDI (K) et la Chasse sable pour les quatre sites : Ouargla, In Salah, Bechar et Bordj Badji Mokhtar sur la période (1996-2006).

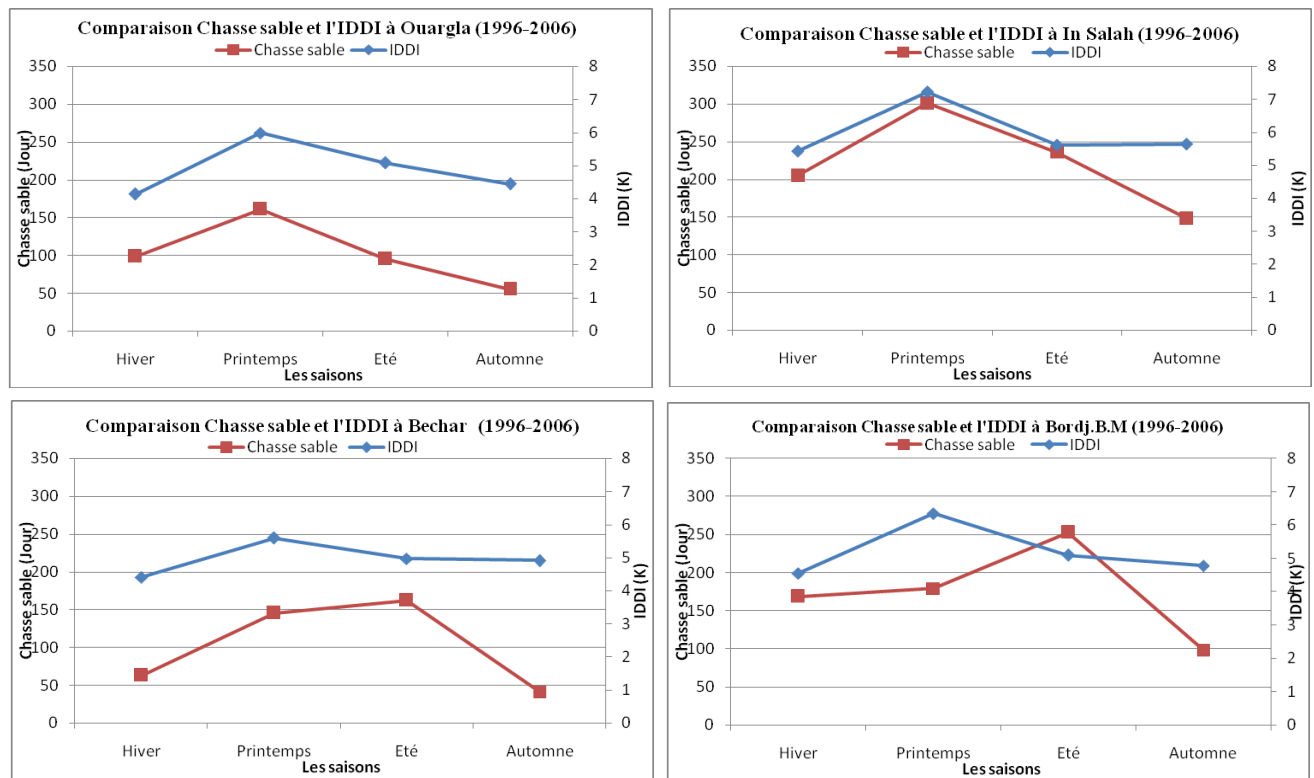


Fig.4.12. Variation saisonnière de Chasse sable et l'indice de poussière IDDI à Ouargla, In Salah, Bechar & Bordj Badji Mokhtar entre 1996 et 2006.

On remarque que le printemps et la saison la plus poussiéreuse, accompagné d'évènement de sable correspond aux valeurs maximales de l'IDDI sur toute notre zone d'étude. L'Été présent aussi les mêmes aspects que le Printemps en matière d'évènement de sable à Bechar et à Bordj Badji Mokhtar, chose qui n'a pas été confirmée par l'IDDI. Cependant l'Automne et l'Hiver sont les saisons les moins poussiéreux correspondent aux faibles valeurs de l'IDDI.

IV.5.3. Variation annuelle

Les graphiques de la Figure.4.11, montre la variation saisonnière de l'indice IDDI (K) et la Chasse sable pour les quatre sites : Ouargla, In Salah, Bechar et Bordj Badji Mokhtar sur la période (1996-2006).

