



**UNIVERSITE KASDI MERBAH
OUARGLA**

**Faculté des mathématiques et sciences de la
matière**

N° d'ordre :
N° de série :

DEPARTEMENT PHYSIQUE

Master

Spécialité : Physique

Option: Physique et Météorologie

Présenté Par : Foudil GUERROUT et Louiza ALI

Thème

***Etude du Jet de Basses Couches sur le Sahara
central : cas de Bordj Badji Mokhtar
(Sud-ouest Algérien)***

**Soutenu publiquement
le 07 juin 2018**

Devant le jury :

Président :	Lazher BENMABROUK	MCA	Université Kasdi Merbah Ouargla
Examineur :	Mohamed Tahar NAKES	MAA	Université Kasdi Merbah Ouargla -
Encadreur :	Abdellali FEKIH	MAB	Université Kasdi Merbah Ouargla

Année universitaire : 2017/2018

إهداء

أهدي ثمرة جهدي وعصارة ذهني هذه إلى روح أمي
الغالية رحمها الله , وإلى أبي العزيز.

إلى زوجتي التي لطالما وفرت لي كل ما يساعد على
البحث لتشجعني على إكمال
دراساتي .

إلى أبنائي شموع حياتي مروى ، ضياء الدين و يحي ؛ إلى
إخوتي

و عائلتي الكبيرة إلى كل الأصدقاء و الأحبة دون
استثناء

ثم إلى كل من
علمني حرفة

فوضيل قروط

إهداء

إلى من حصد الأشواك عن دربي ليمهد لي طريق العلم إلى
القلب الكبير أبي،

إلى نبع الحنان الذي لا ينضب حبيبي أمي ، إلى من بهم أكبر
و عليهم أعتد إخوتي سندي و قوتي إلى عائلتي الكبيرة
إلى من يتحمّلي في كل حالاتي إلى صديق الأمنيات و
العثرات علاء

إلى من أنتظر هذا اليوم أكثر مني إلى المشاكسين أولاد إخوتي
إلى من رافقتني منذ أن حملنا حقائب صغيرة ومعها سرت الدرب
خطوة بخطوة إلى رفيقة الدرب رميساء .
إلى الأخوات التي لم تدهن أمي إلى من تحلّوا بالإخاء و تميزوا
بالوفاء

إلى كل من علمني حرفاً أهدي بحثنا المتواضع هذا راجية
من المولى عز وجل أن يجد القبول و النجاح

علي لويضة



Remerciements

*Nous tenons à exprimer notre sincère reconnaissance et notre profonde gratitude à notre Encadreur de thèse, Monsieur **FEKIH Abdellali**, Maitre assistant A à l'Université KASDI Merbah Ouargla, d'abord pour nous avoir fait confiance, ensuite pour ces remarques, ces conseils, ces encouragements et sa disponibilité permanente.*

*Nous tenons à remercier chaleureusement Docteur **Lazher BENMABROUK**, Maitre de conférences A 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 **Mohamed Tahar NAKES**, 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 de l'Office National de la Météorologie (ONM) d'Ouargla, **L.BELLALEM, B.HABEL, N.TALBI, et M.KHANFE**, 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

Introduction générale	1
Chapitre I: Généralités sur la couche limite atmosphérique	
<i>I.1. La structure de l'atmosphère</i>	5
<i>I.1.1. Le profil vertical de température</i>	5
<i>I.1.2. Les couches atmosphériques</i>	6
<i>I.2. la Couche limite atmosphérique (CLA)</i>	6
<i>I.2.1. Introduction</i>	6
<i>I.2.2. Définitions de la couche limite atmosphérique (CLA)</i>	7
<i>I.2.3. Caractéristiques dynamique et thermique de la CLA</i>	7
<i>I.2.4. La structure verticale de la CLA</i>	8
<i>I.2.4.1. Couche interne</i>	9
a- La sous-couche laminaire :.....	9
b- La couche rugueuse ou de transition	10
c- La sous-couche inertielle.....	10
<i>I.2.4.2. Couche Externe</i>	11
<i>I.2.5. Les variables d'état dans l'étude de la CLA</i>	11
<i>I.2.6. Les variables spécifiques de la CLA</i>	12
<i>I.2.7. Equations de base des écoulements dans la CLA</i>	13
<i>I.2.7.1. Équation des gaz parfaits</i>	13
<i>I.2.7.2. Équation de conservation de la masse</i>	13
<i>I.2.7.3. Équation de conservation de la quantité de mouvement</i>	14
<i>I.2.7.4. Équation de conservation de l'humidité</i>	15
<i>I.2.7.5. Équation de conservation de la chaleur</i>	15
Chapitre II : Caractéristiques morphologiques et météorologiques	
<i>II. Caractéristiques morphologiques et météorologiques</i>	17
<i>II.1 Introduction</i>	17
<i>II.2. Les différents types de déserts</i>	18
<i>II.2.1. Les déserts tropicaux</i>	18
<i>II.2.2 Les déserts côtiers</i>	19
<i>II.2.3. Les déserts d'éloignement</i>	19
<i>II.2.4. Les déserts d'Abri</i>	20
<i>II.2.5. Déserts chauds et déserts froids</i>	20
<i>II.2.6. Le désert du Sahara</i>	21

<i>II.2. Les caractéristiques du désert du Sahara</i>	21
d- Les sebkhas ou Chatt.....	23
e- L'oasis.....	24
f- Les oueds	24
j- Les montagnes sahariennes :.....	25
<i>II.3. Caractéristiques météorologiques du Sahara</i>	25
<i>II.3.1. La circulation générale</i>	26
<i>II.3.1.1. Caractéristiques de la circulation selon la latitude</i>	27
<i>II.3.1.1.1 La cellule de Hadley</i>	27
<i>II.3.1.1.2 la cellule de Ferrel</i>	28
<i>II.3.1.1.3. la cellule polaire</i>	28
<i>--II.3.1.1.4. Le Jet Stream</i>	29
<i>a-le jet du front polaire</i>	29
<i>b-Jet subtropical</i>	30
<i>c-Jet de niveau bas:</i>	30
<i>d-Jet Equatorial</i>	30
<i>e-Jet d'Est Africain :</i>	30
<i>II.3.1.2. La circulation atmosphérique en Afrique du Nord</i>	31
<i>II .3.1.2.1. Le flux Harmattan</i>	32
<i>II .3.1.2.2. Le flux de mousson</i>	32
<i>II .3.1.2.3. La Dépression Thermique Saharienne</i>	33
<i>II .3.1.2.4. La Zone de Convergence Intertropicale (Z.C.I.T)</i>	34

Chapitre III: Etude climatique local

<i>III. Etude climatique local</i>	36
<i>III.1. Introduction</i>	36
<i>III.2. Pressions et vents</i>	36
<i>III .3. Données du vent en surface</i>	36
<i>III.4. Le climat de la zone d'étude</i>	37
<i>III .4.1. station Bordj Badji Mokhtar</i>	37
III.4.2. station de Tamanrasset	40
III.4.3 station d'In Salah.....	42
<i>III.4.4. station d'Adrar</i>	45

Chapitre IV: Etude du Jet de Basses Couches

<i>IV. Etude du Jet de Basses Couches</i>	48
-------------------------------------------------	----

<i>IV.1. Mouvements horizontaux du vent dans la dynamique de l'atmosphère</i>	48
<i>IV.1.1. La force du gradient de pression</i>	48
<i>IV.1.2. La force de Coriolis</i>	49
<i>IV.1.3. Les forces de frottement au sol</i>	50
<i>IV.1.4. Variation verticale de la vitesse du vent</i>	51
<i>IV.1.5. définition des courants jets</i>	52
<i>IV.1.6. définition d'un jet de basses couches</i>	52
<i>IV.2.3. Courant-jet de bas niveau</i>	53
<i>IV.2.4. Courant-jet de barrière</i>	53
<i>IV.2.1. Description du jet de basses couches</i>	54
<i>IV.2.2. Mécanisme de formation du jet de basses couches</i>	56
<i>IV.2.3. Conséquences des jets de basses couches</i>	58
<i>IV.3. Application à la région de BBM</i>	58
<i>IV.4.1 Contexte climatique locale</i>	58
<i>V.4.1. Contexte synoptique</i>	59
<i>IV.5. Données et Méthodes</i>	61
<i>IV.5.1. Données</i>	61
<i>IV.5.1.1. Le centre ECMWF</i>	61
<i>IV.5.1.2. Historique des réanalyses ECMWF</i>	61
<i>IV.5.1.4. Pourquoi réanalyser?</i>	62
<i>IV.5.1.5. L'utilisation des données de réanalyse</i>	62
<i>IV.6. Méthodologie</i>	62
<i>IV.7. Résultats et analyse</i>	63
<i>IV.7.1. les profils verticaux du vent et de la température</i>	63
<i>IV.6.2. Analyse de profils verticaux :</i>	71
<i>IV.2. cartes du vents en basse altitude</i>	74
<i>Conclusion et perspectives</i>	77
<i>Références bibliographiques</i>	78

Liste des figures

Figurepage
fig. I.1 la structure de l'atmosphère.....	6
fig. I.2 Couche limite dynamique et thermique	7
fig. I.3 le cycle diurne de la CLA.....	8
fig. I.4 La structure verticale de la CLA	9
fig. I.5 écoulement laminaire	10
fig. I.6 Turbulence mécanique , Turbulence thermique	11
fig. II.1 les plus grands déserts du globe (NASA, Terra/MODIS,2013)	18
fig. II. 2 Les désert du globe	19
fig. II.3 Les déserts côtiers.....	19
fig. II.4 Les déserts d'éloignement	20
fig.II.5 Les déserts d'Abri.....	20
fig.II.6. Le désert du Sahara.....	21
fig. II .7 Ereg.....	22
fig. II.8 reg.....	23
fig. II.9 hamadas.....	23
fig. II.10 Chatte.....	24
fig. II.11 L'oasis	24
fig. II.12 L'oued	25
fig. II.13 Les montagnes.....	25
fig. II. 14 la circulation générale	27
fig. II.15 Répartition zonale de la circulation atmosphérique à la surface du globe.....	29
fig.II.16 localisation de Jet Stream (polaire et subtropical)	31
fig.II.17 Circulation des vents thermiques et alizés en Afrique de l'Ouest.....	32
fig. II.18 La circulation atmosphérique en saison de mousson	33
fig. II.19 La Zone de Convergence Intertropicale (Z.C.I.T).....	34
fig.III.1. localisation géographique des zones d'étude.....	37
fig. III.2 Rose du vent BBM durant (2005-2014) m/s	39
fig.III.3. Vent et Température(moyenne, max, min), BBM (2005-2014).....	39
fig. III. 4. Vent et Température(moyenne, max, min), Tam (2005-2014)	41
fig. III.5 Rose du vent Tamanrasset (2005-2014) m/s.....	42
fig.III 6. Vent et Température(moyenne, max, min), In Salah (2005.2014)	43
fig III.7 Rose du vent In Salah (2005-2014) m/s.....	44

fig. III. 8. Vent et Température(moyenne, max, min), Adrar (2005.2014)	46
Fig. III.9 Rose du vent Adrar (2005-2014) m/s	46
fig. IV. 1 la force de gradient de press.....	48
fig. IV. 2 Evolution du jet nocturne (l'expérience ANGARA) .[1].....	54
fig. IV. 3 Position du jet de basses couches dans la C.L. P. [1].....	55
fig. IV. 4 Régions où le jet de basses couches est observé [1]	56
fig. IV.5 Carte de distribution spatiale des vents	60
fig. IV.6 Carte de distribution spatiale des vents	60
fig. IV.7 les profils verticaux de température et C°(a,b,c) observeet réanalyse et de vitesse du vent en m/s (d,e,f) pour les jours de (09-11)juin 2011 à 00 h et 06 h.....	64
fig. IV.8 même chose que la fig. IV.7 pour les jours 12-14 juin 2011.....	65
fig. IV.9 même chose que la fig. IV.7 pour les jours 15-17 juin 2011.....	66
fig. IV.10 même chose que la fig. IV.7 pour les jours 18-20 juin 2011.....	67
fig. IV.11 même chose que la fig. IV.7 pour les jours 21-23 juin 2011.....	68
fig. IV.12 même chose que la fig. IV.7 pour les jours 24-26 juin 2011.....	69
fig. IV.13 même chose que la fig. IV.7 pour les jours 27-29 juin 2011.....	70
fig. IV.14 même chose que la fig. IV.7 pour la journées de 30 juin 2011	71
fig. IV.15 : vitesse du vent en m/s (b à 00h et a à 06h)	74
fig. IV. 16 :vitesse du vent en m/s (a à 00h et b à 06h)	76
fig. IV.17 :vitesse du vent en m/s (a à 00h et b à 06h.....	76

Liste de Tableaux

Tableau	page
Tableau III. 1 stations d'étude	37
Tableau III. 2 Analyse par classe de vitesse du vent. Station bbm(2005 -201).....	40
Tableau III. 3 Analyse par classe de vitesse du vent.TAM (2005 -2014)	42
Tableau III. 4 Analyse par classe de vitesse du vent. In Salah (2005 -2014)	44
Tableau III. 5 Analyse par classe de vitesse du vent. Adrar (2005 -2014).....	46
Tableau IV. 1 Analyse par classe de vitesse du vent.(BBM-juin-2005-2014)	59
Tableau IV. 2 les valeurs moyennes du vent max et son altitude avec l'altitude moyenne de l'inversion de la température.....	73
Tableau IV. 3 analyse par classe d'altitude	73

Liste des acronymes

- **AGL**: Above Ground Level
- **ACP** : Analyse des Composantes Principales
- **AERONET**: AErosolROboticNETwork
- **AEJ**: AfricanEasterly Jet
- **AGL**: Above Ground Level
- **BBM** Bordj Badji Mokhtar
- **CLA**: CoucheLimiteAtmosphérique
- **CAL**: Couche Atmosphère Libre
- **CLP** : Couche Limite Planétaire

- **CLS** : Couche Limite de Surface
- **ECMWF**: European Center of Medium Weather Forecasts
- **Era-intérim**: produit de **ECMWF** couvre la période (1979 à aujourd'hui)
- **FIT**: Front Inter Tropical
- **JBC**: JET DE BASSES COUCHES
- **LLJs** : LowLevel Jet
- **MCS**: MesoscaleConvectiveSystem
- **NASA**: National Aeronautics and SpaceAdministration
- **NCEP**: National Centers for EnvironmentalPrediction
- **NOAA**: National Oceanic and Atmospheric Administration
- **OMM**: Organisation Météorologique Mondiale
- **ONM**: Office National de la Météorologie
- **Re** : Le nombre de Reynolds
- **SAL**: SaharanAirLayer
- **TCM** : Tableau Climatologique Mensuel
- **TEJ**: Tropical EasterlyJet
- **UNEP**: United Nations EnvironnementProgramme
- **ZCIT**: Zone Convergence Inter Tropicale
- **WSOBS**: Wind Speed Observe
- **WSREA**: Wind Speed Reanalysé

Introduction générale

Aujourd'hui, l'énergie électrique d'origine éolienne est considérée comme la plus prometteuse des énergies renouvelables. Face à la crise énergétique provoquée par l'augmentation du prix de pétrole et pour anticiper la fin des énergies fossiles, de nombreux pays dans le monde cherchent à diversifier leurs ressources énergies. D'origine éolienne, photovoltaïque, hydraulique, géothermique, marémotrice, ou autre, les énergies renouvelables sont les seules ressources d'énergie alternatives capables de répondre au besoin énergétique du monde. En effet, ces sources d'énergies renouvelables sont très abondantes dans le monde. L'énergie éolienne est très importante et bien répartie dans presque toutes les régions du monde. Cette énergie est inépuisable et répond aux préoccupations environnementales soulevées par l'usage des énergies fossiles.

avec les pays développés des autres continents en dépit de l'énorme potentiel d'hydrocarbures dont dispose notre pays. La majorité des travaux scientifiques actuelle se sont concentrés sur l'évaluation des ressources du vent près du sol et l'étude de l'efficacité des systèmes éoliennes à l'instar de travaux de thèse de Kasbadji Marzoug N.[23] et l'étude de Said Diaf. [20].

Ces systèmes d'énergie éolienne peuvent être utilisés pour l'électrification en milieu urbain. Mais l'utilisation de cette énergie est tributaire de la maîtrise du savoir-faire d'évaluation du potentiel éolien et de la disponibilité des ressources financières. De plus en plus d'études sur l'énergie éolienne ont vu le jour dans l'objectif d'étudier et d'évaluer le potentiel éolien disponible dans les différentes régions du monde après les travaux fondateurs de Justus et al. (1976 et 1978).[1]

En Afrique, seulement quelques études ont été réalisées sur la détermination des ressources éoliennes locales. Ils ont constaté que le potentiel éolien est plus élevé pendant la saison sèche. Ces études mettent en évidence la variabilité du vent entre les jours et les nuits (vents plus forts dans la journée) Cette étude montre que les vents sont légèrement plus élevés en saison des pluies et ont montré l'importance des quantités d'eau pompées par jour avec le potentiel éolien disponible. Toutefois, ces auteurs ne décrivent pas le régime du vent.

Toutes ces études ont été réalisées à partir de mesures de vent sur le terrain à des hauteurs variant de 2.5 m à 40 m. Certains auteurs ont utilisé des formules empiriques pour déduire le vent d'un niveau de mesure à l'autre.

L'originalité de notre travail réside sur le fait que nous allons utiliser des profils verticaux de vent, avec une très bonne résolution temporelle, ce qui facilitera une étude plus approfondie des caractéristiques du vent dans les basses couches et permettra d'optimiser la détermination du potentiel éolien à des niveaux de mesure correspondant aux hauteurs réelles des éoliennes.

En moyenne mensuel, la zone Saharienne n'est pas caractérisée par des vents forts à basse altitude. Cependant, la nuit, cette région est affectée par un **jet de basses couches** atteignant des valeurs intéressantes pour une exploitation éolienne. Le maximum du pic de **jet** peut se produire à des **niveaux** très variables et dans tous les cas bien au-dessus du niveau standard de mesure des stations météorologiques à environ de 300m, le jet n'est pas perceptible, d'où la nécessité de mesurer l'ensemble du profil vertical dans les basses couches.

Par ailleurs, le fait de disposer d'un instrument avec une bonne résolution temporelle est indispensable pour suivre le jet nous n'utilisons pas uniquement les données des radiosondages de routine, qui ont tendance à manquer l'heure du pic du jet. Les données utilisées dans cette étude pour suivre la variation de profil vertical des vents les données proviennent de centre (ERA-Intérim).

L'objectif de cette thèse est d'étudier et évaluer le jet nocturne dans la zone Bordj Badji Mokhtar à partir des observations effectuées par une campagne de mesure internationale nommée FENNEC .

La mémoire est organisée de la façon suivante :

Nous allons dans un premier temps, présenter notre recherche documentaire sur la Couche Limite Atmosphérique et leurs caractéristiques, et leur cycle diurne pour bien comprendre le mécanisme de formation du **Jet nocturne**

Dans Le chapitre II nous allons présenter 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 Intertropicale (Z.C.I.T) durant la période estivale.

Le chapitre III présentera une étude climatique locale de la zone étudiée (la région de Bordj Badji Mokhtar, Tamanrasset, Adrar, In Salah) au sud algérien

Le chapitre IV présentera : étude des jets de basses couches sur le Sahara central et les résultats obtenus, suivi des analyses et des discussions dans le but de diagnostiquer le phénomène du Jet de basses couches et identifier leur comportement spatio-temporel.

Chapitre I:
Généralités sur la couche limite atmosphérique

I.1. La structure de l'atmosphère

L'atmosphère est la fine couche gazeuse qui entoure notre planète. Bien que très mince en comparaison au rayon terrestre, son rôle de filtre du rayonnement solaire est essentiel à la présence de la vie sur Terre. Elle est composée à 78,09% d'azote, 20,95% d'oxygène, 0,93% d'argon et d'une variété de gaz en traces.

Suite à différents mécanismes d'échauffement et de refroidissement, la température de l'atmosphère évolue en fonction de l'altitude. La figure 1.1 montre un profil type de température. Les minima et maxima définissent les limites entre les différentes régions de l'atmosphère.

I.1.1. Le profil vertical de température

- **La troposphère ~ 0-10 km**

Dans la troposphère Température est décroissante jusqu'à 220 K aux pôles et 190 K à l'équateur , le Gradient moyen de T est de l'ordre de -6.5 K/ km

- **La stratosphère ~ 50 km**

Dans la stratosphère la Température est constante puis croissante jusqu'à 270 K Cette couche caractérisé par l'absorption des UV solaires par O3 et O2 donc Cette couche est nécessaire pour protéger la terre contre les radiations nocives

- **La mésosphère ~ 85 - 90 km**

Dans cette couche la Température décroît jusqu'à 170 K , cette couche caractérisé par raréfaction de O3 et O2.

- **La thermosphère ~150 km**

Dans cette couche la Température augmente est devient très dépendante de l'activité solaire
et l'air gaz raréfié (1019 molécule m⁻³ à 100 km• 1025 molécule m⁻³ au sol) [14]

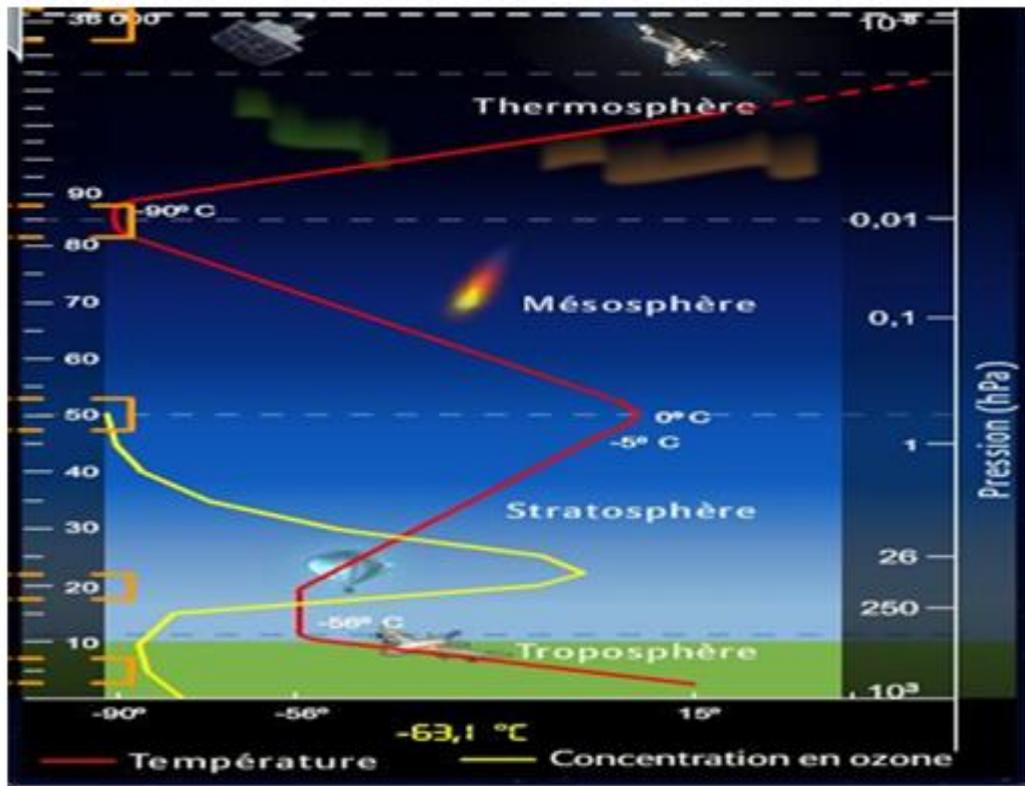


fig. I.1 la structure de l'atmosphère

I.1.2. Les couches atmosphériques

Il ya plusieurs auteurs qui divisent l'atmosphère en deux couches :

- **Couche Limite Atmosphérique (CLA)** : est en contact avec la surface terrestre
- **Couche Atmosphère Libre (AL)** : est l'ensemble de l'atmosphère au-dessus de la couche limite

I.2. la Couche limite atmosphérique (CLA)

I.2.1. Introduction

On définit la Couche Limite Atmosphérique (CLA) comme la partie de l'atmosphère où la présence de la surface terrestre (continentale ou océanique) est directement sensible.

En fait, la totalité de l'atmosphère est influencée par la surface, mais il apparait clairement (par l'observation) que l'on peut dégager une zone où cette influence est "rapide". Cela veut dire que l'atmosphère réagit avec des constantes de temps courtes

(de l'ordre de la journée au maximum) aux sollicitations de la surface. Le reste de l'atmosphère (la troposphère libre, la stratosphère et au-dessus) réagit avec des temps beaucoup plus longs. Cette couche limite atmosphérique est en quelque sorte l'analogue pour l'atmosphère des couche limite en mécanique des fluides classique; cependant, cette analogie est assez faible.

I.2.2. Définitions de la couche limite atmosphérique (CLA)

la CLA est définie comme étant la zone de l'atmosphère où l'écoulement du fluide est directement influencé par la surface terrestre. Le temps de réponse à un forçage dynamique ou thermique (rugosité, relief, évaporation, transfert de chaleur, etc.) est de l'ordre de l'heure.

