

# THESE

En vue de l'obtention du : **DOCTORAT**

Centre de Recherche : Centre Eau, Ressources Naturelles, Environnement et Développement Durable

Structure de Recherche : Laboratoire Géosciences Eau et Environnement (LGEE)

Discipline : Sciences de la terre

Spécialité : Géosciences et Environnement

Présentée et soutenue le : 29/03/2019 par :

**Manare ADNANI**

***Les facteurs géologiques et environnementaux contrôlant le processus de rougissement dans un système dunaire : Le cas des megabarkhanes d'Elghord lahmar, SW du Maroc et des dunes d'Yerdi, Erfoud, SE du Maroc.***

**JURY**

<i>Lhoussaine MASMOUDI</i>	<b>PES, Université Mohammed V, Faculté des Sciences de Rabat</b>	<i>Président</i>
<i>Ilias KACIMI</i>	<b>PES, Université Mohammed V, Faculté des Sciences de Rabat</b>	<i>Directeur de Thèse</i>
<i>Hicham ELBELRHITI</i>	<b>PA, Institut Agronomique et vétérinaire Hassan II, Rabat</b>	<i>Co-Directeur de Thèse</i>
<i>Aicha BENMOHAMMADI</i>	<b>PES, Université Ibno Tofail, Faculté des Sciences de Kénitra</b>	<i>Rapporteur/Examineur</i>
<i>Tarik BAHAJ</i>	<b>PH, Université Mohammed V, Faculté des Sciences de Rabat</b>	<i>Rapporteur/Examineur</i>
<i>Maciej DLUZEWSKI</i>	<b>PES, Université de Varsovie, Faculté de géographie et d'études régionales, Pologne</b>	<i>Examineur</i>
<i>Mfedal AHMAMOU</i>	<b>PES, Université Mohammed V, Faculté des Sciences de Rabat</b>	<i>Ex-directeur de thèse</i>
<i>Joanna ROTNICKA</i>	<b>PES, Institut géologique de Poznań, Pologne</b>	<i>Invité</i>

Année Universitaire : 2018/2019

## *Dédicace*

*A ma chère famille, je pense au premier lieu à mes chers parents, Rachida et Abderrahmane, sans qui je n'aurais jamais pu aboutir à ce point-là. A ceux que je trouvais toujours derrière mon dos, lors des moments difficiles, qui grâce à eux je vis toujours, je combats, je persévère, rien que pour avoir leur satisfaction et devenir ce qu'ils souhaitent. Qu'ils trouvent ici l'expression de mes sentiments les plus affectueux.*

*A ma tante Naima qui a consacré de longs moments, malgré ses occupations, pour corriger et améliorer la langue anglaise de mes articles, dossiers de bourses et « proposals », ainsi que pour les discussions et l'encouragement, qu'elle trouve ici l'expression de ma profonde reconnaissance. Puis à mon oncle et ami Simohamed, il était toujours là pour me soutenir moralement et pratiquement en s'occupant de résoudre mes problèmes techniques d'ordinateurs et les installations des logiciels. Je n'oublierai aussi jamais le soutien moral et l'affection de ma chère grand-mère qui a prévu et attendu ce jour-là il y a très bien longtemps. Je remercie également ma chère « mama Fatima » pour ses prières et encouragements et ma chère tante et amie Imane pour les moments de joie et de détente qui m'a toujours fait sortir du stress de travail. A mes chers oncles : Aziz, Hamid, Rachid, Abdelmounaim, mes sincères remerciements pour votre amour, affection et encouragements. Spéciaux remerciements vont à mon cher oncle Simohamed ADNANI pour son soutien, amour et affection. Ainsi Vifs remerciements à ma chère famille ADNANI pour le soutien et le joie partagé le jour de ma soutenance.*

*Ce travail est dédié spécialement à ma chère maman Rachida et ma chère grand-mère Halima, il est aussi le vôtre, et à la mémoire de ma chère grand-mère Zainab. Ce travail est dédié aussi à mes chers frères et sœur : Mouad, Nossair et Asmae, merci d'être dans ma vie.*

# Avant-propos

Je tiens tout d'abord à remercier Dieu le tout puissant et miséricordieux, qui m'a donné la force et la patience d'accomplir ce travail.

En premier lieu, je remercie le doyen de la Faculté des Sciences de Rabat et le directeur de l'école doctorale de m'avoir donné l'opportunité de poursuivre mes études à cette faculté.

Le travail présent a été réalisé dans le cadre du laboratoire d'électronique, de traitement de signal et de géomatique, l'ancienne structure dans laquelle notre équipe de géologie faisait partie, (Actuellement Laboratoire de conception et systèmes LCS). Suite à la retraite de mon directeur de thèse, le Pr. **Mfedal AHMAMOU**, ce travail de thèse a été finalisé dans le cadre du laboratoire Géosciences, Eau et Environnement sous la direction du Pr. **Ilias KACIMI**. Ce travail a été soutenu en partie par une bourse de recherche **COMSTECH Twas 2015** (Ref: 15-394 RG/EAS/AF/AC\_CFR3240288957/) et le projet de recherche du centre d'études saharien: cartographie des sols de Khnifiss Lagoon et son environnement (Centre des Etudes Sahariennes, Université Mohammed V, Rabat).

Je remercie très vivement mon directeur de thèse le Pr. **Mfedal AHMAMOU**, Professeur à la faculté des sciences de Rabat, d'avoir accepté de diriger cette thèse premièrement et m'offrir l'opportunité de vivre cette aventure, ainsi que pour les moments de discussions, grâce à ses précieux conseils et orientations ça a pu aller jusqu'au bout. Je le remercie également d'avoir pu me faciliter l'accès aux outils d'analyses minéralogiques et géochimiques au sein des laboratoires du département de Géologie, de Chimie et à l'Institut Scientifique.

Je remercie également le Pr. **Ilias KACIMI**, professeur à la faculté des sciences de Rabat et chef de département des sciences de la terre, d'avoir accepté de prendre la relève et d'assurer la direction de ce travail, de m'accueillir au sein de son laboratoire « Géosciences Eau et Environnement (LGEE) ». Je le remercie infiniment pour le temps qui a consacré à corriger et améliorer mon manuscrit de thèse et ainsi pour sa sympathie et ses qualités scientifiques et humaines.

Spéciaux remerciements et reconnaissance vont au Pr. **Hicham ELBELRHITI**, professeur à l'institut agronomique et vétérinaire et le co-directeur de ma thèse, qui n'a jamais ménagé ni de son temps ni de ses efforts afin de mener cette thèse dans le bon sens. Je le remercie surtout pour son esprit de partage, ainsi il m'a transmis une part de ses connaissances en recherche scientifique en gros mais aussi en l'étude des dunes de sable. Il n'a jamais cessé d'apporter son

originalité à mon travail tout en me laissant la liberté d'apporter la mienne en suivant ma propre approche et vision. Il m'a introduit dans le monde des publications et m'a fait bien apprendre comment rédiger des articles scientifiques publiables, comment choisir des journaux compatibles et indexés et y publier mes articles. En plus, Il m'a beaucoup soutenu et encouragé lors des moments de difficultés durant cette aventure, ainsi il a prouvé ses capacités excellentes de coaching de thèse. Je n'oublierais aussi jamais que grâce à ses suggestions, orientations et recommandations j'ai pu bénéficier de plusieurs bourses pour assister à des évènements scientifiques très importants à l'échelle internationale comme la rencontre de l'AGU 2015 et d'ICAR 2018 et beaucoup d'autres évènements.

Ensuite, Je pense au Pr. **Lhoussaine MASMOUDI**, professeur à la faculté des sciences de Rabat et chef de l'ancienne structure « LETSGEOMAT », structure fusionnée entre une équipe des géologues géomaticiens et une équipe d'électronique de traitement d'image et de signal (LCS Actuellement). Je le remercie infiniment de bien vouloir accepter ma candidature pour poursuivre mes études doctorales au sein de son laboratoire, ainsi que pour ses qualités scientifiques et humaines qui m'ont beaucoup marqué. Je le remercie enfin d'avoir présidé le jury de ma soutenance et ainsi examiné mon travail.

Nos vifs remerciements vont au Pr. **Tarik BHAJ**, Professeur à la faculté des sciences de Rabat et le rapporteur interne de ma thèse, d'avoir accepté d'examiner mon travail et de l'avoir enrichir par ses conseils et commentaires.

A madame la Pr. **Aicha BENMOHAMMADI**, Professeur à la faculté des sciences de Kenitra et le rapporteur externe de mon travail de thèse. A qui Je présente mes vifs remerciements et gratitudes d'avoir enrichir ma thèse par ses remarques et recommandations extrêmement importantes.

Je remercie vivement le Pr. **Maciej Adam DLUZEWSKI**, Professeur à la faculté de géographie et des études régionales à l'université de Varsovie en Pologne, premièrement pour l'intérêt qu'il a porté à mon travail en acceptant de faire partie des membres de jury de ma thèse et ainsi d'examiner mon travail.

Vifs remerciements vont au Pr. **Joanna ROTNICKA**, professeur et directeur de l'institut géologique de Poznan en Pologne, pour l'intérêt qu'elle a porté à ma recherche en acceptant d'examiner mon travail et de l'enrichir par ses remarques et propositions.

Je remercie le Pr. **Aziz ETTOUHAMI**, Professeur à la faculté des sciences de Rabat et responsable de la nouvelle structure « LCS » d'avoir accepté ma demande de dérogation en 5<sup>ème</sup> année de doctorat.

Je remercie également le Pr **Souad HAJJAJI**, professeur à la faculté des sciences de Rabat et la responsable du centre de recherche « CERNE2D », d'avoir accepté ma demande d'intégrer son centre de recherche et ainsi d'avoir accepté ma demande de dérogation en 6<sup>ème</sup> année de doctorat.

L'aventure de ce sujet de thèse a commencé depuis mes études de master, à la proposition du professeur **Majid HADRI**, professeur au Département de Géologie et membre de l'ancienne structure « LETS/GEOMAT », grâce à laquelle j'ai pu bénéficier de l'intégration dans le laboratoire « LETS/GEOMAT ». Ainsi, on a initié ce sujet d'abord sous forme d'un mémoire de fin d'études pour obtenir le diplôme de master. Je dois, alors, au professeur **Majid HADRI** mes remerciements et ma profonde reconnaissance d'avoir voulu m'orienter dans ce sens.

Mes remerciements vont ainsi au professeur **Mohamed LAADILA**, mon encadrant des projets de fin d'études de licence et de master, avec qui j'ai commencé à comprendre le sens de la recherche scientifique. Qu'il me soit permis de lui témoigner ma gratitude, ma reconnaissance et mon profond respect.

Je remercie le professeur **Mohamed CHIBAN** d'avoir fourni des analyses de spectroscopie d'absorption atomique. Je remercie également le Pr **Mohamed Larabi BELHASSAN** pour les discussions et l'aide à l'identification des minéraux lourds.

Je dois aux professeurs : **Abdellah AMMAR** et **Hamid SLIMANI** de m'avoir accueilli dans leurs laboratoires afin d'accomplir les analyses des minéraux lourds. Mes remerciements vont au laboratoire de la chimie minérale à la Faculté des Sciences de Rabat pour fournir l'analyse de diffraction des rayons X.

Je remercie infiniment le professeur **Nadia KASSOU** pour sa relecture attentive de mon manuscrit et les corrections de langue.

Vifs remerciements vont à mes collègues et amies **Sanaa** et **Amel** qui étaient toujours là pour discuter, conseiller et orienter, je leur remercie infiniment pour l'encouragement et de me faire part de bons exemples de leurs propres expériences. Je remercie également mon collègue **Amine** pour les discussions et les relectures des articles.

Sans oublier mon collègue Hassan, doctorant au Département de Chimie, laboratoire de la chimie minérale, de m'avoir assisté à effectuer et traiter les analyses de diffraction des Rayons X.

Mes pensées vont aussi à mes collègues du département de géologie **Loubna, Narjiss et Ismail, Salma, Radewane** avec qui j'ai passé de très bons moments à la Faculté des Sciences de Rabat.

Spéciaux remerciements vont à notre chère **Rachida**, la secrétaire du département de géologie.

Mes remerciements vont à tous mes collègues au laboratoire LCS : **Rania, Nadia, Samia, Abdelkarim** et ainsi ceux de l'ancienne structure LETS/GEOMAT : **Hanane, Said, Salaheddine**.

Spéciaux remerciements vont à mon amie intime **Riham** (Rafi9ati), que dieu garde notre amitié éternelle.

Finalement, je remercie ma famille, ainsi que tous ceux qui ont cru en moi et contribué de près ou de loin à l'aboutissement de cet humble travail.

# Résumé

Les dunes de sable sont considérées parmi les reliefs importants qui caractérisent les zones désertiques occupants des surfaces importantes dans le monde entier. Elles sont importantes pour les activités touristiques, géo-touristiques et écotouristiques. Toutefois, dans certains cas, elles sont d'un grand problème pour les activités humaines et les infrastructures. En outre, elles sont considérées comme une source naturelle importante d'émission de poussières. Cette étude vise à comprendre le comportement des dunes aux termes de l'interaction de plusieurs paramètres dont le climat, les caractéristiques lithologiques et hydrologiques. Ainsi, des méthodes à multiples approches y compris ; la télédétection, l'analyse minéralogique et physico-chimiques des grains en plus de la morphodynamique, ont permis l'étude et la détermination des facteurs majeurs qui contrôlent le processus de rougissement dans les dunes au Sahara Marocain. Cette étude rapporte deux exemples : le cas des megabarkhanes d'El-Ghord Lahmar « le parc national de Khnifiss, SW du Maroc » et le cas des dunes de sable d'Yerdi Erfoud (SE du Maroc). Les résultats de cette étude révèlent la contribution de plusieurs facteurs à la mise en place du processus de rougissement dans les dunes étudiés. Le facteur primaire est d'abord la présence d'une source des éléments riches en fer, puis le facteur des paramètres climatiques et la morphodynamique des dunes qui favorisent un environnement permettant l'oxydation du fer qui donne aux dunes leur couleurs rougeâtres.

Mots-clés : Dunes, sable, Rougissement, Origine, Télédétection, Sahara, Maroc

# Abstract

Sand dunes are considered among important landforms characterizing desert areas and occupying important surfaces over the world. Regarding some examples, they are important for tourism, geo-tourism and ecotourism activities. However, in some cases, they are of a big issue for human activities and infrastructure. Furthermore, they are considered as an important natural source of dust emission. This study aims to understand the dunes' behavior under the interaction of several parameters including the climate, lithological and hydrological characteristics. Thus, we used multi-method approaches including; remote sensing, grains mineralogical and physico-chemical analysis in addition to the morphodynamic, to investigate the reddening processes of Al-Ghord lahamar megabarchans “Khnifiss national park, SW of Morocco” and Yerdi sand dunes, a few kilometers in the north of Erfoud (SE of Morocco). The results of this study reveal the contribution of several factors to the implementation of the reddening process in the studied dunes. The primary factor is, firstly, the presence of a source of the iron-rich elements, then the factor of the climatic parameters and the morphodynamics of dunes, which promote an environment allowing the oxidation of the iron giving the dunes their reddish color.

Keywords: Dunes, Sand, Reddening, Origine, Remote Sening, Sahara, Morocco

# Table des matières

Dédicace.....	i
Avant- propos.....	ii
Résumé .....	vi
Abstract.....	vii
Table des matières.....	viii
Liste des figures.....	xi
Liste des tableaux.....	xv
Liste des planches photos.....	xvi
Introduction générale.....	1
<b>1ère Partie : Présentation de la problématique et des régions d'étude.....</b>	<b>5</b>
<b>Chapitre I : Généralités .....</b>	<b>6</b>
<b>I. Présentation générale.....</b>	<b>6</b>
1. Déserts, climats et distribution géographique.....	6
1.1. Les causes d'aridité, les types de déserts et leur distribution géographique.....	7
1.2. Les différents types de déserts.....	8
1.2.1. Les déserts des régions arides subtropicales.....	8
1.2.2. Les déserts côtiers tempérés.....	8
1.2.3. Le désert de l'abri.....	9
1.2.4. Les déserts intracontinentaux.....	10
1.3. Les caractéristiques climatiques des déserts.....	10
<b>II. Géomorphologie du désert et les processus d'érosion.....</b>	<b>12</b>
1. L'action de l'eau.....	13
2. L'action du vent.....	14
3. Les subenvironnements du désert.....	14
3.1. Les reliefs et les roches dénudées érodées (substratums rocheux) .....	16
3.2. Les ruisseaux éphémères et permanents sur les cônes alluviaux et les plaines inondables.....	17
3.3. Les lacs salins éphémères et permanents.....	19
3.4. Le désert côtier .....	19
3.5. Les dunes éoliennes et les mers de sable.....	21
<b>III. Sources, formation et dynamique des dunes de sable.....</b>	<b>22</b>
1. L'entraînement et le transport du sable par le vent.....	23
1.1. Le seuil d'entraînement, vitesse de cisaillement et le flux des grains de sable .....	24
1.2. Les modalités du transport éolien.....	26