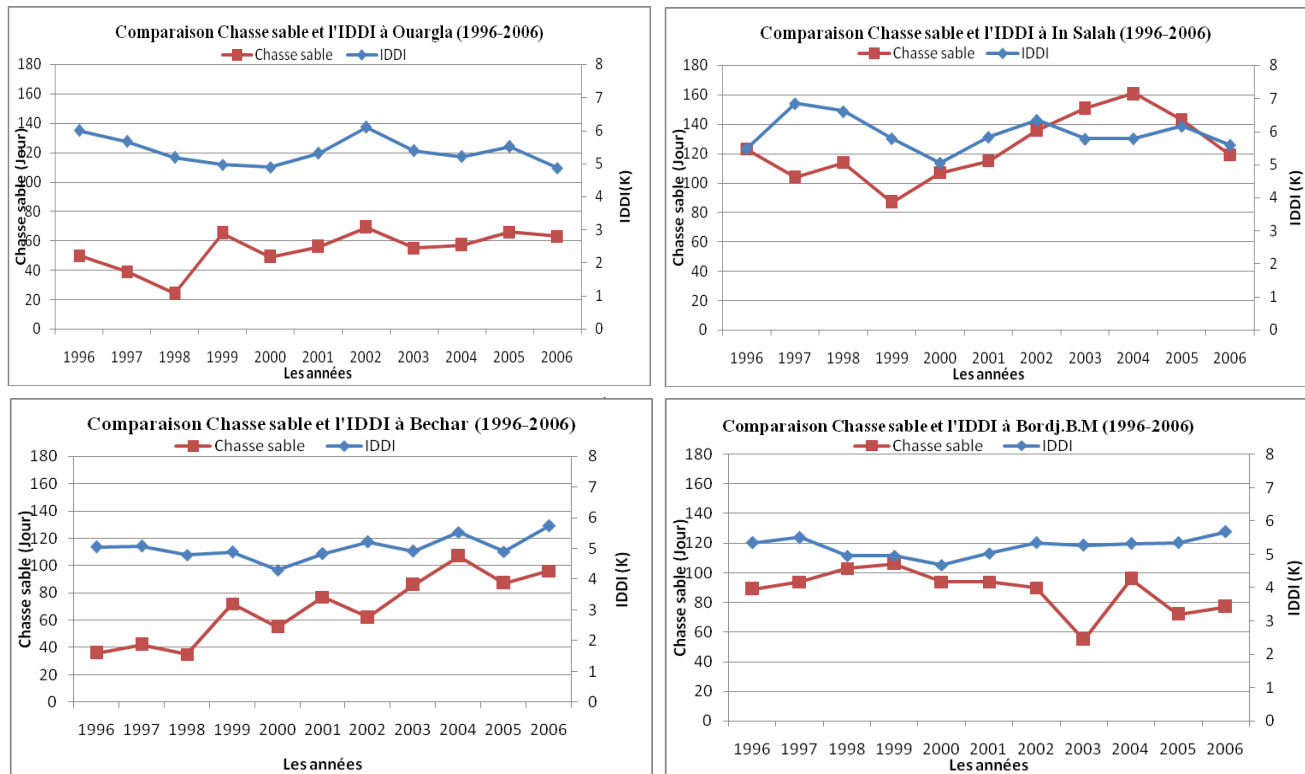


Fig.4.13. Variation annuelle de Chasse sable et l'indice de poussière IDDI à Ouargla, In Salah, Bechar & Bordj Badji Mokhtar entre 1996 et 2006.

On constatant que les années 1997, 2002, 2004 et 2006 correspondent aux valeurs maximales de l'IDDI, et qui représentent en réalité les années les plus actives en évènements de sable. Cependant les années 1996, 1998, 2000 et 2005 représentent les valeurs minimales de l'IDDI, chose qui confirme la diminution des soulèvements de sable durant ces années.

Conclusion et perspective

Les vents de sable et de poussière constituent un paramètre essentiel du climat saharien, ils se déclinent dans le langage scientifique dans toute une série de types de temps regroupés dans la catégorie des lithométéores. Les distinctions essentielles entre les types de temps sont basées sur la vitesse des vents, le degré de la réduction de la visibilité et la présence de dépôts de poussières au sol. Ces paramètres nous permettent de distinguer les chasse-sable, les tempêtes de sables et les brumes de sable. La réduction de la visibilité est importante lors des tempêtes et des brumes. La vitesse du vent est élevée en présence des chasse-sable et des tempêtes de sable.

Les résultats obtenus dans cette thèse sont fondés sur les observations recueillies en 20 stations synoptiques du Sud Algérien, Ils présentent l'évolution des lithométéores à l'échelle régionale. L'apport de cette analyse est d'autant plus important puisqu'il couvre, de manière continue, vingt années d'observations quotidiennes.

Nous pouvons mettre en évidence que la période favorable de l'occurrence des lithométéores située entre Mars et Mai à Ouargla et In Salah et se prolonge jusqu'août à Bechar et Bordj Badji Mokhtar, avec une vitesse seuil ≥ 6 m/s. Le phénomène de sable se produit essentiellement durant la journée (entre 09h & 15h) et disparaît ou s'atténue durant la nuit. Les régions d'In Salah, Adrar et Bordj Badji Mokhtar présentent les plus fortes occurrences, habituellement les sièges du centre de la dépression saharienne.