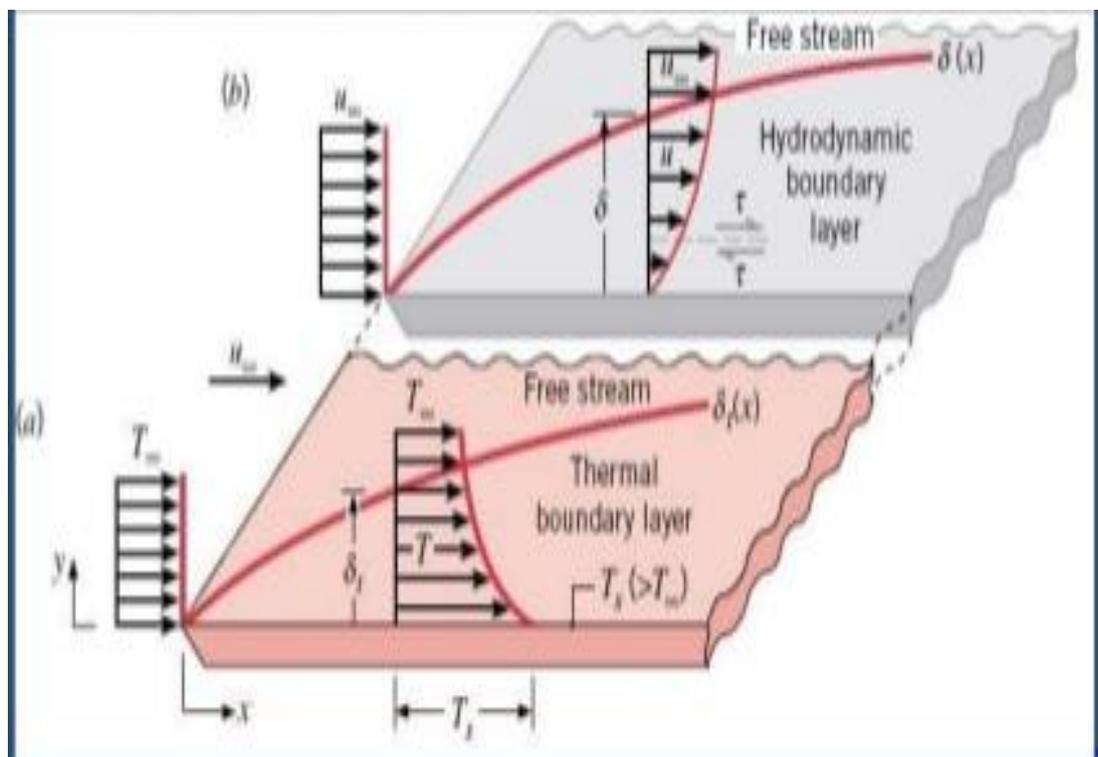


fig. I .2 Couche limite dynamique et thermique

I.2.3. Caractéristiques dynamique et thermique de la CLA

Il y a quelques propriétés physiques à mentionner, concernant les éléments de la couche limite atmosphérique (écoulement, frottement, mouvement de l'air, cycle diurne)

• **L'influence de la surface est ;**

– **dynamique** : effet du frottement lié au gradients verticaux de vitesse

- **convective** : effet du champs de pesanteur sur le profil de la masse volumique lié aux gradients verticaux de température ou d'humidité
- **Le mouvement de l'air** au voisinage de la surface terrestre a le plus souvent un caractère turbulent
- **Influence directe du cycle diurne**
- **Epaisseur h de la CLA** varie dans le temps (variation diurne) et dans l'espace. On lui attribue usuellement un kilomètre comme valeur typique (fig. I.3)

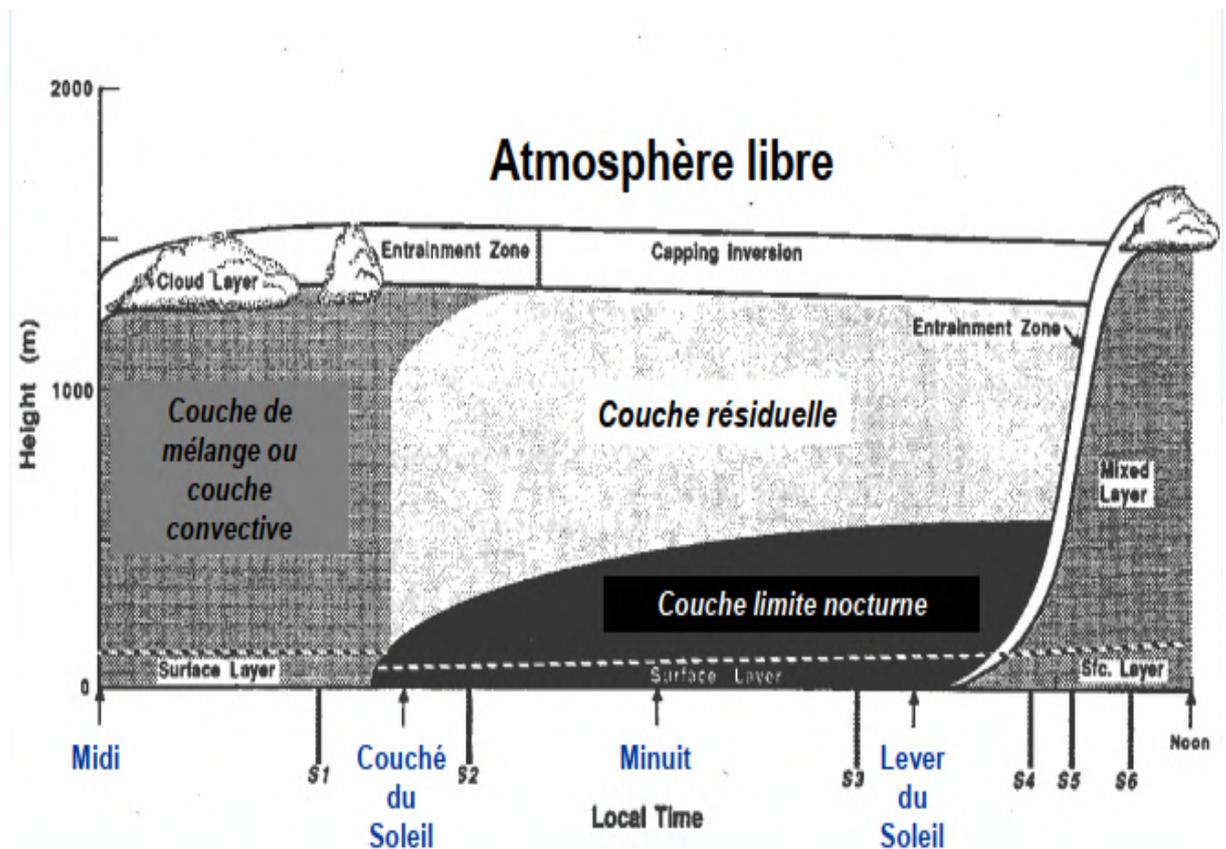


fig. I.3 le cycle diurne de la CLA

I.2.4. La structure verticale de la CLA

La couche limite est constituée par deux couches principales ; couche Extérieure ou d'EKMAN et Intérieure voir (fig.I.4) [14]

I.2.4.1. Couche interne

Cette couche contient trois couches (sous-couche laminaire, sous-couche rugueuse, sous-couche inertielle) fig. I.4

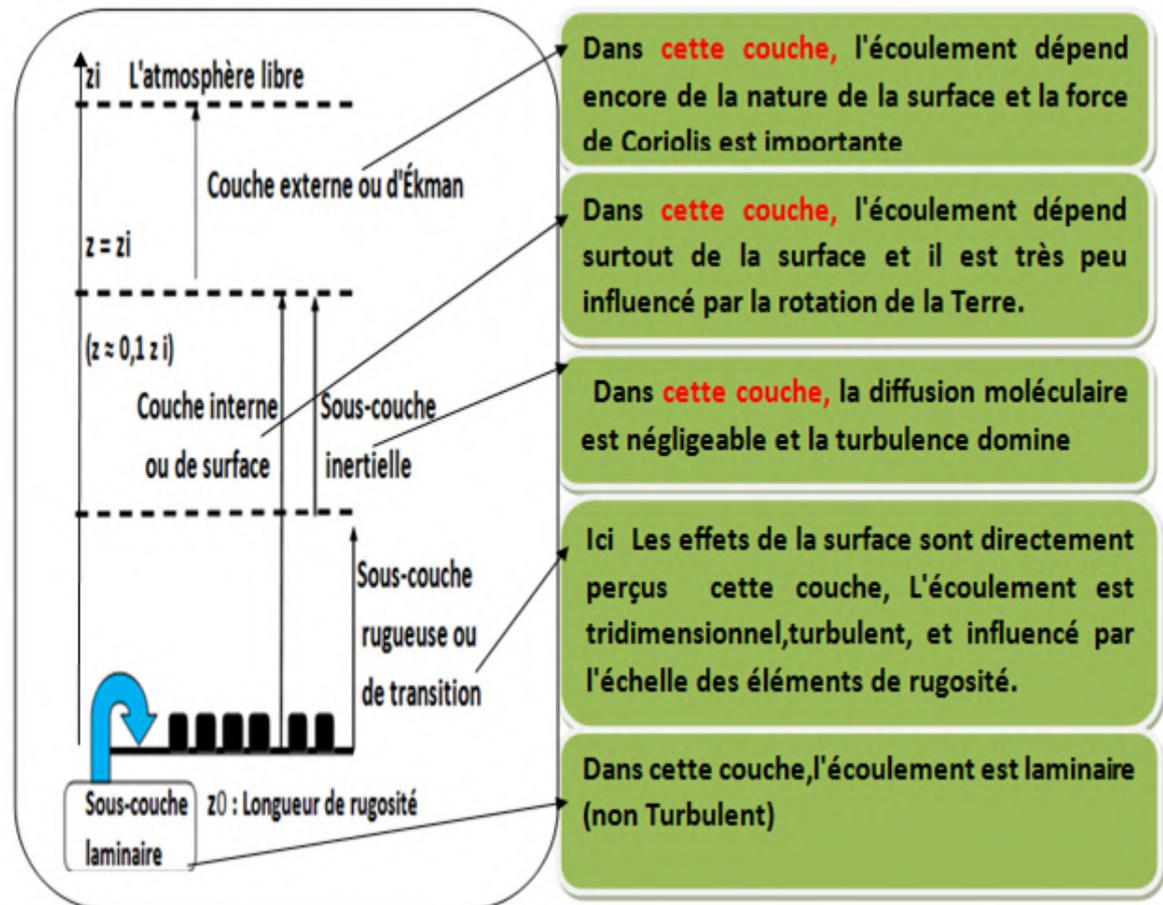


fig. I.4 La structure verticale de la CLA

a- La sous-couche laminaire :

C'est une couche de l'ordre de millimètre et les molécules d'air en contact avec le sol, dans cette couche l'écoulement est laminaire (un écoulement est dit laminaire lorsqu'il s'effectue par glissement des couches de fluide les unes par-dessus les autres.) fig. I.5

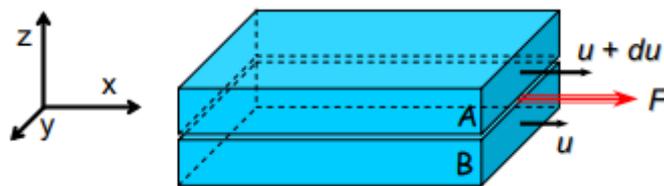


fig. I.5 écoulement laminaire

b- La couche rugueuse ou de transition

La sous-couche rugueuse est la couche d'air qui s'étend immédiatement au-dessus d'une surface recouverte par des éléments de rugosité de grande taille tels que des roches, la végétation, des arbres ou des édifices.

- Elle est la couche de transition entre l'écoulement rugueux de surface et celui dans la sous-couche inertielle au-dessus.
- L'écoulement est tridimensionnel et influencé par l'échelle des éléments de rugosité. Elle s'étend de la surface jusqu'à 2 ou 5 fois la hauteur des éléments de rugosité.
- Il n'y a pas une théorie générale permettant de décrire quantitativement son écoulement. Dans la sous-couche inertielle, on tient compte de l'écoulement dans la sous-couche rugueuse grâce à l'introduction de la vitesse de frottement.

c- La sous-couche inertielle

À cause des instabilités hydrodynamiques qui se manifestent dans l'écoulement, on n'y observe que des écoulements turbulents.

L'écoulement est 3D, $H \approx L \sim 100 \text{ m}$ et l'effet de la rotation de la Terre peut encore être négligé : $R_0 = \frac{10}{10^{-4} \cdot 10^2} = 10^3$

La turbulence peut être produite mécaniquement à cause du cisaillement du vent et thermiquement par convection naturelle (fig. I.6)

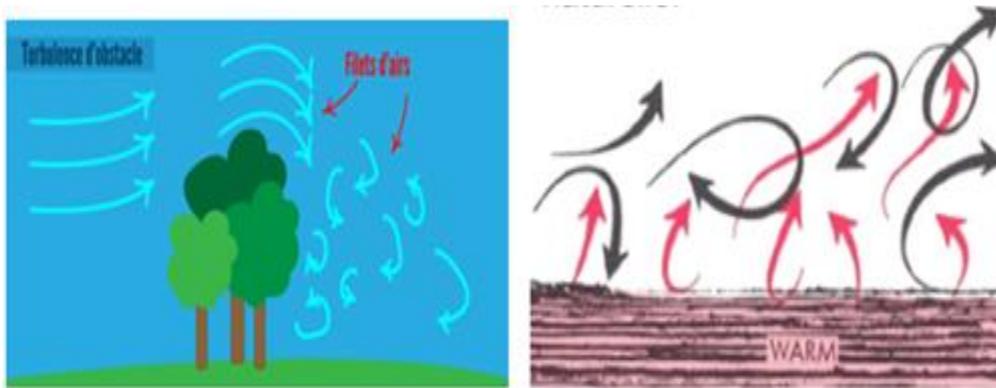


fig. I.6 Turbulence mécanique , Turbulence thermique

La viscosité turbulente est fonction de la stabilité statique, du cisaillement du vent et d'autres caractéristiques de l'écoulement. Elle dépend du type d'écoulement et de la rugosité de la surface

I.2.4.2. Couche Externe

Dans cette couche l'écoulement est encore dépend de la nature de surface et la force de Coriolis est importante

I.2.5. Les variables d'état dans l'étude de la CLA

L'étude et la modélisation des écoulements atmosphériques dans la CLA se fondent sur les variables d'état de la thermodynamique et de l'hydrodynamique, mais aussi sur des systèmes de coordonnées très spécifiques. Ces variables d'état sont : la pression P , le volume V , la température T . Dans l'étude de la dynamique, l'un des deux systèmes de coordonnées parmi les plus utilisés est le système de coordonnées météorologiques. Il comprend quatre composantes :

- deux composantes horizontales : x orientée dans la direction Est et y orientée dans la direction Nord ;
- une composante verticale z comptée positivement dans la direction du zénith du lieu considéré;
- une composante temporelle t .

Aux variables d'état précitées, s'ajoutent d'autres variables spécifiques caractéristiques des écoulements qui se produisent dans la CLA.

I.2.6. Les variables spécifiques de la CLA

Les variables spécifiques habituellement employées pour décrire les phénomènes physiques se produisant dans la CLA en chacun de ses points et à tout instant sont : [1]

- **Le vent** V de composantes horizontales u , v et de composante verticale w .
- **La masse volumique** ρ du mélange d'air sec et de vapeur d'eau. S'il s'agit seulement d'air sec, on note ρ_a sa masse volumique. ρ_v est celle de la vapeur d'eau.
- **La tension de vapeur** e est la pression partielle de l'air humide. Elle est donnée par :
$$e = \frac{n_v}{n_a + n_v} P \quad (\text{I.1})$$

où n_v est le nombre de moles de vapeur d'eau, n_a celui de l'air sec,

$n = n_a + n_v$, le nombre total de moles de l'échantillon et $P = P_a + e$. P_a est la pression partielle de l'air sec.

- **L'humidité relative** H ou degré hygrométrique, caractérise l'humidité de l'air en chaque point et à chaque instant. Elle est donnée par :

$$H = 100 \frac{e}{T e_w} \quad (\text{I.2})$$

Avec e_w la tension de vapeur saturante ou pression partielle des molécules d'air en équilibre avec la phase liquide pour une température donnée.

- **L'humidité spécifique** (ou contenu en vapeur d'eau) est la masse de vapeur d'eau par unité de masse d'air humide. Elle est notée q et s'écrit :

$$q = \frac{m_v}{m_a + m_v} = \frac{\rho_v}{\rho_a + \rho_v} = \frac{\rho_v}{\rho} = 0.622 \frac{e}{P - 0.378e} \quad (\text{I.3})$$

Avec m_v la masse de vapeur d'eau contenue dans le volume de référence V et m_a celle de l'air sec dans le même volume.

- Le rapport de mélange, r est le rapport entre la masse de vapeur d'eau et celle d'air sec contenues dans le même volume à l'instant considéré. Son expression est donnée par :

$$\mathbf{r} = \frac{m_v}{m_a} = \frac{\rho v}{\rho a} = \mathbf{0.622} \frac{e}{P-e} \quad (\mathbf{I.4})$$

- **La température potentielle de l'air Θ** : est la température de l'air comprimé ou détendu adiabatique- ment du niveau de pression où il se trouve vers une pression de 1000 hPa. Elle s'écrit :

$$\Theta = \mathbf{T} \left(\frac{1000}{P} \right)^{2/7} \quad (\mathbf{I.5})$$

- **La température virtuelle T_v** est définie comme la température qu'aurait l'air sec ayant la même masse volumique ρ à la même pression \mathbf{P} que l'air humide caractérisé par la température T et le rapport de mélange r . Cette température est introduite pour pouvoir utiliser la loi des gaz parfaits pour l'air humide. Elle est donnée par la relation :

$$T_v = T (1 + 0.608 r) \quad (\mathbf{I.6})$$

I.2.7. Equations de base des écoulements dans la CLA

En utilisant les équations de la mécanique des fluides (de Navier-Stokes), ces équations de base s'écrivent comme suit [1]

I.2.7.1. Équation des gaz parfaits

$$\text{loi des gaz parfaits } \mathbf{P} = R \rho T_v \quad (\mathbf{1.7})$$

R est la constante des gaz parfaits ($R = 287 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ pour l'air sec).

I.2.7.2. Équation de conservation de la masse

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u_j)}{\partial x_j} = \mathbf{0} \quad (\mathbf{I.8})$$

Où j est l'indice de sommation selon les notations d'Einstein (il apparaît 2 fois dans un même terme de l'équation). u_j représente la vitesse du vent, avec $u_1=u$, $u_2=v$ et $u_3=w$. x_j ($j=1$ à 3) correspond respectivement aux coordonnées x , y et z . Pour un fluide incompressible, cette équation peut être ramenée à :

$$\frac{\partial u_j}{\partial x_j} = 0, \text{ soit } \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (\text{I.9})$$

I.2.7.3. Équation de conservation de la quantité de mouvement

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = -\delta_{i3}g + f_c \varepsilon_{ij3} u_j - \frac{1}{\rho x_j} \frac{\partial P}{\partial x_j} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} \quad (\text{I.10})$$

I II III IV V VI

i n'est pas un indice de sommation, car il n'apparaît qu'une fois dans chaque terme. L'équation est donc équivalente à 3 équations.

t est le temps (coordonnée temporelle) ;

X_i, X_j sont les coordonnées correspondant à l'indice inscrit ;

$\delta_{i,j}$ est le symbole de Kronecker, nul si les deux indices sont différents, un s'ils sont égaux g est l'accélération de la pesanteur, f_c est le paramètre de Coriolis égal à :

$2\pi \sin\phi$ avec ϕ la latitude;

$\varepsilon_{i,j,k}$ est le tenseur alternatif d'unité, égal à 0 si deux indices sont identiques, +1 quand les indices sont dans les configurations 123, 312 ou 231 et -1 dans les autres cas, $\tau_{i,j}$ est le tenseur de viscosité cinématique.

Le terme I est l'inertie (accumulation locale de la quantité de mouvement), le terme II est l'advection de l'énergie cinétique, le terme III est l'action de la gravité, le terme IV décrit les effets de Coriolis (l'influence de la rotation de la Terre) le terme V est l'action des forces du gradient de pression, le terme VI représente l'action de la viscosité moléculaire

I.2.7.4. Équation de conservation de l'humidité

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \mathbf{u}_j \frac{\partial q}{\partial x_j} = \nu_q \frac{\partial^2 q}{\partial x_j^2} + \frac{E}{\rho} \quad (\text{I.11})$$

I **II** **III** **IV**

Q est l'humidité spécifique de l'air ;

ν_q représente la diffusivité moléculaire de la vapeur d'eau atmosphérique, E désigne la masse de vapeur d'eau produite par unité de volume et de temps par évaporation ou fusion (terme source d'humidité).

Les termes **I**, **II** et **III** sont analogues à ceux définis précédemment. Le terme **IV** désigne la contribution de la source nette.

I.2.7.5. Équation de conservation de la chaleur

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \mathbf{u}_j \frac{\partial \theta}{\partial x_j} = \nu_\theta \frac{\partial^2 \theta}{\partial x_j^2} - \frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial Q^*_{*j}}{\partial x_j} - \frac{LE}{\rho C_p} \quad (\text{I.12})$$

I **II** **VI** **VII** **III**

ν_θ représente la diffusivité thermique ;

C_p désigne la capacité calorifique de l'air à pression constante,

Q^*_{*j} est la composante du rayonnement net dans la $j^{\text{ème}}$ direction ;

L désigne la chaleur latente associée au changement de phase de E . Pour le changement de phase liquide-vapeur, L prend la valeur $L_v = 2.5 \cdot 10^6 \text{ J.kg}^{-1}$. Les termes **I** et **II** sont analogues à ceux définis précédemment.

Le terme **VI** représente la diffusion moléculaire, pendant que **VII** représente la contribution de la source associée à la divergence radiative et enfin **III** est associé au dégagement de la chaleur latente.

Chapitre II :

Caractéristiques morphologiques et météorologiques

II. Caractéristiques morphologiques et météorologiques

II.1 Introduction

Le Sahara est le plus grand des déserts, mais également le plus expressif et typique par son extrême aridité, c'est à dire celui dans lequel les conditions désertiques atteignent leur plus grande âpreté. En Algérie, il occupe plus de 80 % de la surface totale du pays. Son climat est caractérisé notamment par la faiblesse et l'irrégularité des précipitations, de fortes

températures, une luminosité intense, et une forte évaporation. Pour sa géologie, on observe un substratum de formation antécambrienne recouvert par des séries sédimentaires pelliculaires plus au moins épaisses; ce socle très ancien est formé de granites, de gneiss, de schistes cristallins et de quartzites. Les formes de relief sont particulièrement nettes et visibles. Du fait que les précipitations sont non seulement rares, mais toujours très irrégulières, les conditions de l'écoulement y sont particulières. En effet, les Oueds sahariens n'ont pas un régime de crues régulier mais plutôt de caractère accidentel.

Au Sahara septentrional, le bassin sédimentaire constitue un vaste bassin hydrogéologique d'une superficie de 780 000 Km², avec un maximum d'épaisseur de 4000 à 5000 m, où les potentialités du Sahara algérien en termes de ressource en eau, sont évaluées à 5 milliards de m^3 . En dépit de la dureté des conditions auxquelles sont soumis les êtres qui vivent dans ce milieu désertique, les espaces complètement dépourvus de vie, ou espaces abiotiques sont relativement restreints. En dehors de ces espaces particuliers, la végétation existe, mais son importance est fonction directe de la quantité d'eau disponible. Pour faire face à cet environnement hostile et avare, le génie humain a créé l'oasis pour une exploitation pérenne des maigres ressources.

le Sahara est caractérisé par se compose d'immenses d'unes, d'ergs, d'oasis d'oued de reg et de montagnes, Nous discutons le sujet en détail dans ce chapitre

II.2. Les différents types de déserts



fig. II.1 les plus grands déserts du globe (NASA, Terra/MODIS,2013)

II.2.1. Les déserts tropicaux

Ces déserts sont causés par les mouvements descendants de l'air au niveau des tropiques (fig. II.2). Cet air s'était d'abord élevé à l'équateur (dans la zone de convergence inter tropicale) où il s'est débarrassé de son humidité. Les déserts tropicaux sont également nommés "déserts zonaux". Les plus grands déserts de la planète sont des déserts tropicaux, On retrouve en effet beaucoup de zones arides sous les tropiques.

Au tropique du Cancer, on trouve les déserts du Sahara (1), d'Arabie saoudite (2), d'Afghanistan (3), de l'Ouest américain et du Mexique (4).

Au tropique du Capricorne, on trouve les déserts de Patagonie (5), du Kalahari (6) et d'Australie (7).



fig. II. 2 Les désert du globe

II.2.2 Les déserts côtiers

Ces déserts sont situés à la bordure ouest des continents(fig.II.3). Ces côtes sont sous l'influence de courants froids qui stabilisent l'air et empêchent la formation de masses nuageuses qui pourraient produire des précipitations. Les déserts de Californie, de la Baja californienne (1), de Mauritanie (2), de l'Atacama (3) et de Namibie (4) sont des déserts côtiers. L'Ouest de l'Australie (5) est aride en raison d'un phénomène similaire.