1.3. Le régime du vent et les formes des dunes.....	26
1.4. La classification des formes des dunes.....	27
1.5. Le temps de résidence « Turnover time » des grains.....	29
<b>IV. Les couleurs des dunes de sable.....</b>	<b>30</b>
1. La composition et les sources du sable des dunes.....	31
2. Les changements post-dépôt dans les dunes de sable.....	32
3. Les processus de rougissement et le blanchiment des dunes.....	33
3.1. La précipitation du fer ferrique .....	33
3.2. La disponibilité d'humidité .....	34
3.3. Le processus de blanchiment des dunes.....	35
3.4. Le rougissement des dunes avec l'âge.....	36
4. La morphodynamique des dunes .....	36
5. L'apport de la télédétection à l'étude de la variation des couleurs des dunes.....	37
<b>Chapitre II : Présentation des régions d'étude .....</b>	<b>38</b>
<b>I. Présentation générale du domaine Sud-Atlasique .....</b>	<b>38</b>
<b>II. Présentation du bassin de Tafilalet.....</b>	<b>42</b>
1. Le cadre géographique et géologique.....	42
2. Cadre géomorphologique et lithologique des dépôts quaternaires de la région de Tafilalet.....	47
3. Le climat de la région de Tafilalet.....	49
<b>III. Présentation du bassin de Tarfaya.....</b>	<b>55</b>
1. Cadre géographique et géologique.....	55
2. Cadre structural.....	59
3. Cadre géomorphologique .....	61
4. Climat de la région de khnifiss.....	63
<b>IV. Travaux antérieurs .....</b>	<b>68</b>
1. Etudes des dunes du bassin de Tafilalet.....	68
2. Etudes des dunes du bassin de Tarfaya.....	69
<b>2<sup>ème</sup> partie : Méthodes, Résultats et discussions.....</b>	<b>71</b>
<b>Chapitre I : Méthodologie de travail.....</b>	<b>72</b>
<b>I. Matériel.....</b>	<b>72</b>
1. Images satellitaires.....	72
2. Données géologiques et de terrain.....	74
3. Logiciels.....	75
<b>II. Méthodes.....</b>	<b>75</b>
1. Analyses de laboratoire.....	75
1.1. Analyses granulométriques et morphoscopiques.....	75
1.2. Analyses minéralogiques et géochimiques.....	77
2. La méthode de rapport des bandes.....	78
3. Le Modèle Numérique de Terrain et le réseau hydrographique.....	81

4. Carte géomorphologique simplifiée.....	82
5. Dynamique des grains et des dunes de sable.....	82
<b>Chapitre II : Résultats et discussions.....</b>	<b>83</b>
<b>I. Les dunes de sable d'Yerdi (région d'Erfoud, sud-est du Maroc): couleur, composition, provenance du sable et voies de transport.....</b>	<b>83</b>
1. Introduction.....	83
2. Morphoscopie, Granulométrie, et les moyens de transport du sédiment.....	86
3. Composition minéralogique, teneur en oxyde de fer et variation de couleurs des dunes.....	92
4. Analyse des images satellitaires .....	97
5. L'origine du sable des dunes du secteur d'Yerdi.....	100
6. Conclusion.....	102
<b>II. Etude des facteurs de rougissement des sables dunaires — Les megabarkhanes d'Al-ghord lahmar (parc national de Khnifiss, sud-ouest du Maroc).....</b>	<b>104</b>
1. Introduction.....	104
2. Indice de rougissement et la distribution minéralogique à l'aide de la télédétection.....	107
3. Granulométrie, couleur et morphoscopie des grains de sable.....	110
4. Caractérisation minéralogique.....	116
5. La vitesse seuil et le « Turnover time » des grains de sable des mégabarkhanes...	120
6. Discussion.....	121
7. Conclusion.....	126
<b>III. Synthèse et comparaison .....</b>	<b>127</b>
<b>Conclusion générale.....</b>	<b>133</b>
<b>Références .....</b>	<b>136</b>
<b>Webographie.....</b>	<b>147</b>

## Liste des figures

<b>Figure. 1.</b> Les déserts et semi-déserts du monde (Middleton, 2009).....	7
<b>Figure.2.</b> La circulation atmosphérique.....	8
<b>Figure.3.</b> Carte de distribution géographique des déserts du monde .....	9
<b>Figure.4.</b> Bloc diagramme représentant la géomorphologie du désert .....	15
<b>Figure.5.</b> Carte de situation des mers de sable et champs dunaires des déserts du monde....	23
<b>Figure.6.</b> Les forces majeures agissant sur le grain (Fl, Ff, Fd et Fg) : sont les forces verticales portantes, de fluide, de traînée et de gravité (Andreotti et al, 2002).....	24
<b>Figure.7.</b> Types de dunes majeures : A ; Barkhane ; B : Barkhanoides ; C : Dunes linéaires ; D : Dunes étoile ; E : dunes Transverses ; F : Dunes de type parabole (modifiée après McKee 1979 par Lancaster, 2013).....	28
<b>Figure.8.</b> Modèle de rougissement des dunes (d'après Gardener et Pye, 1981).....	34
<b>Figure.9.</b> Carte de répartition des domaines structuraux au Maroc.....	38
<b>Figure.10.</b> Carte géomorphologique du domaine Sud-Atlasique (Rhuard, 1977).....	40
<b>Figure.11.</b> Oscillations Nord-Atlantiques positive et négative .....	41
<b>Figure.12.</b> Croquis structural du synclinorium du Tafilalet (L. CLARIOND, 1935).....	44
<b>Figure.13.</b> Log litho-stratigraphique schématique de la région de Tafilalet (modifié après soulaïmani, 1997 par Charrue, 2006).....	45
<b>Figure.14.</b> Courbes de températures maximales et minimales de la région d'Erfoud, au cours des années (1984-2014).....	50
<b>Figure.15.</b> Hyétoqramme des précipitations (mm) de la région d'Erfoud pendant la période (1984-2014).....	51
<b>Figure.16.</b> Courbe de la vitesse du vent (m/s) dans la région d'Erfoud, période entre (1984- 2014) .....	51
<b>Figure.17.</b> Rose du vent de la région d'Erfoud (Benalla, 2003).....	52
<b>Figure.18.</b> Courbe d'humidité relative (%) (Région d'Erfoud, période 1984-2014).....	52
<b>Figure.19.</b> Courbe d'insolation ( $mJ/m^2$ ) dans la région d'Erfoud, période (1984-2014).....	53
<b>Figure.20.</b> Diagramme Ombrothermique de la région d'Erfoud (2011).....	53

<b>Figure.21.</b> Diagramme d’Emberger classifiant les régions d’Erfoud et de Tarfaya selon leurs étages bioclimatiques.....	55
<b>Figure.22.</b> Carte de situation géographique du bassin de Tarfaya-Laayoune (modifiée après Michard et al, 2008 par Ali et al, 2014).....	56
<b>Figure.23.</b> Log litho-stratigraphique synthétique des séries Meso-cénozoïques du Bassin de Tarfaya (Elbatal et al, 2012).....	58
<b>Figure.24.</b> Coupe géologique du bassin Tarfaya (Puerto cansado – Accident des Zemmour (Reference).....	60
<b>Figure.25.</b> Courbes de températures maximales et minimales de la région de Khnifiss (1984-2014).....	63
<b>Figure.26.</b> HyétoGramme de précipitations de la région de Khnifiss (1984-2014) .....	63
<b>Figure.27.</b> Courbe de la vitesse du vent (m/s) de la région de Khnifiss (1984-2014) .....	64
<b>Figure.28.</b> Rose du vent de la région de Khnifiss (direction du NNE au SSW) .....	64
<b>Figure.29.</b> Courbe de l’humidité relative (%) de la région de Khnifiss (1984-2014) .....	65
<b>Figure.30.</b> Courbe d’insolation de la région de Khnifiss (1984-2014) .....	66
<b>Figure.31.</b> Diagramme ombrothermique de la région de Khnifiss (1984-2014) .....	67
<b>Figure.32.</b> Les longueurs d’onde bandpass pour les capteurs Landsat 8 OLI et TIRIS, comparées aux capteurs Landsat MSS, Landsat 7 ETM + et TM (USGS, 2013).....	73
<b>Figure.33.</b> La distribution des canaux ASTER et Landsat TM dans le spectre électromagnétique (Kalinowski et Oliver, 2004) .....	74
<b>Figure.34.</b> Carte de localisation de la zone d’étude. L’image ASTER de la zone d’étude représente une composition colorée des bandes 3, 2 et 1 respectivement, dans les canaux rouges, vert et bleu. Il montre les dunes sur la rive droite de l’oued Ziz en jaune marron, tandis que celles sur la rive gauche sont brun jaune (b). Les étoiles noires représentent les emplacements de l’échantillonnage du sable.....	84
<b>Figure.35.</b> La distribution granulométrique représentée par des histogrammes de fréquence d’échantillons de sable de la rive gauche (a) et ceux de la rive droite (b).....	89
<b>Figure.36.</b> Distribution granulométrique représentée par les courbes de fréquence des échantillons de sable de la rive gauche (a) et celles de la rive droite (b).....	90
<b>Figure.37.</b> (a) Les courbes cumulatives des échantillons de sable de la rive gauche et (b) les courbes cumulatives des échantillons de sable de la rive droite.....	91
<b>Figure.38.</b> Le diffractogramme des rayons X du sable de la rive gauche (a) et celui du sable de la rive droite (b) montrent la dominance du quartz dans les deux échantillons de sable. Quartz, calcite, oxyde de fer.....	93
<b>Figure.39.</b> Diagrammes circulaires présentant des pourcentages des minéraux lourds et légers d’échantillons provenant de la rive droite de l’oued ziz (a, b) et ceux des échantillons de la rive gauche (c, d) .....	96

**Figure.40.** Rapport de la bande thermique Landsat TM (bande 6) et bande proche de l'infrarouge (bande 4) de la région de Yerdi. L'échelle de gris varie du blanc au noir avec une diminution de la concentration minérale mafique (a). Rapport de bande de Landsat TM près de l'infrarouge (bande 7) et infrarouge moyen (bande 7) 5:7. L'échelle de gris varie du noir au gris clair avec une diminution du quartz et une augmentation dans la teneur en carbonates. Les zones noires montrent des zones à haute teneur en quartz tandis que celles de couleur claire représentent des teneurs élevées en carbonate (b).....98

**Figure. 41.** Indice des oxydes de fer représentés par le rapport des bandes Landsat 3:1. L'échelle de gris varie du blanc au noir avec la diminution de la teneur en oxydes de fer (a). Indice d'oxyde de fer représenté par le rapport de la bande Aster 2:1. L'échelle de gris varie du blanc au noir avec la diminution de la teneur en oxyde de fer (b).....99

**Figure.42.** La carte géomorphologique de la zone d'étude. Le réseau de drainage local est extrait de DEM dérivé de l'image ASTER en utilisant le module Arc-Hydro disponible sur Arcgis 9,3. Les champs de dunes et les palmeraies ont été digitalisés à partir de l'image ASTER. Tandis que, les formations géologiques de la région ont été extraites de la carte géologique de l'anti-Atlas oriental Tafilalet – Taouz, échelle 1/200 000 (Destombes & hollard, 1986).....101

**Figure.43.** La situation de la zone d'étude : a) la composition en couleur des bandes Aster (2016) 3, 2, 1 respectivement sur les canaux R, G, B. b) Zoom sur le champ des megabarkhanes, les couleurs naturelles de l'image Aster mettent en évidence le rougissement qui distingue les megabarkhanes des dunes adjacentes. Les étoiles représentent la localisation des sites d'échantillonnage.....105

**Figure.44.** Cartographie de la distribution minérale à l'aide de la télédétection : ..... 108

a) le rapport des bandes 4 et 2 de l'image Landsat 8 (4/2)

b) La carte de l'indice de rougissement (RI) de l'image Landsat 8

c) la carte présente la distribution des minéraux mafiques produite par le rapport des bandes 11 et 5 de l'image Landsat 8.

d) la carte montre la distribution de quartz et de carbonates à l'aide des bandes SWIR 6 et 7 de l'image Landsat 8.

**Figure. 45.** Le rapport des bandes d'image ASTER (2/1) est présenté comme une échelle de gris allant du noir avec des valeurs faibles de Fe<sup>3+</sup> au blanc correspondant à des valeurs élevées de Fe<sup>3+</sup>.....109

**Figure.46.** Les courbes de fréquence et cumulatives des échantillons de sable étudiés : a) et b) les échantillons du sable des megabarkhanes. c) et d) les échantillons du sédiment du Chott. e) et f) les échantillons de la plage d'Akhfenir.....110

**Figure.47.** La distribution granulométrique : a), b) et c) représentent les histogrammes de la distribution granulométrique des échantillons des megabarkhanes. d) et e) Les histogrammes des échantillons du Chott, et f) L'histogramme du sable de la plage Akhfenir.....111

**Figure.48.** EPMA cartographie des rayons X d'un échantillon de sable provenant des megabarkhanes montrant des quantités significatives de minéraux riches en fer et Titan (Fe, Ti), de quartz (Si), de calcite (Ca), de feldspath alcalin (K), d'apatite (P).....118

**Figure.49.** Diffractogramme des rayons X montrant les principaux minéraux abondants dans les échantillons de sable des megabarkhanes : les pics principaux montrent l'abondance du

Quartz, de la Dolomite, de la calcite et de l'Hématite. De plus, certains pics représentent la Magnétite, Ulvospinel, Augite, Orthose et la Rutile.....119

**Figure.50.** La carte géomorphologique du bassin côtier de Tarfaya-Laayoune: les formations géologiques sont digitalisées à partir de la carte géologique de (Ranke et al., 1982), le réseau hydrologique est extrait de l'MNT SRTM 90 m. D'autres caractéristiques comme les couloirs des dunes, la lagune et les villes sont digitalisées à partir de l'image ASTER.....123

**Figure.51.** Résumé graphique montrant les processus de rougissement des mégabarkhanes d'Al-ghord Lahmar (Sud-ouest du maroc).....134

# Liste des tableaux

<b>Tableau 1.</b> Classification des zones arides selon l'indice d'aridité .....	6
<b>Tableau 2.</b> Les images satellitaires utilisées et leurs caractéristiques.....	72
<b>Tableau 3.</b> Les rapports des bandes de l'image ASTER communément utilisés (Kalinowski & Oliver, 2004) .....	80
<b>Tableau 4.</b> Les résultats de la morphoscopie des grains de quartz des dunes d'Yerdi.....	86
<b>Tableau 5.</b> Les paramètres texturaux granulométriques du sable des dunes de la rive droite de l'oued Ziz, région d'Yerdi.....	88
<b>Tableau 6.</b> Les paramètres texturaux granulométriques du sable des dunes de la rive gauche de l'oued Ziz, région d'Yerdi.....	88
<b>Tableau 7.</b> Les échantillons de sable étudiés de la région de khnifiss : les paramètres de texture et la description.....	113
<b>Tableau 8.</b> La distribution granulométrique des échantillons.....	113

## Liste des planches photos

- Planches photos.1.** Photos représentant les reliefs et les substratums rocheux au désert, (a) Pédiments à TATA au sud du Maroc, (b, c, d) Hamada, mesa et butte, (Bassin de Tarfaya, Maroc) Photos prises par (Sana DABI).....17
- Planches photos.2.** Photos montrant les canyons (TATA Anti-Atlas oriental) (a), les rivières éphémères (l'amont de l'oued El Ouaâr) (b), cône alluvial (Bassin Tarfaya, SW Maroc) (c) et des lacs éphémères (Sebkha TAZRA, Khnifiss SW Maroc) (d) (Photos prises par Sana DABI).....18
- Planches photos.3.** Forme karstique « gouffre du diable » à Sidi Akhfenir (SW du Maroc) (Photo prise par Hicham ELBELRHITI).....20
- Planches photos.4.** Photos montrant les lagunes au déserts côtiers et les mers de sable, a et b représentent une mer de sable à Chbeika, SW du Maroc, c et d représentent la lagune de Khnifiss au SW du Maroc (Source : Hicham ELBELRHITI).....21
- Planches photos.5.** Micro-photographe électronique à balayage montrant la texture superficielle d'un grain de sable de dune de quartz rougi du Nord du Sinaï. La surface est revêtue de matière aluminosilicate amorphe, de carbonate de calcium et d'oxyde de fer/oxyhydroxydes. Barres d'échelle = 10 µm (Pye and Tsoar, 2009)..... 35
- Planches photos.6.** Les dunes de la zone d'étude d'Yerdi : (a) Les dunes de la rive gauche de l'oued Ziz représentant une couleur jaune rougeâtre (5YR5/8) et (b) les dunes de la rive droite de l'oued Ziz représentant une couleur jaune marron (10Y 7/4) (Photos prises par Hicham ELBELRHITI).....85
- Planches photos.7.** Les microphotographies des échantillons de sable des dunes de la rive gauche (a) montrant les grains de quartz revêtus d'un mince film jaune rougeâtre et ceux des dunes dans la rive droite (b) montrant les grains de quartz revêtus d'un mince film jaune brunâtre.....95
- Planches photos.8.** Photographies des différentes dunes et paysages marquant notre zone d'étude : a) la plage caractérisée par du sable gris rougeâtre (10R 5/1) avec des concentrations de grains opaques à proximité de Sidi Akhfenir. b, c et d) Photos d'El-Ghord Lahmer, une des megabarkhanes jaune rougeâtre (7,5 YR 6/8) de notre cas d'étude. e) représente les dunes jaune pâle (2.5Y 8/4) situées autour de la lagune de Khnifiss.(Source : Hicham. ELBELRHITI).....106
- Planches photos.9.** La composition minéralogique des échantillons de sable étudiés : a) et c) les microphotographies capturées sous microscope binoculaire montrant les grains de sable des échantillons des megabarkhanes et b) et d) sont les microphotographies de sable de la plage d'Akhfenir. a) et b) représentent respectivement les fractions de minéraux légers des deux échantillons. c) et d) représentent la fraction grossière opaque des échantillons des megabarkhanes et de la plage.....115
- Planches photos.10.** Des microphotographies représentant les caractéristiques de surface des grains de quartz des megabarkhanes : la figure (a) représente des photos prises par microscope

électronique à balayage et (b) représente la photographie prise sous microscope  
binoculaire.....117

**Planches photos.11.** Photos montrant l'accumulation d'eau formant des Gueltas au niveau des  
zones interdunaires dans notre région d'étude. (Photos prises par Hicham  
ELBELRHITI).....125

# Introduction générale

La désertification est la dégradation des terres dans les zones arides, semi-arides et subhumides sèches par suite de divers facteurs, parmi lesquels les variations climatiques et les activités humaines (chapitre 12 de l'agenda 21). La dernière édition de l'Atlas mondial de la désertification (Cherlet et al, 2018), publiée par le centre commun de recherche de la commission européenne, a montré qu'au cours des vingt dernières années la dégradation des terres et la perte du sol ont augmenté d'une façon spectaculaire. Ce qui conduit à la migration climatique et environnementale. Les résultats publiés montrent que :

- 75 % de la superficie de la terre est déjà dégradée et plus de 90 % pourrait devenir dégradée d'ici à 2050.
- A l'échelle mondiale, la moitié de la superficie de l'Union Européenne, l'Afrique et l'Asie sont les plus touchés.
- La dégradation des terres et les changements climatiques sont estimés à conduire à une réduction des rendements des cultures mondiales d'environ 10 % d'ici 2050.
- D'ici à 2050, on estime à 700 millions de personnes qui pourrait être déplacé en raison de problèmes liés à la rareté des ressources de la terre. Le chiffre pourrait atteindre jusqu'à 10 milliards à la fin de ce siècle.