Dans cette étude nous avons comparé les résultats obtenus avec l'indice de poussière IDDI dans sa version 2 améliorée, issu des données du satellite Météosat première génération dans le domaine $[10,5 \text{ } 12,5]\mu\text{m}$ de l'infrarouge thermique (IRT). Cet indice est mieux corrélé avec la Chasse-sable.

Les variations mensuelles, saisonnières et annuelles de l'indice IDDI ainsi que celles de la Chasse-sable, font ressortir que le Printemps et la saison la plus active en phénomène de sable et les années 1997, 2002, 2004 et 2006 sont les plus poussiéreuses.

Finalement, et comme nous avons pu nous en apercevoir lors de la définition des différents types de lithométéores, ceux-ci ont été et restent encore aujourd'hui des phénomènes observés et non mesurés. Aussi, ces observations restent fortement dépendantes du savoir-faire et de la compétence des observateurs météorologiques. Il apparaît ainsi que les lithométéores sont des éléments climatiques qui jouent un rôle très important sur le climat local de la région saharienne et à l'échelle régionale. Il est nécessaire d'en tenir compte également le cadre de la prévision quotidienne sur nos régions, car ils sont certains qu'à partir du mois de Mars, ils marquent de

façon significative le temps. Pour celà, il est utile de développer des outils de prévision adaptés à ce besoin, ainsi que d'établir une relation liant la visibilité horizontale à la concentration de poussières et de sable, en s'appuyant notamment sur les résultats climatologiques obtenus. L'apport de la télédétection sera certainement décisif pour pallier la faiblesse du réseau conventionnel.

Références bibliographiques

- [1]- Amiar.A, Télédétection dans le domaine infrarouge. Application dans la détection des poussières par les méthodes satellitaires. Thèse magistère de l'Université Kasdi Merbah d'Ouargla, 2013.
- [2]- Andrew S. Goudie and Nicholas J. Middleton, 2006: Desert Dust in the Global System, Dieter Czeschlik, Heidelberg, Germany, 283 p.
- [3]- Bagnold R; The Physics of Blown Sand and Desert Dunes; Proceedings of the Royal Society A 225 49; 1954.
- [4]- Bou Karam D. : Mécanismes de soulèvement des aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest. Thèse Doctorat de l'Université Pierre et Marie-Curie Paris 6, 2008.
- [5]- Bou Karam. D, C. Flamant, J. Cuesta, J. Pelon and E. Williams, Dust emission and transport associated with a Saharan depression: February 2007 case, Journal of Geophysical research, DOI: 10.1029/2009JD012390. 2010.
- [6]- Bouzid S, Validation du modèle global GOCART de NASA et son apport à l'étude des variations mensuelles des phénomènes de sable sur le Sahara Algérien. Thèse de Mémoire de Master en Sciences et Technologies au Centre Régional Africain des Sciences et Technologies, 2005.
- [7]- Brooks, N.P.J., Legrand, M., 2000. Dust variability over northern Africa and rainfall in the Sahel, in Linking climate change to land surface change, McLaren S.J. and Kniveton D. (Eds), Chapter 1, Kluwer Academic Publishers, 1-25.
- [8]-Coudé-Gaussen, G. & Rognon P., 1983. Les poussières sahariennes. *La Recherche*, 147 : 1050-1061.
- [9]-Coudé-Gaussen, G., 1984. Le cycle des poussières éoliennes désertiques actuelles et la sédimentation des loess péri-désertiques quaternaires, Bull. Centre Rech. Explor Product. Elf Aquitaine, 8, 167-182.
- [10]- Coudé-Gaussen G, 1991 : Les poussières sahariennes, Paris : Mont Rouge France, John Libbey Eurotext, 485 p.
- [11]- D'Almeida, G. A., Schütz, L., 1983. Number, mass and volume distributions of mineral aerosol and soils of the Sahara, J. Clim. Appl. Meteorol., 22, 233-243.
- [12] - D'Almeida, G.A., 1986. A model for Saharan dust transport. Journal of Climate and Applied Meteorology 25, 903–916.
- [13]- Douaiba B, Simulation des émissions d'aérosols désertiques à l'échelle Régionale : Analyse climatologique des émissions du Nord de l'Afrique. Thèse de doctorat à l'Université Mohamed Boudiaf d'Oran, 2014.

[14]-Dubief, J., 1953. Les vents de sable dans le Sahara Français, Colloques Internationaux du CNRS 35, 45-70.

[15]-Dubief, J., 1959. Le climat du Sahara, Tome 1, Mémoires de l'Institut de Recherches Sahariennes, Université d'Alger, Alger, 312 pp.