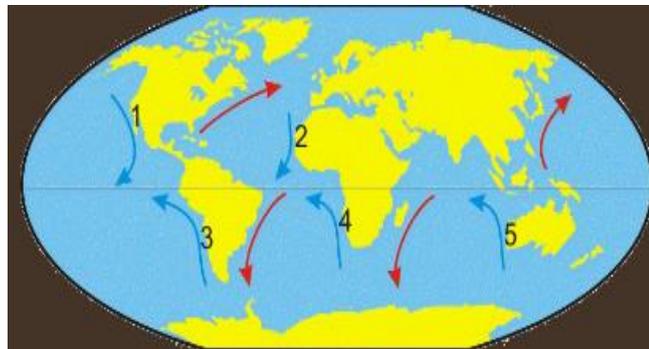


fig. II.3 Les déserts côtiers

II .2.3. Les déserts d'éloignement

Les déserts d'éloignement sont des zones arides en raison de l'éloignement de la mer. Pas de source d'eau proche, pas de précipitations. On retrouve principalement les déserts d'Asie central (1) et de Gobi (2). fig. II.4

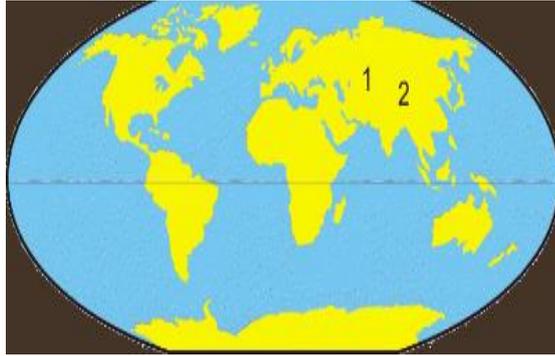


fig. II.4 Les déserts d'éloignement

II.2.4. Les déserts d'Abri

Lorsqu'une masse d'air humide doit franchir une chaîne de montagnes, elle commence par s'élever pour la franchir. L'humidité de l'air condense sous l'effet du refroidissement et de fortes précipitations sont produites sur le côté de la chaîne de montagnes située du côté de la mer, C'est de l'air débarrassé de son humidité qui parvient de l'autre côté de la chaîne de montagne, assurant un climat sec, Comme Les région se dessous(fig.II.5)du Yukon au Nouveau-Mexique (1), de même que la Patagonie (2) et le nord de l'Himalaya (3) sont des régions relativement arides, à l'abri de chaînes de montagne

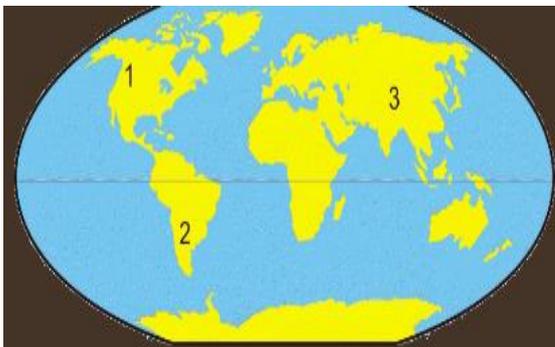


fig.II.5 Les déserts d'Abri

II.2.5. 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°C. [5]

II.2.6. Le désert du Sahara

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

II.2. 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'Égypte, le Soudan, le Tchad, le Niger, le Mali et la Mauritanie (fig.II.6). [5]

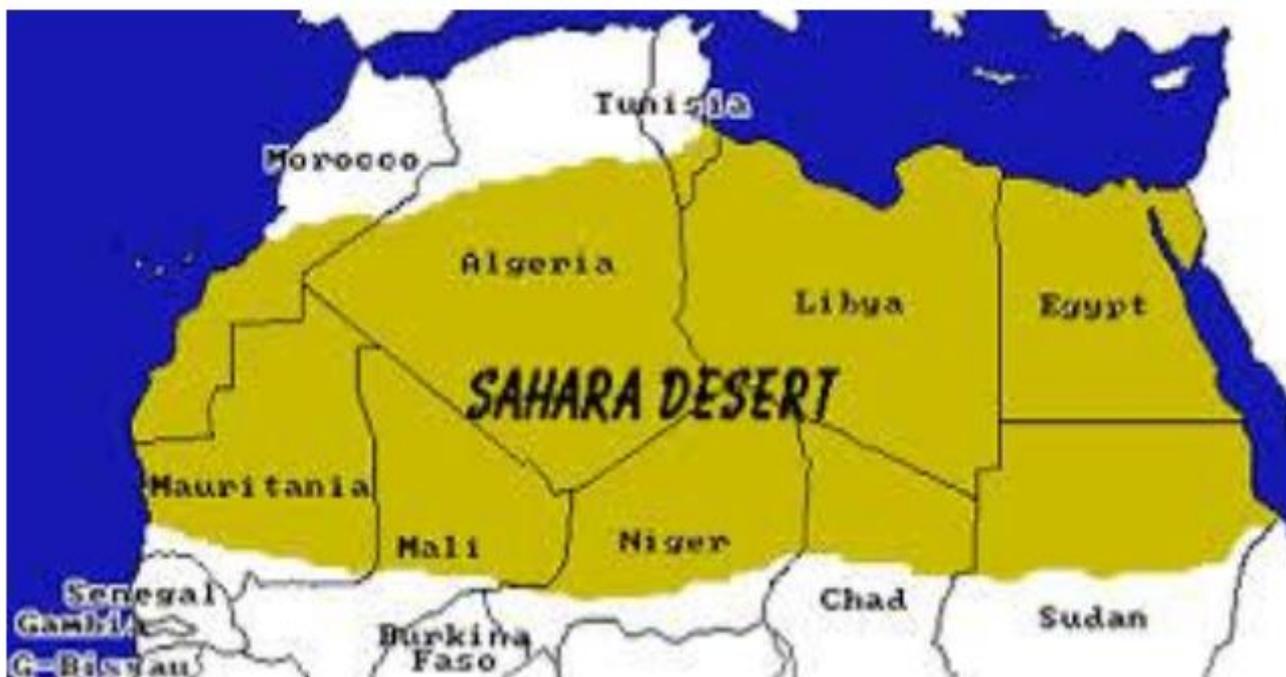


fig.II.6. Le désert du Sahara

le Sahara, c'est l'un des plus grand désert du monde avec 2 millions de Km² de désert 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 chaque type de ces paysages a des caractères différents

a- L'Erg: c'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 (fig.II.7.) , Il ne couvre que 20 % de la superficie du Sahara , 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. [5]



fig. II .7 Ereg

b- Le reg :est le type de désert le plus répandu, formé par des étendues de cailloux arrondis et de graviers, on trouve le reg de Tanezrouft en Algérie, le Ténéré du Tafassass et au Niger, ou encore le reg libyen. voire (fig.II.8)



fig. II.8 reg

c- Les hamadas: sont de grand bancs de calcaire ou d'arène, hauts de quelques centaines de mètres et sillonnés de canaux d'érosion (fig. II.9)



fig. II.9 hamadas

d- Les sebkhas ou Chatte: sont des dépressions en forme de cuvettes, périodiquement inondées, dans lesquelles se produit une accumulation de sel (fig.II.10), 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.



fig. II.10 Chatte

e- L'oasis: 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 (Timimoune en Est un exemple typique) fig. II.11.



fig. II.11 L'oasis

f- Les oueds : 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 (fig.II.12)



fig. II.12 L'oued

j- Les montagnes sahariennes : Sont pour la plupart volcaniques (Hoggar, Tibesti).

sont les sites bordés de falaises, ils dépassent rarement 1000 m d'altitude. Principales montagnes : Hoggar (2918m), Ajjers (2158m), Tibesti (3415m), Ennedi (1310m), Air (2022m) fig.II.13 [4]



fig. II.13 Les montagnes

II.3. Caractéristiques météorologiques du Sahara

Le Sahara Central est une région sur Terre où se concentrent de nombreux Phénomènes météorologiques extrêmes :

- Les couches limites atmosphériques les plus épaisses au monde.
- Les charges en aérosols minéraux les plus larges observées sur Terre pendant l'été Boréal
(nombreuses tempête de poussières);
- Maximum de température pendant l'été Boréal.
- Le Sahara Central joue un rôle important sur le climat aux échelles régionale et globale
- Il influence fortement le climat de l'Afrique de l'Ouest (dépression thermique Saharienne);
- Il est dynamiquement couplé avec le bassin Méditerranéen au nord et le Sahel au sud.
- Le Sahara Central est une région où les prévisions météorologiques sont difficiles
- Forte variabilité inter-modèle en ce qui concerne les aérosols désertiques et leur influence sur la dynamique/thermodynamique atmosphérique [2]

II.3.1. La circulation générale

La circulation générale est le mouvement à l'échelle planétaire de la couche d'air entourant la Terre qui redistribue la chaleur provenant du Soleil en conjonction avec la circulation océanique.

L'ensemble des grands mouvements horizontaux et verticaux de l'atmosphère sur toute l'étendue du globe. Ces mouvements s'ajoutent aux conditions locales de radiation pour déterminer les zones et les régions climatiques. Trois faits essentiels sont à retenir :

1- Chaque hémisphère est divisé en trois bandes zonales de pression : les basses pressions équatoriales, les hautes pressions subtropicales, les basses pressions

Polaires et Les grands mouvements horizontaux et verticaux résultent de cette répartition.

2- Tout le système de pressions et de vents se déplace en latitude selon la saison, ce qui entraîne, sur un même lieu, des différences considérables de circulation et de temps entre l'été et l'hiver.

3- Au-dessus de 3 km d'altitude, l'air circule presque partout de l'Ouest à l'Est, et ces grands vents d'Ouest décrivent des méandres horizontaux qui déterminent les caprices du temps dans les basses couches et au contact du sol

II.3.1.1. Caractéristiques de la circulation selon la latitude

La circulation atmosphérique change continuellement mais la tendance de base est relativement constante. Les dépressions des latitudes moyennes ou les cyclones tropicaux individuels se développent un peu partout selon une prédictibilité parfois proche de la théorie du chaos mais la tendance moyenne est stable. On distingue trois zones de circulation des vents entre l'équateur et les pôles qui sont nommées : Les cellules de Hadley, de Ferrel et polaire (fig. II.14)

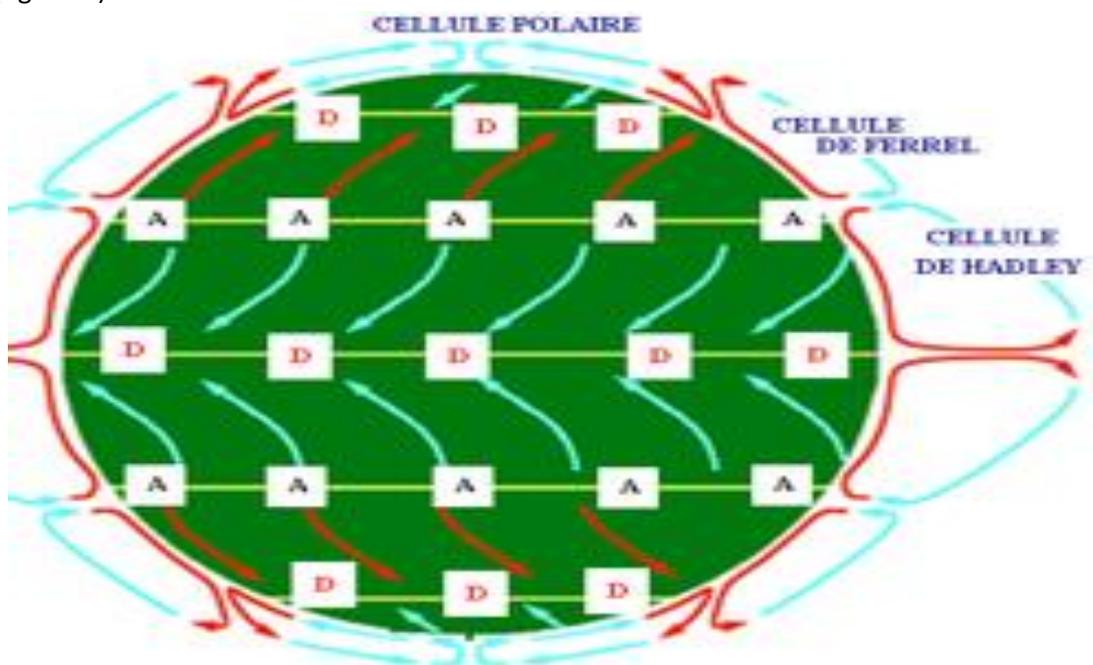


fig. II. 14 la circulation générale

II.3.1.1.1 La cellule de Hadley

Il en résulte un réchauffement par unité de surface plus important à l'équateur qu'aux pôles. L'air chaud, plus léger, monte, créant une dépression (L) à l'équateur.

L'air chaud monte, l'air froid plus lourd est aspiré vers la dépression pour le remplacer, aux plus hauts niveaux de l'atmosphère, l'air montant est poussé vers le nord et vers le sud et l'air chaud en se refroidissant retombe vers la terre. Il se crée une **cellule de Hadley**

(fig.II.14) qui se situe entre l'équateur et 30 degrés N et S où l'on retrouve des vents réguliers soufflant du nord-est dans l'hémisphère nord et du sud-est dans celui du sud : les alizés. Les navigateurs à voile ont depuis long temps utilisés cette zone de vents réguliers pour traverser les océans

II.3.1.1.2 la cellule de Ferrel

Au-dessus des régions polaires une circulation convective analogue à celle de la cellule de Hadley est imposée par la chute de l'air froid, asséché et alourdi, qui arrive du haut de la troposphère, plus mince à cette altitude (environ 7 à 8 km) qu'aux latitudes tropicales. Or la force de Coriolis est maximale près des pôles, où l'axe de la rotation terrestre est dirigé suivant la verticale ; en conséquence, son influence est nettement plus grande que sur la cellule de Hadley, située au voisinage de l'équateur où l'axe de rotation est au contraire presque horizontal. C'est pourquoi la circulation convective au voisinage des pôles demeure contenue entre ceux-ci et les parallèles à $\pm 60^\circ$. Ainsi, entre les latitudes extrêmes de la **cellule de Hadley** ($\pm 30^\circ$) et de la **cellule polaire** ($\pm 60^\circ$), entraînée par leurs mouvements respectifs, apparaît la cellule (figure 2) découverte par le météorologue américain William Ferrel (1817-1891), qui porte désormais son nom. [3] Cette zone est caractérisée par des systèmes dépressionnaires transitoires sous une circulation d'altitude généralement d'ouest, c'est la **cellule de Ferrel** fig. II.14

II.3.1.1.3. la cellule polaire

Dans les régions polaires, l'air froid et lourd subsiste et entretient au sol des hautes pressions. Ces masses d'air froid divergent au sol vers les latitudes tempérées, Les océans traversés cèdent une partie de leur réserve énergétique et de leur humidité, La température de l'air augmente donc, provoquant une ascendance et Un système de

basses pressions s'installent progressivement vers 60° de latitude. La cellule d'air polaire donne naissance à une dépression, En altitude, la convergence vers le pôle boucle la circulation au sein de la **cellule polaire** ainsi créée c'est la troisième zone (la **cellule polaire**) se retrouvent respectivement au nord et au sud des 60ièmes parallèles nord et sud avec une circulation de surface généralement d'est. Entre ces trois zones, à une altitude variant entre 6 et 15 km, on retrouve les courant-jet circulant autour de la planète et qui sont un des précurseurs de la frontogenèse

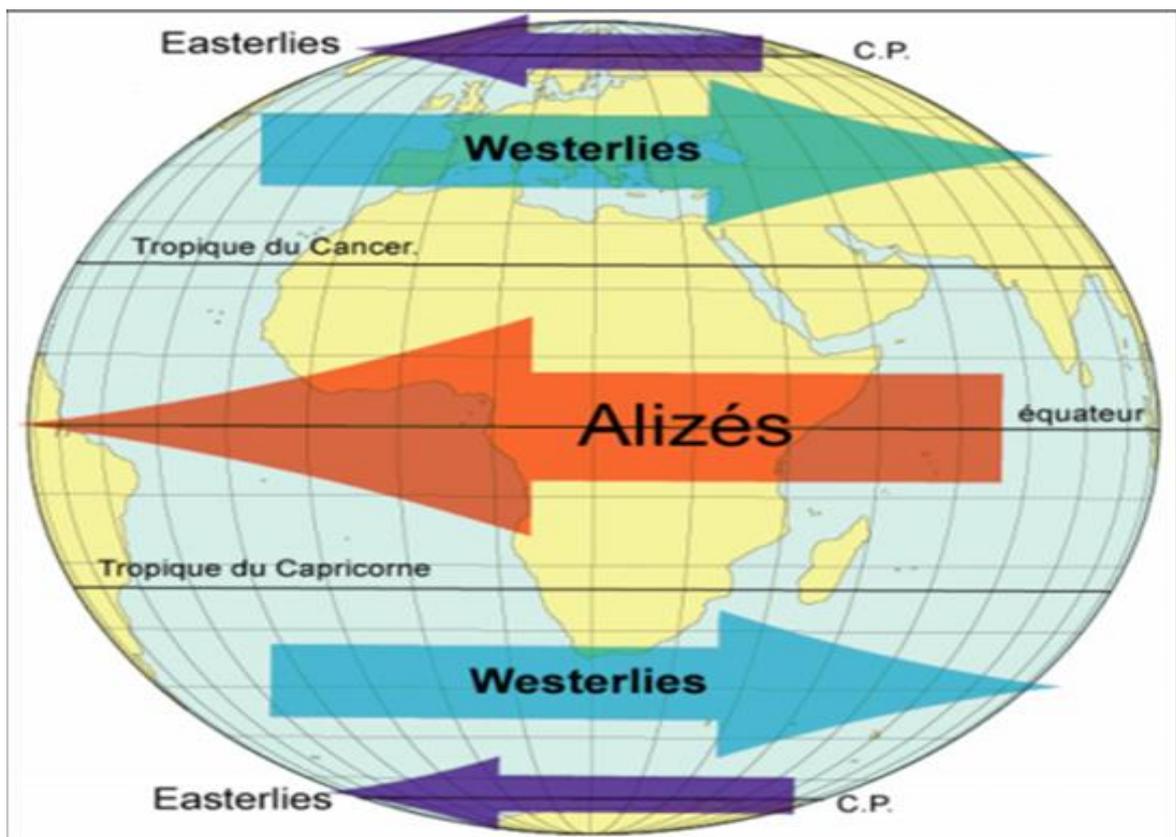


fig. II.15 Répartition zonale de la circulation atmosphérique à la surface du globe

--II.3.1.1.4. Le Jet Stream

Il y a plusieurs type de Jet, Le Jet Stream le plus familier, à cause de son influence sur le temps est le jet du front polaire.:

a- le jet du front polaire:

Ce jet est marqué par la concentration des isothermes (iso épaisseurs) et un cisaillement du vent vertical, le courant Jet est associé au Front polaire, séparant la cellule polaire et la cellule de Ferrel . Il est bien défini entre 300-200 mb.

En hiver :

Etude des jets de basse couches sur le Sahara central: cas de B.B.M. (Sud-ouest Algérien).

Plus Fort Plus au sud (près de 30°N)

En été :

Plus faible Plus au Nord près de la latitude (~50°N) Gradients horizontal/vertical de températures Fort (Vent thermique)

Les autres types de courants Jet sont :

b- **Jet subtropical** : situé entre 20-25°N ,

c- **Jet de niveau bas** :

généralement plus lent et plus bas, souvent associé Une situation orageuse .

d- **Jet Equatorial**:

c'est un Jet à haute altitude, soufflant d'Est en Ouest Au-dessus de l'équateur. Ce Jet a une influence sur la circulation de la mousson, le jet polaire et le jet subtropical Oscille autour de la terre, en formant des dorsales et des talweg

e- **Jet d'Est Africain** :

est une caractéristique synoptique d'été de la mousson de l'Afrique de l'ouest. Le jet d'est Africain a un max de vitesse de 10-13 m/s (~25kts). Les vents les plus forts sont au environ 4 km (ou 650 mb) près de la latitude 13°N

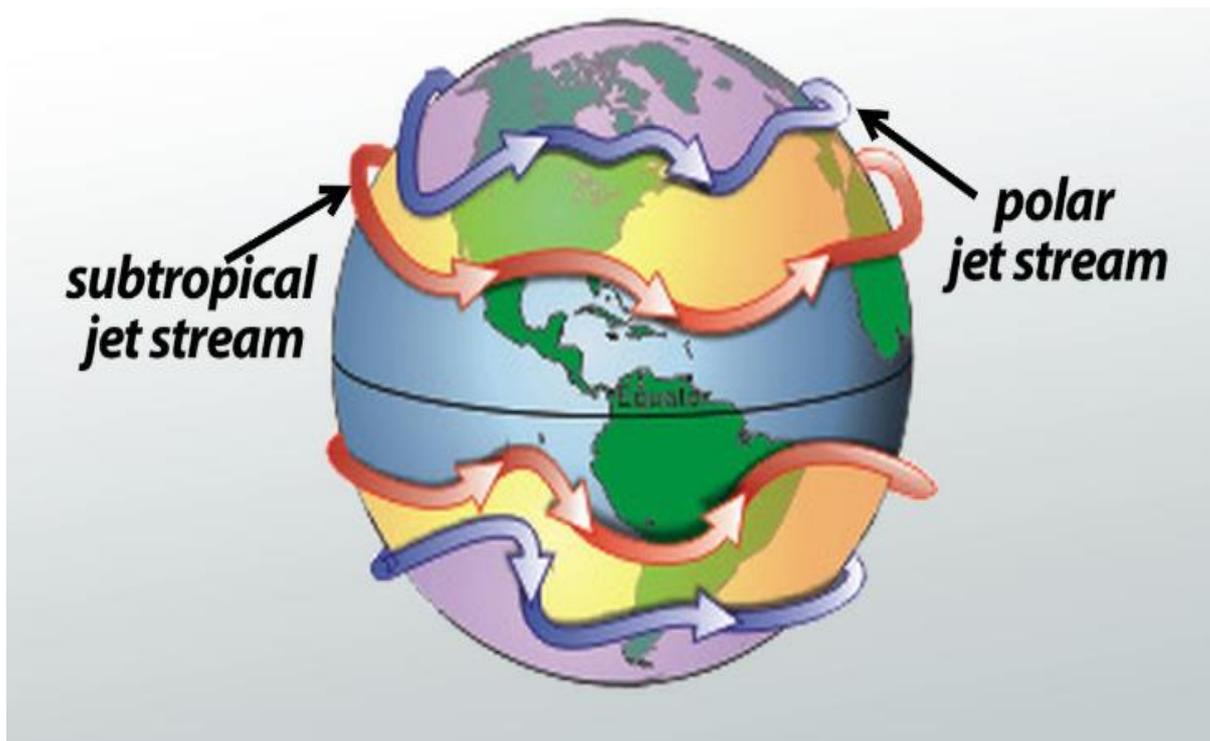


fig.II.16 localisation de Jet Stream (polaire et subtropical)

II.3.1.2. 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. II.17.

II .3.1.2.1. 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.II.17 Ainsi, le 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 5 km d'épaisseur et souvent très chargé en poussières désertiques [4].

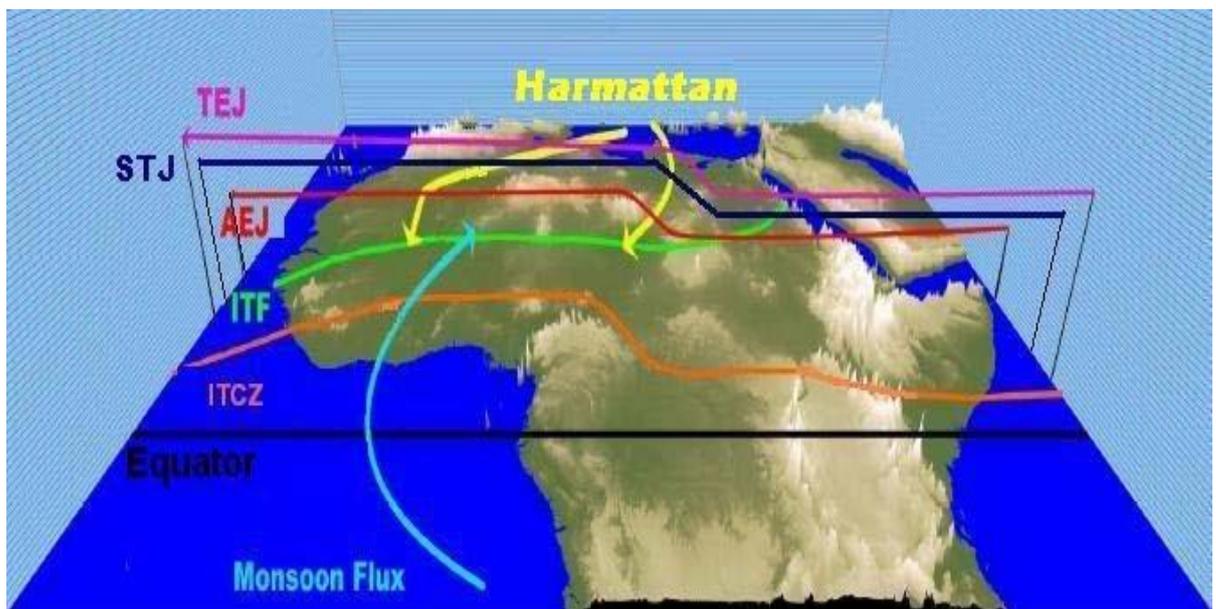


fig.II.17 Circulation des vents thermiques et alizés en Afrique de l'Ouest

(Club du Sahel et de l'Afrique de l'Ouest/OCDE (2007), image satellite NOAA-2000).