Malgré que la dégradation des terres soit un problème mondial, il se déroule localement et nécessite des solutions locales. Ce qui nécessite un plus grand engagement et une coopération plus efficace au niveau local pour arrêter la dégradation des terres et la perte de la biodiversité (Cherlet et al, 2018).

Le Maroc, à titre d'exemple, perd l'équivalent de 3.52% de son PIB à cause des problèmes de la dégradation de l'environnement tels que les problèmes liés à l'assainissement liquide, solide et la déforestation (Croitoru et Sarraf, 2017). Ces problèmes liés à l'environnement accentuent le phénomène de la désertification, et par conséquent, l'ensablement. Ce dernier, considéré comme une phase ultime de la désertification, se manifeste par l'apparition des dunes de sable. Ce qui constitue un risque permanent pour les villages et les infrastructures des régions touchées par ce fléau (Chapitre 12, agenda 21).

Les dunes sont constituées par des sables dont la définition est basée sur un critère physique qui est le diamètre des grains de sable. Donc le sable est une roche sédimentaire détritique meuble dont la taille des grains est entre 63µm et 2mm. Cette définition de sable qui est liée à

un critère physique suppose que les sables peuvent avoir différentes origines et par conséquent différentes couleurs. En effet, le sable dont l'origine est une roche basaltique aura tendance à avoir une couleur sombre. Par contre, un grain de sable dont l'origine est une roche siliceuse aura tendance à avoir une couleur blanchâtre ou une couleur rougeâtre sous des changements post-dépôt. Ce rougissement est dû aux oxydes de fer largement répartis sur la surface de la terre suite à l'altération des minéraux primaires : (péridots, pyroxènes, grenats, amphiboles, feldspaths, feldspathoïdes, micas...), avec possibilité de présence des minéraux hérités tels que : Ilménite, magnétite, zircon, illite. Ce phénomène de rougissement est très étudié dans le cadre des sciences de sols et connu sous le nom de rubéfaction. Ainsi dans la classification française (CPCS, 1967), deux classes de sols rouges ont été identifiés. La première est la classe des Sesquioxydes de fer et de manganèse qui se subdivise en deux sous-classes (ferrugineuse et fersialitique), la deuxième classe est la classe des sols ferralitiques.

Les sesquioxydes de fer se caractérisent par des couleurs très accusées : rouge, ocre, rouille. Ce rougissement reflète le contenu des oxydes de fer et oxy-hydroxydes de fer libérés dans les sols (Hématite, Goethite), ils sont considérés comme des indicateurs pédogénétiques et climatiques raisonnables. Les sols dans le monde diffèrent d'une région à l'autre selon le climat, ainsi les processus de pédogenèse se diversifient selon les conditions du milieu et la roche mère. Selon la classification des sols, il y a des sols dont la pédogenèse est très liée à l'évolution des matières organiques. Ces derniers caractérisent les régions soumises à des climats froids ou tempérés. D'autres sols dont la pédogenèse est liée à des conditions locales de station. Ils se caractérisent par des sols hydromorphes avec une oxydoréduction du fer liée à la présence permanente ou temporaire d'une nappe. Les classes de sol, sesquioxydes de fer, dont la pédogenèse est très liée au climat chaud et humide mais assez indépendante de l'évolution des matières organiques. Ils se caractérisent par des sols de type fersialitiques marqués par une évolution des oxydes de fer du type rubéfaction (climat de type méditerranéen et tropical sec). On note par exemple les sols bruns qui se marquent par une rubéfaction incomplète, les sols rouges qui connaissent une rubéfaction complète, complexe saturée ou presque. Dans la même catégorie, on note la présence des sols ferrugineux avec abondance des oxydes de fer cristallisés (Goethite et Hématite).

Les sols ferralitiques sont marqués par une altération complète des minéraux primaires (péridots, pyroxènes, grenats, amphiboles, feldspaths, feldspathoïdes, micas, etc ...); avec un lessivage complet des bases (K, Ca, Mg, Na) et une grande partie de la silice hors profil et enrichissement relatif en fer et en aluminium (minéraux de goethite et hématite). Les sols de

cette classe se répartissent dans une large zone située de part et d'autre de l'équateur sur un climat tropical humide et équatorial.

Les sables fauves, sont un exemple du sable de couleur caractéristique due au fer oxydé, constitués de sables argileux, parfois graveleux, ferruginisés, roux à orangés, très micacés. Ces sables sont abondants à Meknès au Maroc et à Bordeaux en France, ils font partie des sols à sesquioxydes de fer selon la classification des sols (CPCS, 1967) (Boumir, 1990). La rubéfaction des sables fauves de Meknès est la conséquence d'une altération à tendance ferrallitique, ayant lieu après le retrait de la mer du Saïs, sous un climat relativement chaud et humide (Boumir, 1990). On regroupe aussi sous le terme de sables fauves les dépôts marins du Miocène Moyen dans le bassin Aquitain. Ces sables sont appréciés pour la viticulture et contribuent à la qualité du Bas-Armagnac.

L'objectif de cette thèse est de rapporter deux cas de rougissement et de la variation de couleurs des dunes de sable dans le Sahara Marocain au Sud-Est à la région d'Erfoud, cas des dunes d'Yerdi et au Sud-Ouest à la région de Khnifiss, cas des Mégabarkhanes d'Elghord Lahmar. En plus, l'étude vise à déterminer les différents facteurs qui encouragent le processus de rougissement des grains de sable des dunes et ainsi les facteurs qui agissent sur la variation de couleurs. Ainsi nous sommes basés sur la caractérisation de la minéralogie et la géochimie des sables étudiés en plus des paramètres climatiques des régions d'étude. L'apport supplémentaire des outils de la télédétection et des systèmes d'information géographique a pour objectif de prouver le changement de couleurs des sables des dunes des zones d'étude et de cartographier la minéralogie des dunes, en plus de la cartographie géomorphologique des régions d'étude.

Commençant par une introduction qui présente la problématique, l'objectif et l'intérêt de l'étude, le présent travail s'articule en 2 grandes parties. La première partie évoque une présentation des caractéristiques générales des déserts comme premier chapitre. En plus d'une présentation des zones d'étude, tant d'un point de vue géographique géologique et lithologique que climatique et géomorphologique, comme deuxième chapitre.

La deuxième partie concerne la méthode d'étude, les résultats et les discussions. Le premier chapitre fait appel aux différentes approches adoptées pour effectuer cette étude, on y présente les images satellitaires et les méthodes d'analyses utilisées en plus des techniques d'analyses minéralogiques et géochimiques et les données climatiques. Le deuxième chapitre présente les résultats et les discussions qui concernent chaque zone d'étude. Ainsi ce chapitre porte sur

l'étude des couleurs des dunes, leur minéralogie et ainsi l'origine du sable. Ensuite, une synthèse et comparaison entre les deux régions d'étude en considérant toutes les caractéristiques climatiques, géologiques et géomorphologiques des deux zones d'étude. Une conclusion générale vient clôturer ce travail.

# **1<sup>ère</sup> Partie : Présentation de la problématique et des régions d'étude**

# Chapitre I : Généralités

## I. Présentation générale

### 1. Déserts, climats et distribution géographique

Le désert est un laboratoire naturel où on peut étudier l'interaction entre le vent, l'eau et les surfaces arides de la planète terre (Walker, 1996). Vu son aridité importante, certains chercheurs ont considéré le désert comme un environnement très fragile caractérisé par des sols nus où aucune forme de vie ne peut y survivre. Il peut être un environnement caractérisé de haute ou de basse température, des ergs ou bien des terres couvertes des dunes de sable, parfois marqué par un couvert végétal steppique... mais le désert est toujours aride et sec.

Les déserts représentent approximativement le 1/5 de la surface terrestre, il connaît plusieurs définitions et classifications selon les facteurs climatiques. Quatre catégories de déserts déterminés selon l'indice d'aridité qui est défini par le rapport P/ETP, où P est la moyenne annuelle des précipitations et ETP représente la moyenne annuelle d'évapotranspiration potentielle. L'aridité augmente quand le rapport P/ETP diminue, ainsi on détermine 4 zones selon le degré d'aridité (Tableau 1 ; Fig.1) (Barrow, 1992).

Tableau.1. Classification des zones arides selon l'indice d'aridité

Classification	Indice d'aridité	La superficie terrestre mondiale
Hyperaride	$AI < 0.05$	7.5%
Aride	$0.05 < IA < 0.20$	12.1%
Semi-aride	$0.20 < IA < 0.50$	De 17,7%
Subhumides sèche	$0.50 < IA < 0.65$	De 9,9%

Le désert est aussi subdivisé en deux types ; le désert chaud et le désert froid, ainsi dans les deux cas, les végétaux sont incapables de pousser. En ce qui concerne le cas des hautes températures, les végétaux souffrent de l'insuffisance d'humidité et des précipitations et de l'excès d'évapotranspiration. Dans le cas du désert froid des régions polaires arctiques, le taux d'évapotranspiration ne dépasse pas celui des précipitations, cependant, les végétaux trouvent aussi des difficultés pour survivre dans ces régions. Cela est dû au problème d'inaptitude d'absorption de l'eau par les tissus des plantes dans des températures glaciales.

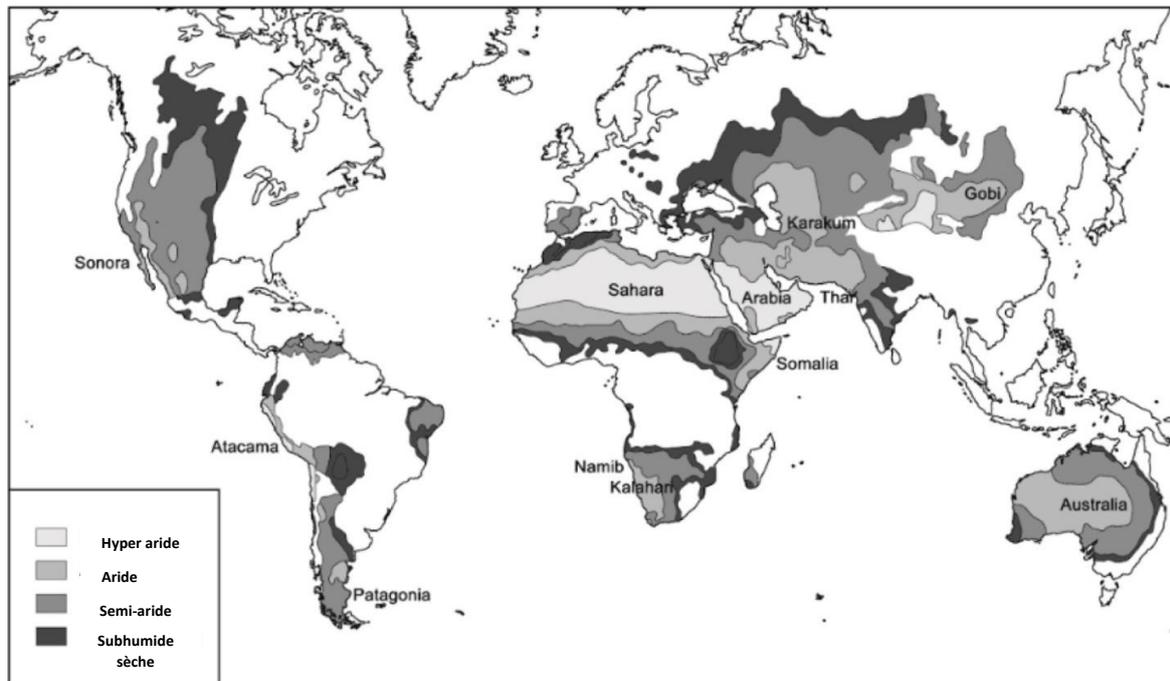


Fig.1. Les déserts et semi-déserts du monde (Middleton, 2009)

### 1.1. Les causes d'aridité, les types de déserts et leur distribution géographique

L'initiation et le développement des déserts est un fait principalement climatique contrôlé par la circulation atmosphérique globale. Cette dernière est marquée par la subsidence atmosphérique associée aux cellules de convection engendrées par la variation de la pression entre les zones équatoriales chaudes (basse pression) et les zones polaires froides (Haute pression) (Glennie, 1987). Si la terre était stationnaire le système convectif serait, relativement plus simple, une seule cellule avec de l'air chaud qui s'écoule de l'équateur et l'air froid venant des pôles. Cependant, suite à la rotation de la terre, l'effet de la force de Coriolis défléchit les masses d'air vers l'est/l'ouest selon la différence de la vitesse de rotation de la terre à l'équateur et aux pôles. Les cellules de convections comprennent trois types au niveau de chaque hémisphère du globe terrestre. La cellule de Hadley au niveau des régions tropicales où dominant les vents d'est réguliers et constants, dans cette région les masses d'air chaudes et humides se déplacent du cheminé de l'équateur vers les tropiques, au niveau des latitudes 23° à force de condensation, les masses d'air perdent leur humidité sous forme de précipitations et s'échauffent davantage en arrivant vers les régions subtropicales 30°. Ces derniers ont donc un régime anticyclonique, générateur d'un climat chaud et sec, par conséquent, des ceintures de haute pression se produisent en formant une bande de déserts de part et d'autre de l'équateur dans les régions 30°N et 30°S (Fig. 2). Aux latitudes moyennes les masses d'air polaires et tropicales se rencontrent sans se mélanger suite à la variation de températures et d'humidité.

Les masses d'air chaudes tropicales s'élèvent à pente douce au-dessus de l'air froid venant des pôles, ce qui favorise la condensation d'humidité. Dans cette zone de front de la cellule de Ferrel se forme des nuages qui se déplacent vers l'ouest, ainsi la région est une zone tempérée caractérisée par des vents de l'ouest. Au niveau de la zone polaire, l'air subsident froid et dense entretient au sol des hautes pressions, puis s'écoule au sol vers les latitudes tempérées. La température de l'air augmente ainsi provoquant une ascendance, cela crée une zone de pression en altitude au niveau des latitudes 60° là où se boucle les cellules polaires (Fig. 2). Des déserts froids se développent au niveau des zones gelées de l'Arctique et de l'Antarctique et dans les hautes montagnes, où les températures au sol sont généralement trop basses pour permettre une croissance importante de la végétation.

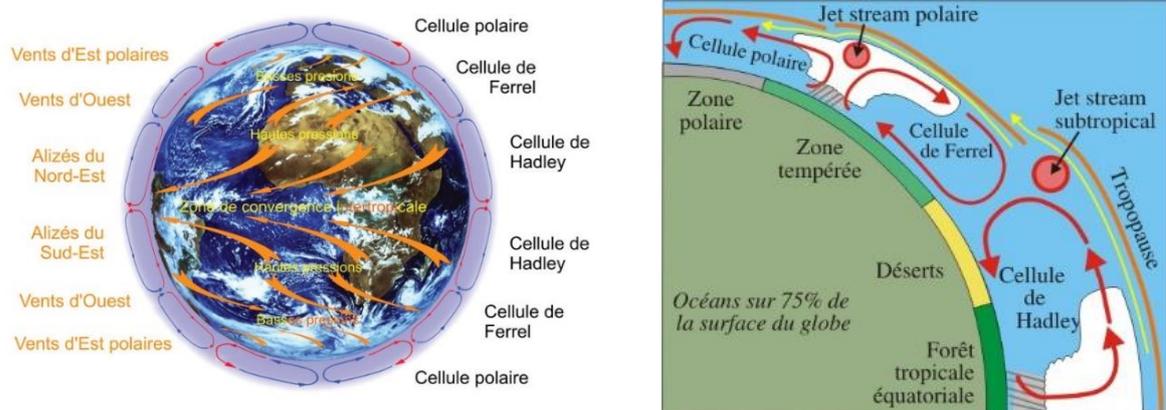


Fig.2. La circulation atmosphérique (<http://www.cea.fr/comprendre/PublishingImages/Pages/climat-environnement/le-climat/Terre-Atmosphere.jpg>)

## 1.2. Les différents types de déserts

### 1.2.1. Les déserts des régions arides subtropicales

La plupart des grands déserts du monde se trouvent dans des zones où les vents d'Est passent ou proviennent de vastes masses terrestres. Dans l'hémisphère nord, c'est notamment le cas du Sahara en Afrique et du désert de la péninsule Arabique, en plus du désert centrasiatique et du Thar d'Iran (Fig. 1). En Amérique du nord, on note les déserts du Great basin, Mojave, et du Sonoran. Dans l'hémisphère sud, existe les déserts d'Australie et le Sud Sahel représentant le 'Kalahari', en plus du désert de Patagonie en Amérique du sud.

### 1.2.2. Les déserts côtiers tempérés

L'aridité dans les déserts littoraux, les marges occidentales, est renforcée par les courants d'upwellings associés des eaux froides et d'un air à la fois rafraîchi et humidifié qui accentue

la stabilité atmosphérique (Thompson, 1974). Cela provoque des condensations nocturnes sous forme de rosées et de brouillards. Cependant, la pluviosité y est réduite, voire pratiquement nulle. Ce type de désert est rencontré notamment en Namibie, Atacama (Chili-Pérou), la basse Californie et du Sahara Atlantique (Fig.1 ; Fig.3). Dans ces territoires, l'effet stabilisateur sur l'atmosphère des courants froids de Humboldt aux Andes, entraînant les upwellings, est un facteur qui empêche les précipitations. Des conditions similaires existent le long de la côte ouest de l'Afrique du sud où le courant du Benguela dans le sud de l'Atlantique coule au nord. En conséquence, une grande partie de la zone côtière du sud-ouest de l'Afrique (désert namibien) varie de semi-aride à intensément aride (Flint, 1959). Similairement, le Sahara atlantique en côte ouest de l'Afrique du nord qui confronte des courants froids de Canaries, et ainsi, le courant de Californie en côte ouest de l'Amérique du nord.