[16]-Dubief, J., 1979. Review of the North African climate with particular emphasis on the production of eolian dust in the Sahel zone and in the Sahara, in Saharan dust, C. Morales, John Wiley and Sons (Eds.), New York, 649-676.

[17]- Fekih.A, Talbi.N & Sadaoui.B, 2007 : Etude spatiotemporelle des événements de sable sur la région Sud-Est. JESSE 07.

[18]- Fiedler S, Schepanski K, Heinold B, Knippertz P, Tegen I, Climatology of nocturnal low-level jets over North Africa and implications for modeling mineral dust emission Journal of Geophysical Research: Atmospheres 118 (12), 6100-6121.2013.

[19]- Ginoux P, Prospero JM, Torres O, Chin M, Long-term simulation of global dust distribution with the GOCART model: correlation with North Atlantic Oscillation, Environmental Modelling & Software 19 (2), 113-128.2004.

[20]- Goudie A.S, Middleton N.J; Desert Dust in the Global System; ISBN-10 3-540-32354- 6 Springer Berlin Heidelberg New York. 2001.

[21]-Hamilton, R. A. and J. W. Archibald, Meteorology of Nigeria and adjacent territory, Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 71, 231-262, 1945.

[22]-Haustein, K., C. Pérez, J.M. Baldasano, O. Jorba, S. Basart, R.L. Miller, Z. Janjic, T. Black, S. Nickovic, M.C. Todd, and R. Washington, 2012: Atmospheric dust modeling from meso to global scales with the online NMMB/BSC-Dust model - Part 2: Experimental campaigns in Northern Africa. Atmos. Chem. Phys., 12, 2933-2958, doi: 10.5194/acp-12-2933-2012.

[23]-Janjic, Z.I., The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer and turbulence closure schemes, Mon. Wea. Rev., 122, 927-945. 1994.

[24]- Kallos G, "The regional weather forecasting system SKIRON: a general overview," in Proceedings of the Symposium on Regional Weather Prediction on Parallel Computer Environments, Athens, Greece, 1997.

[25]-Kishcha, P., Alpert, P., Shtivelman, A., Krichak, S., Joseph, J., Kallos, G., Spyrou, C., Gobbi, G.P., Barnaba, F., Nickovic, S., Perez, C., and J.M. Baldasano. Forecast errors in dust vertical distributions over Rome (Italy): Multiple particle size representation and cloud contributions. J. Geophys. Res., 112, D15205, doi:10.1029/2006JD007427, 2007.

[26]- Knippertz P and Fink A.H, "Synoptic and dynamic aspects of an extreme springtime

Saharan dust outbreak,” *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 132, no. 617, pp. 1153–1177, 2006.

[27]- Laurent B., Simulation des émissions d’aérosols désertiques à l’échelle continentale : Analyse climatologique des émissions du nord-est de l’Asie et du nord de l’Afrique, Thèse de Doctorat, Université Paris 12, Val de Marne, 2005.

[28]-Laurent, B., Marticorena B, Bergametti G, Léon J.F, and Mahowald M.N, Modeling mineral dust emissions from the Sahara desert using new surface properties and soil database, *J. Geophys.* 2008.

[29]- Legrand M, 1990 : Etude des aérosols sahariens au-dessus de l’Afrique à l’aide du canal à 10 microns de Météosat : visualisation, interprétation et modélisation. Thèse de Doctorat d’Etat en Sciences Physique. Université des Sciences et techniques de Lille Flandre Artois.

[30]- Legrand, M., Plana-Fattori, A., N’Doumé, C., 2001. Satellite detection of dust using the IR imagery of Meteosat, 1, Infrared difference dust index, *J. Geophys., Res*, 106, 18, 251-18,274.

[31]- Legrand M., François P., Nakes M. T., Upgraded version of the Infrared Difference Dust Index: application in the framework of AMMA. Journées techniques, Ouagadougou

[32]-Legrand M., François P., Nakes M. T., L’observation satellitaire des poussières désertiques ; Journées Franco – Libanaise, UST Lille1 2012.

[33]-Maharas P. et al. (1991). — « Analyse en composantes principales des précipitations en Albanie », Publications de l’Association Internationale de Climatologie, vol. 4, p. 155-161.

[34]- Mahowald.N, Kohfeld.K, Hansson.M, Balkanski.Y, Harrison.S, Prentice.C, Schulz.M, Rodhe.H, Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate. *Journal of Geophysical Research*, 104, 15895-15916, 1999.

[35]-Marticorena, B., and Bergametti, G.: Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme, *J. Geophys. Res.*, 100, 6415-16430, 1995.

[36]- Mokhtari M, Amélioration de la prise en compte des aérosols terrigènes dans les modèles atmosphériques à moyenne échelle. Thèse de doctorat, à l’Université de Toulouse, 2012.