II .3.1.2.2. 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 la 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. II.17) (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 [4]

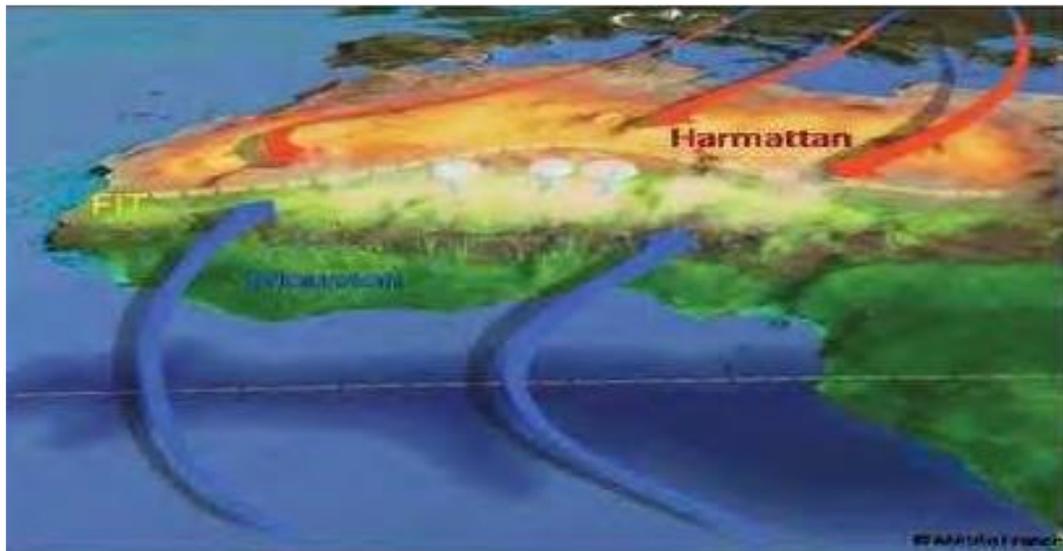


fig. II.18 La circulation atmosphérique en saison de mousson

II .3.1.2.3. 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.II.18); 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

II .3.1.2.4. La Zone de Convergence Intertropicale (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. II.18). En effet, au mois de Juillet et 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 [4]

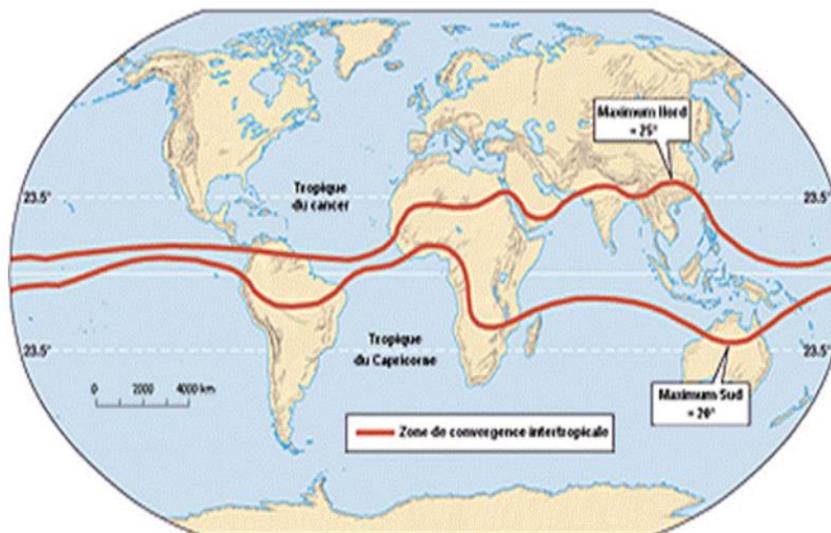


fig. II.19 La Zone de Convergence Intertropicale (Z.C.I.T)

Chapitre III:
Etude climatique local

III. Etude climatique local

III.1. Introduction

Le Sahara est le plus grand des déserts, mais également le plus expressif et typique par son extrême aridité, c'est à dire celui dans le quel les conditions désertiques atteignent leur plus grande âpreté. En Algérie, il occupe plus de 80 % de la surface totale du pays. Son climat est caractérisé notamment par la faiblesse et l'irrégularité des précipitations, de fortes Températures, une luminosité intense, et une forte évaporation.[3]

III.2. Pressions et vents

Lorsqu'on examine la rose des vents des principales oasis s'aperçoit que les souffles qui viennent du nord et du nord-est prédominent aussi bien en hiver qu'en été en hiver , le front des alizés se trouve au-delà du Sahara méridional , frangé de dépressions qui se déplacent d'Ouest en Est et qui amènent des pluies assez fréquentes dans la région du Tell mais à ce moment l'Atlas est couvert des neige ;il forme un anticyclone local qui se relie à l'anticyclone des Açores ,de telle sorte que les dépressions qui longent les faces septentrionale et orientale de cet anticyclone ne franchissent qu'assez rarement l'alignement des montagnes et n'exercent sur le désert que des effets intermittents et limités ; aussi les vents de la partie Nord règnent-ils la plupart du temps au sud de Laghouat à **In Salah** ce sont les vents du Nord –est l'air se meut suivant un arc de cercle. [6]

III .3. Données du vent en surface

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. Les séries d'observations sont fournies

par les services de l'Office national de la météorologie (ONM). Elles s'étalent sur 10 ans (2005-2014) pour : (Bordj Badji Mokhtar, Tamanrasset, In Salah et Adrar)

III.4. Le climat de la zone d'étude

Dans notre étude on a basé sur quatre stations, de la région de Sahara central de Sud-ouest Algérien voire tableau III.1

Les quatre zones a étudier sont partaient à la même région comme s'apparait dans la Carte géographique (fig.III.1)

Tableau III. 1 stations d'étude

Station	localisation astronomique		Période	Numéro
	Longitude	Latitude		
Bordj Badji Mokhtar	0.56 E	21.19 N	2005 -2014	1
Tamanrasset	5.52 E	22.78 N	2005 -2014	2
In salah	2.47 E	27.20 N	2005 -2014	3
Adrar	0.28 E	27.82 N	2005 -2014	4



fig.III.1. localisation géographique des zones d'étude

III .4.1. station Bordj Badji Mokhtar

la station située aux extrêmes Sud avec un vent moyen mensuel du 5 à 6.2 m/s tel que atteint leur valeurs maximum pendant les mois de ; Mai, Juin, Juillet et Aout et atteint jusqu'au 11m/s Où la tendance dominante dans cette région souffle du Nord , Nord-est et Est

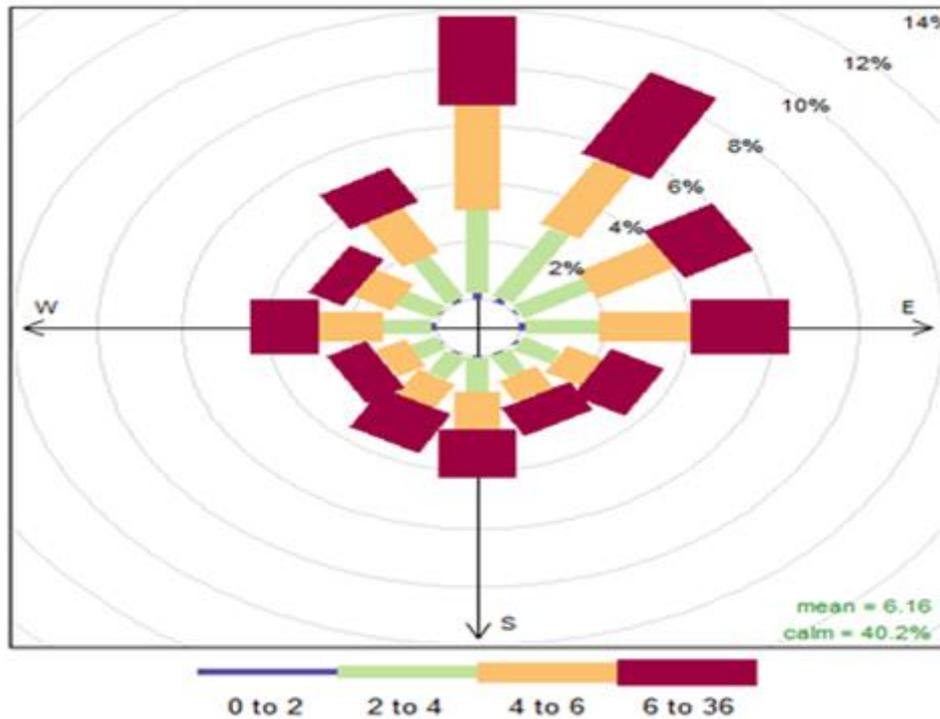


fig. III.2 Rose du vent BBM durant (2005-2014) m/s

Voir (fig.III.2) et conjointement la température qui vari avec des valeurs mensuels moyennes du 13 à 34 C° et lui aussi était maximum durant la même période saisonnière (en été) dont les valeurs maximales moyennes varie entre 22 et 47 C° voir (fig.III.3), la zone est caractérisée notamment par la faiblesse et l'irrégularité des précipitations, dont la cumule annuelle moyenne est 48.2 mm

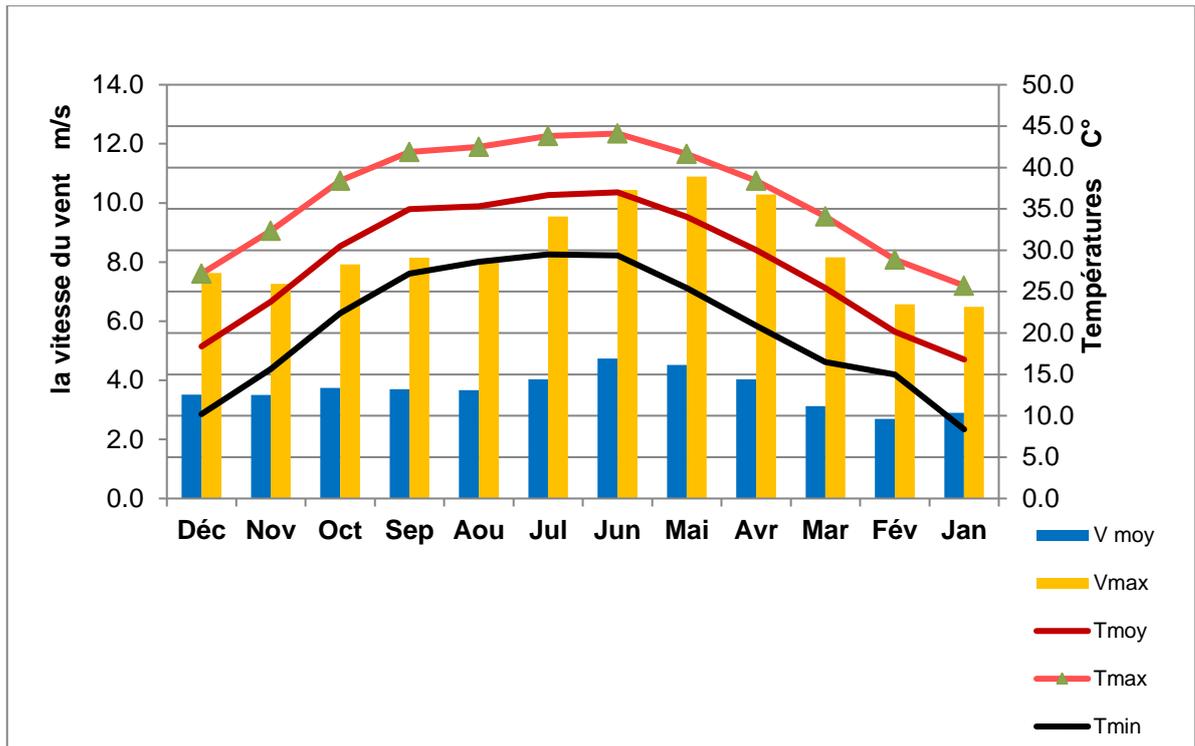


fig.III.3. Vent et Température(moyenne, max, min), BBM (2005-2014)

À partir de l'analyse des classes de vitesse des vents on peut dire que en général, les classes des vitesses [6-10] et [1-5] sont les classes qui présentent la plus grande nombre d'occurrences (tableau III.2) avec des directions dominantes (Nord et Nord-est)

Tableau III. 2 Analyse par classe de vitesse du vent. Station bbm(2005 -201)

classe V m/s	Calme	[1-5]	[6-10]	[11-15]	>16
Jan	40.6%	30.7%	25.0%	3.5%	0.2%
Fév	42.3%	29.8%	23.5%	3.9%	0.4%
Mar	37.7%	30.0%	28.7%	3.1%	0.4%
Avr	39.4%	29.8%	26.5%	4.0%	0.3%
Mai	41.9%	26.7%	26.9%	4.4%	0.2%
Jun	37.9%	28.1%	26.8%	6.5%	0.8%
Jul	32.4%	25.7%	32.5%	8.4%	1.0%
Aou	33.7%	26.4%	31.8%	7.1%	1.0%
Sep	34.3%	32.7%	28.0%	4.5%	0.5%
Oct	46.3%	29.6%	20.8%	2.9%	0.4%
Nov	47.3%	34.6%	16.9%	1.1%	0.0%
Déc	48.3%	30.8%	17.9%	2.7%	0.2%
moy anuel %	40.2%	29.6%	25.4%	4.4%	0.5%

III.4.2. station de Tamanrasset

la station située aux sud Est de Sahara la zone a des caractéristiques climatique saharienne qui est connu par l'aridité permanente tel que la cumul annuelle moyenne de précipitation est égale ;62 mm et de fortes températures notamment dans les mois de mai ,juin, juillet et Aout et on note que la température mensuelle moyenne comprise entre 12 et 31 C° Tandis que la température maximum moyenne comprise entre 20 et 37C° (fig.III .4)

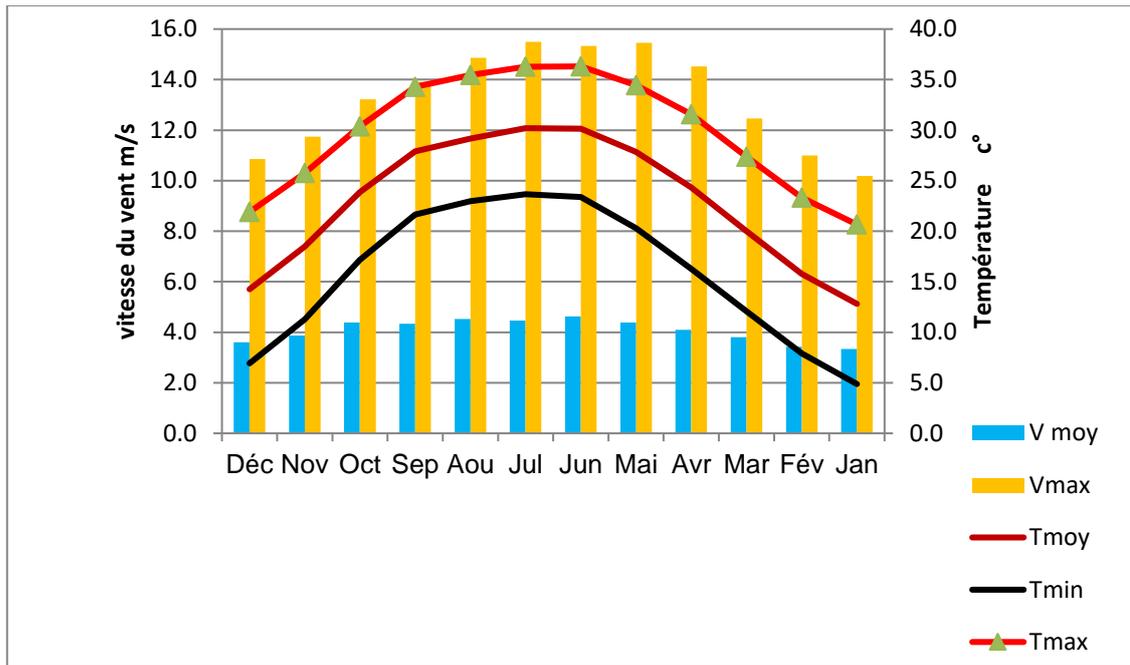


fig. III. 4. Vent et Température(moyenne, max, min), Tam (2005-2014)

Avec un vent mensuel moyen comprise entre 3 et 5 m/s OÙ il atteint sa valeur maximale pendant même période, Alors que les valeurs maximales des vents du 10.2 à 15.5 m/s (fig.III .3) Ce sera pendant la période de Avril à Août, OÙ la tendance dominante dans cette région souffle d'Est voir (fig.III.5)

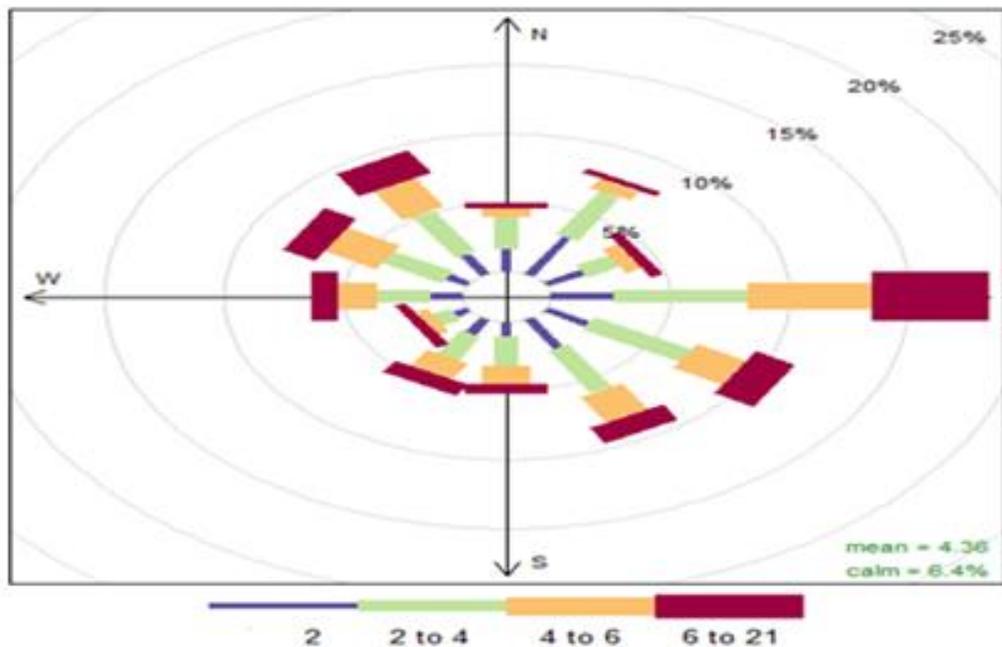


fig . III.5 Rose du vent Tamanrasset durant (2005-2014) m/s

À partir de l'analyse des classes de vitesse des vents on peut dire que en général, les classes des vitesses [1-5] est la classe qui présente la plus grande nombre d'occurrences avec des directions dominantes (Tableau III.3)

Tableau III. 3 Analyse par classe de vitesse du vent.TAM (2005 -2014)

classe V m/s	Calme	[1-5]	[6-10]	[11-15]	>16
Jan	11.0%	68.9%	18.4%	1.7%	0.1%
Fév	9.1%	67.2%	22.8%	0.9%	0.0%
Mar	6.5%	63.5%	27.5%	2.3%	0.1%
Avr	5.8%	64.3%	28.2%	1.7%	0.0%
Mai	4.4%	64.2%	30.0%	1.5%	0.0%
Jun	3.8%	66.3%	28.5%	1.4%	0.0%
Jul	2.7%	65.3%	29.8%	2.1%	0.0%
Aou	4.0%	68.5%	25.8%	1.8%	0.0%
Sep	5.8%	69.0%	23.9%	1.3%	0.0%
Oct	7.1%	71.4%	21.0%	0.4%	0.0%
Nov	7.9%	76.4%	15.6%	0.2%	0.0%
Déc	9.5%	74.3%	15.6%	0.6%	0.0%
moy anuel %	6.5%	68.3%	23.9%	1.3%	0.0%

III.4.3 station d'In Salah

la stations situées vers le nord du Sahara central , dont les caractéristiques des éléments météorologiques sont similaires à celles des régions ci-dessus (BBM etTAM) voir (fig.III .6)

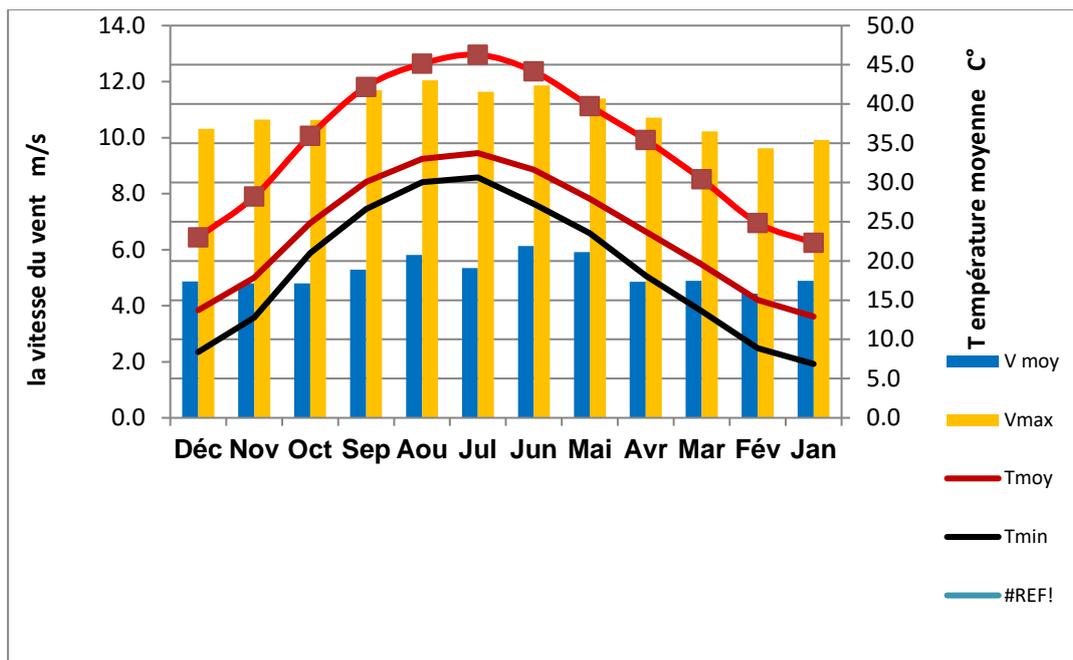


fig.III 6. Vent et Température(moyenne, max, min), In Salah (2005.2014)

Avec un vent mensuel moyen comprise entre 3 et 5 m/s OÙ il atteint sa valeur maximale pendant même période, Alors que les valeurs maximales des vents du 10.2 à 12 m/s (fig.III.5) Ce sera pendant la période de Avril à Août, OÙ la tendance dominante dans cette région souffle du Nord-Est et Est voir (fig.III.7)

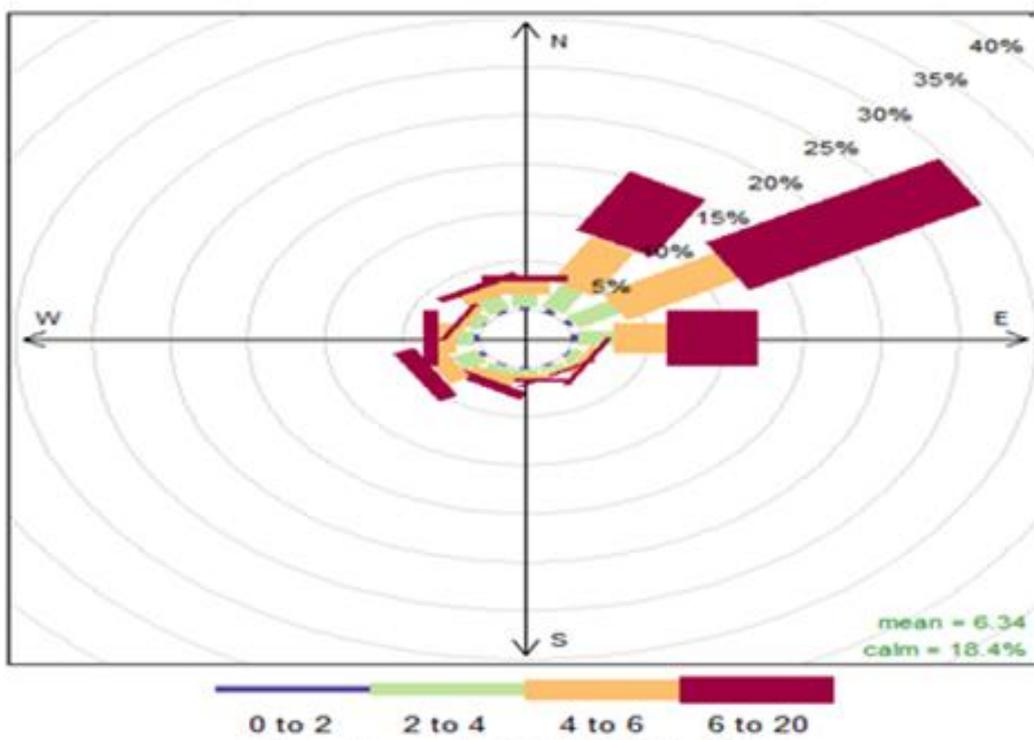


fig III.7 Rose du vent In Salah (2005-2014) m/s

À partir de l'analyse des classes de vitesse des vents on peut dire que en général, les classes des vitesses.[5-10] est la classe qui présente la plus grande nombre d'occurrences . voir (Tableau III.4)