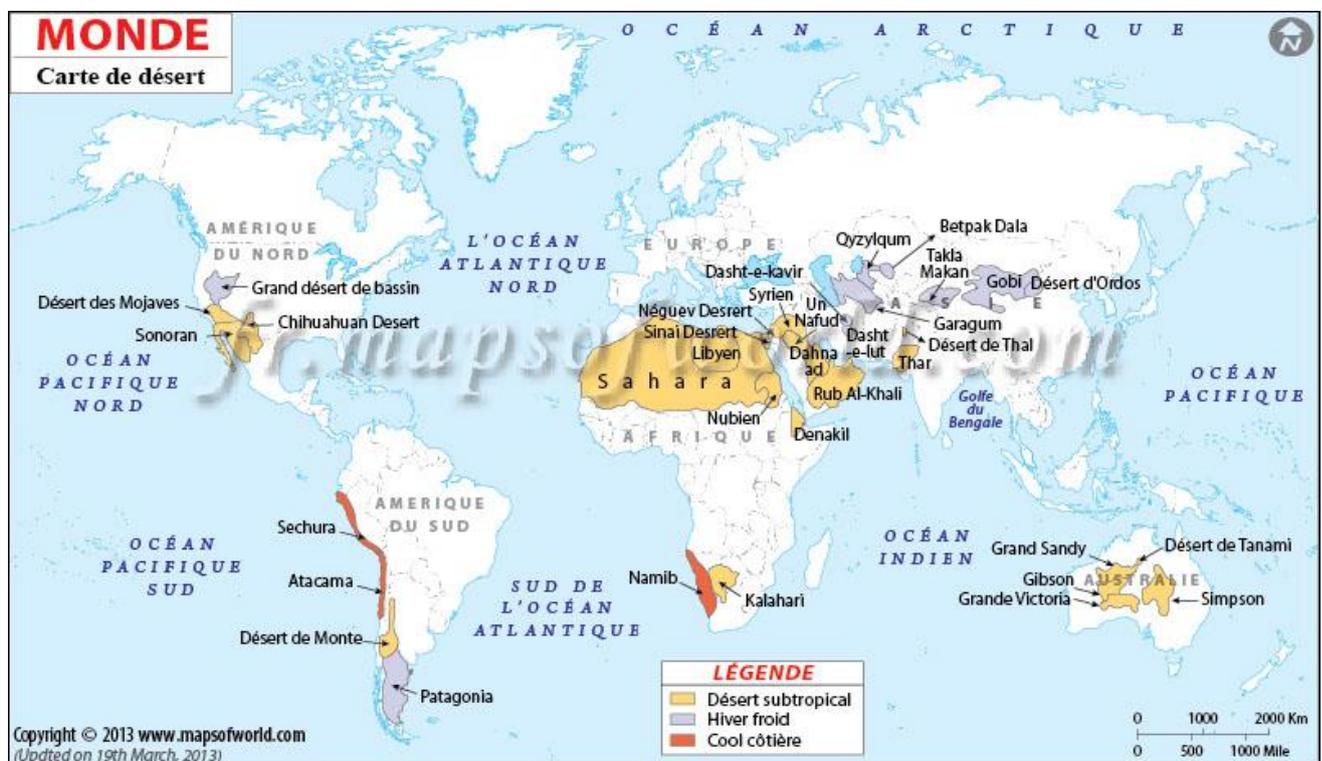


Fig.3. Carte de distribution géographique des déserts du monde (Copyright 2013, www.mapsofworld.com)

### 1.2.3. Le désert de l'abri

Les déserts d'abri ou le « Rain Shadow » sont des déserts provoqués par un obstacle orographique. Ils se localisent à l'abri des barres de montagnes qui les privent de l'air frais humide des vents océaniques (Monod, 1992). Les pluies ainsi sont limitées aux versants en face des vents dominants, ce qui induit l'aridité de la région au-delà des montagnes. Cela représente

l'exemple des plaines arides de la Patagonie abritées par la chaîne d'Andes et les déserts de Mojave et Sonoran entre les États-Unis d'Amérique (USA) et le Mexique abritées par les chaînes de la Sierra Nevada et les « Transverse Ranges », ainsi que le désert « Great basin » abrité par les chaînes de Sierra et de Cascade (Fig.3). Les caractéristiques climatiques sont similaires à celles du désert subtropical (Forte chaleur et grand ensoleillement), où l'air se réchauffe d'une façon adiabatique en descendant derrière l'écran orographique.

#### 1.2.4. Les déserts intracontinentaux

Le facteur le plus déterminant des déserts intracontinentaux c'est l'absence d'influence océanique, leur situation très continentale leur prive de l'ingression des masses d'air océaniques chargées d'humidité. En plus de la continentalité viendront s'ajouter souvent l'influence de la latitude d'une part et l'influence orographique d'autre part. Ce type de désert est bien représenté en hémisphère nord, à l'exemple du désert de Gobi (l'Asie centrale) qui représente similairement un cas extrême du désert d'abri étant bien entouré par de hautes chaînes montagneuses. En centre ouest des États-Unis, Les déserts Mojave et Sonoran qui ont, en plus des caractères du désert d'abri, les caractères du désert intracontinental (Fig.3).

#### 1.3. Les caractéristiques climatiques des déserts

La température sur la terre augmente rapidement à cause des hauts niveaux d'ensoleillement, l'absence des nuages révèle le maximum possible d'insolation reçu par les déserts. La moyenne annuelle des heures d'ensoleillement en Egypte est d'environ 3500h/an, et en désert de Tibet est d'environ 3400h/an (Middleton, 2009). Au Maroc, le rayonnement solaire incident moyen oscille entre 4,7 et 5,6 kWh/m<sup>2</sup>/jour avec un nombre d'heures d'ensoleillement qui varie de 2700 h/an dans le nord du Maroc à plus de 3500 h/an dans le sud, sachant que le sud du Maroc est une zone désertique qui fait partie du Sahara (Yadir et al, 2011).

Les cartes de distribution (Global satellite maps) des données annuelles des températures maximales de la surface terrestre confirment le fait que les régions arides sont les plus chaudes de la planète. Pour les terres arides à végétation éparse, une grande partie du Sahara, le moyen orient, le désert de Gobi, en plus du désert d'Australie et de larges surfaces du nord-ouest d'Amérique se caractérisent par des températures qui dépassent 60°C (Middleton, 2009). La valeur la plus élevée a été enregistrée au désert de Lut (Iran) avec environ 70.7°C. Concernant les déserts couverts de dunes de sable « les ergs », les valeurs les plus élevées de température ont été enregistrées à Turkménistan avec une valeur de 79.4°C, et au nord du port de Soudan avec environ 83.5°C. Le ciel est le plus souvent dégagé avec de fortes amplitudes thermiques :

des températures diurnes supérieures à 50 °C et des températures nocturnes inférieures à 0 °C. Les tombées de neige et le gel en désert est possible surtout en dehors des tropiques. Le nombre de jours où la température atteint 0°C est autour de 100 jours/an en moyenne, cela existe particulièrement au désert de Sonoran (Nord d'Amérique) à environ 30° N. En Patagonie, à environ 40°S et 50°S, le nombre de jours de gel est de moins de 100 jours/an. Au niveau des tropiques, le Sahara présente des températures minimales : 0°C a été enregistré en Algérie (oasis des villages d'Ougla et Ghardaia) et au Maroc (Erfoud). Des cas similaires ont été notés dans la péninsule d'Arabie malgré sa situation au niveau des basses latitudes (Middleton, 2009).

Les déserts reçoivent typiquement de rares précipitations, en plus, le désert connaît d'autres formes de précipitations ; tel que les brumes, la rosée, la grêle et la neige. Cependant, ils sont caractérisés par de très faibles quantités annuelles. Pour les cas extrêmes, dans les régions hyperarides, les précipitations enregistrées atteignent moins de 10 millimètres. Cela caractérise le désert d'Atacama considéré comme « la région la plus aride sur terre » avec une moyenne annuelle de 0.5 millimètres pour la période de 1964 à 2000 (Middleton, 2009).

Les précipitations dans le désert se caractérisent aussi par sa variabilité importante, les régions très arides peuvent rester plusieurs années sans précipitations, elles peuvent alors recevoir le total des précipitations d'une année entière en une seule tempête. Ces types d'évènements engendrent souvent des inondations ce qui crée des difficultés pour les habitants du désert. Les précipitations dans les déserts sont également typiquement très variables aussi bien dans l'espace que dans le temps, ils sont souvent décrits comme étant sporadiques. Normalement, les précipitations sont largement dépassées par l'évaporation, les déserts ont certains taux d'évaporation potentiels les plus élevés. Le taux d'évaporation potentielle le plus élevé est dans l'Atacama, elle dépasse 3500 millimètres par an, et dans la partie méridionale du désert libyen au sud de l'Egypte centrale, l'évaporation potentielle peut atteindre 5000 millimètres (Cook et al, 2006).

La rosée et les brumes matinaux sont deux formes de précipitations atmosphériques les plus importants dans certains déserts. Ces deux phénomènes se produisent fréquemment et régulièrement contrairement aux pluies. Les brumes se produisent dans les déserts sur les côtes ouest de l'Afrique australe et de l'Amérique du Sud. Dans le sud-ouest de l'Afrique, les brumes se forment dans l'air refroidi à mesure qu'il coule sur la surface océanique, ce qui est relativement froid grâce à la remontée du courant de Benguela. Ils sont surtout connus en côtes d'Angola, de Namibie, et à Namaqualand. Ces brumes et rosées sont aussi présentes aux côtes du Sahara Atlantique. Ainsi, dans la région de Sidi Ifni au Maroc, s'installe un projet de

transformation des brumes en eau en utilisant des condensateurs nature, ce qui a permis d'exploiter les ressources en eau atmosphérique (Marzol et al, 2011).

Les vents chauds, secs et poussiéreux sont une autre caractéristique typique des climats désertiques. Les vents forts du désert mobilisent souvent des particules de sable et de poussière des surfaces qui sont généralement sèches et dénudées. Tous les déserts ont au moins un et souvent plusieurs vents poussiéreux qui soufflent durant des saisons particulières. L'Harmattan est le vent le plus connu du Sahara, sec et poussiéreux. C'est une caractéristique des mois d'hiver, de novembre à mars, lorsque pratiquement toutes les parties de l'Afrique de l'ouest au sud du Sahara sont sous l'influence des alizés du nord-est qui transporte la poussière saharienne dans une grande partie de la région et au-delà, vers l'Atlantique (Glennie, 1987).

## **II. Géomorphologie du désert et les processus d'érosion**

L'environnement désertique expose une diversité énorme. Chaque type de désert reflète une histoire géologique, climatique et écologique unique (Middleton, 2009). La complexité géomorphologique du désert est donc un témoignage de la diversité des processus morphogénétiques. Ainsi, le climat d'aridité, la présence d'un sol distinctive et la quasi-absence d'une végétation protectrice impliquent l'évolution géomorphologique. Cela est essentiellement dû à la prédominance des processus d'altération mécanique et de l'action érosive sur les actions chimiques ou biologiques (Monod, 1992).

Les roches dans le désert subissent l'érosion selon plusieurs processus : l'exfoliation provoquée par l'insolation, l'action abrasive éolienne des sables, en plus de l'action lente de l'altération chimique. L'action du vent et de l'eau jouent un rôle très important dans le transport et le dépôt des matériaux résultants de l'érosion dans le désert (Glennie, 1987). Ils s'impliquent ainsi, en étant des processus morphogénétiques, dans l'évolution des paysages désertiques.

La thermoclastie est l'effet du gradient thermique journalier intervenant à sec pour provoquer des fractures qui s'agrandissent progressivement et finissent par fragmenter les roches et libérer des sables et des arènes. La gélifraction ou cryoclastie intervient également à la fragmentation des roches, cependant, en nécessitant une humidité suffisante, celle-là n'intervient guère qu'en zones montagneuses. L'humidité même avec de faibles quantités, améliore l'efficacité des températures extrêmes en fragmentant les roches.

L'action de l'eau et du vent dans la géomorphologie de l'environnement désertique est considérée comme des processus exogènes qui peuvent être aussi conduits par des forces

endogènes comme l'activité tectonique et volcanique (Cooke et al, 2006). Deux principaux domaines caractérisent le désert : Le domaine éolien dominé par les activités d'érosion et de dépôt éolien. Cela caractérise spécialement des régions d'extrême aridité. En plus du domaine fluvial qui domine spécialement les régions moins arides (Exemple du Great basin des Etats Unies d'Amérique et du bassin de Tafilalet au Maroc). Les ruisseaux érodent les vallées et répandent des débris au niveau des cônes alluviaux. La majorité des zones arides reflètent une interaction subtile entre les processus fluviaux et éoliens.

### 1. L'action de l'eau

En plus de la fonction du transport du sédiment, l'eau provoque une altération chimique des roches et sédiments dans l'environnement sédimentaire désertique. Ainsi, l'eau riche en sel provoque une désagrégation (l'haloclastie) par la cristallisation dans les roches fissurées (Monod, 1992). En plus de l'exudation en surface de sels qui se résulte sous forme d'une patine désertique (fer et manganèse). L'alternance d'humidité et de dessiccation provoque la formation des croûtes de calcaire.

Les produits de l'altération superficielle seront livrés dès leur origine à l'action de la pesanteur et sous de multiples formes depuis les éboulis des falaises et des versants jusqu'aux transports de matériaux par les crues et le ruissellement. Malgré son caractère intermittent, l'eau courante a un rôle très important dans l'érosion fluviale représentée par les réseaux hydrographiques aujourd'hui fossilisés. Les écoulements actuels sont toujours temporaires, linéaire ou diffus. Concernant l'écoulement linéaire et concentré, il est affecté d'une double discontinuité, dans le temps aussi que dans l'espace. Les crues peuvent y être soudaines et brutales avec une vitesse pouvant atteindre dans un oued encaissé 20-30 km à l'heure. Ce sont de véritables chasses qui se précipitent vers l'aval, avec une charge solide et un pouvoir érosif considérable. Le second mode important de l'action des eaux courantes au désert est celui des écoulements en nappes ou « sheet-floods ».

Le désert se caractérise plutôt par une inondation étalée, pelliculaire, pouvant se diviser et s'effiloche en de multitudes filets d'eau, que d'une crue concentrée associée à un talweg. Le parcours de l'oued désertique se partage en trois secteurs : un éventail d'amont, convergeant, sur le bassin versant ; un tronc commun intermédiaire, assurant le transit entre le relief et la zone d'épandage ; un éventail d'aval divergent, menant la crue alors à bout de souffle vers le bas-fond où elle va mourir.

## 2. L'action du vent

L'action du vent vient après l'eau courante, ubiquiste et quasi-permanente, comme agent d'érosion, cependant, il constitue un agent de transfert très actif du sédiment meuble tel que les sables, limons et poussières. En plus de la déflation ou l'ablation, s'ajoute au vent la capacité de creuser des cuvettes fermées. L'action principale du vent dans le désert est l'accumulation et l'édification de reliefs dunaires pouvant atteindre ou dépasser 200 m d'hauteur.

Le mode de transport des grains de sable diffère en fonction de la taille des éléments en transit, par roulage, saltation ou flottation pour les fractions fines. Ces poussières sont responsables des brumes sèches prises en charge par les circulations d'altitudes devenant des aérosols dispersés à de grandes distances. Cela est très fréquent dans les pays arides ainsi que venteux, l'exemple des poussières africaines rougeâtres atteignant l'Europe ou bien traversant l'atlantique jusqu'au Antilles sont des exemples très représentants. On peut citer à titre d'exemple : les neiges martiennes de couleur orange à cause des retombées de poussière saharienne (Sochi Russie, mars 2018). L'action du vent concerne aussi les façonnages superficiels résultants des bombardements des grains de quartz d'une roche devenue luisante et lustrée : exemple des interdunes de la mer du sable méridionale libyque, les bifaces acheuléens sont brillants et comme vernissées sur leur face supérieure exposée au vent mat en dessous (Monod, 1992).

Le grain de sable éolisé, le RM (rond-mat) décrit par Cailleux apparaît au microscope comme dépoli par les chocs subis en cours de transport. A plus grande échelle, la corrasion est une érosion éolienne qui peut entamer des galets de roches dures (ventifacts, Dreikanter). Le vent contribue au creusement des cannelures géantes dans les grès (exemple des grès paléozoïques du Borkou au Chad), et à l'érosion des sédiments moins résistants des Yardangs. La sculpture des roches tendres produit, au désert de Lut (Iran), de longues crêtes des Kalut, pouvant atteindre une vingtaine de mètres de haut (Monod, 1992).

## 3. Les subenvironnements du désert

Les déserts se caractérisent par plusieurs paysages : (1) des roches dénudées érodées avec des sols minces et discontinus ; (2) des ruisseaux éphémères (principalement) et permanents (rarement) sur les cônes alluviaux et les plaines inondables ; (3) des lacs salins éphémères et permanents ; (4) des déserts côtiers ; et (5) des mers de sable éoliennes (ergs) (Fig.4). 30% des déserts se caractérisent par des subenvironnements associés à des zones avec un drainage interne (bassins fermés) (Bridge and Demicco, 2008). A titre d'exemple, au niveau des bassins contrôlés par un système de failles s'accumulent des sédiments épais (le bassin de Range à

l'ouest d'Amérique du nord, Au sud de Canada, Altiplano Andes, le plateau de Tibet, et la vallée du rift à l'est de l'Afrique). D'autres types de bassins comme les cratons fermés et stables tectoniquement, connu sous le nom des (Sag basins), se trouvent dans des régions arides et semi-arides y inclus le bassin du lac Tchad en Afrique centrale et le bassin du lac Eyre en Australie centrale. Les grandes mers de sable s'accumulent dans ces types de bassins, l'exemple du Sahara, la péninsule arabique, l'Asie centrale, et l'Australie centrale sont très représentants. Tous les bassins fermés se caractérisent par une transition des subenvironnements depuis les reliefs (rochers érodés) entourant les bassins jusqu'aux lacs éphémères au centre hydrographiques des bassins. Les dunes de sable ainsi tendent à s'accumuler à une extrême terminaison du bassin suivant la direction du vent dominant. La minorité des subenvironnements inclut des lacs côtiers « Lakeshorline » comme les deltas, les plages. Les déserts côtiers dans les régions arides dans les tropiques sont communément marqués par des minéraux salins et les carbonates qui s'accumulent dans les zones supra-tidales et les lagunes éphémères et permanentes. Ces types de paysages s'appellent communément des Sebkhah ou Playa (Fig.4).