[37]- Nakes M.T, M.Legrand, P.François & A.Mokhnache, 2013 : Télédétection de l’aérosol désertique de poussière IDDI. Journées Nationales sur la Géologie du Sahara, Université Kasdi Merbah d’Ouargla.

- [38]- Nickovic.S, Kallos.G, Papadopoulos.A, and Kakaliagou.O, “A model for prediction of desert dust cycle in the atmosphere,” *Journal of Geophysical Research D*, vol. 106, no. 16, pp. 18113–18129, 2001
- [39]-Nouaceur Z., 1999. Evolution récente des lithométéores en Mauritanie. Thèse de doctorat, Université Jean Moulin Lyon III, Laboratoire de Géographie Physique. 503 p.
- [40]- Organisation Météorologique Mondiale (O.M.M), 1956. Atlas International des Nuages. Volume 1. 165 p.
- [41]- Organisation Météorologique Mondiale (O.M.M), 1966. Vocabulaire Météorologique International. 182, TP.91, 276 p.
- [42]- Ozer P, Les lithométéores en région sahélienne : Un indicateur climatique de la désertification. Thèse de doctorat en Sciences géographiques à l'Université de Liège 2000.
- [43]- Pagney P : Les climats de la terre, Paris Masson, 1976.
- [44]- Prospero, J.M., and T.N. Carlson, Saharan air outbreaks over the Tropical North-Atlantic, *Pure and Applied Geophysics* 119 (3), 677–691. 1981.
- [45]- Pye K, Aeolian Dust and Dust Deposition, Academic Press, London, UK, 1987.
- [46]- Qian, W., Quan, L., Shi, S., 2002. Variations of the dust storm in China and its climatic control, *J. of Climate*, 15, 1216-1229.
- [47]- Rashidi M, Hetsroni G, and Banerjee S, “Particle-turbulence interaction in a boundary layer,” *International Journal of Multiphase Flow*, vol. 16, no. 6, pp. 935–949, 1990.
- [48]-Reed, R., Norquist, D., Recker, E., 1977. The structure and properties of African wave disturbances as observed during Phase III of GATE. *Mon. Weather Rev.* 105, 317–333.
- [49]-Roberson, John A.; Crowe, Clayton T. *Engineering Fluid Mechanics*, Edité par Houghton Mifflin, ISBN 10: 0395283574 / ISBN 13: 9780395283578 . 1980
- [50]- Shao Y, Fink A.H, and Klose M, “Numerical simulation of a continental-scale Saharan dust event,” *Journal of Geophysical Research*, vol. 115, no. 13, 2010.
- [51]- Shao Y, Wyrwoll K.H, Chappell A et al., “Dust cycle: an emerging core theme in Earth systems science,” *Aeolian Research*, vol. 2, no. 4, pp. 181–204, 2011.
- [52]- Sultan, B., S. Janicot, and P. Dobrinski. Characterisation of the diurnal cycle of the West African monsoon and monsoon onset, *J. Climate*, 20, 4014-4032.2007.
- [53]-Taylor. D.A. Dust in the wind. *Environ Health Perspect.* 110(2): A80-7. 2002.
- [54]- Tegen I, Fung I; Modeling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport, and optical thickness; *Journal of Geophysics* 99, p. 22,897-22,914; 1994.

[55]-Tegen, I., Heinold, B., Todd, M.C., Helmert, J., Washington, R. and Dubovik, O., 2006. Modelling soil dust aerosol in the Bodélé depression during the BoDEX campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 6, 4345-4359.

[56]-Todd M. C., R. Washington, J. V. Martins, O. Dubovik, G. Lizcano, S. M'Bainayel, and S. Engelstaedter, 2007 : Mineral dust emission from the bodele depression northern chad, during bodex 2005. *J. Geophys. Res.*, 112, D06207.

[57]- Vallero D.A. *Fundamentals of air pollution*, 4th ed. ISBN 978-0-12-373615-4, 2008

[58]-Washington R, Todd M, Middleton NJ, Goudie AS: Dust-storm source areas determined by the total ozone monitoring spectrometer and surface observations *Ann Assoc Am Geogr* 93 (2): 297-313 Jun 2003.

[59]- Zubler E.M,Folini D, Lohmann U, Lüthi D, Muhlbauer A, Pousse-Nottelmann S, Schär C, Wild M; Implementation and evaluation of aerosol and cloud microphysics in a regional climate model; *Journal of Geophysical Research* 116; 2011.

Sites web

1. <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>, consulté le 26/04/2017.
2. <http://denepoux.pagesperso-orange.fr/desert/>, consulté le 26/04/2017.
3. <http://www.earlinet.org/>, consulté le 28/04/2017.
4. <http://www.eumetsat.int/>, consulté le 05/05/2017.
5. <http://gallica.bnf.fr>, consulté le 24/04/2017.
6. <http://www.icare.univ-lille1.fr/>, consulté le 08/05/2017.
7. <http://www-loa.univ-lille1.fr/>, consulté le 08/05/2017.
8. <https://www.meted.ucar.edu/>, consulté le 15/04/2017.
9. <http://www.sat.dundee.ac.uk/>, consulté le 20/04/2017.
10. http://www.wmo.int/pages/index_fr.html, consulté le 21/04/2017.