Tableau III. 4 Analyse par classe de vitesse du vent. In Salah (2005 -2014)

classe V m/s	Calme	[1-5]	[6-10]	[11-15]	>16
Jan	23.6%	33.0%	37.3%	5.7%	0.3%
Fév	23.8%	33.2%	37.5%	5.1%	0.2%
Mar	21.8%	35.2%	39.1%	3.9%	0.0%
Avr	19.6%	31.8%	42.1%	6.5%	0.1%
Mai	13.5%	30.8%	47.9%	7.6%	0.1%
Jun	14.9%	35.3%	45.1%	4.7%	0.0%
Jul	8.3%	29.8%	56.7%	5.1%	0.0%
Aou	10.0%	31.0%	53.9%	5.0%	0.0%
Sep	17.0%	39.8%	39.9%	3.3%	0.0%
Oct	19.1%	36.3%	40.7%	3.8%	0.0%
Nov	26.5%	32.6%	37.8%	3.0%	0.0%
Déc	22.7%	31.5%	41.2%	4.6%	0.0%
moy anuel %	18.4%	33.4%	43.3%	4.9%	0.1%

III.4.4. station d'Adrar

Est localisée dans le sud-ouest du pays et de Nord-Ouest de BBM connu par son climat désertique très aride tel que la cumule annuelle moyenne de précipitation est égale ;62 mm et de fortes températures notamment dans les mois de mai ,juin, juillet et Aout et on note que la température mensuelle moyenne comprise entre 13.8 et 38.7 C° Tandis que la température maximum moyenne comprise entre 21.4 et 46.6C° figure:3.8

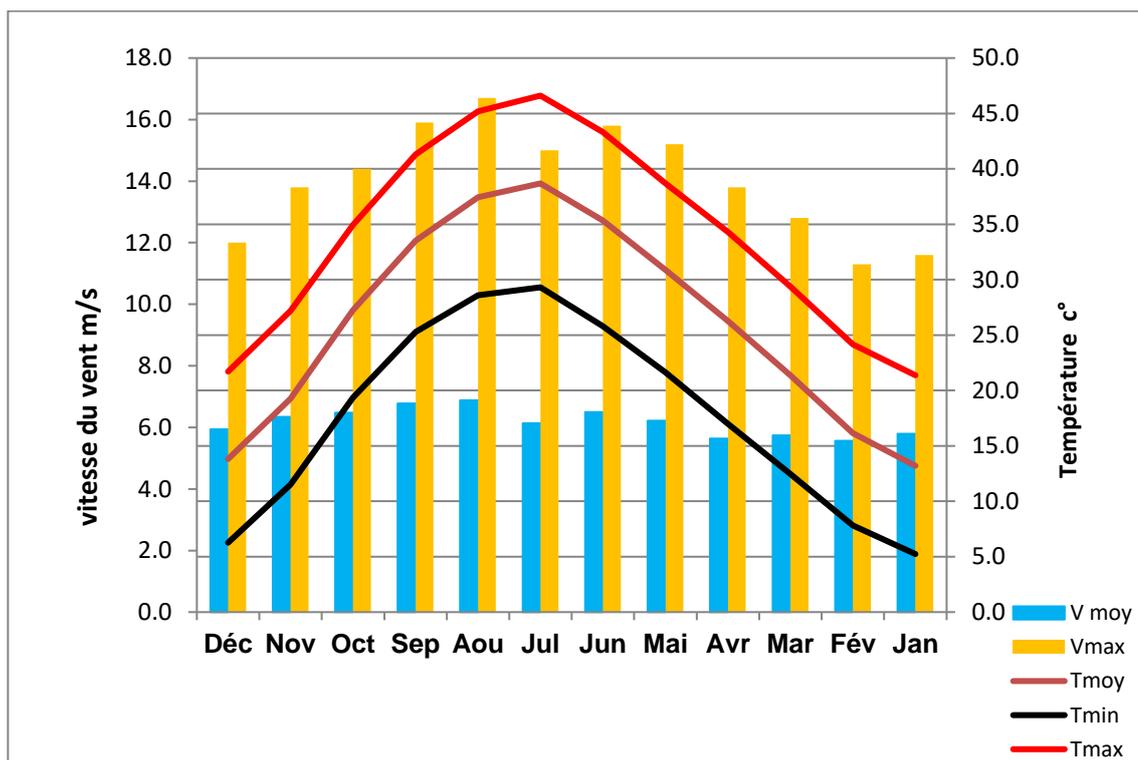


fig. III. 8. Vent et Température(moyenne, max, min), Adrar (2005.2014)

Pour le vent la zone caractérisée par un vent mensuel moyen comprise entre 5.6 et 6.9 m/s Où il atteint sa valeur maximale pendant la période du Mai à Sep, Alors que les valeurs maximales des vents du 14 à 16 m/s (fig.III.8) la tendance dominante dans cette région souffle d'Est et Nord-est voir (fig.III.9)

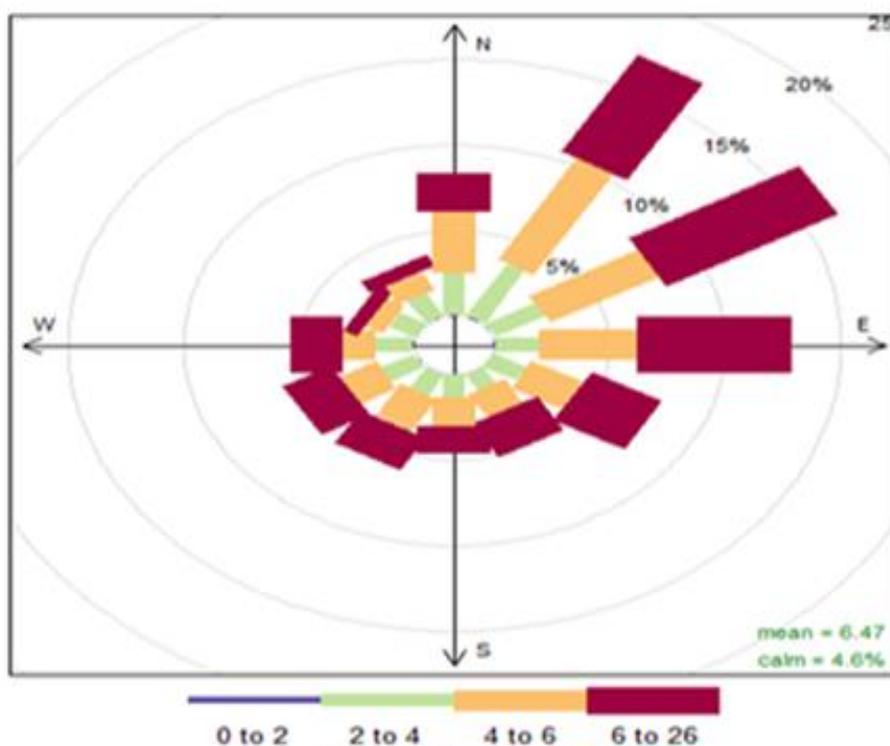


Fig. III.9 Rose du vent Adrar (2005-2014) m/s

À partir de l'analyse des classes de vitesse des vents on peut dire que en général, les classes des vitesses [6-10] est la classe qui présente la plus grande nombre d'occurrences voir (Tableau III. 5)

Tableau III. 5 Analyse par classe de vitesse du vent. Adrar (2005 -2014)

classe V m/s	Calme	[1-5]	[6-10]	[11-15]	>16
Jan	3.3%	45.2%	45.9%	5.2%	0.4%
Fév	4.5%	39.3%	46.1%	9.1%	1.0%
Mar	3.5%	37.5%	49.7%	8.4%	0.9%
Avr	4.8%	33.0%	48.8%	12.4%	1.0%
Mai	3.1%	32.9%	50.7%	12.7%	0.7%
Jun	6.0%	39.1%	47.0%	7.7%	0.3%
Jul	4.9%	34.8%	49.6%	10.4%	0.2%
Aou	4.0%	38.2%	51.2%	6.5%	0.1%
Sep	7.2%	44.8%	42.5%	5.3%	0.3%
Oct	5.3%	46.9%	42.3%	5.4%	0.2%
Nov	6.5%	46.5%	42.8%	4.1%	0.2%
Déc	2.9%	47.5%	45.7%	3.9%	0.1%
moy anuel %	4.7%	40.5%	46.9%	7.6%	0.4%

Chapitre IV:
Etude du Jet de Basses Couches

IV. Etude du Jet de Basses Couches

Ce chapitre est consacré à une synthèse bibliographique sur les origines du jet de basses couches, son mécanisme de formation et ses conséquences, et une application sur la zone de BBM

IV.1. Mouvements horizontaux du vent dans la dynamique de l'atmosphère

Le vent est un mouvement des masses d'air provoqué par le réchauffement de la surface de la terre et la rotation de celle-ci autour de son axe.

Le mouvement du vent horizontal est régi par trois forces : la résultante du gradient de pression, la force de Coriolis et les forces de frottements au sol.

IV.1.1. La force du gradient de pression

Lorsque le soleil éclaire la Terre, l'angle d'incidence du rayonnement solaire varie de l'équateur où il est perpendiculaire à la surface, aux pôles où il est rasant. Cette variation angulaire provoque un réchauffement inégal de la surface terrestre. Ce réchauffement différentiel du globe ainsi que la nature des sols et la répartition des océans et des terres produisent des différences de pression à la surface de la Terre. Le gradient de pression entraîne un déplacement des masses d'air des hautes pressions vers les basses pressions

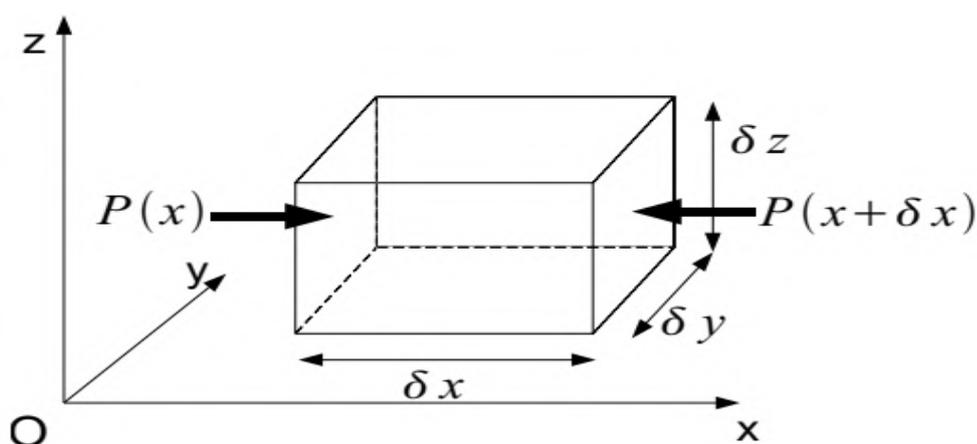


fig. IV. 1 la force de gradient de press

La force de pression s'exerçant sur une surface S est normale cette surface et sa norme vaut PS. Pour une parcelle d'air de volume

$dv = dx \cdot dy \cdot dz$ (fig. IV.1) la force de pression totale dans la direction (ox) vaut donc

$$F_{p_x}^* = P(x) \cdot \delta y \delta z - P(x + \delta x) \cdot \delta y \delta z = \left(-\frac{\partial P}{\partial x} \cdot \delta x \right) \quad (IV.1)$$

La force de pression massique est donc :

$$F_{p_x} = \frac{F_{p_x}^*}{(\rho \delta x) \delta y \delta z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \quad (IV.2)$$

On peut faire un calcul identique dans les direction s (Ox) et (Oy)

Finalement la force de pression massique vaut

$$\vec{F}_p = -\frac{1}{\rho} \begin{pmatrix} \frac{\partial P}{\partial x} \\ \frac{\partial P}{\partial y} \\ \frac{\partial P}{\partial z} \end{pmatrix} = -\frac{1}{\rho} \overrightarrow{grad p} \quad (IV.3)$$

La composante horizontale de la force de pression est oppose au gradient horizontale .elle est donc:

- Dirigée des hautes vers les basses pressions, perpendiculairement aux isobares
- Inversement proportionnelle à l'écartement des isobares

IV.1.2. La force de Coriolis

La force apparente de Coriolis vaut $\vec{F}_c = -2\Omega \wedge v_r$. Cette «force» étant orthogonale à la vitesse, sa puissance est nulle : la force de Coriolis va dévier le mouvement relatif mais ne peut pas modifier la vitesse du vent ou des courants. Dans le repère (i,j, k)ses composantes sont: [16]

$$\vec{F}_c = -2\Omega \begin{pmatrix} 0 \\ \cos \varphi \\ \sin \varphi \end{pmatrix} \wedge \begin{pmatrix} u \\ v \\ w \end{pmatrix} = -2\Omega \begin{pmatrix} w \cos \varphi - v \sin \varphi \\ u \sin \varphi \\ -u \cos \varphi \end{pmatrix} \quad (IV.4)$$

En pratique, la composante verticale de \vec{F}_c (dirigée suivant k) est négligeable devant \vec{g} et les forces de pression (fig. IV 2). Sur l'horizontale, la force due à la vitesse verticale W est faible également car $W \ll U$ pour des mouvements d'échelle

supérieure à 10 km. Il reste donc uniquement la composante horizontale de \vec{F}_c due aux mouvements horizontaux

$$\vec{F}_c = -2\Omega \sin \varphi \begin{pmatrix} -v \\ u \end{pmatrix} \quad (\text{IV.5})$$

Ou sous forme vectorielle

$$\vec{F}_c = -f \hat{K} \wedge \vec{v}_h \quad (\text{IV.6})$$

Où \vec{v}_h est la vitesse horizontale et $f = 2\Omega \sin \varphi$ est appelé facteur de Coriolis. Aux moyennes latitudes Dans l'hémisphère nord

La force de Coriolis est issue de la rotation de la Terre autour de son axe. Elle produit une déviation des vents, vers la droite (sens horaire) dans l'hémisphère nord et vers la gauche (sens antihoraire) dans l'hémisphère sud

IV.1.3. Les forces de frottement au sol

Comme la terre n'est pas lisse et possède un relief à sa surface, cette configuration exerce une résistance aux déplacements des masses d'air près du sol. Ces forces de frottement traduisent la friction turbulente de l'air avec le sol. L'effet de ces frottements réduit au voisinage du sol l'influence de la force de Coriolis ainsi que la vitesse du vent. Au-delà de la couche limite, cet effet disparaît et les vents circulent parallèlement aux isobares. Le vent horizontal résulte donc de la force de Coriolis, de celle du gradient horizontal de pression atmosphérique et de la force du frottement des particules d'air sur la surface. Dans le repère terrestre cet équilibre est régi par l'équation

$$\frac{\partial \vec{V}_h}{\partial t} = -f \cdot \hat{K} \wedge \vec{V}_h - \frac{1}{\rho} \vec{P} + \frac{\partial \vec{\tau}_{ij}}{\partial x_j} \quad (\text{IV.7})$$

(I) (II) (III)

où

→ \vec{V}_h représente la vitesse horizontale du vent.

→ \hat{k} est le vecteur unitaire vertical.

→ τ_{ij} est le tenseur de contraintes du fluide.

Le terme (I) représente la force de Coriolis, le terme (II) est la force liée au gradient de pression, le terme (III) est la résultante des forces de frottement horizontales. Dans le

repère météorologique où U est le vent zonal (orienté vers l'est) et V le vent méridien (orienté vers le nord), l'équation (IV.7) s'écrit :

$$\frac{\partial U}{\partial t} = \rho f V - \frac{\partial P}{\partial x} + \rho \left(\frac{\partial \tau_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_x}{\partial y} + \frac{\partial \tau_x}{\partial z} \right) \quad (\text{IV.8})$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -\rho f U - \frac{\partial P}{\partial y} + \rho \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} + \frac{\partial \tau_y}{\partial y} + \frac{\partial \tau_y}{\partial z} \right) \quad (\text{IV.9})$$

dans la troposphère libre, en situation stationnaire (loin des fronts et des zones de forte courbure des isobares), on peut négliger l'accélération horizontale ainsi que le frottement de la surface. Le vent (U_g, V_g), dit géostrophique, résulte de l'équilibre entre la force de Coriolis et la résultante des forces de pression, soit :

$$U_g = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial P}{\partial y} \quad (\text{IV.10})$$

$$V_g = -\frac{1}{\rho f} \frac{\partial P}{\partial x} \quad (\text{IV.11})$$

Le vent de la couche limite (U, V) vérifie par contre:

$$\frac{\partial U}{\partial t} = f(V - V_g) + \rho \left(\frac{\partial \tau_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_x}{\partial y} + \frac{\partial \tau_x}{\partial z} \right) \quad (\text{IV.12})$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = f(U - U_g) + \rho \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} + \frac{\partial \tau_y}{\partial y} + \frac{\partial \tau_y}{\partial z} \right) \quad (\text{IV.13})$$

Si l'on passe des valeurs instantanées aux valeurs moyennes, on fait apparaître, dans le membre de droite de les équations (IV.12) et (IV.13) un terme turbulent qui exprime la divergence verticale du flux de quantité de mouvement. L'extrémité du vecteur vent horizontal décrit, dans la couche limite et en fonction de l'altitude, une spirale, appelée spirale d'Ekman. La journée, les frottements sont importants dans la couche limite car la turbulence transporte verticalement la quantité de mouvement générée par le frottement de l'air à la surface

IV.1.4 Variation verticale de la vitesse du vent

Dans la couche limite de surface, le vent varie avec la rugosité du terrain et avec l'altitude. En effet, la rugosité du terrain (obstacles naturels ou artificiels) freine le vent de façon plus ou moins marquée. C'est ainsi que, les montagnes, les collines, les forêts, les herbes, les buissons et les constructions freinent considérablement le vent au sol. En revanche, les terrains sablonneux, les savanes sèches influencent très peu les vitesses du

vent. Comme conséquence, la vitesse du vent augmente avec l'altitude. C'est pourquoi au 19^{ème} siècle, les moulins à vent étaient généralement installés au sommet des collines, afin de capter le maximum d'énergie possible.

Pour retrouver la vitesse du vent à un niveau différent du point de mesure, on procède souvent à une extrapolation verticale des données du vent. La majorité des travaux, sur la variation du vent avec la rugosité et avec l'altitude dans la couche limite de surface, est basée sur la théorie de similitude de Monin-Obukhov (1954). La variation du module du vent avec la hauteur se produit essentiellement dans la couche de surface (dans laquelle on considère les flux comme conservatifs) où elle suit une loi de logarithmique. L'expression suivante, issue de la théorie de similitude, exprime la vitesse du vent horizontal V_h en fonction de la rugosité et de l'altitude Z

IV .1.5. définition des courants jets

un courant jet: est un axe de vent fort en altitude. Le vent en altitude est modifié par des variations spatiales de température. Généralement, plus le gradient horizontal de température est important, plus le vent souffle fort. **Un jet : est donc** une zone de fort gradient horizontal de température. Les zones baroclines sont donc souvent associées à un jet

IV .1.6. définition d'un jet de basses couches

Aucune définition unique du terme «jet de basse couche » n'existe pas dans la littérature. C'est principalement en raison du fait que les maxima du vent à basse altitude dans la couche limite se produisent dans un nombre de situations assez différentes: avec une baroclinité à forte échelle synoptique; avec des fronts; en cas d'accélération advectives; en relation avec les barrières de montagne si le partage et la confluence des flux se produisent; dans les terres et les mers, dans les vents de montagne et de vallée; et enfin dans le flux de couche limite a géostrophique, quand la stratification stable réduit le mélange (pendant la nuit) et ainsi une oscillation nocturne conduit à des vitesses de vent super géostrophiques [19].

courant-jet de basses couches : terme plus général, proposé par des météorologues d'Environnement Canada et de Météo-France.

[<http://www.meteofrance.fr/publications/glossaire/150103-courant-jet>]

courants-jets de basses couches; jets de basses couches : zones de vent très fort qui naissent parfois dans les couches de l'atmosphère proches du sol :

[<http://www.meteofrance.fr/publications/glossaire/150103-courant-jet>]

IV.2.3. Courant-jet de bas niveau

On utilise la notion et le terme de courant-jet pour qualifier des zones de vent très fort qui se développent dans certaines conditions dans les basses couches de la troposphère (entre la surface et 700 hPa): les courants circulant alors dans ces zones sont appelés des courants-jets de basses couches ou jets de basses couches. La vitesse du vent n'y atteint cependant pas la même intensité que dans les courants-jets d'altitude décrits ci-dessus.[<http://www.meteofrance.fr/publications/glossaire/150103-courant-jet>]

Ces jets de bas niveau sont formés de la même façon mais ce qui détermine la hauteur du jet n'est pas la tropopause dans ce cas. C'est plutôt une inversion dans la structure thermique de l'atmosphère qui sert à la même fonction.

En effet, selon la masse d'air, la température peut s'inverser temporairement à un certain niveau à cause d'advection de températures plus chaudes à ce niveau (structure d'un front chaud), de subsidence d'air sec venant d'altitude selon le gradient thermique adiabatique ou par radiation près du sol (ciel clair la nuit).

IV.2.4. Courant-jet de barrière

L'air en mouvement près du sol suit les contours du terrain. Lorsqu'il rencontre un obstacle, il doit remonter sa pente et il diminue de température selon la loi des gaz parfaits. La couche d'air au-dessus de la première étant plus chaude que l'air soulevé, elle limite l'altitude que l'air de surface peut atteindre sur la pente de l'obstacle car la parcelle soulevée y subit une poussée d'Archimède vers le bas. Si la stratification de l'air est importante, l'air ne peut atteindre le sommet et on a création d'un fort vent parallèle à l'obstacle, et en amont de celui-ci, que l'on appelle le courant-jet de barrière

[<http://www.meteofrance.fr/publications/glossaire/150103-courant-jet>]

IV.2.1. Description du jet de basses couches

Nous avons vu au chapitre I que la couche limite planétaire est la partie inférieure de l'atmosphère directement influencée par la surface terrestre. Durant la nuit, la couche limite planétaire n'est plus alimentée par l'énergie solaire et la surface se refroidit plus vite que l'air qui la surmonte. Dans le cas général, la couche de surface nocturne est stable et de ce fait souvent composée de minces couches stratifiées avec des propriétés physiques et chimiques différentes. Dans cette couche, les vents présentent souvent des comportements complexes, bien éloignés du profil vertical logarithmique caractéristique de la couche de surface diurne.

Le jet de basses couches correspond à un pic de vent sur le profil vertical, qui se forme dans les basses couches, au niveau de la couche d'inversion nocturne et disparaît pendant la journée. La plupart des auteurs font état d'heures d'occurrence très tôt le matin (3h00 à 6h00). La figure:4.2 montre un exemple des variations du profil vertical du jet de basses couches observé au cours d'une nuit pendant l'expérience WANGARA, en Australie

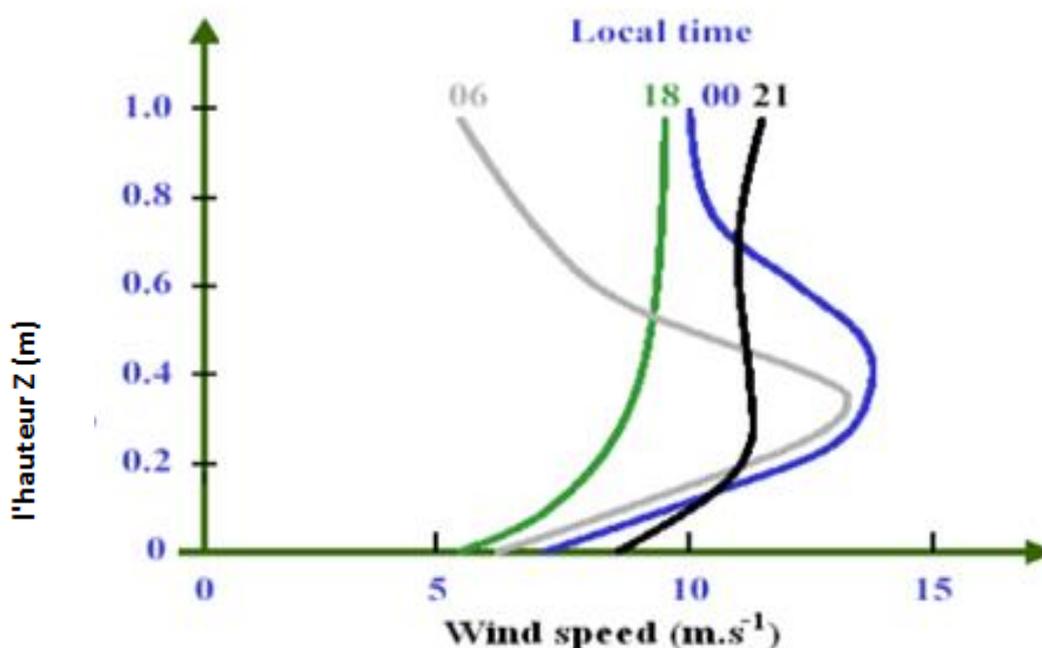


fig. IV. 1 Evolution du jet nocturne (l'expérience ANGARA) .[1]

Les chiffres correspondent aux heures de mesure des profils On s'accorde à dire que le maximum d'intensité du jet de basse couche se situe au sommet de la couche de

surface nocturne comme on l'indique sur la **fig. IV.2**. Cependant un certain nombre d'auteurs montrent que la position verticale du maximum est très variable spatialement et ne correspond pas toujours au sommet de la couche de surface nocturne. [1] en général, le maximum se trouve à un niveau inférieur à 500 m AGL. ont remarqué, dans une étude climatologique, que les jets les plus forts se produisent plus haut en disant que le jet se renforce au cours de la nuit, en même temps que la stabilité de la couche de surface nocturne se renforce, ce qui décale vers le haut le niveau de l'inversion, niveau où le jet apparaît d'après ses statistiques. Il y a des études montrent aussi que la hauteur absolue du niveau du pic du jet suit les lignes de pression enregistrées au niveau de la mer et n'est pas influencée par le relief [1]

Par ailleurs, le niveau du maximum évolue au cours du temps, pendant la nuit.