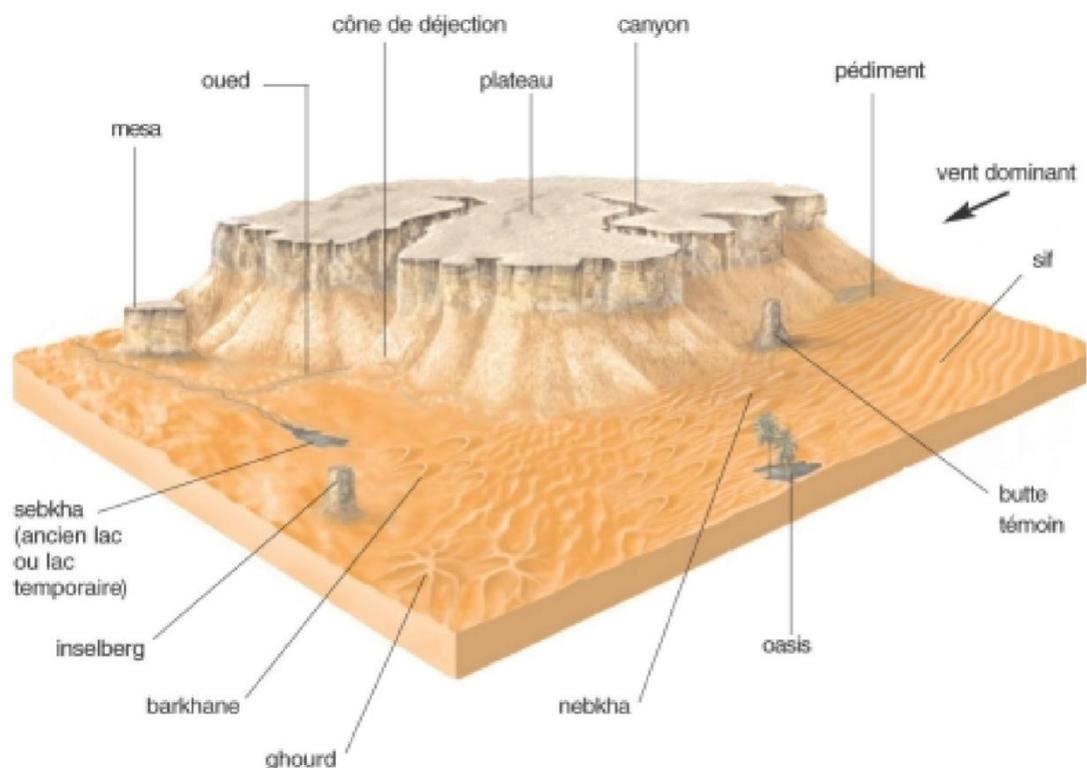


Fig.4. Bloc diagramme représentant la géomorphologie du désert

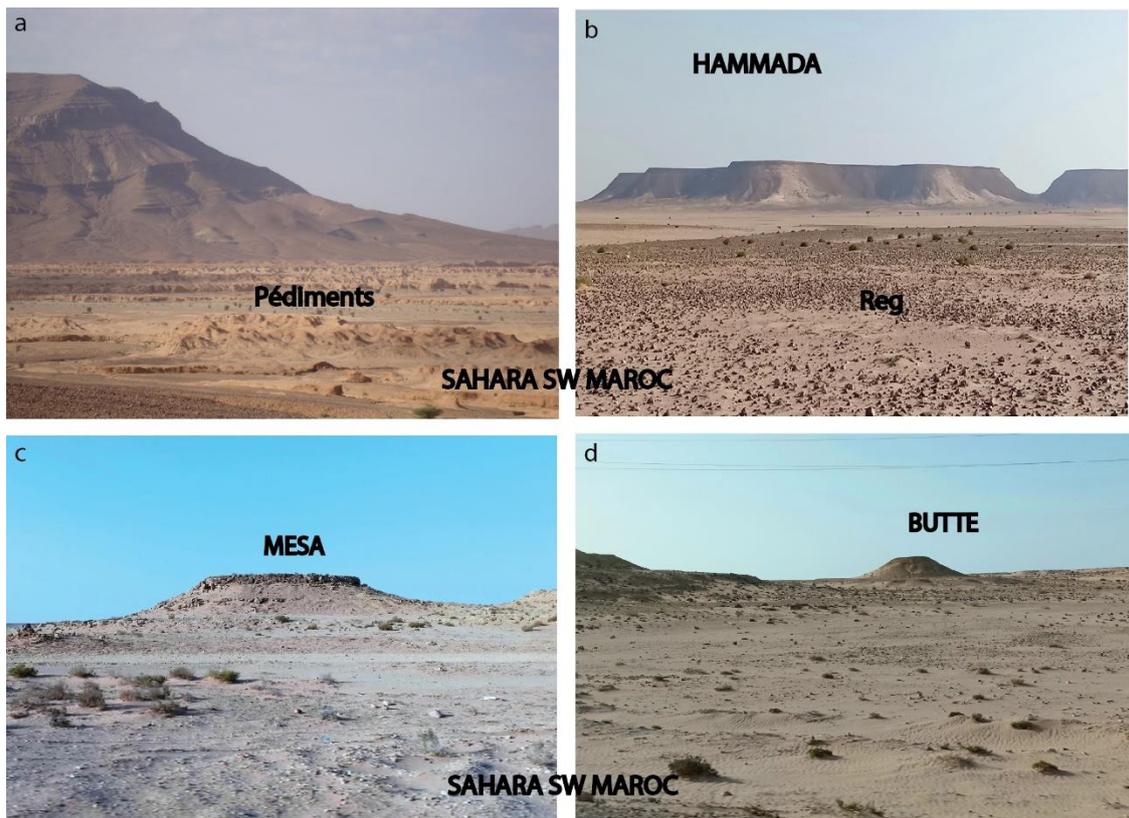
(<http://www.larousse.fr/encyclopedie/divers/relief/87042>)

### 3.1. Les reliefs et les roches dénudées érodées (substratums rocheux)

Les reliefs et les substratums rocheux représentent 40% des régions désertiques (Bridge and Demicco, 2008). En raison du manque d'humidité et de la végétation, les sols dans les déserts sont relativement fins et grossiers. Les processus d'altération chimique et mécanique opèrent dans les régions arides, quoique plus lentement que dans les climats humides. Si les processus d'érosion jouent un rôle important dans le façonnement des formes et paysages du désert, la nature de la roche et son origine joue un rôle aussi important dans l'évolution du relief. Plusieurs aspects sont représentés par des roches de nature éruptive ou volcanique tel que les formes de : dômes, coupoles, pyramides, cônes, crêtes, aiguilles, cratères, coulées et filons. Ce sont des formes généralement disséquées par l'érosion selon l'âge et la nature de la roche.

Les pédiments sont des surfaces d'érosion entaillées dans le substratum rocheux au-delà du front de montagne actuel dans les régions arides (Bridge and Demicco, 2008). Les pédiments se trouvent le plus souvent dans les zones désertiques avec un drainage extérieur qui peut éliminer une partie des produits d'érosion. À de nombreux endroits, les surfaces des pédiments sont recouvertes d'un mince placage d'alluvions, et leur surface légèrement inclinée peut être interrompue par des boutons résistants du substratum rocheux, appelés inselbergs, qui collent au-dessus de la surface du pédiment. L'inselberg est un paysage particulièrement caractéristique des pénéplaines cristallines, il s'agit d'un relief résiduel rocheux, isolé par l'érosion (Photo.1a). L'inselberg se présente de différentes tailles, depuis la modeste butte jusqu'à de hautes collines, voire de véritables montagnes. Ce type de paysage est rencontré souvent au Sahara (Monod, 1992).

Au niveau de certaines régions caractérisées par des roches sédimentaires, sous forme de couches subhorizontales, souvent gréseuses ou calcaires. Dans ces régions se développent des plateaux à topographie très monotone spécialement dans les cas des Hamadas connu au Sahara (Photo.1b) (Monod, 1992). Ce sont des surfaces rocheuses où les roches peuvent affleurer en blocs, dont la fragmentation des substrats rocheux a contribué à la constitution d'un reg (Photo.1b). Ces plateaux sont entamés par une action fluviale qui en coupe des canyons à flancs raides étroits (Fig. 4 ; Photo.2a). L'érosion et l'altération exerce une influence sur les parois des canyons, ce qui contribue à la réduction du couvert rocheux jusqu'à ce qu'il ne reste plus que des mesas à flancs raides (Mesa signifie « table » en espagnol). Une Mesa a une surface plus petite qu'un plateau et est à peu près aussi large qu'elle est grande (Photo.1c). L'érosion extensive de tous les côtés d'une mesa la réduit à une butte (Photo.1d).



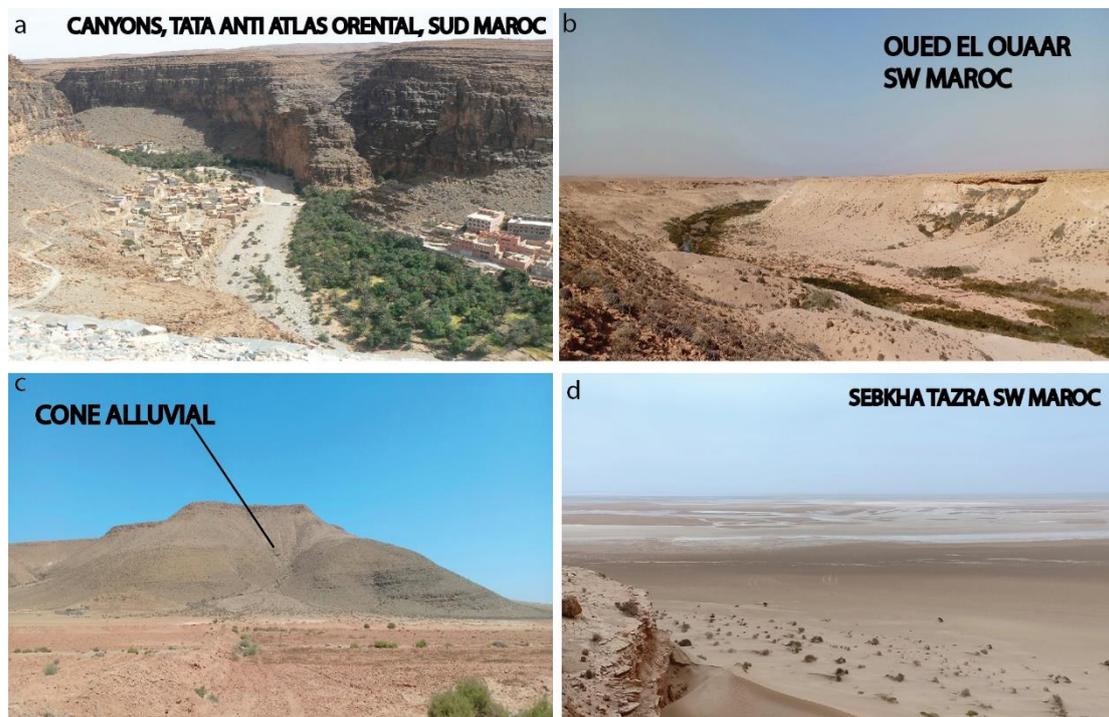
Planches photos.1. Photos représentant les reliefs et les substratums rocheux au désert, (a) Pédiments à TATA au sud du Maroc, (b, c, d) Hamada, mesa et butte, (Bassin de Tarfaya, Maroc) Photos prises par (Sana DABI)

### 3.2. Les ruisseaux éphémères et permanents sur les cônes alluviaux et les plaines inondables

Une grande partie de la plaine des déserts est composée de plaines inondables ou alluviales de rivières éphémères (Photos.2a, b), peut-être 20% des zones désertiques du monde entier. L'eau coule épisodiquement dans les rivières des régions arides. Vu que la nappe phréatique est généralement sous la surface, une grande partie de l'eau s'infiltre dans le sol, surtout si la surface est recouverte de sable et de gravier. Par conséquent, les événements de décharge de flux n'ont pas tendance à durer très longtemps, peut-être quelques heures à quelques jours. Les inondations peuvent être générées par la fonte des neiges ou par les orages convectifs (Bridge and Demicco, 2008). Trois types de rivières qui traversent le désert sont des rivières exotiques, endoréiques et éphémères. Les grands fleuves permanents (exotiques), avec une alimentation durable en eau, peuvent résister aux pertes d'infiltration en traversant le désert (par exemple, le Nil, Colorado). Les rivières qui traversent le désert mais n'atteignent pas la mer (endoréique) ont des systèmes de drainage intérieur qui peuvent se terminer dans des lacs pérennes comme le lac Tchad. Les rivières éphémères sont celles qui coulent saisonnièrement ou après orages,

et ont souvent des décharges élevées et quantités élevées de sédiments. Dans les zones désertiques, la largeur et la profondeur des cours d'eau diminuent généralement en aval, car la décharge diminue en aval. Étant donné que la nappe phréatique est relativement élevée sous les cours d'eau éphémères, la végétation riveraine peut être bien développée, tandis que la végétation est plus faible sur la plaine inondable.

Les rivières et les ruisseaux qui émergent des zones montagneuses sur les plaines adjacentes s'étalent et perdent leur capacité à transporter des sédiments. En conséquence, de grandes quantités de roches, de pierres, de sable, de limon et d'argile sont déposées sous forme d'un cône alluvial. Ces éléments ont une forme semi-circulaire lorsqu'ils sont vus d'en haut, bien que leur forme en trois dimensions soit plus comme un cône (Photo. 2c). Le sommet du cône (l'apex) est situé à l'endroit où la rivière émerge de la base du front de montagne. Les fans se fusionnent souvent pour former une série de chevauchement qui constitue un cône alluvial connu aussi sous le nom de "Bajada". Les cônes alluviaux au sud et à l'ouest des montagnes d'Oman dans le sud-est de l'Arabie à partir d'une bajada majeure, en pente douce plaine mesurant environ 500 km sur 200 km de surface (Bridge and Demicco, 2008).



Planches photos.2. Photos montrant les canyons (TATA Anti-Atlas oriental) (a), les rivières éphémères (l'amont de l'oued El Ouaâr) (b), cône alluvial (Bassin Tarfaya, SW Maroc) (c) et des lacs éphémères (Sebkha TAZRA, Khnifiss SW Maroc) (d) (Source : Sana DABI).

### 3.3. Les lacs salins éphémères et permanents

En plus des reliefs, le désert se caractérise aussi par des dépressions. Ces dernières constituent des lacs éphémères inondés occasionnellement à cause de fortes pluies, la fonte des neiges ou bien durant des périodes humides. Ces lacs peuvent persister pendant un à deux jours ou bien pendant plusieurs semaines. Dans certains cas, les masses d'eau permanentes dans les lacs éphémères peuvent être maintenues par les écoulements des réservoirs des eaux souterraines. La topographie des déserts étant très endoréiques et sans débouchés sur la mer, des cuvettes s'installent et se développent le long des reliefs, dont le centre de ces cuvettes est très souvent signalé par le blanc étincelant du sel. Les surfaces salées donneront des chotts ou des sebkhas suivant l'origine de leurs eaux, phréatiques ou superficielles. Le sel peut se disposer en efflorescence pulvérulente ou en boursouflure. Ainsi, les sebkhas se caractérisent par l'alternance des couches d'argiles et de sel qui peuvent donner lieu à une exploitation minière active (Exemple de la Sebkha TAZRA) (Photo.2d). Certaines sebkhas sont composées d'une séquence des carbonates, des sulfates et des chlorures (par exemple, la calcite, le gypse et l'halite), ce sont les planchers des lacs Pléistocène desséchés et qui occupent maintenant des bassins désertiques (Bridge and Demicco, 2008; Monod, 1992).

### 3.4. Le désert côtier

Les zones côtières se caractérisent généralement par différents types, des côtes dominées par l'érosion et d'autres par le dépôt du sédiment. Ces différents processus donnent naissance à une diversité de la géomorphologie côtière (Bridge and Demicco, 2008). Les rivages des zones arides et hyperarides ont essentiellement la même géométrie, les mêmes processus que les rivages dans les climats humides. Ainsi les côtes dominées par de l'érosion appelées « côtes rocheuses » sont marquées par des falaises, des grottes et des formes karstiques (Exemple du gouffre du diable de Sidi Akhfenir) et des arcs de mer (Photo.3).



Planches photos.3. Forme karstique « gouffre du diable » à Sidi Akhfenir (SW du Maroc)

(Source : Hicham ELBELRHITI)

Les zones côtières dominées par le dépôt des sédiments, constitués généralement par des plages, dunes côtières, en plus des systèmes lagunaires, les deltas, les sebkhas supratidales et les barrières côtières (Photo.4a, b). Cependant, il y a certaines différences entre les côtes humides et arides : les sédiments des côtes arides seront terrigènes près de l'entrée de la rivière (p. ex., le delta du fleuve Colorado), alors que les sédiments carbonatés s'accumulent loin des embouchures de la rivière. Dans les régions tempérées et tropicales humides, les plaines supratidales supérieures sont recouvertes d'herbes de marais salés ou de mangroves. Dans les zones arides, la végétation ne pousse pas sur les plaines supra-tidales, et les minéraux salins se cristallisent dans les sédiments à la place (Bridge and Demicco, 2008).

Les côtes arides se caractérisent par des lagunes et des cours d'eau éphémères qui sont aussi souvent le lieu de dépôt des évaporites. Les rivages arides modernes et bien étudiés rebordent le golfe Arabe, avec des carbonates sur la péninsule arabique, et des rivages terrigènes autour du delta du Tigre – Euphrate et le long de la côte iranienne. La côte ouest de l'Australie est aussi le site de rivages terrigènes et carbonatés, et la baie Shark étant aussi un site bien étudié des dépôts carbonatés.