Annexes

Annexe 1 : Occurrence des lithométéores sur la zone d'étude (1996 – 2015). Source ONM

Stations	Nbr Jrs Brume de sable	Nbr.Jrs Chasse sable	Nbr Jrs Tempête de sable
Biskra	231	567	17
El Bayadh	961	1368	34
Touggourt	353	860	10
Naama	300	482	31
El Oued	438	1168	13
Ain Sefra	113	319	02
Ghardaia	850	1212	34
Bechar	910	1235	167
Ouargla	752	1230	33
Hassi Messaoud	520	1179	31
El Goléa	1101	1297	32
Beni Abbès	612	313	04
Timimoun	840	1813	67
In Aménas	480	1748	58
Adrar	1478	2814	96
In Salah	759	2674	60
Illizi	1085	924	23
Tindouf	395	840	33
Tamanrasset	669	258	08
Bordj Badji Mokhtar	2316	2097	158

Annexe 2 : Variation annuelle des lithométéores sur Ouargla (1996 – 2015). Source : ONM

Année	Nbr jrs Brume de sable	Nbr jrs Chasse sable	Nbr jrs Tempête de sable
1996	14	50	00
1997	10	39	02
1998	10	24	02
1999	14	65	00
2000	15	49	02
2001	18	56	02
2002	52	69	04
2003	45	55	02
2004	58	57	02
2005	60	66	05
2006	54	63	03
2007	54	71	03
2008	66	83	00
2009	33	70	00
2010	41	82	01
2011	35	59	02
2012	16	52	00
2013	51	81	01
2014	55	75	02
2015	51	64	00

Annexe 3 : Variation annuelle des lithométéores sur In Salah (1996 – 2015). Source : ONM

Année	Nbr jrs Brume de sable	Nbr jrs Chasse sable	Nbr jrs Tempête de sable
1996	35	123	03
1997	40	104	06
1998	28	114	04
1999	23	87	03
2000	26	107	07
2001	25	115	03
2002	44	136	07
2003	21	151	04
2004	32	161	09
2005	47	143	06
2006	43	119	02
2007	41	112	00
2008	43	134	00
2009	24	106	00
2010	55	136	00
2011	37	160	01
2012	37	157	02
2013	36	138	01
2014	66	179	01
2015	56	192	01

Annexe 4 : Variation annuelle des lithométéores sur Bechar (1996 – 2015). Source : ONM

Année	Nbr jrs Brume de sable	Nbr jrs Chasse sable	Nbr jrs Tempête de sable
1996	13	36	05
1997	11	42	07
1998	13	35	12
1999	40	72	13
2000	42	55	09
2001	57	77	13
2002	40	62	07
2003	50	86	17
2004	48	107	13
2005	89	87	16
2006	62	96	12
2007	56	72	05
2008	60	75	11
2009	08	19	01
2010	32	54	03
2011	47	49	03
2012	29	29	03
2013	41	53	03
2014	90	86	12
2015	82	43	02

Annexe 5 : Variation annuelle des lithométéores sur B.B.M (1996 – 2015). Source : ONM

Année	Nbr jrs Brume de sable	Nbr jrs Chasse sable	Nbr jrs Tempête de sable
1996	49	89	07
1997	61	94	06
1998	75	103	02
1999	54	106	06
2000	55	94	09
2001	62	94	02
2002	70	90	04
2003	97	55	03
2004	66	96	07
2005	94	72	07
2006	104	77	03
2007	97	96	06
2008	147	89	08
2009	152	90	06
2010	203	109	11
2011	173	133	19
2012	202	156	17
2013	201	161	14
2014	181	152	15
2015	173	141	06

Annexe 6 : Variation mensuelle des lithométéores sur Ouargla (1996 – 2015). Source : ONM

Mois	Occurrence Brume de sable	Occurrence Chasse sable	Occurrence Tempête de sable
Janvier	49	66	0
Février	57	105	04
Mars	75	125	04
Avril	88	177	09
Mai	99	190	08
Juin	58	116	03
Juillet	64	86	0
Août	69	81	02
Septembre	85	119	02
Octobre	32	60	01
Novembre	27	49	0
Décembre	49	56	0

Variation mensuelle des lithométéores sur In Salah (1996 – 2015). Source : ONM

Mois	Occurrence Brume de sable	Occurrence Chasse sable	Occurrence Tempête de sable
Janvier	26	169	04
Février	58	194	03
Mars	89	253	09
Avril	95	303	13
Mai	80	338	12
Juin	69	263	05
Juillet	74	261	01
Août	117	236	04
Septembre	94	211	04
Octobre	25	162	03
Novembre	18	124	01
Décembre	14	160	01