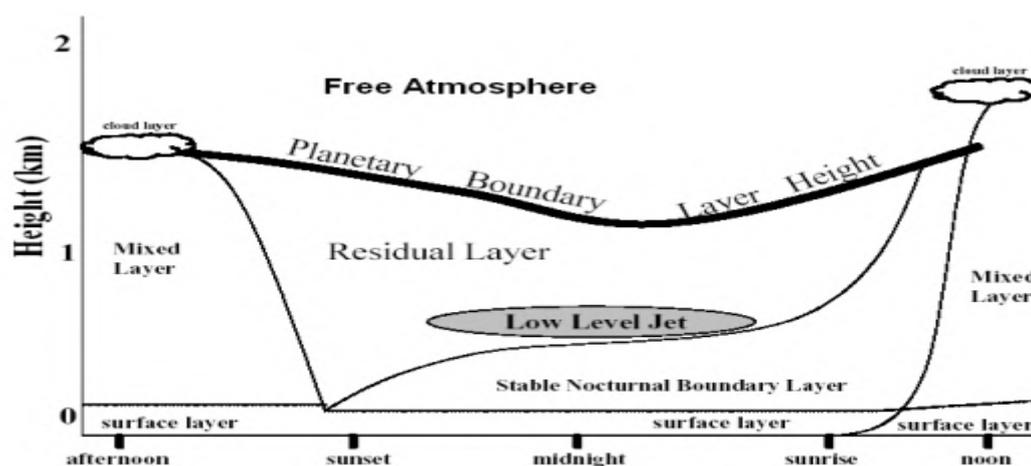


fig. IV. 2 Position du jet de basses couches dans la C.L. P. [1]

Le jet de basses couches a été décrit en Afrique depuis les années 1930, mais l'engouement pour son étude n'a débuté que vers les années 1950 suite aux travaux de Blackadar (1957). Ce jet de basses couches est couramment appelé jet nocturne ou nocturnal low level jet en anglais.

Le jet nocturne est observé sur tous les continents (Fig. 4.3). Il se développe en Afrique depuis les années 1960.[1]

Ces régions d'apparition fréquente du jet nocturne ont la particularité d'être soit des lieux d'existence d'un fort gradient de température entre deux surfaces (exemple du Sahel), ou bien situées près d'une grande chaîne de montagnes. La **fig. IV.3** présente les régions du monde où le jet nocturne est connu ou supposé se produire régulièrement.

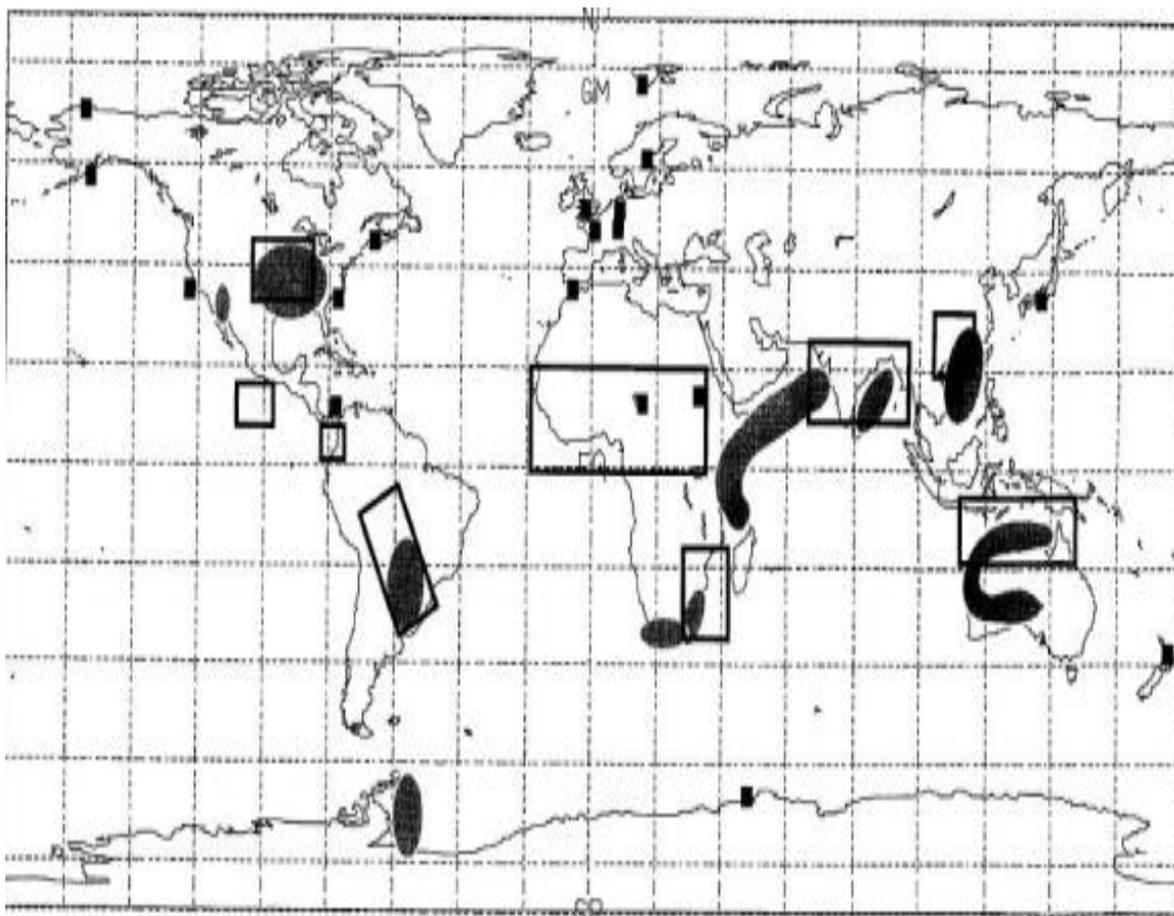


fig.IV. 3 Régions où le jet de basses couches est observé (carrés pleins), connu pour se produire régulièrement (ovales), et enfin où les systèmes convectifs de méso-échelle se produisent fréquemment en été (rectangles évidés) [1]

IV.2.2. Mécanisme de formation du jet de basses couches

En fin d'après-midi, quand la surface se refroidit et que la couche limite n'est plus alimentée en chaleur, la turbulence diminue très rapidement et le frottement ne reste effectif que très près de la surface.

La couche de surface nocturne, stable, qui résulte du refroidissement de la surface déconnecte la couche limite du frottement de la surface. Le terme de frottement disparaît de les équations (fig. IV.12).(fig. IV.13) On a alors :

$$\frac{\partial U_N}{\partial t} = f(V_N - V_g) \quad (\text{fig. IV.14})$$

$$\frac{\partial V_N}{\partial t} = -f(U_N - U_g) \quad (\text{fig. IV.15})$$

En combinant ces deux équations et en supposant que le vent géostrophique est stationnaire, on obtient une équation différentielle de la forme

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial t^2} + f^2 \Phi = 0 \quad (\text{fig. IV.16})$$

où $\Phi = UN - Ug$ ou $VN - Vg$. La solution est une oscillation sinusoïdale, de pulsation f , le paramètre de Coriolis et de période $2\pi/f$

$$U_N = U_g + A \sin(ft) + B \cos(ft) \quad (\text{fig. IV.17})$$

$$V_N = V_g - B \sin(ft) + A \cos(ft) \quad (\text{fig. IV.18})$$

A et B dépendent des conditions à l'origine, à savoir du vent de la couche limite enfin d'après-midi. Physiquement, le phénomène se traduit par une relaxation de la convection diurne quand le frottement disparaît. L'inertie provoque une oscillation qui conduit à une accélération du vent et un module du vent souvent super-géostrophique. Très près de la surface, le frottement n'a pas complètement disparu aussi l'accélération est-elle maximale à quelques centaines de mètres au-dessus de la surface.

Plus haut, dans la couche résiduelle, le vent diurne était plus proche du vent géostrophique (le frottement était moins important), aussi la relaxation de fin d'après-midi est-elle moins intense, et le jet nocturne est moins fort.

Aux latitudes moyennes, en France par exemple, la période du jet est de 17h environ, ce qui signifie que le maximum du jet se produit environ 8 h après l'extinction de la turbulence.

A Niamey, cette période est de plus de deux jours (57h). Dans les deux cas, le jet est détruit le matin (donc avant la fin de la période d'oscillation), quand la turbulence réapparaît. Parallèlement à une augmentation du module du vent liée à l'oscillation inertielle, on observe une modification de la direction du vent.

Le vent est dévié vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud..

A Niamey, le phénomène de jet est accentué par le fait que le vent géostrophique, qui est un vent thermique provoqué par la dépression de température au niveau du Sahara, présente un maximum vers 18h (il est déphasé par rapport au maximum de température au niveau du Sahara. [1])

Certains auteurs attribuent d'autres causes que l'oscillation inertielle à la formation du jet de basses couches :

Les blocages d'air stable en présence de relief, les vents thermiques liés à la pente ou aux gradients horizontaux de température (brises de mer ou de terre) peuvent aussi générer des jets dans les basses couches qui présentent des oscillations à l'échelle diurne. Par contre certains jets, associés à des forçages synoptiques de grande échelle sont à placer dans une autre catégorie :

En général leur variation diurne est faible et leur développement dépasse souvent l'épaisseur de la couche limite

IV.2.3 Conséquences des jets de basses couches

Le jet de basses couches intervient efficacement dans le transport d'humidité et de la pollution atmosphérique de l'air. [1].

La vapeur d'eau ou les polluants advectés par le jet de la nuit sont transportés verticalement par la turbulence pendant la journée et peuvent pénétrer dans la troposphère libre par l'intermédiaire de l'entraînement.

Ce transport vertical d'humidité peut favoriser la convection, d'autant plus que ce jet se superpose parfois à un jet d'altitude. Les courants de jet sont aussi à la base des forts cisaillements de vent constatés dans les aéroports, près de la surface et qui compromettent régulièrement les atterrissages et les décollages des avions la nuit

Le jet de basses couches est aussi à l'origine du soulèvement d'importantes quantités de poussières (tempête de sable ou aérosols) dans certaines régions [1]

IV.3. Application à la région de BBM

Dans cette partie de la présente étude on va faire une étude pratique concernant le phénomène de JBC et on commence par la contexte climatique locale et contexte synoptique

IV.4.1 Contexte climatique locale

Comme on a vu dans le chapitre précédant (étude climatique) la zone de BBM caractérisée par un climat saharien aride notamment le vent en surface

qui souffle du Nord , Nord-est et Est avec une valeur maximum moyenne mensuelle entre 6.5 et 11 m/s voir (Tableau IV.1)

À partir de l'analyse des classes de vitesse des vents en surface on constate en général, que les classes des vitesses [6-10] et [1-5] sont les classes qui présentent la plus grande nombre d'occurrences (tableau IV.1) avec des directions dominantes (Nord et Nord-est) et de 30 % Voir (fig. III..2) et (Tableau IV 1)

Pour le mois de juin et a travers l'analyse des classe de vitesse des vents en surface sur la période : 2005-2014 on constate que les classes des vitesses [1-5] et [6-10] sont les classes qui présentent la plus grande nombre d'occurrences par des valeurs 28.1 % et 26.8 successivement voir (Tableau IV .1).

Concernant la direction dominante est (Nord et Nord-est) de 9,9% à 8,9% voir(Fig.III.2 au chapitre III)

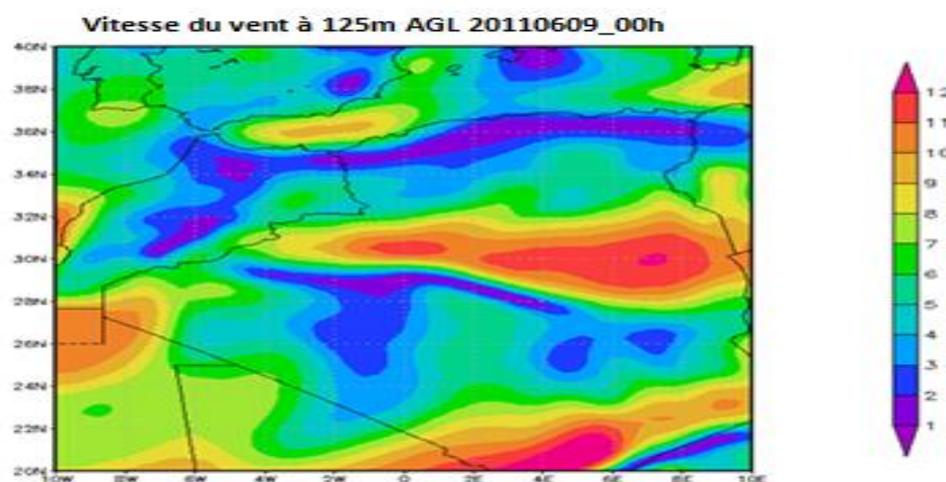
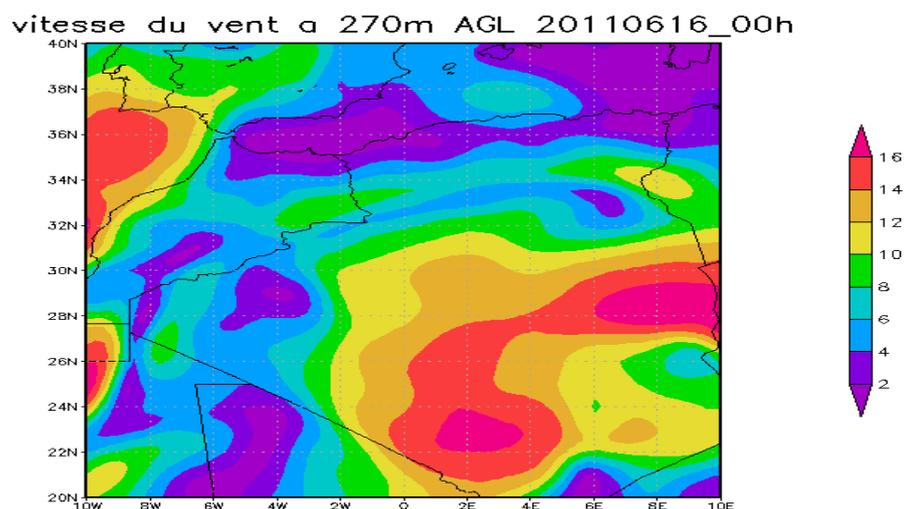
Tableau IV. 1 Analyse par classe de vitesse du vent.(BBM-juin-2005-2014)

classe V m/s	Calme	[1-5]	[6-10]	[11-15]	>16
Jan	40.6%	30.7%	25.0%	3.5%	0.2%
Fév	42.3%	29.8%	23.5%	3.9%	0.4%
Mar	37.7%	30.0%	28.7%	3.1%	0.4%
Avr	39.4%	29.8%	26.5%	4.0%	0.3%
Mai	41.9%	26.7%	26.9%	4.4%	0.2%
Jun	37.9%	28.1%	26.8%	6.5%	0.8%
Jul	32.4%	25.7%	32.5%	8.4%	1.0%
Aou	33.7%	26.4%	31.8%	7.1%	1.0%
Sep	34.3%	32.7%	28.0%	4.5%	0.5%
Oct	46.3%	29.6%	20.8%	2.9%	0.4%
Nov	47.3%	34.6%	16.9%	1.1%	0.0%
Déc	48.3%	30.8%	17.9%	2.7%	0.2%
moy anuel %	40.2%	29.6%	25.4%	4.4%	0.5%

IV.4.1. Contexte synoptique

A l'échelle synoptique le jet nocturne se produit souvent, sur la zone de BBM et s'étend sur toute la région du Sahara central Sud-ouest Algérien comme l'indique la figure. 4.5 au niveau 270 m AGL à 00 h de la journée 16/06/2011 dont on trouve un courant de jet bien localisé sur la zone étudiée

avec une intensité importante enverrons de 16 m/s. Cependant au niveau de 125 m AGL à 00h pour la journée 09/06/2011 on remarque aussi un courant jet de basses couches bien localisé sur la zone de BBM. A l'échelle temporelle, ce phénomène dure généralement quelques heures



IV.5. Données et Méthodes

IV.5.1. Données

Pour l'étude climatologique en surface, Nous utilisons les données d'observations de la station météorologique de BBM, sur une période de 10 années (2005-2014).

Pour l'analyse de la structure verticale, nous utilisons les profils verticaux des données radiosondages mesurés à BBM au mois de juin 2011, lors d'une campagne de mesure internationale nommée FENNEC [2]. Nous utilisons également pour la même période les données issues des réanalyses Era-intérim du centre Européen de prévision météorologiques à moyen terme ECMWF.

IV.5.1.1. Le centre ECMWF

De l'anglais (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) qui signifie Centre Européen pour la Prévision Météorologique à Moyen terme. Parmi ces activités scientifique est la réalisation des données de ré analyse global des données de la surface terrestre couvrant la période de 1979 à aujourd'hui et la description de l'évolution des éléments météorologique.

IV.5.1.2. Historique des réanalyses ECMWF

Le premier produit de réanalyse, ERA-15, a généré des réanalyses pendant environ 15 ans, de décembre 1978 à février 1994.

Le deuxième produit, ERA-40 (initialement prévu comme une réanalyse de 40 ans) débute en 1957 et couvre 45 ans à 2002. En tant que précurseur d'un produit de réanalyse étendu révisé pour remplacer l'ERA-40, le **ECMWF** a publié ERA-Intérim, qui couvre la période de 1979 à aujourd'hui. Un nouveau produit de réanalyse ERA5 a récemment été publié par ECMWF dans le cadre de Copernic US Climate Change Services. Ce produit a une résolution spatiale plus élevée (31 km) et couvre la période de 2010 à 2016.

En plus des réanalyses de toutes les anciennes données en utilisant un système cohérent, le système d'assimilation utilise également beaucoup de données archivées qui n'étaient pas disponibles pour les analyses originales. Cela permet de corriger de

nombreuses cartes historiques tracées à la main où l'estimation des caractéristiques était commune dans les zones de faible densité de données.

La capacité est également présente pour créer de nouvelles cartes des niveaux d'atmosphère qui n'étaient pas communément utilisés jusqu'à des périodes plus récentes.

IV.5.1.4. Pourquoi réanalyser?

Cette opération c'est fait pour Améliorer le modèle de prévision, la vérification des données, diagnostiques, et recherche scientifique et pour présenter des Services au sociétés

IV.5.1.5. L'utilisation des données de réanalyse

Les données réanalyses utilisés à plusieurs domaines de vie comme exemple utilisée pour la Recherche académique, validation de modèle, Applications de modélisation en aval, études d'impact du changement climatique, évaluation du potentiel d'énergie éolienne, analyse du risque de réassurance,

IV.6. Méthodologie

Pour caractériser les jets de basses couches sur la région de BBM. Les différents profils de vitesse et de température ont été interpolés à 00 h et 06 h près du sol (30 m) jusqu'à une altitude de 1050 m avec une intervalle de 30 m pour l'identification de l'inversion de température et la vitesse du vent maximale (corps du jet) qui se produisent dans la couche [0-500 m AGL]

La deuxième étape consiste à l'identification de l'occurrence du jet dans la phase nocturne (00 h TU) et au bon matin (06 h TU), durant toute la période du (09 au 30 juin 2011)

Pour cela nous avons pris conçue les critères :

- La vitesse maximale du vent est dans la couche [0-500 m]
- La détermination de la hauteur de l'inversion dans la même couche
- Le signe de cisaillement du vent au dessous et au dessus de corps de jet

Finalement une comparaison entre profils observés et profils issus des réanalyses ER-intérim est faite pour étudier la capacité des réanalyses à reproduire les caractères de jet dans cette région.

Au cours de cette étude, nous avons utilisé plusieurs logiciels et programmes pour le traitement des données, la cartographie des courbes et les cartes météorologiques :

Word, Excel, Logiciel R, Origine et (Grads, Panoply) pour le traçage des cartes météorologiques à travers les données réanalysées de ECMWF

IV.7. Résultats et analyse

Dans ce chapitre, nous présentons les différents profils de vitesse et température observées et réanalysées à BBM durant la période d'étude qui s'étend du 09 juin au 30 juin 2011 à fin de caractériser la structure verticale des jets. Aussi une vue synoptique des jets de basses couche sur cette période est présentée par le tracé des cartes des isothermes au niveaux pressions (975 et 925 hpa)

IV.7.1. les profils verticaux du vent et de la température

Nous obtenons les courbes indiquées dans les figures: (du fig.4.7. à la fig.4.15) qui représente les profils verticaux du vent et de température observés et réanalysés pour la période du 09 au 11/06/2011 à 00h et 06 h .L'analyse des profils montre que la température suit le même comportement durant toute la période, en générale l'inversion est bien reproduite pour tous les profils observés ou réanalysés avec une bon performance des réanalyses durant la phase nocturne (00h TU) en revanche les profils réanalysés sont plus chaud que les profils mesurés durant la matiné (06h TU) ce comportement peut être dû aux manque de données de température observés assimilés dans le model global

Concernant la vitesse du vent l'analyse montre que dans la plus part des cas le sommet de l'inversion de température concordent avec le pic de vitesse du vent à 0 h et 06 TU pour les différent profils observés et réanalysés.