### 3.5. Les dunes éoliennes et les mers de sable

Les dunes de sable sont certainement les formes éoliennes les plus spectaculaires, si elles se produisent sous forme de vastes surfaces infinies de dunes de sable, elles sont appelées mer de sable (ou ergs) (Photo. 4c, d). Les mers de sable représentent environ 20% des zones désertiques dans le monde (Fig. 5) (Kocurek et Lancaster, 1999). Les petits champs de dunes éoliennes sont également communs dans les bassins fermés. Le sable transporté par le vent provient, en partie, de l'altération chimique et mécanique des surfaces rocheuses par l'influence des changements rapides de température et l'action abrasive du sable soufflé par le vent. L'altération et l'érosion dans les régions désertiques s'appliquent dans les vastes étendus d'affleurements rocheux ainsi que dans des régions où la sédimentation aquatique prédomine. Parmi les sources importantes d'approvisionnement en sable ; les sédiments déposés dans les cônes alluviaux ainsi que les plages côtières bordant les déserts (Photo. 4c, d).

Les caractéristiques principales des dunes ; la source du sable, les processus de formation des dunes et la géomorphologie dunaire seront bien discutés en détails dans la prochaine section.



Planches photos.4. Photos montrant les lagunes au déserts côtiers et les mers de sable, a et b représentent une mer de sable à Chbeika, SW du Maroc, c et d représentent la lagune de Khnifiss au SW du Maroc (Source : Hicham ELBELRHTITI).

### III. Sources, formation et dynamique des dunes de sable

La plupart des régions arides sont marquées par des accumulations de sable, dont 95% de ce sable se produit sous forme de mers de sable ou d'ergs (avec une superficie de 100 km<sup>2</sup>) (Wilson, 1973). Ces zones incluent différents types et tailles morphologiques, ainsi que des lits de sable « Sandsheets » et les champs dunaires « des accumulations de plus petite superficie ».

Les dunes de sable font partie d'un système hiérarchique auto-organisé des formes de litages éoliens qui comprennent : (I) les rides éoliennes (espacement de 0,1 à 1 m), (II) les dunes individuelles simples ou dunes complexes (également appelées Draa) (espacement de 50 à 500 m) et (III) les méga-dunes (espacement de plus de 500 m).

Les grandes mers de sable se trouvent dans les déserts les plus anciens du Sahara, de l'Arabie Saoudite, de l'Asie centrale, de l'Australie et de l'Afrique australe, où les mers de sable couvrent entre 20 et 45% de la superficie classée aride (Fig.5) (Bridge and Demicco, 2008). En Amérique du Nord et du Sud, il n'y a pas de grandes mers de sable, et les dunes couvrent moins de 1% de la zone aride (Bridge and Demicco, 2008). La majorité des dunes sont composées de grains de sable, de quartz et de feldspath, bien que des dunes sont composées de gypse, de carbonates et de sables volcano-clastiques.

Trois facteurs importants contrôlent le type des dunes de sable : la présence de végétation, la disponibilité du sédiment face au vent, et la capacité du vent pour transporter le sédiment (Kocurek et Lancaster, 1999). La plupart des dunes de sable sont dérivées d'un matériel transporté à travers les processus fluvial ou littoral. Parmi les sources importantes figurent les plages marines et lacustres, les bassins lacustres secs, les plaines inondables des rivières et les deltas. La probabilité d'entraînement du sable par le vent est déterminée par sa teneur en eau, sa couverture végétale, ainsi que son encroûtement et sa cohésion.

Les dunes sont créées et modifiées par une série d'interactions entre le matériel granulaire (sable) et le flux de cisaillement (la couche d'air atmosphérique). Les reliefs qui en résultent sont des litages qui ont une forme qui reflète les caractéristiques du sédiment (la granulométrie) et le régime éolien de surface (la variabilité directionnelle) (Andreotti, 2004(b)). Dans certaines régions, la végétation peut être aussi un facteur important. La croissance de la taille de ces reliefs modifie le flux d'air primaire. Ainsi, cette interaction entre la forme et le flux donnent lieu à une modification de la vitesse locale du vent, de la contrainte de cisaillement et de l'intensité de la turbulence, et créent des circulations de flux secondaires, surtout dans la face d'avalanche de la dune.

De nombreuses grandes dunes (Mégadunes ou Draa) sont également caractérisées par des couches superposées qui répondent aux changements de flux d'air transportant les sédiments sur la mégadune elle-même. Toutes les dunes ne sont pas les produits de processus et de dynamiques contemporaines. Dans de nombreux domaines, les mégadunes ont une histoire longue et complexe dans laquelle l'héritage des climats passés et des régimes éoliens est un facteur significatif dans la détermination de la morphologie actuelle des dunes (Lancaster, 2013).

Les dunes se produisent dans des modèles auto-organisés qui se développent au fil du temps comme la réponse des surfaces de sable au régime du vent (en particulier sa variabilité directionnelle) et l'approvisionnement en sable (Werner, 1995). Le développement de ces modèles est modelé par les effets des changements climatiques et du niveau de la mer sur l'approvisionnement en sédiments, la mobilité des dunes et les caractéristiques du régime éolien, entraînant souvent la formation de différentes générations de dunes (Lancaster, 2013).

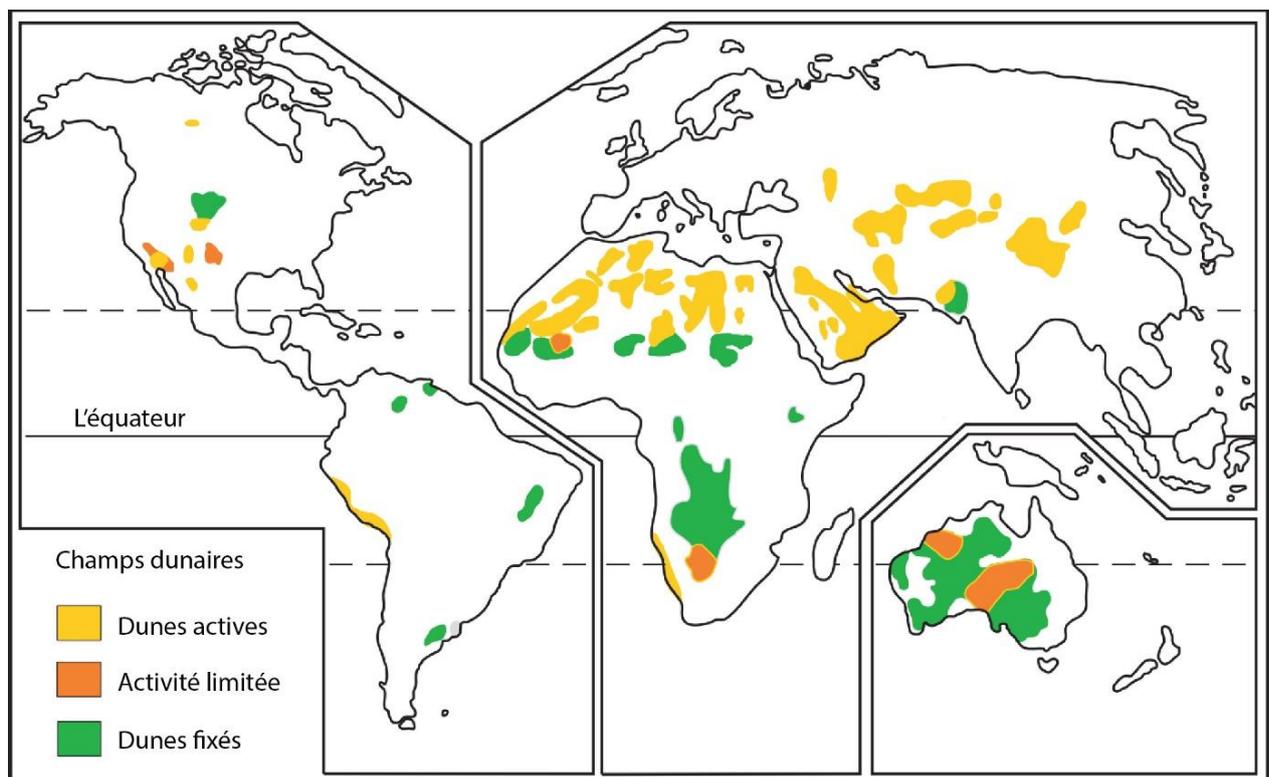


Fig.5. Carte de situation des mers de sable et champs dunaires des déserts du monde (Lancaster, 1994)

### 1. L'entraînement et le transport du sable par le vent

Le transport éolien du sédiment implique une interaction entre le vent et la surface du sol, la compréhension de ces processus nécessite une connaissance pertinente des caractéristiques de surface (p. ex. la rugosité du sédiment, le couvert végétal et le degré de cohésion et d'encroûtement), ainsi que la dynamique du flux d'air sur la surface.

### 1.1. Le seuil d'entraînement, vitesse de cisaillement et le flux des grains de sable

Les grains de sable se mobilisent lorsque la force d'arrachement du vent dépasse l'effet de la résistance du mouvement des grains adjacents (Fig.6). Sur une surface sèche et horizontale, les particules de sable non consolidées sont exposées à une force verticale (la portance  $F_l$ ) et à une force horizontale (la traînée  $F_d$ ) imposée par le vent, ce qui peut entraîner le sable à surmonter la force de résistance et de la pesanteur (Ellis et Sherman, 2013). Les forces majeures agissant sur le grain ( $F_l$ ,  $F_f$ ,  $F_d$  et  $F_g$ ) : sont les forces verticales portantes, de fluide, de traînée et de gravité, respectivement. La force fluide est la résultante des forces de portance et de traînée.

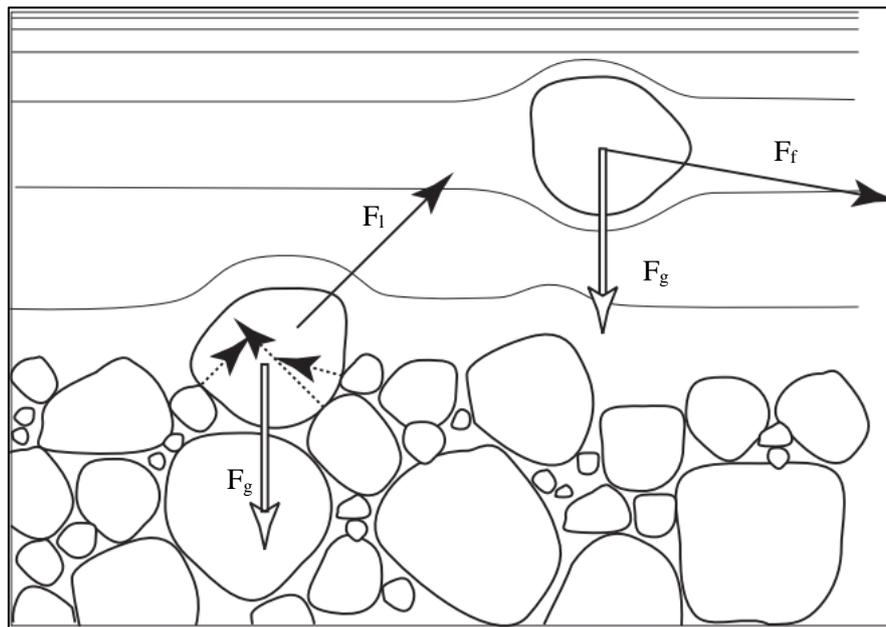


Fig.6. Les forces majeures agissant sur le grain ( $F_l$ ,  $F_f$ ,  $F_d$  et  $F_g$ ) : sont les forces verticales portantes, de fluide, de traînée et de gravité (Andreotti et al, 2002).

La pesanteur et les forces cohésives sont liées aux propriétés physiques des particules de surface, y compris leur taille, la forme, la densité, leur teneur en humidité et ainsi en sels solubles.

Le seuil d'entraînement par le vent est traduit par l'augmentation de la différence de pression entre le haut et le bas du grain. Plus la vitesse du vent est grande, plus cette différence de pression est grande. L'initiation du mouvement des grains de sable se produit lorsque le seuil ou la contrainte de cisaillement critique dépasse les contraintes gravitationnelles résistantes. L'initiation du mouvement est souvent définie comme la circonstance lorsque le seuil d'entraînement ( $u_{th}$ ) est dépassé par la vitesse de cisaillement ( $u^*$ ). Le seuil d'entraînement

dépend en grande partie du diamètre du grain ( $d$ ) et de la racine carrée du nombre de Shields qui est le nombre sans dimension qui pilote le seuil d'érosion :

$$\Theta = \frac{\rho_{air} u_*^2}{\rho_{sable} g d}$$

La formule du seuil d'entraînement ( $u_{th}$ ) a été, d'abord, paramétrée par Bagnold (1941) et modifiée par Rasmussen et al (1996), qui donne un nombre de Shields critique  $\Theta_{th}$  de 0.01. La vitesse seuil s'en déduit par la relation :

$$u_{th} = \sqrt{\Theta_{th} \frac{\rho_{sable}}{\rho_{air}} g d}$$

$\rho_{sable}$  : Densité des grains

$\rho_{air}$  : Densité de l'air

$g$  : Effet de pesanteur

$d$  : Diamètre des grains

Le transport de sable par le vent résulte de l'équilibre entre l'érosion et le dépôt des grains. Pour une vitesse donnée, il existe une quantité maximum de sable que le vent peut transporter. Ce maximum est appelé flux saturé. De nombreux modèles ont été proposés pour la relation entre la vitesse de cisaillement et le flux de grains. En dessous d'une vitesse seuil ( $u_{th}$ ) le flux est nul et croit avec la vitesse de cisaillement  $u^*$  au-dessus de ce seuil (Andreotti et al, 2002 ; Elbelrhiti, 2005). L'expression de la formule théorique de mesure de flux  $q$  est :

$$q = A \sqrt{\frac{d}{g} \frac{\rho_{air}}{\rho_{sable}}} (u_*^2 - u_{th}^2)$$

Pour une taille de grain de 180  $\mu\text{m}$ , les mesures de Rasmussen donnent  $A \approx 22$  (Elbelrhiti, 2005). A partir des données de vents de l'année 1999, Elbelrhiti, 2005, a calculé le flux  $q$  en utilisant la formule précédente et en a pris la moyenne temporelle en calculant :

$$Q = \frac{1}{T} \int q dt$$

Les résultats de ce calcul pour les dunes barkhanes de la région de Tarfaya donne une valeur moyenne  $Q$  de l'ordre de 79.5  $\text{m}^2/\text{an}$  pour une masse volumique des grains  $\rho_{sable} \approx 2550 \text{ kg/m}^3$

(Elbelrhiti, 2005). De la même façon que pour la vitesse, il est intéressant de définir deux flux : le flux saturé sur terrain plat  $Q$  et le flux saturé à la crête d'une dune  $aQ$ . Avec ces notations, la vitesse des dunes tend vers  $aQ/H$  pour les grandes dunes.  $a$  est par définition le rapport entre les flux saturés à la crête et sur terrain plat. Elbelrhiti, (2005) a calculé  $aQ$  pour l'année 1999 à la région de Tarfaya, ainsi la valeur est de l'ordre de 218 ( $m^2/an$ ) ce qui donne en moyenne  $a = 2.75$ . D'autre part le flux à la crête  $aQ$  dans la zone située entre Tarfaya et Tah vaut respectivement 206  $m^2/an$ , 210  $m^2/an$  et 207  $m^2/an$  pour les périodes 1975-2004, 1979-2004 et 2003-2004. A proximité de Laayoune,  $aQ$  est légèrement plus élevé (262  $m^2/an$  entre 1976 et 2004) (Elbelrhiti, 2005).

### 1.2. Les modalités du transport éolien

Il existe trois modes distincts de transport éolien, ceux-ci dépendent principalement de la granulométrie des sédiments disponibles (Bagnold, 1941) :

- Les particules très fines ( $< 60 - 70 \mu m$ ) sont transportées en suspension et retenues dans l'air pour des distances relativement longues par l'effet turbulent du vent.
- Les particules de plus grande taille (approximativement  $60 - 500 \mu m$ ) se déplacent sous le vent par le mode de saltation (Sauts de courte distance). L'impact des particules saltants sur la surface peut provoquer un déplacement à courte distance des grains adjacents, ce mode de transport est appelé (reptation).
- Les particules les plus grossières ( $> 500 \mu m$ ) peuvent être poussées ou roulées le long de la surface par l'impact des grains saltants dans le long de la surface. Ainsi, le processus dominant de transport du sable par le vent est donc la saltation, dans laquelle un nuage de grains est transporté près de la surface par l'action de cisaillement du vent.

Quatre sous-processus distincts peuvent être identifiés dans le système de transport du sable (McEwan and Willetts, 1993) : l'entraînement aérodynamique, la trajectoire des grains de sable entraînés par le vent, la collision entre ces grains et le lit, et la modification du vent par le nuage des grains saltants.

### 1.3. Le régime du vent et les formes des dunes

La relation entre les dunes de différents types morphologiques et les différents régimes éoliens a été bien notée par de nombreux chercheurs. En étudiant les différents types de dunes majeure (croissant, linéaire, étoile) sur les images Landsat et les comparant avec des données sur les régimes éoliens locaux, Fryberger et Dean (1979) ont proposé la résultante (RDP/DP). C'est

un indice de variabilité directionnelle, variant de 0 à 1, de la dérive ou le potentiel de transport de sable (RDP) et le potentiel de dérive total (DP). Les rapports RDP/DP élevés caractérisent un régime éolien unimodal, tandis que les faibles rapports indiquent des régimes de vent complexes. Les régions où la résultante RDP/DP dépasse 0.50 (ratio moyen RDP/DP 0,68) se caractérisent par un régime de vent unimodal et s'y retrouvent fréquemment des dunes croissantes et/ou des dunes transverses. Alors que dans les régions où RDP/DP moyen est de 0.45, se caractérisent par un régime éolien bimodal avec un degré élevé de variabilité directionnelle, c'est là où les dunes linéaires sont observées. Les dunes étoiles se trouvent souvent dans des zones avec un régime éolien complexe avec des rapports RDP/DP inférieurs à 0.35 (moyenne= 0.19).