Annexe 7 : Variation mensuelle des lithométéores sur Bechar (1996 – 2015). Source : ONM

Mois	Oocurrence Brume de sable	Oocurrence Chasse sable	Oocurrence Tempête de sable
Janvier	10	27	03
Février	34	48	05
Mars	55	114	15
Avril	92	143	17
Mai	79	152	25
Juin	116	141	19
Juillet	163	171	32
Août	173	173	25
Septembre	116	142	14
Octobre	45	55	06
Novembre	12	38	02
Décembre	15	31	04

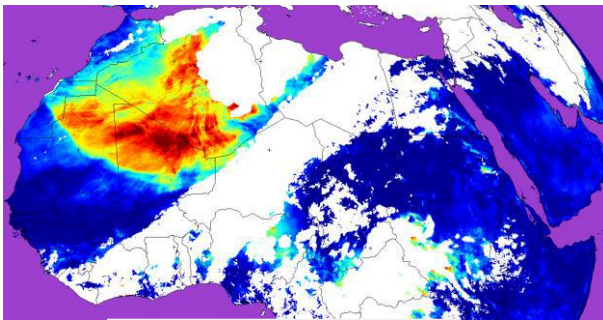
Variation mensuelle des lithométéores sur Bordj B.M (1996 – 2015). Source : ONM.

Mois	Oocurrence Brume de sable	Oocurrence Chasse sable	Oocurrence Tempête de sable
Janvier	95	153	13
Février	108	160	11
Mars	152	193	13
Avril	121	160	09
Mai	140	173	08
Juin	318	205	19
Juillet	404	298	30
Août	439	268	16
Septembre	274	192	19
Octobre	121	127	09
Novembre	70	59	02
Décembre	74	109	09

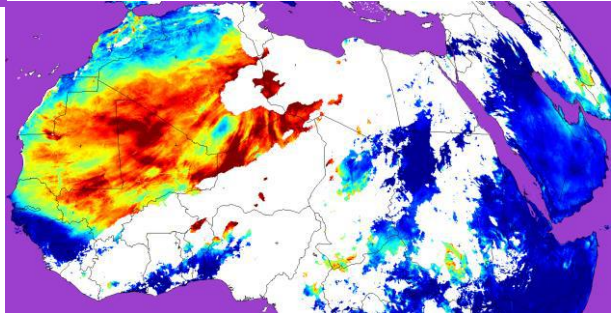
Annexe 8 : Coefficient de Variation (CV). Source : Logiciel R

Station	Variables	Valeur min	Valeur max	Moyenne	Ecart-type	Coefficient de variation (CV)
Ouargla	Brume de sable	10	66	37,6	19,5	51%
	Chasse-sable	24	83	51,5	14,6	23%
	Tempête de sable	00	04	1,65	0,86	86%
In Salah	Brume de sable	21	66	37,95	12,03	31%
	Chasse-sable	87	192	133,7	27,7	20%
	Tempête de sable	00	09	3,3	2,7	91%
Bechar	Brume de sable	08	90	45,5	24,2	53%
	Chasse-sable	19	107	61,7	24,08	38%
	Tempête de sable	01	16	8,35	5,02	60%
Bordj B.M	Brume de sable	49	203	115	56,5	48%
	Chasse-sable	55	161	104,85	28,9	27%
	Tempête de sable	02	19	7,9	4,9	62%

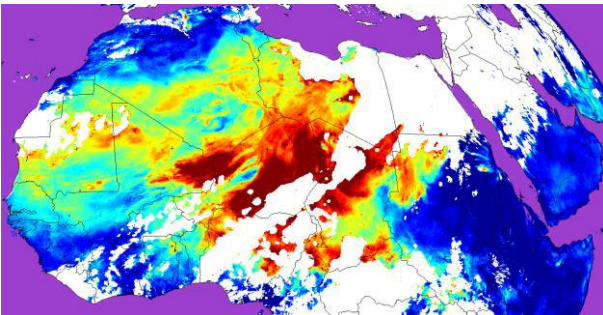
Annexe 9 : Evolution d'un panache de poussière sur l'Afrique du Nord du 03 au 07 mars 2004 à 12 :00 TU, obtenue à partir d'images Météosat-7, (L'échelle de couleur de l'indice IDDI de 0 à 34 K). Source : NAKES, 2017.