Aussi une comparaison entre profils observés et réanalysés montre que les pics de vitesse sont sous-estimés par les données réanalysés dans la plus part des cas et durant toutes les heures ces résultats concordent avec les résultats Allen, C.J.T., and R.washington, [12]

L'altitude de pic de vitesse est identifiée à une hauteur inférieure à 500 m

Toute fois il faut signaler le comportement irrégulier de certains profils de vitesse qui sont en désaccord avec les profils réanalysés dû probablement à l'entrainement de ballon de radiosondage par vent fort en altitude

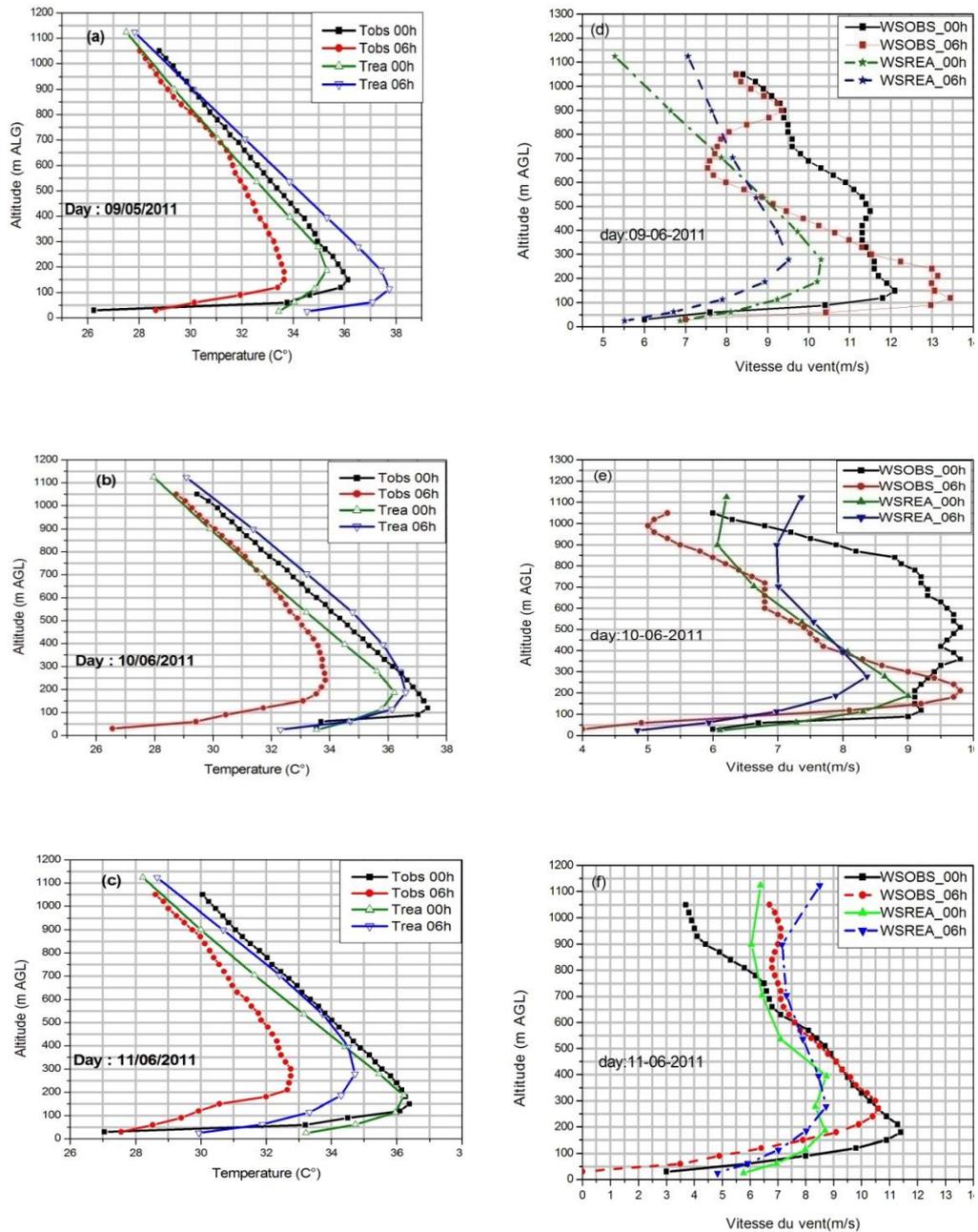


fig. IV.7 les profils verticaux de température et C°(a,b,c) observe et réanalyse et de vitesse du vent en m/s (d,e,f) pour les jours de (09-11)juin 2011 à 00 h et 06 h

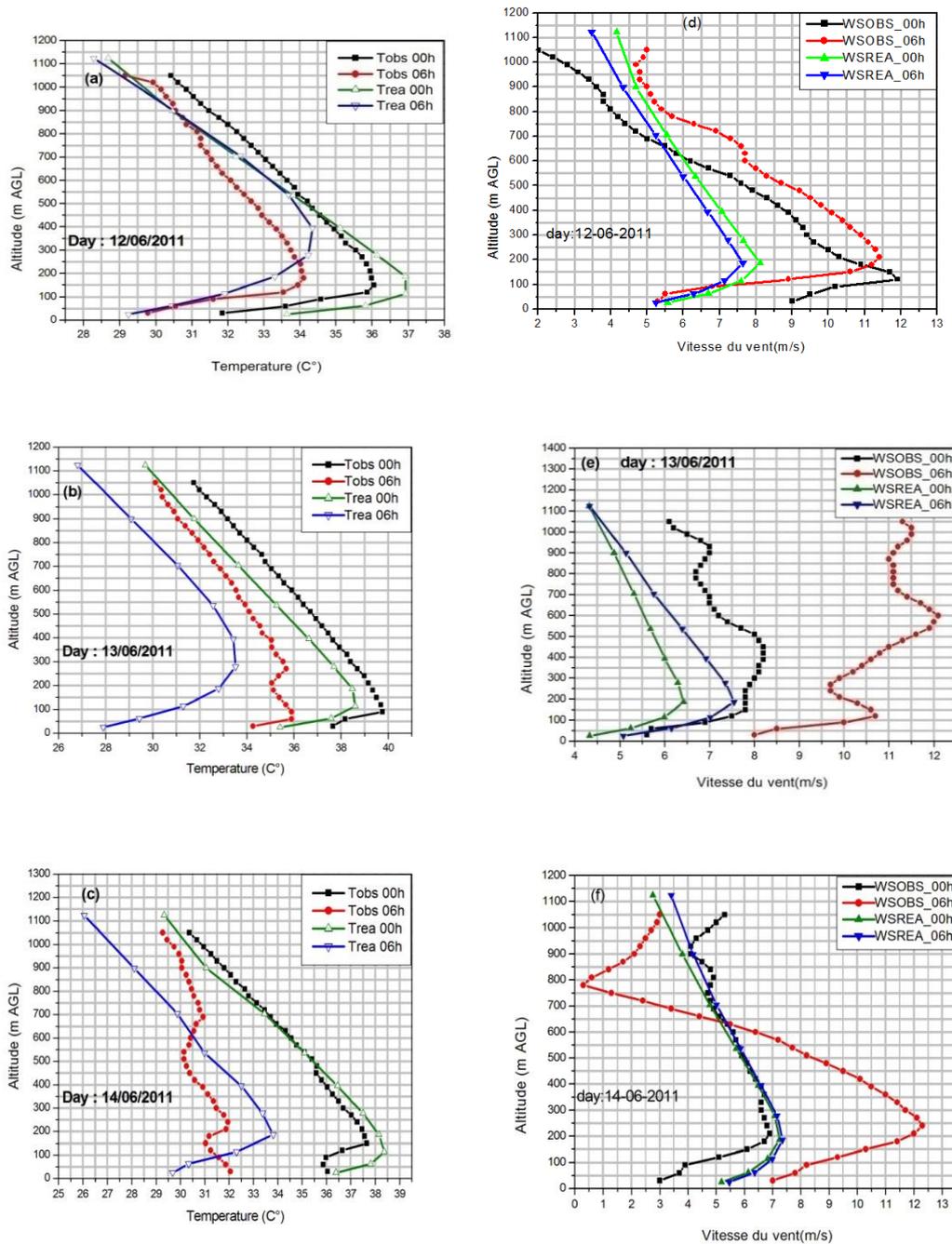


fig. IV.8 même chose que la fig. IV.7 pour les jours 12-14 juin 2011

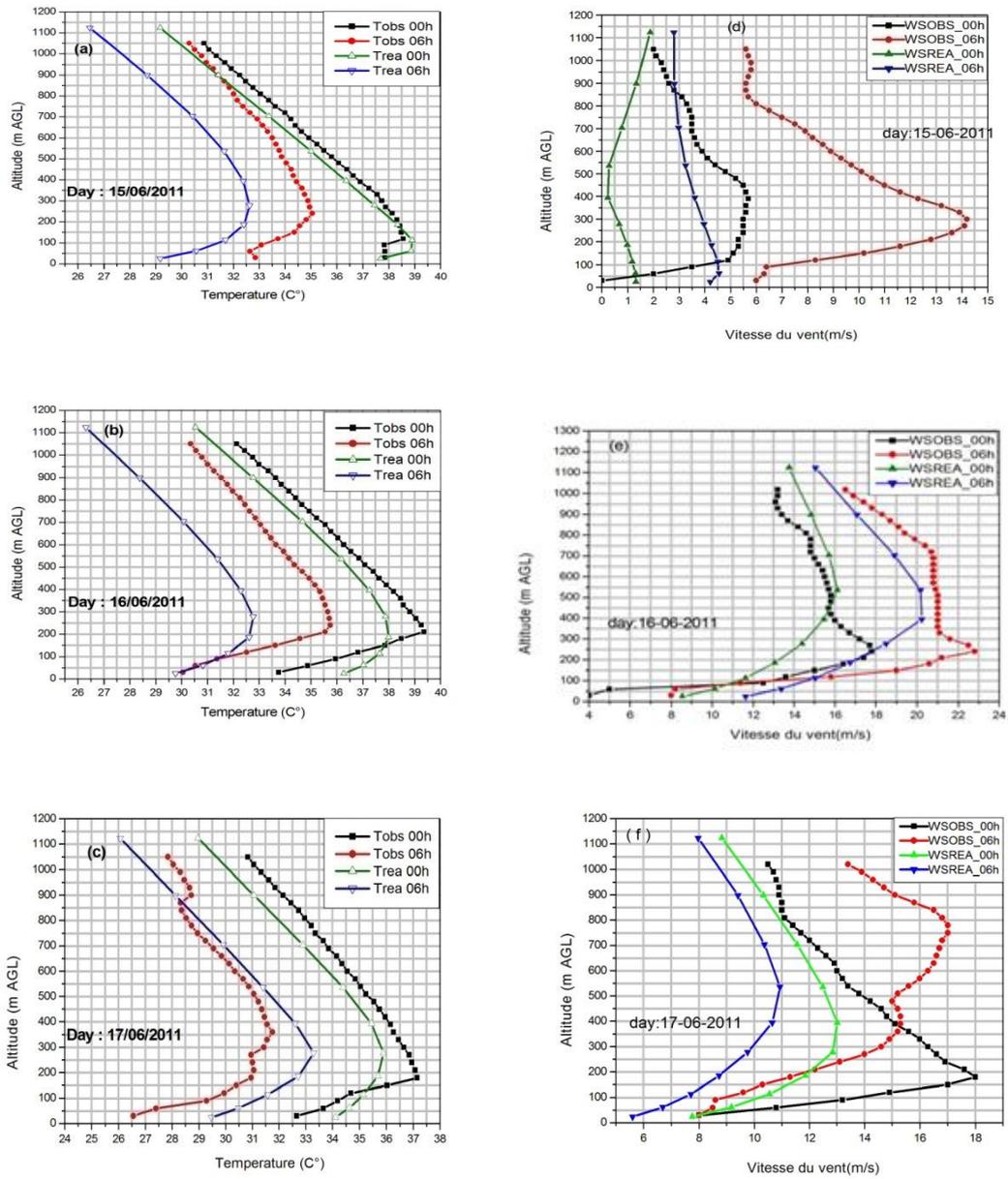


fig. IV..9 même chose que la fig. IV.7 pour les jours 15-17 juin 2011

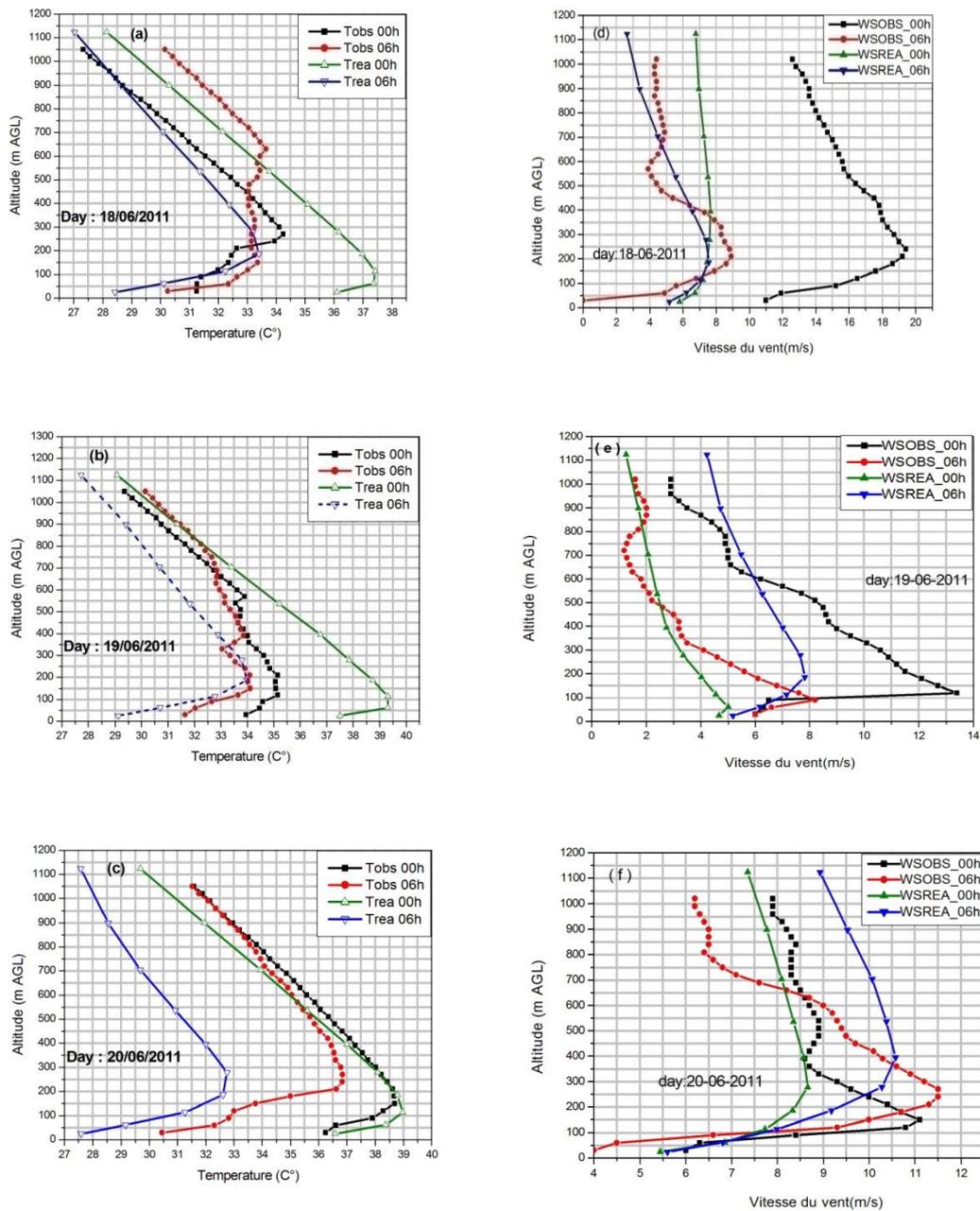


fig. IV.10 même chose que la fig. IV.7 pour les jours 18-20 juin 2011

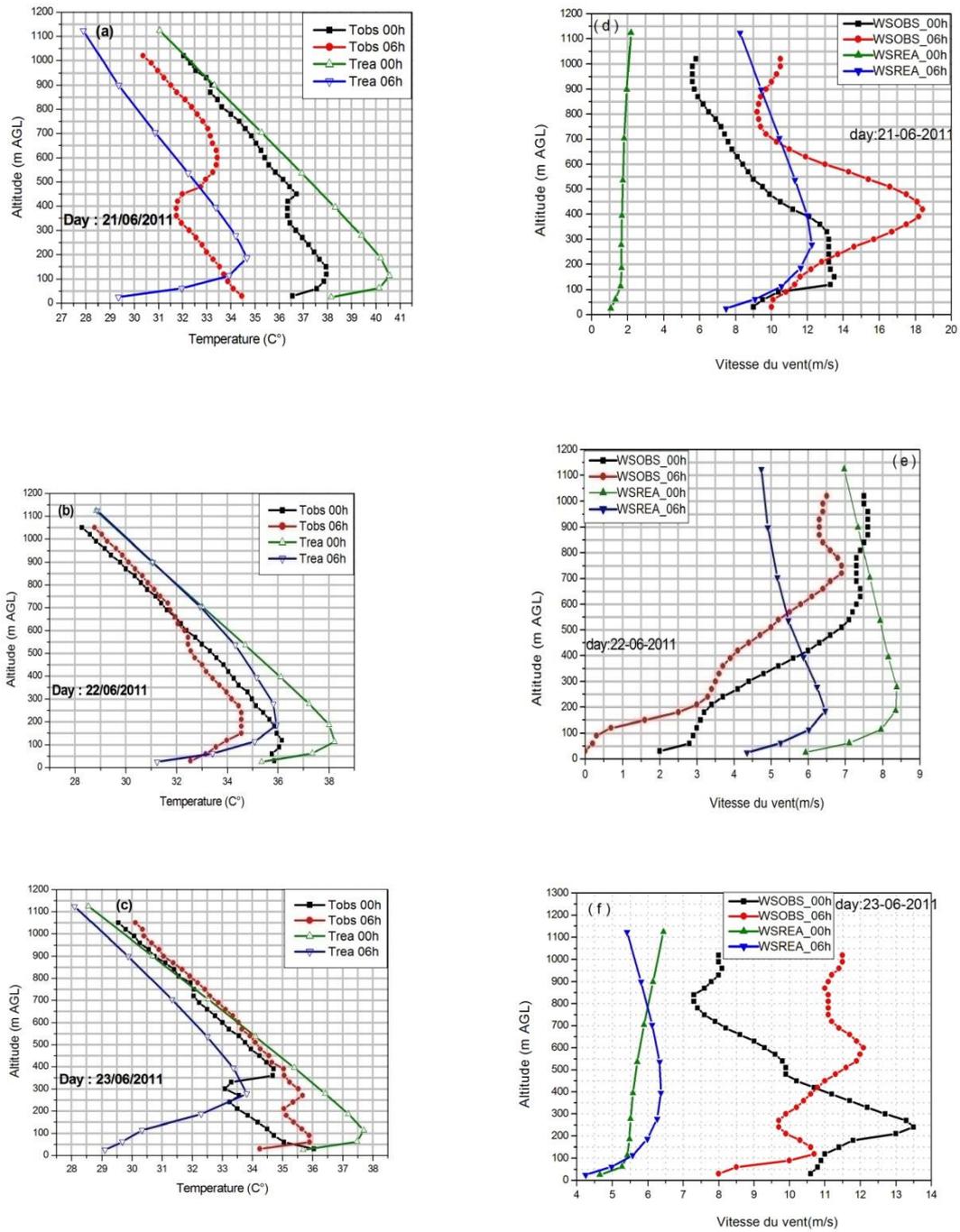


fig. IV..11 même chose que la fig. IV.7 pour les jours 21-23 juin 2011

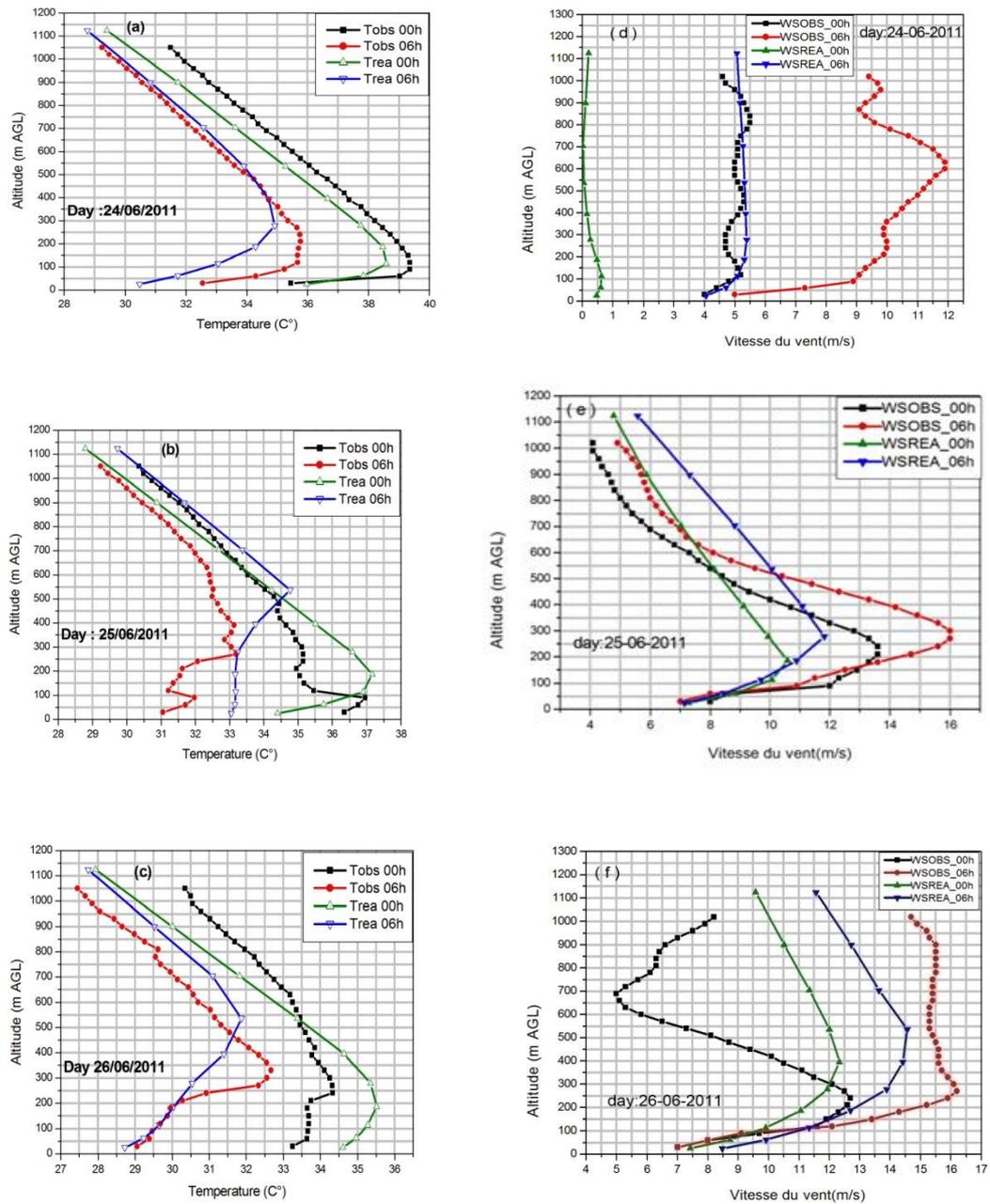


fig. IV.12 même chose que la fig. IV.7 pour les jours 24-26 juin 2011

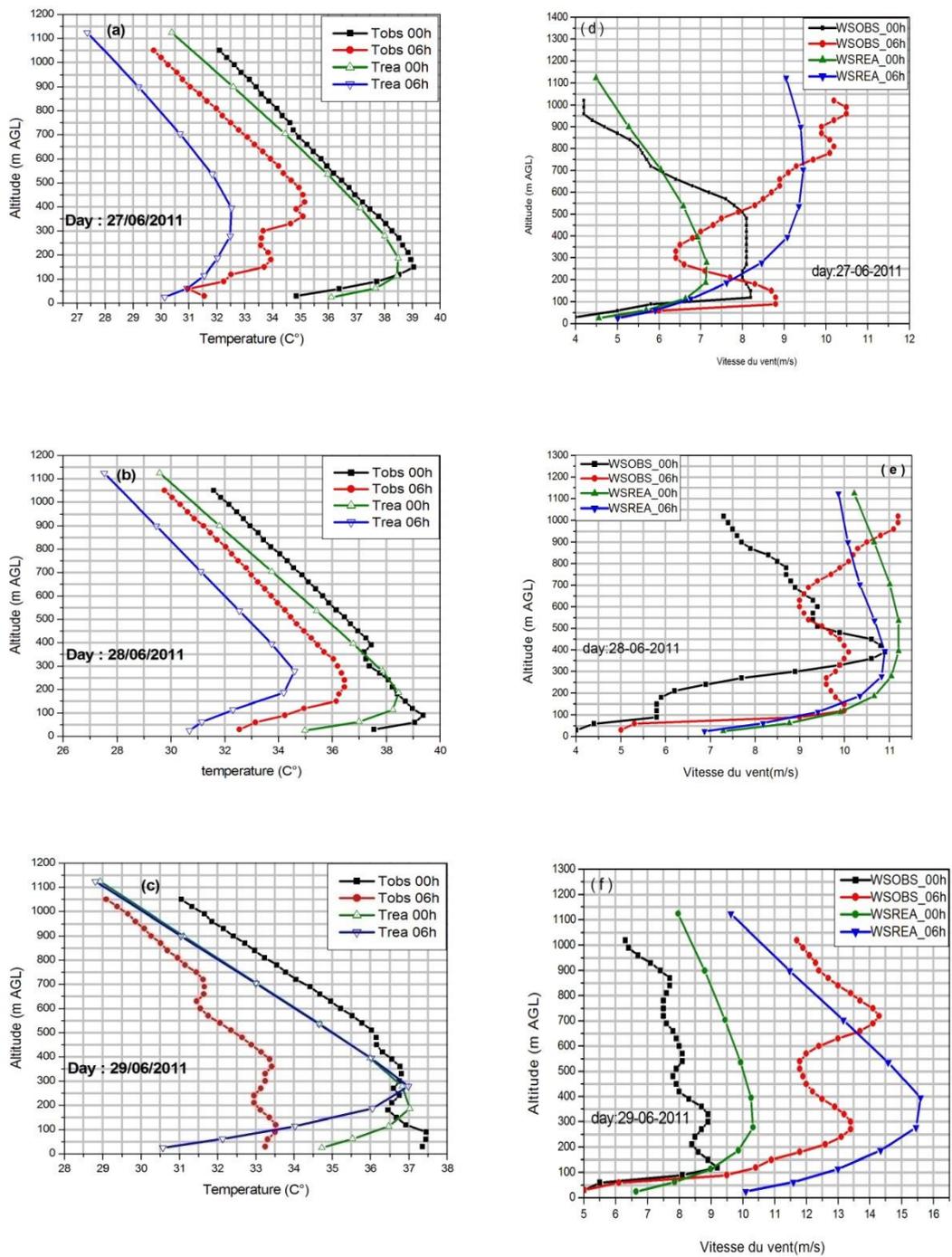


fig. IV.13 même chose que la fig. IV.7 pour les jours 27-29 juin 2011

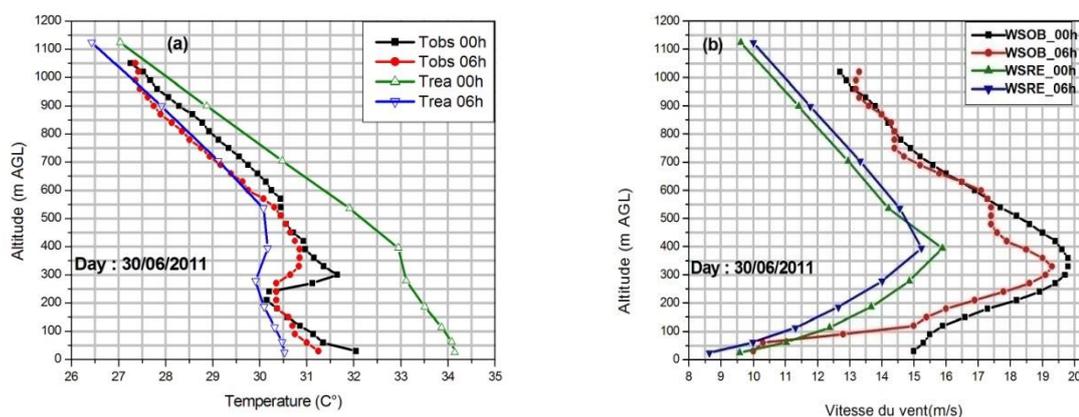


fig. IV..14 même chose que la fig. IV.7 pour la journées de 30 juin 2011

IV.6.2. Analyse de profils verticaux :

Les statistiques moyennes sur la période d'étude indique que les profils verticaux de vitesse du vent issus des réanalyses Era-intérim reproduisent d'une façon satisfaisante les profils observés malgré sous estimation du corps du jet de 3 m/s durant la nuit (à 00 h) comme le jour (à 06 h).