#### 1.4. La classification des formes des dunes

La géomorphologie des dunes est basée sur une classification qui adopte deux critères descriptifs : la forme de la dune, la position et le nombre des faces d'avalanches (direction du vent). Ces deux attributs sont bien reconnus par l'observation à l'œil proche ainsi qu'à distance en utilisant l'imagerie. Les petites dunes considérées difficilement identifiables sont exclues de cette classification. Deux terminologies différentes sont utilisées dans cette classification : la première se base sur l'analyse de la structure, la forme et la genèse des dunes et la deuxième se base sur l'interprétation des images aériennes ou satellitaires.

Les formes des dunes et le nombre des faces d'avalanches reflètent généralement les facteurs de l'environnement de dépôt où elles se sont développées, ces facteurs incluent spécialement : i) La force et les directions du vent, ii) la disponibilité et l'alimentation en sable, iii) la présence de la végétation, iv) la présence des obstacles ou barrières physique tel que des affleurements rocheux et des plans d'eau et v) la distance par rapport aux sources d'alimentation.

Les dunes de formes les plus connues sont le résultat de l'impact du vent unidirectionnel, ces types varient des petites dunes de forme croissant nommés barkhanes isolées à travers des rangées parallèles de barkhanes fusionnées « rides barkhanoides » aux plus grandes rides rectilignes et parallèles appelées « dunes transverses » (Fig.7). Ces types de dunes sont tous marquées par des faces d'avalanches en une seule direction, ce qui représente un vent unidirectionnel dominant. Ces trois types se forment en une séquence bien définie selon le stock de sable disponible. Ainsi, la classification de types des dunes représentant certaines régions peut être une fonction du taux de sable disponible. Les dunes barkhanes se développent dans des zones où il y a de petites quantités de sable clairsemé. Cependant, les dunes transverses se

développent dans des régions de forte abondance de sable, ça atteint une hauteur maximale où il y a un fort équilibre entre le vent et le sable disponible.

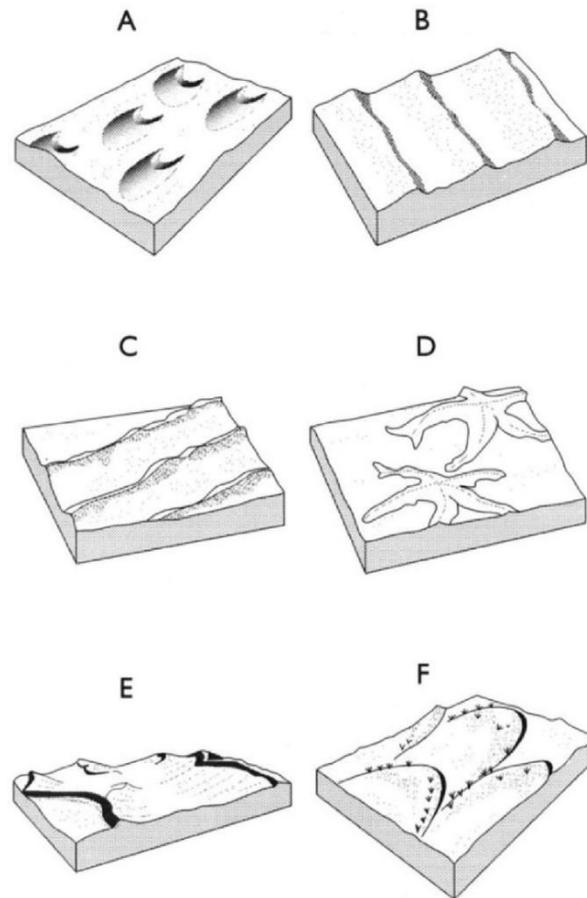


Fig.7.Types de dunes majeures : A ; Barkhane ; B : Barkhanoides ; C : Dunes linéaires ; D : Dunes étoile ; E : dunes Transverses ; F : Dunes de type parabole (modifiée après McKee 1979 par Lancaster, 2013).

Quelques formes de sable n'exposant aucune face d'avalanche sont sous forme de lits de sable « sandsheets ». D'autres formes comme les dunes de type dôme qui n'exposent aucune face d'avalanche et de forme circulaire ou elliptique. Certains types de dôme peuvent avoir une face d'avalanche d'une seule direction ce qui suggère un début d'évolution vers le type barkhane sous l'influence d'un vent dominant unidirectionnel, ainsi il est considéré comme une étape de formation des barkhanes (Elbelrhiti, 2012). Ce type est contrôlé plus par l'humidité et la végétation que par la force du vent.

Les dunes paraboliques et les dunes « Blow out » sont une classe de dunes stables et contrôlées partiellement par la végétation et par l'humidité plus que par la force du vent. Ces dunes peuvent avoir une ou deux directions de faces d'avalanche (Fig.7).

Le type de dunes les plus controversées sont les dunes linéaires appelées communément les dunes Seif en Afrique et le désert d'Arabie ou longitudinales dans d'autres régions. Ces dunes sont contrôlées par deux directions de vents opposées, ainsi, elles sont caractérisées par deux faces d'avalanche de directions différentes.

Les dunes de multiples faces d'avalanches de différentes directions, elles sont caractérisées par un point culminant central et des bras étendus radialement. Ces dunes sont appelées dunes étoile (Fig.7). Ces dunes sont considérées stables, vu qu'elles ne se déplacent pas latéralement, cependant elles grandissent verticalement.

En plus des dunes simples et basiques, les dunes complexes « compound dunes » sont aussi abondantes surtout dans les mers de sable. Ce sont deux ou plusieurs dunes qui se combinent formant par exemple : i) des rides barkhanoides, ii) des dunes étoiles fusionnées, iii) des petites dunes paraboliques entre les bras des deux autres plus grandes.

Les dunes complexes où deux différents types basiques ont fusionné sont présents dans la plupart des mers de sable. Ces combinaisons incluent des dunes linéaires sous forme des rangées parallèles avec des dunes étoiles formant des chaînes de dunes étoiles « chains of stars ». Les dunes complexes sont aussi illustrées par des petites barkhanes dans un couloir de dunes linéaires. Les dunes étoiles larges avec des barkhanoides superposées et des dunes « blow out » au niveau des dunes transverses sont aussi des dunes complexes (Lancaster, 2013).

#### 1.5. Le temps de résidence « Turnover time » des grains

L'échelle de temps qui gouverne la stabilité des dunes et l'histoire de la migration des particules de sédiments peut être étudiée en calculant leur temps de renouvellement « Turnover time » ( $T_i$ ). Les grains piégés par une dune ont besoin d'un temps pour être réactivés ; C'est aussi le temps moyen nécessaire pour qu'une dune se déplace avec une distance égale à sa longueur (Hersen et al, 2004). Autrement, c'est le temps total que passe une particule entre sa première entrée sous la dune et sa sortie (Zhang et al., 2014), ce temps peut être considéré comme la mémoire de la dune. Le temps de renouvellement « Turnover time » d'une dune barkhane, spécialement stable et isolé, au cours duquel toutes les particules de sédiments sont remobilisées, pourrait être exprimé ainsi :

$$T_i = \frac{l}{c}$$

Où  $l$  est la longueur du barkhane et  $c$  sa vitesse de propagation (Andreotti et al., 2002; Hersen et al., 2004; Zhang et al., 2014).

Ce temps de résidence est court pour les dunes de petite taille comme les dunes barkhanes. Il varie entre quelques mois à quelques années. Pour les dunes de plus grande taille comme les dunes de type « étoile », il dépasse facilement un siècle. Bristow et al, (2007) a reporté l'exemple de la Namibie, où les dunes linéaires complexes ont une largeur d'environ 600 m et migrent latéralement à un taux de 0,1 m/an. Le temps minimum de reconstitution pour ces dunes est donc de 6000 ans (Bristow et al, 2007).

Le temps de reconstitution alors augmente en fonction de la taille et la complexité des dunes. Cela implique que la morphologie des dunes simples et des dunes complexes est gouvernée principalement par des schémas annuels ou saisonniers de vitesse et de direction du vent et par des changements spatiaux de la vitesse du vent (Lancaster, 2013).

#### **IV. Les couleurs des dunes de sable**

Le sable est une roche sédimentaire détritique composée de grains mesurant entre 63  $\mu\text{m}$  et 2mm (Folk, 1966). Cette définition liée à un critère physique suppose plusieurs sources potentielles du sable et, par conséquent, différentes couleurs. Ainsi, les dunes peuvent prendre des couleurs originaux, héritées de la roche mère, comme elles peuvent aussi avoir des couleurs post-sédimentaire liées aux caractéristiques physiques et chimiques du milieu de dépôt.

Les couleurs des dunes de sable varient considérablement d'un champ de dunes à l'autre et aussi au niveau du même champ dunaire. Dans les zones arides et semi-arides, côtières et intracontinentales, les dunes désertiques ont montré une gamme d'intensités de couleur du jaune pâle à brun, orange et rouge. Le Sahara Nord-Africain possédait des dunes avec des intensités jaunes rougeâtres de la couleur (5YR 6/6-8) selon l'atlas de Munsell des couleurs du sol (Alimen, 1957 ; Walker, 1979). Les dunes les plus rougeâtres ont été signalées dans le désert du Kalahari et Simpson-Strzelecki de l'Australie avec 2,5 YR 5/8 rouge à 7,5 YR 5/8 (Folk, 1976 ; Wasson, 1983 ; Lancaster, 1986). Le sable de couleur pâle (10YR 6/2) a été décrit dans les mers de sable et les champs dunaires d'Amérique du Nord (Blount et Lancaster, 1990). La zone centrale de la mer de sable de la Namibie (Lancaster, 1989) et le Sahara d'Arabie ont montré une couleur intermédiaire du jaune rougeâtre (7,5 YR 5/6 au 5/8) au rouge jaunâtre (5YR 5/8) (Besler, 1982).

Plusieurs chercheurs ont remarqué la variation de couleur du sable au niveau d'un champ dunaire. La mer de sable de la Namibie, par exemple, a montré le cas du rougissement progressif avec la distance en allant de la zone côtière vers l'intérieur du continent. Le changement de couleur y est du jaune pâle dans les dunes côtières au rouge au niveau de la marge orientale de la mer de sable (Walden et White, 1997). Cependant, dans d'autres cas comme l'exemple du champ de dunes au Brésil NE (Lençóis Maranhenses, Jericoacoara et CanoaQuebrada), Levin et al (2007) ont reporté un cas de blanchiment qui n'a aucune relation avec la distance par rapport à la côte. Le blanchiment du sable a été surtout remarqué dans les dunes avec des zones inter-dunaires remplies d'étangs d'eau douce, cependant, un rougissement s'est produit dans les dunes sans accumulations d'eau au niveau des zones inter-dunaires.

La nature et la signification du changement de couleurs des dunes ont été un point de débat qui concernait les géologues de nombreuses années auparavant. Évidemment, il a été convenu que la roche mère présente le contrôle principal de variation des couleurs de sables. Ainsi, l'existence ou l'absence d'une source enrichie en minéraux ferrugineux peut-être un facteur important de cette variation de couleurs de sable. Par conséquent, un processus de rougissement ou de blanchiment peut survenir dans les dunes de sable selon les conditions d'oxydo-réduction de l'environnement sédimentaire et le temps de résidence des grains. Le changement de couleurs des dunes a été souvent interprété pour signifier leur âge et la source des matériaux. En plus, la couleur de sable des dunes est considérée comme une information géochimique utile pour la reconstruction environnementale.

#### 1. La composition et les sources du sable des dunes

La roche mère du sédiment composant les dunes contrôlent largement leurs couleurs. Ainsi, les sables provenant de roches volcaniques basiques ont tendance à avoir une couleur noire contenant d'importantes proportions de minéraux opaques et de fragments de roches volcaniques. Ce cas est représenté par les dunes du « the great sand sea » du Colorado (Edgett et Lancaster, 1993). Les sables avec des dérivés de roches riches en quartz comme le granite et les grès peuvent avoir une gamme de couleur allant du blanc au jaune et rouge en fonction de l'intensité de l'altération chimique. Ces sables contiennent une proportion importante des grains de quartz en plus de petites fractions de carbonates de feldspaths et de minéraux mafiques (exemples remarquables dans le Sahara Marocain) (Oulehri, 1992; Benalla, 2005 ; Elbelrhiti, 2005). Les sables riches en carbonates et ceux d'une composition mixte des carbonates, du quartz et des minéraux mafiques ont été remarquables dans les champs de dunes à Oman et les

Émirats Arabes Unis (Pease et al, 1999; Howari et al, 2007). Les dunes de couleur blanche contenant un matériel provenant des sources riches en gypse ont été signalées dans le champ dunaire « Gran desierto » à New-Mexico (McKee, 1966). Plusieurs cas de dunes ont montré la contribution des sources d'alimentation avec des matériaux initialement rouges dérivés des roches composées de grès altérés (exemple de la mer de sable Namibien). D'autres sources contribuent avec des minéraux ferrugineux altérables libérant la pigmentation rouge d'oxyde de fer (hématite) dans des conditions oxydantes favorables. La plupart des sédiments de dunes provenaient de sables des alluvions ou des plages. D'autres dunes résultent de la déflation des sédiments paleolacks, Playas, chotts et Sebchas (McKee, 1966 ; Besler, 1982). L'entrée de poussière après des tempêtes périodiques pouvant contenir de l'oxyde de fer rouge est également une source importante d'oxydes de fer, augmentant la rougeur des dunes (Folk, 1976 ; Lancaster, 2013). Alors que, d'autres auteurs ont signalé la contribution de percolation des eaux souterraines contenant du fer aux processus de rougissement (Glennie, 2010).

## 2. Les changements post-dépôt dans les dunes de sable

Les caractéristiques principales de la texture et de la minéralogie des sables des dunes éoliennes sont généralement modifiées d'une façon significative par les changements post-dépôt. Ceux-ci incluent le remaniement physique par les processus de surface, bioturbation, compaction, altération, pédogenèse, et cimentation. La nature et l'importance relative des différents changements post-dépôts sont gouvernés principalement par le taux d'accumulation et la composition minéralogique initiale des sables, par les conditions climatiques au site de dépôt, et par les changements hydrologiques et géochimiques observés pendant l'enfouissement et le soulèvement.

Les principaux changements post-dépôt affectant les sables des dunes éoliennes (Pye et Tsoar, 2009) :

- Les retombés des composants allochtones (poussières, phytolithes, sels)
- La formation de la croûte par impact de gouttes de pluie et croissance des tapis algales et champignons
- L'érosion par lavage de surface, fluage du sol, affaissement et écoulement de sable saturé
- La bioturbation
- Le compactage
- Le ravinement

- L'altération physique et chimique
- La translocation verticale des particules fines et d'ions dissous
- La formation des profils de sol et de caténaire
- La cimentation de la zone vadose
- La formation des rhizoconcrétions
- La cimentation dans la zone d'élévation capillaire
- La cimentation de la zone phréatique
- La dissolution intrastratal dans la zone phréatique et le remplacement des minéraux détritiques
- Le mouvement latéral des particules et des ions dûs au mouvement de l'eau sous superficielle

### 3. Les processus de rougissement et le blanchiment des dunes

Le rougissement des dunes est un phénomène qui se produit dans la plupart des déserts du monde, il est généralement convenu que le processus de rougissement des dunes résulte de l'altération des minéraux ferrugineux produisant diverses formes d'hématite (Norris, 1969). Ce processus est encouragé par les conditions oxydantes, la température, la disponibilité de l'humidité périodique et l'absence de la matière organique (Folk, 1976 ; Norris, 1969 ; Schwertmann, 1966). Par conséquent, l'oxyde de fer ferrique (Hématite) libéré se présente comme un revêtement sur des grains de quartz avec une coloration dans les fractions fines (Gardner et Pye, 1981). Le pigment rougeâtre dans les sables des dunes modernes est souvent un mélange d'oxydes de fer (III) mal cristallisés et d'oxy-hydroxydes. L'hématite bien cristallisée est rare à moins que le pigment ne soit dérivé de roches plus anciennes. Plus communément, le pigment est un mélange d'hématite et de goethite mal cristallisées. La maghémite, lépidocrocite et ferrihydrite sont aussi parfois présents (Pye, 1983).

#### 3.1. La précipitation du fer ferrique

Expérimentalement, la précipitation du gel d'hydroxyde ferrique ou ferrihydrite se produit lorsque les concentrations de fer sont aussi faibles que 1 mg/l dans l'eau interstitielle (Chukhrov, 1973). La formation du ferri-hydrite a eu lieu en fonction de l'ion hydrogène et le potentiel redox (Eh) dans le milieu interstitiel dans lequel la solution riche en fer se trouve (Fig.8).