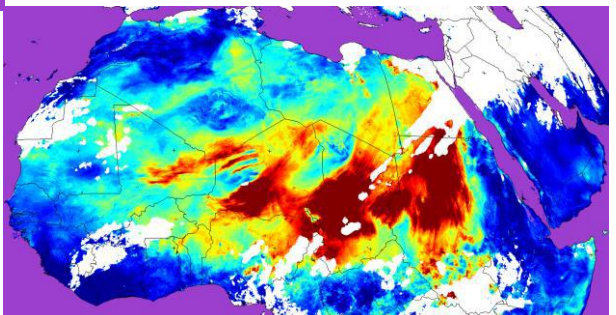
Le 03/03/2004 à 12 :00



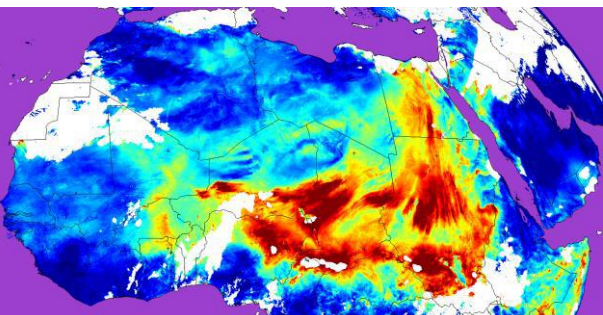
Le 04/03/2004 à 12 :00



Le 05/03/2004 à 12 :00



Le 06/03/2004 à 12 :00



Le 07/03/2004 à 12 :00

الهدف الرئيسي من هذا العمل هو الدراسة الزمكانية لسلوك وتوزيع الهباء الصحراوي على نطاق الجنوب الجزائري. ولفهم أفضل للعمليات الفيزيائية المتعلقة بحركة هذه الظاهرة، قمنا بدراسة معمقة بالاعتماد على التحليل الإحصائي لسلسلة هامة من المعطيات المناخية اليومية كسرعة واتجاه الرياح، الرؤية الأفقية وأيام تطاير الرمال لمدة 20 سنة من 1996 إلى 2015 مسجلة عبر 20 محطة للأرصاد الجوية بالجنوب الجزائري وذلك من أجل تحديد الأنماط الشهرية والفصلية وكذا السنوية لنشاط تطاير الرمال. في الأخير قمنا بمقارنة النتائج المحصل عليها باستعمال تقنية الاستشعار عن بعد عن طريق سلسلة زمنية لمؤشر الغبار IDDI أثناء الفترة من 1996 إلى 2006 مستخلصة من معطيات القمر الصناعي Météosat الجيل الأول في مجال الأشعة تحت الحمراء الحرارية $[10.5 - 12.5]\mu\text{m}$. حيث وجدنا من خلال هذه الدراسة أن هناك شبه تطابق في النتائج أي أن تطاير الغبار والرمال يكون أكثر نشاطا في فصل الربيع مابين شهر مارس وشهر ماي وفي سنوات 1997, 2002, 2004 و 2006.

الكلمات المفتاحية: الهباء الصحراوي، الاستشعار عن بعد، تطاير الرمال ومؤشر الغبار IDDI.

Résumé

L'objectif essentiel de notre travail est l'étude spatio-temporelle du comportement et de la distribution des aérosols désertiques à l'échelle synoptique sur le Sud Algérien. Pour mieux comprendre les processus physiques liés au mouvement de ce phénomène, des analyses statistiques d'une série de données climatiques quotidiennes sur 20 ans du 1996 à 2015 enregistrées au niveau de 20 stations météorologiques du Sud Algérien, à savoir : les fréquences d'occurrence de lithométéores, les directions et vitesses du vent et de la visibilité horizontale.

Pour comparer les résultats obtenus, nous avons utilisés la technique de la télédétection dans la fenêtre $[10.5 - 12.5]\mu\text{m}$ du canal infrarouge thermique, issus des données de satellite Météosat première génération, c'est l'indice de poussière IDDI.

Les résultats font sortir que le Printemps et la saison la plus active en phénomène de sable et les années 1997, 2002, 2004 et 2006 sont les plus poussiéreuses.

Mots clés : Aérosols désertiques, Lithométéores, Télédétection et Indice de poussière IDDI.

Abstract

The main objective of our work is the spatio-temporal study of the behavior and the distribution of desert aerosols in the synoptic scale in Algerian South. To understand the physical processes related to the movement of this phenomenon, statistical analyzes of a series of 20-year daily climate data from 1996 to 2015 recorded at 20 meteorological stations in the South of Algeria, namely: frequencies of occurrence Lithometeors, direction and speed of the wind and horizontal visibility.

To compare the results obtained, we used the remote sensing technique in the window $[10.5 - 12.5]\mu\text{m}$ of the thermal infrared channel, derived from the data of satellite Meteosat first generation, it is the Infrared Difference Dust Index "IDDI".

The results show that Spring is the most active season in sand phenomenon and the years 1997, 2002, 2004 and 2006 are the most dusty.

Key words: Desert aerosols, Lithometees, Remote sensing and IDDI dust index.