L'altitude moyenne du corps du jet est bien reproduite par les profils Era_intérim à 00 h TU et sur estimée à 06 h TU avec une différence de 100 m L'analyse des données du tableau:4.2 indique que les statistiques moyennes sur la période d'étude indiquent que la vitesse maximale du vent observée (19.8m/s à 00 h TU et 22.9 m/s à 06 h TU) est comparable à la vitesse maximale issue des réanalyses malgré une sous-estimation du corps du jet de 3 m/s à 00 h et 06 h TU.

L'altitude moyenne du corps du jet à 00 h TU est de l'ordre de 220 m et est bien produite par l'altitude issue des réanalyses ERA-interim qui est de l'ordre de 223 m En revanche, l'altitude moyenne du corps du jet à 06 h Tu qui est de l'ordre de 240 m est sur-estimée par les réanalyses ERA-interim d'une valeur de 100 m.

L'analyse des différents profils de vitesse montrent clairement que les LLJ à BBM sont actives dans la phase nocturne et sont localisés à une altitude inférieure à 300 m (220m)

Notre résultats près de résultats de Saïdou MADOUGOU dans son étude des LLJ sur la région de BAMAKO et Niamey. [1]

L'analyse des profils de température montrent que le corps du jet est localisé presque à la même altitude de l'inversion de température ceci à été indiqué par *BLAKADAR A.K.* dans son étude.[22]

Le tableau:4.3 indique une analyse par classe d'altitude du corps du jet de basses couches pour les deux période 00h et 06 h TU

Pour la période de 00 h les résultats montrent une prédominance des jets qui se produisent à une altitude inférieur à 300 m ALG avec un pourcentage de 82 % et avec une vitesse moyenne de 11 m/s.

La classe des jets qui se produisent entre 300 et 500 m vient en deuxième position avec un pourcentage 13.6 % et une vitesse moyenne du corps du jet de 12.7 m/s.

La classe des jets qui se produisent à une altitude supérieur de 500 m vient en troisième position avec un pourcentage de 0 %

durant la période de 00 h

Pour le matin à 06 h les résultats montrent toujours que la classe d'altitude $h \leq 300$ m qui domine en pourcentage de 68.2 % avec une vitesse moyenne de 9.3 m/s et la classe de $300 < h < 500$ vient toujours en deuxième position avec un pourcentage de 4.5 % par une vitesse moyenne de 18.2 m/s, en troisième position on trouve la classe d'altitude $h > 500$ en pourcentage de 13.6 % avec une vitesse moyenne de 13.7 m/s .

Tableau IV. 2 les valeurs moyennes du vent max et son altitude avec l'altitude moyenne de l'inversion de la température

heure		00 H	06 H
vitesse du vent max(jet)(m/s)	Observée	19.8	22.9
	Reanalysée	16	20
altitude du vent max (Jet) (m)	Observée	340	250
	Reanalysée	110	400
moyenne de la vitesse du vent max (m/s)	Observée	11.77	12.71
	Reanalysée	8.4	9.9
altitude moyenne (m)	Observée	220.00	241.59
	Reanalysée	223.9	371.8
altitude moyenne d'inversion de la Température (C°)	Observée	158.2	193.2
	Reanalysée	142.3	279.5

Tableau IV. 3 analyse par classe d'altitude

classe d'altitude		h<=300		300<h<=500		h>500 m	
type de données		Observée	Reanalysée	Observée	Reanalysée	Observée	Reanalysée
00 H	nombre	15	14	3	1	0	0
	pourcentage	68.2%	63.6%	13.6%	4.5%	0.0%	0.0%
	vitesse moyenne (m/s)	12.1	10.7	12.7	9	0	0
	vitesse max (m/s)	19.7	16	19	9	0	0
	vitesse min (m/s)	8.4	8	8.3	9	0	0
06 H	nombre	15	11	1	4	3	2
	pourcentage	68.20%	50.0%	4.5%	18.2%	13.60%	9.1%
	vitesse moyenne (m/s)	9.3	9.6	18.2	14.0	13.7	10.3
	vitesse max (m/s)	22.9	15.5	18.2	20.2	17	11
	vitesse min (m/s)	8	8	18.2	10.6	12	9.5

IV.2. cartes du vents en basse altitude

Pour avoir une vue synoptique des jets de basses couche sur cette période est présentée par le tracé des cartes des isoteches au niveaux pressions (975,925 hpa), En utilisant les données issues de Era-intérim, nous avons obtenu les cartes indiquées dans les figures(fig. IV..15, IV.16, IV.17)

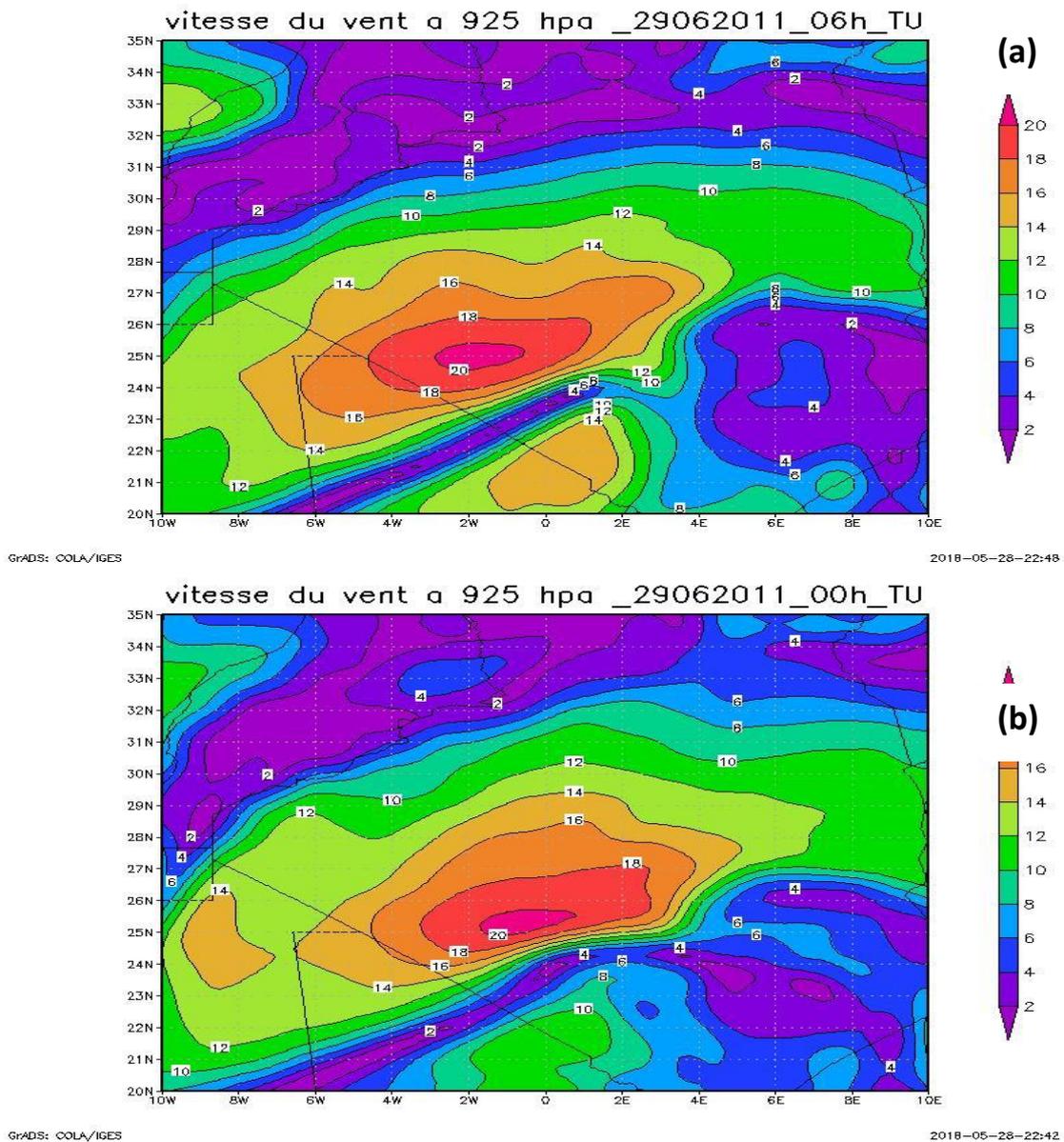
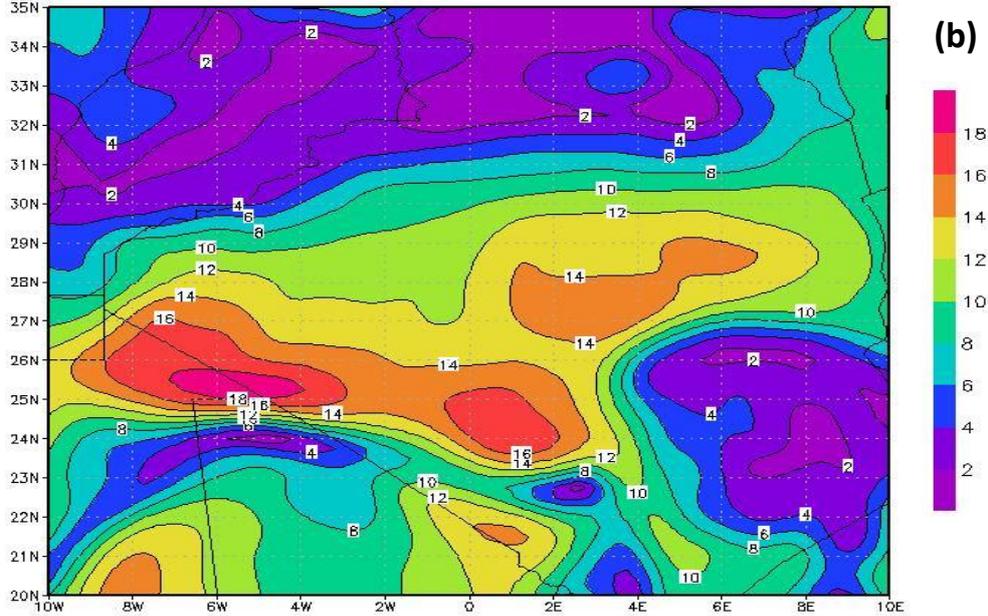


fig. IV.15 : vitesse du vent en m/s (b à 00h et a à 06h)
à 925 hpa (400 m) de la journée 26_06_2011

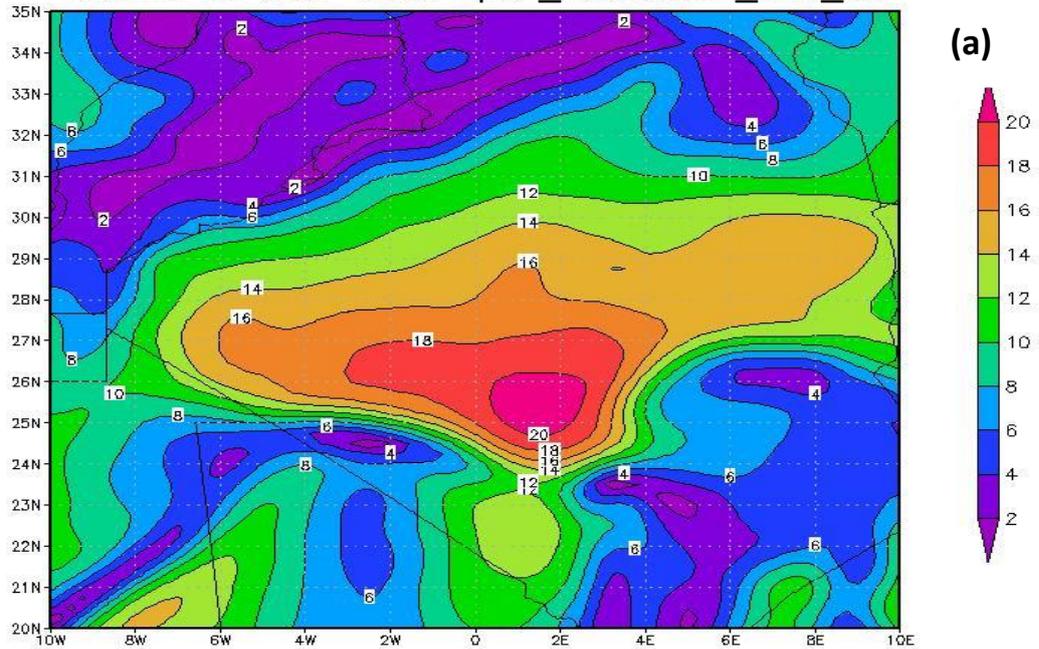
vitesse du vent a 925 hpa 26062011_06 h TU



GRADS: COLA/IGES

2018-05-28-11:55

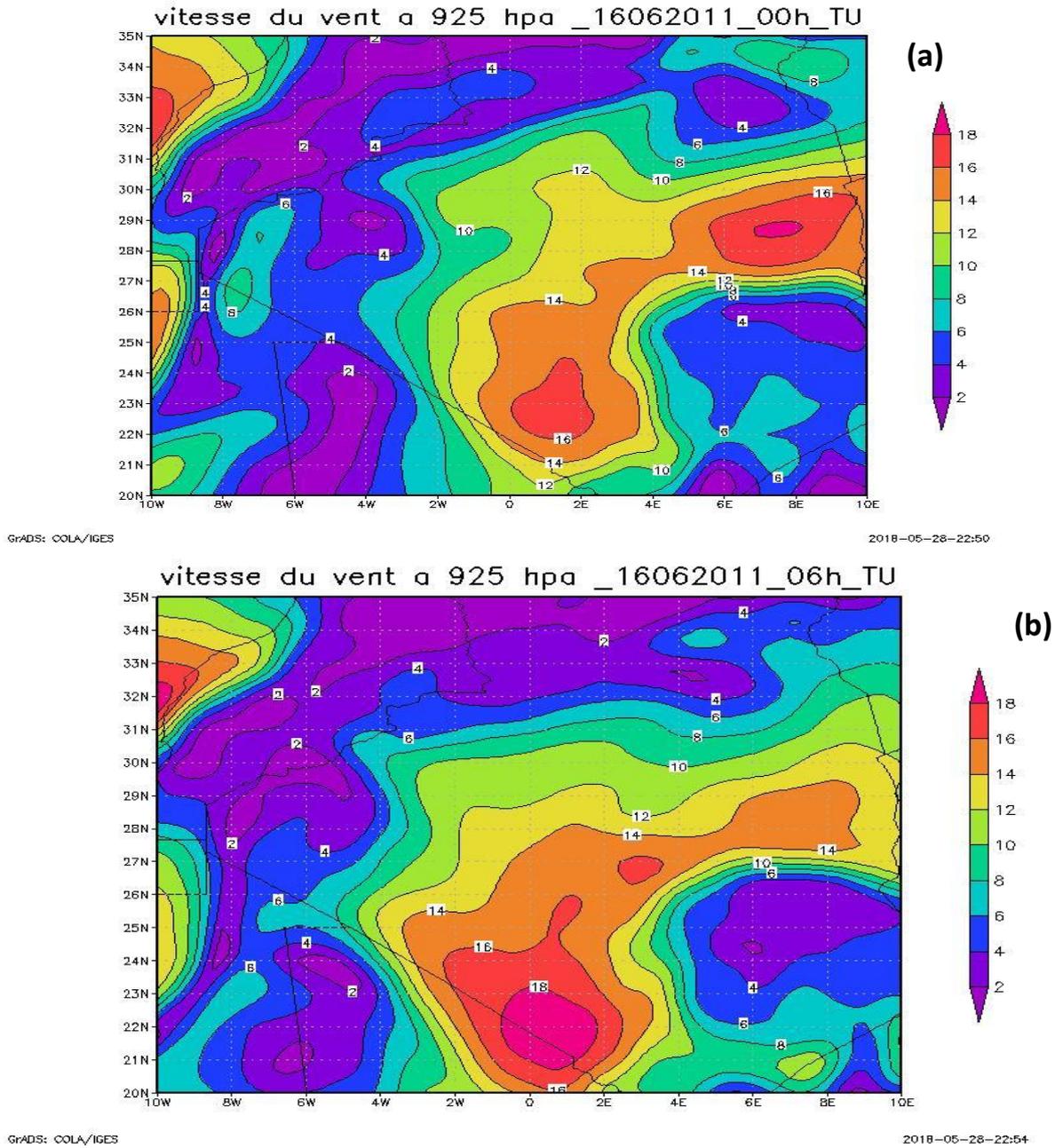
vitesse du vent a925 hpa _26062011_00h_TU



GRADS: COLA/IGES

2018-05-28-22:36

fig. IV. 16 :vitesse du vent en m/s (a à 00h et b à 06h) à 925 hPa (400 m) de la journée de 26_06_2011



**fig. IV.17 :vitesse du vent en m/s (a à 00h et b à 06h)
à 925 hPa (400 m) de la journée de 16_06_2011**

Conclusion et perspectives

Le travail présenté dans ce mémoire est dédié à l'étude des jets de basses couches sur le Sahara central. Les objectifs principaux sont :

- Caractérisation du jet de basses couches sur le plan intensité, altitude et temps d'occurrence
- Evaluation de la performance des données réanalysées à la reproduction des jets de basses couches dans cette région.

Nous utilisons des données de mesures issues des radiosondages collectés en juin 2011 sur la région de BBM lors d'une campagne de mesure nommée FENNEC pour l'identification et la caractérisation de LLJ par application d'une méthode graphique.

Les profils verticaux de vitesse et de température sont comparés aux profils issus des réanalyses Era_Interim de centre Européen ECMWF.

L'analyse des jets (LLJ) dans ce région montre que :

- le jets se produisent dans la phase nocturne entre 00h et 06h TU.
- Le corps du jet (LLJ) se produit à une altitude moyenne de (250 à 300 m) d'altitude.
- Le corps du jet coïncide généralement avec le sommet de l'inversion de température.
- La vitesse du pic de jets varie en moyenne entre 8 et 20 m/s.
- Les profils de vitesse issue des radiosondages Era-interim concorde d'une façon satisfaisante avec les profils mesurés à 00h TU sur le plan intensité et altitude du jet.

Toute fois, cette étude reste insuffisante et nécessite l'investigation des profils de vitesse dans d'autres régions du Sahara et dans différentes saisons pour bien caractériser les jets de basses couches. Afin d'élaborer une cartographie à l'échelle nationale de ces jets de basses couches. Pour pouvoir les exploiter dans la production de l'énergie éolienne.

Références bibliographiques

- [1] Saïdou, M.. Etude du potentiel éolien du jet nocturne dans la zone sahélienne à partir des observations de radars profileurs de vent. toulouse: thèse doctorat de l'université de toulouse. (24 juin 2010)
- [2] FENNEC. système climatique saharien. Toulouse- étude de recherche, ANR-Toulouse. (2013)
- [3] Diana, B. micanisme de soulèvement aérosols désertique en Afrique de l'ouest. France -Paris: thèse doctorat de l'université pierre-marie.(2008, Décembre)
- [4] belkhir, H. et Nadjib T. Etude spatio-temporelle des événements de poussière et de sable sur le Sud Algérien.Validation avec l'indice de poussière IDDI. thèse master de l'université de ourgla . (2017)
- [5] Salah, S. La circulation atmosphérique. Etude de recherche, IHF ORAN. (2015).
- [6] Perret, R. Le climat du Sahara In: Annales de Géographie p. 162-186. (1935).
- [8] Dazangrwend Emmanuel Poan, M. Documentation et interprétation physique de la variabilité intra-saisonnière de la mousson Africain application à la prévision. Thèse de doctorat, (INP Toulouse). (2013).
- [9] Marjolaine, C.A. Physique de l'atmosphère. Cours physique Paris , France.2010
- [10] Monteiro, E. Météorologie Dynamique. cours de la Couche limite atmosphérique. France: Centre national de recherches météorologiques. (2010).
- [11] (ECMWF). Annual Report Atmospheric Reanalysis (ERA). Europe: ECMWF. (2016).
- [12] Allen C.J.T. and R.washington the low level jet dust emission mechanism in the central Sahara: Observations from Bordj Badji Mokhtar during the june 2011Fennec intensive Observation period, J.geophys. les Atmos,119,2990-3015,doi:1001002 /2013 JD020594 (2014)
- [14] B. Legras. physique de l'atmosphère. cours:4, France. (2017).
- [15] William B. climatology of low level Jet département of météorology,california at Los Angles university of california at los angles (1968) Rev.v :96 n12
- [16] Guebsi., R. Impact de la vapeur d'eau et des aérosols désertiques sur le bilan radiatif et leurs contributions à l'intensification de la dépression thermique en Afrique de l'Ouest . Paris, L'université Paris-Saclay. (24/05/2017).
- [17] Nadège.T.-K. Tendances et variabilité du jet stream de l'hémisphère nord : quels liens avec le changement climatique ? . France: Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM). (2015).
- [18] Fabrice, D. nalyse des vents dans la stratosphère à l'aide des trajectoires des ballons et estimations des biais dans les réanalyses ERA-Interim. France : université d'Orléans.(2015).
- [19] Helmut Kraus, J. M. A. Nocturnal Low Level Jet During Pukk.USA: meteorologisches Institut der Universitit , Auf dem Hiigel20.5300 Bonn 1. F.R. G. (1984).
- [20] Said Diaf. Estimation de la production éolienne d'électricité dans la région d'Adrar Centre de Développement des Energies Renouvelables alger 2010
- [21] R. Hammouche, 'Atlas Vent de l'Algérie', Office National de la Météorologie, Alger, 1991
- [22] Alfred K. Blackadar. Boundary layer wind Maxima and their significance for the

growth of nocturnal Inversions New York University1,2 1957

[23] Kasbadji Marzoug N. évaluation du gisement énergétique éolien contribution à la détermination du profil vertical de la vitesse du vent en Algérie –thèse de doctorat , 2006, Tlemcen

Sites web

- 1- <https://www.infoclimat.fr/lexique-definition-150-jet.html> consulté le 12/01/2018
- 2- <http://www.omanya.net/vb/index.php?s=d532b75d15fad89187b3e636a1767d2e> consulté le 10/03/2018
- 3- <http://la.climatologie.free.fr/troposphere/jet-stream.htm> consulté le 20/11/2017
- 4- <http://www.ouranos.ca/fr/FAQ/fiche6Fr.php> consulté le 20/01/2018
- 5- www.srh.noaa.gov/jetstream/global.jet.htm 01/06/2018
- 7- <https://www.wunderground.com/> consulté le 16/01/2018
- 8- www.btb.termiumplus.gc.ca/.../alpha-fra.html?..courant courant%20JET 02/06/2018
- 9- dictionnaire.sensagent.leparisien.fr/courant%20JET/fr-fr/ 03/06/2018

الملخص:

الهدف الرئيسي من دراستنا هو تشخيص الظاهرة الجوية (التيارات النفاثة في الطبقة الدنيا للغلاف الجوي) من حيث شدتها وزمن ظهورها و موقعها وذلك بمنطقة برج باجي مختار ومن اجل دراسة الظاهرة في الطبقات الدنيا استعملنا بيانات راديو سنج المسجلة من طرف مجموعة (FENNEC) وكذلك بيانات (مراجعة تحليل البيانات) من المركز الأوروبي للتنبؤات المناخية خلال شهر جوان 2011, وبعد الدراسة والتحليل استخلصنا ما يلي:

أن هناك تشكل للتيارات النفاثة في الطبقات الدنيا فوق منطقة برج باجي مختار وخاصة في الليل وهذه التيارات تتميز بسرعة متوسطة حوالي 12 م/ثا وشدة قصوى تصل إلى 23 م/ثا وشدة دنيا حوالي 5 م/ثا وتصل إلى أقصاها بين (00سا و 06 سا) وبارتفاع أقل من 300 م

الكلمات المفتاحية: التيارات النفاثة, راديو سنج, مراجعة تحليل البيانات,

Résumé :

L'objectif principal de notre étude est de diagnostiquer le phénomène de J.B.C.

en termes d'intensité et de temps d'apparition et de son altitude dans la région de B.B.M. Afin d'étudier le profils vertical du phénomène, nous avons utilisé des données de radiosondage mesurée par groupe(FENNEC) ainsi que des données réanalysées de (ECMWF) au cours du mois de juin 2011

Après avoir étudié et analysé, nous avons conclu que:

Il y a un jet nocturne qui se forme dans la zone de BBM, et se caractérise par une vitesse moyenne d'environ 12 m /, avec une intensité maximale allant jusqu'à 23 m / s et l'intensité minimum d'environ 8 m / s et le maximum être entre minuit et six heures du matin et en altitude inférieur de 300 m AGL

Mots clés: Jet de Basses Couches, Radiosondage données réanalysées (ECMWF)

Abstract:

The main objective of our study is to diagnose the phenomenon of J.B.C.in terms of intensity and time of occurrence and its altitude in the region of B.B.M. In order to study the vertical profiles of the phenomenon, we used group-measured radiosonde data (FENNEC) as well as data reanalyzed from (ECMWF) during the month of June 2011

After studying and analyzing, we concluded that:

There is a night jet that forms in the BBM zone, and is characterized by an average speed of about 12 m /, with a maximum intensity of up to 23 m / s and a minimum intensity of about 8 m / s. m / s and the maximum be between midnight and six o'clock in the morning, and in lower altitude of 300 m AGL

Key words: Low Layer(L.L.J. , Radiosonde, Re-Analyzed Data, (ECMWF)