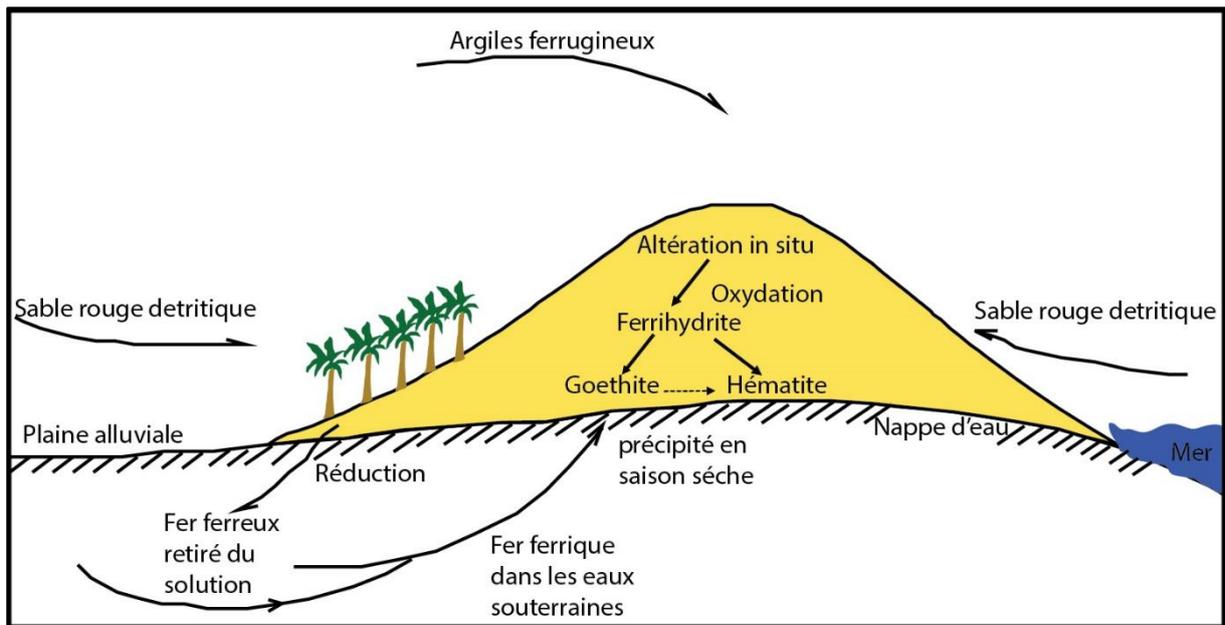
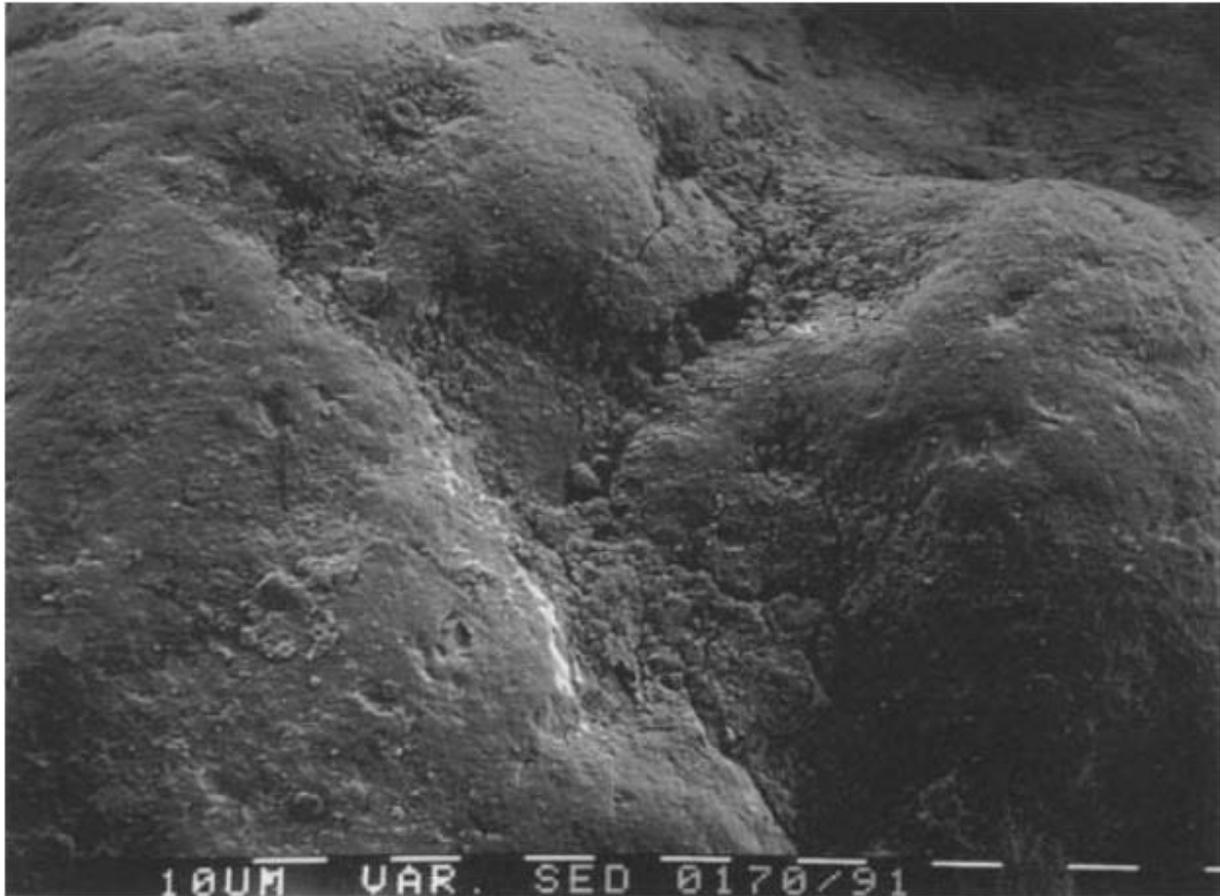


Fig.8. Modèle de rougissement des dunes (d'après Gardner et Pye, 1981)

### 3.2. La disponibilité d'humidité

Norris, (1969) a considéré les dunes de sable dans le désert comme un microenvironnement humide qui favorisent le développement de la couleur rouge dans le sable. Vu que le matériel sableux représente un milieu interstitiel qui conserve toute l'eau de pluie, rosée, brouillard et humidité. La perméabilité et la porosité permettent la circulation de l'eau à travers les grains de sable des dunes, ce qui mouille les surfaces des grains pendant une période prolongée. Autre source de l'humidité des dunes de sable, demeure la nappe phréatique avec moins de 6 m de profondeur de la surface (Lopez et al., 2015). L'évaporation, par conséquent, permet la percolation de l'eau dans le sable grâce à des forces capillaires. En outre, les nouvelles études expérimentales ont prouvé la capacité d'adsorption de fer libre par la surface des grains de quartz sous les conditions d'oxydation favorables (Hanna, 2007 ; Rusch et al., 2010). Par conséquent, en vertu de la disponibilité en eau, la température chaude et la disponibilité d'une source de fer, un pelliculage rougeâtre se développe autour des surfaces de grains de quartz (Photo.5).



Planches photos.5. Micro-photographie électronique à balayage montrant la texture superficielle d'un grain de sable de dune de quartz rougi du Nord du Sinaï. La surface est revêtue de matière aluminosilicate amorphe, de carbonate de calcium et d'oxyde de fer/oxyhydroxydes. Barres d'échelle = 10  $\mu\text{m}$  (Pye and Tsoar, 2009)

### 3.3. Le processus de blanchiment des dunes

Comme nous avons mentionné auparavant, la réaction d'oxydation permet la libération du fer ferrique à partir du fer primitif. En revanche, la réaction inverse de réduction prend place dans les dunes, en causant un blanchiment du sable. Ce processus s'effectue souvent dans le cas d'abondance des étangs d'eau permanents, la présence de sulfures d'hydrogène, de matière organique ou de bactéries réductrices de fer (Gradner et Pye, 1981 ; Roden et al., 2000 ; Levin et al., 2007). Des études antérieures de Capot-Rey (1970) ont indiqué que le processus inverse de blanchiment du sable, s'est produit dans des milieux chauds où les précipitations annuelles dépassent 150 mm. Plus tard, Levin et al. (2007) ont rapporté l'exemple du processus de blanchiment d'un champ de dunes avec des lacs accumulés au niveau des milieux inter-dunaires au nord-est du Brésil. Un autre exemple de dunes blanches, est la duna blanca qui se présente au SW du Maroc à Dakhla.

### 3.4. Le rougissement des dunes avec l'âge

Le processus de rougissement des dunes en fonction de l'âge est une question qui intéressait les chercheurs des dunes de sable pendant de nombreuses années. Ainsi, beaucoup d'entre eux ont convenu sur l'augmentation de l'intensité de rougissement des dunes avec la distance dans la direction des transports. Par conséquent, ils deviennent plus rouges en devenant plus anciens (Alimen et al., 1957 ; Logan, 1960 ; Wopfner et Twidale, 1988 ; Folk, 1976 ; Walker, 1979 ; El Baz, 1978). Pourtant, la rougeur des dunes n'est pas nécessairement une fonction de l'âge (Gardner et Pye, 1981). Selon Norris (1969), des dunes fossiles ont été trouvées dans de nombreuses localités, mais pas tous d'entre eux sont rouges. En outre, Roskin et al., (2012) ont étudié la relation entre intensité de rougeur de dunes de sable et leur âge de sédimentation par luminescence optique (OSL). Par conséquent, ils n'ont trouvé aucune corrélation entre l'intensité de la rougeur (RI) et la datation absolue du sable. Les facteurs importants, sont par conséquent, l'abondance des sources potentielles de fer en plus de la nature de l'environnement sédimentaire. Puis l'homogénéité de ces facteurs pourrait suggérer que les différentes teintes de rouge dans le sable indiquent différents âges (Norris, 1969 ; Folk, 1976 ; Hagedorn et al., 1977 ; Walker, 1979 ; Gardner et Pye, 1981 ; Wopfner et Twidale, 1988 ; Goudie et al., 1993 ; White et al., 1997 ; Tsoar et al., 2009). Néanmoins, le processus d'altération a besoin d'un temps nécessaire pour développer un revêtement rouge pour les surfaces de grains de sable, et ceci est relié aux processus morpho-dynamiques des dunes.

### 4. La morphodynamique des dunes

Gardner et Pye (1981) ont signalé que le degré de rougissement atteint est beaucoup plus fort dans le cas des dunes stabilisées que celles activement mobiles. En outre, des études expérimentales réalisées par Bullard et ses collaborateurs, (2004) et Bullard et White, (2005) ont montré que l'abrasion des grains de sable enlève un pourcentage du revêtement des surfaces des grains. Par conséquent, les opportunités d'altérations physiques ou chimiques que subissent les grains de sable dépendent de leur temps de résidence « Turnover time ». Ce dernier demeure le temps nécessaire pour que la dune avance par une distance égale à sa longueur. Ce temps est court pour les dunes simples de petite taille et long pour les dunes complexes de grande taille. Donc, les grains piégés par les dunes complexes, de type étoile par exemple, subissent de l'altération pendant des centaines d'années. En revanche, un grain piégé par les dunes barkhane subit une altération sur une période maximale de dix ans (Elbelrhiti, 2005 ; Adnani et al, 2018). C'est ce qui explique le fait que les dunes les plus actives ont une couleur pâle par rapport aux dunes moins actives (Lancaster, 1989 ; Elbelrhiti, 2005 ; Adnani et al., 2016).

## 5. L'apport de la télédétection à l'étude de la variation des couleurs de dunes

L'approche de la télédétection, utilisant des capteurs satellites et aéroportés, pénètre rapidement dans le domaine des sciences de l'environnement comme un outil complémentaire pour l'étude des processus naturels. Pour les géologues étudiant les processus éoliens, la technique d'analyse hyperspectral complète les outils d'analyses des propriétés sédimentaires (Ben-Dor, 2002). Les données multispectrales permettent de cartographier la distribution minéralogique dans les champs dunaires (White et al., 2007 ; Adnani et al., 2016). En plus, diverses méthodes ont été appliquées pour mesurer spectralement le rougissement du sable. L'oxyde de fer libre qui donne la coloration rouge aux sédiments est identifiable à travers les domaines spectraux : Visible (750-650nm) et proche infrarouge (750-900nm) (Ben-Dor et al., 2006).

En utilisant les capteurs hyperspectraux (Ben-Dor et al., 2006) ou un simple appareil photo numérique (Levin et al., 2005), il est possible de cartographier le rougissement des dunes de sable à l'aide de l'indice de rougissement RI. Ainsi, la détection de petits changements dans l'absorption du Fer dans toute la région du visible fournit des informations concernant les minéraux d'oxyde de fer. Au cours des dernières années, il a été montré que le spectre du sol dans les domaines spectraux (Visible – près Infrarouge – et onde courte infrarouge (VIS-NIR-SWIR)) est caractérisé par les chromophores significatifs (p. ex. OH, Fe<sup>3+</sup>, CO<sup>3</sup> et COOH) permettant une analyse quantitative des propriétés du sol (Ben-Dor, 2002).

Un des phénomènes les plus importants dans le processus de formation des sols, spécialement dans le cas de l'environnement dunaire, est le processus de rubification. La rubification est définie comme une étape de pédogenèse dans laquelle le fer est libéré des minéraux primaires à forme libre qui ratent des oxydes de fer des particules de quartz dans les sols avec une fine pellicule rougeâtre (Buol et al., 1973). Les oxydes de fer libres enduisent les particules de quartz et fournissent une saturation de la couleur rougeâtre à la matrice ainsi que de la stabilité (Ben-Dor et Singer, 1987).

## Chapitre II : Présentation des régions d'étude

### I. Présentation générale du domaine Sud-Atlasique

Le Maroc se situe à l'extrême nord-ouest de la plateforme saharienne. Grâce à sa position dans une zone de transition entre le domaine méditerranéen et le craton ouest africain, plusieurs cycles orogéniques (précambrien, hercynien et alpin) ont contribué à façonner l'ensemble des terrains structuraux au Maroc (Choubert, 1946; Michard, 1976). Ainsi, considérant son histoire géodynamique et climatique, le Maroc est caractérisé par une géomorphologie bien diversifiée et compliquée. Du nord au sud, on distingue trois grands domaines structuraux : (Fig. 9) : i) le domaine rifain, ii) le domaine atlasique et mesétien et iii) le domaine anti-atlasique et saharien. Pour le travail présent, nous prenons des zones faisant partie du domaine sud-atlasique « Anti-atlasique et Saharien » comme des cas d'étude.

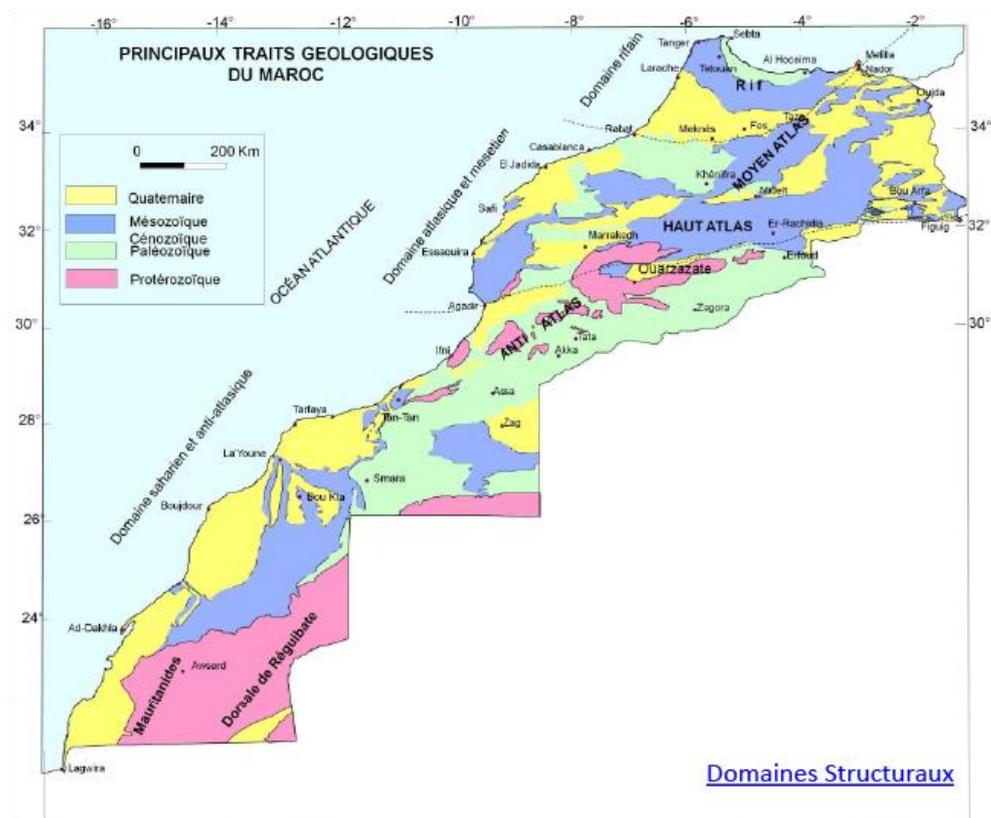


Fig.9. Carte de répartition des domaines structuraux au Maroc (<http://fdim.net.ma/carte-traits-structuraux-maroc/>).

Les domaines Sud-Atlasiques est une région particulière et différente du reste du Maroc vu son régime climatique caractérisé par une aridité sévère et ainsi ses paysages à caractères Sahariens (Michard, 1976). Cette unité s'individualise en plusieurs domaines de point de vue géologique et hydrogéologique (Fig.10). Les massifs montagneux de l'Anti-Atlas et les bassins

à l'ouest, au sud et au Sud-Est. La superficie de ces domaines atteint (450000 km<sup>2</sup>) (Michard, 1976).

L'Anti-Atlas est un vieux massif précambrien usé par l'érosion, un réseau dense des oueds y parcourt, provoquant le creusement des boutonnières dans les niveaux de granites et de schistes moins résistants que les calcaires et quartzites de la couverture. En traversant ces matériaux durs les oueds creusent des gorges imposantes et puis divaguent et étalent leurs alluvions dans les zones de dépression. Ces dépressions demeurent la vallée de Drâa au centre et au sud et le secteur Tazzarine- Tarhbalt à l'est. Vers le Sud s'installent les grands plateaux des Hamadas du Drâa à l'Ouest et du Guir à l'Est, ce qui caractérise le régime saharien sous son aspect tabulaire, rocheux et dénudé. Ainsi vers le sud, l'Anti-Atlas s'ennoie sous la couverture sédimentaire des Hamadas qui se disposent en trois étages superposés selon leur âge (Crétacé et Tertiaire) (Fig.10).

Le domaine Sud-Atlasique est découpé parallèlement du Nord au Sud avec la décroissance de la latitude. En allant vers l'W la proximité de l'océan Atlantique contribue à l'atténuation de la rudesse climatique, ainsi, la région occidentale (La plaine du Souss) est la plus favorisée en disposant assez de ressources en eau ce qui permet le développement de l'agriculture. Cependant, vers l'Est du domaine Anti-Atlasique, la continentalité accentue les conditions désertiques avec la sécheresse (moins de 200 mm/an de précipitations) et l'absence d'une végétation permanente. Seulement aux grandes vallées des oueds (Drâa, Ziz, Rheriss, Guir) on pratique occasionnellement quelques activités agricoles (Fig.10).

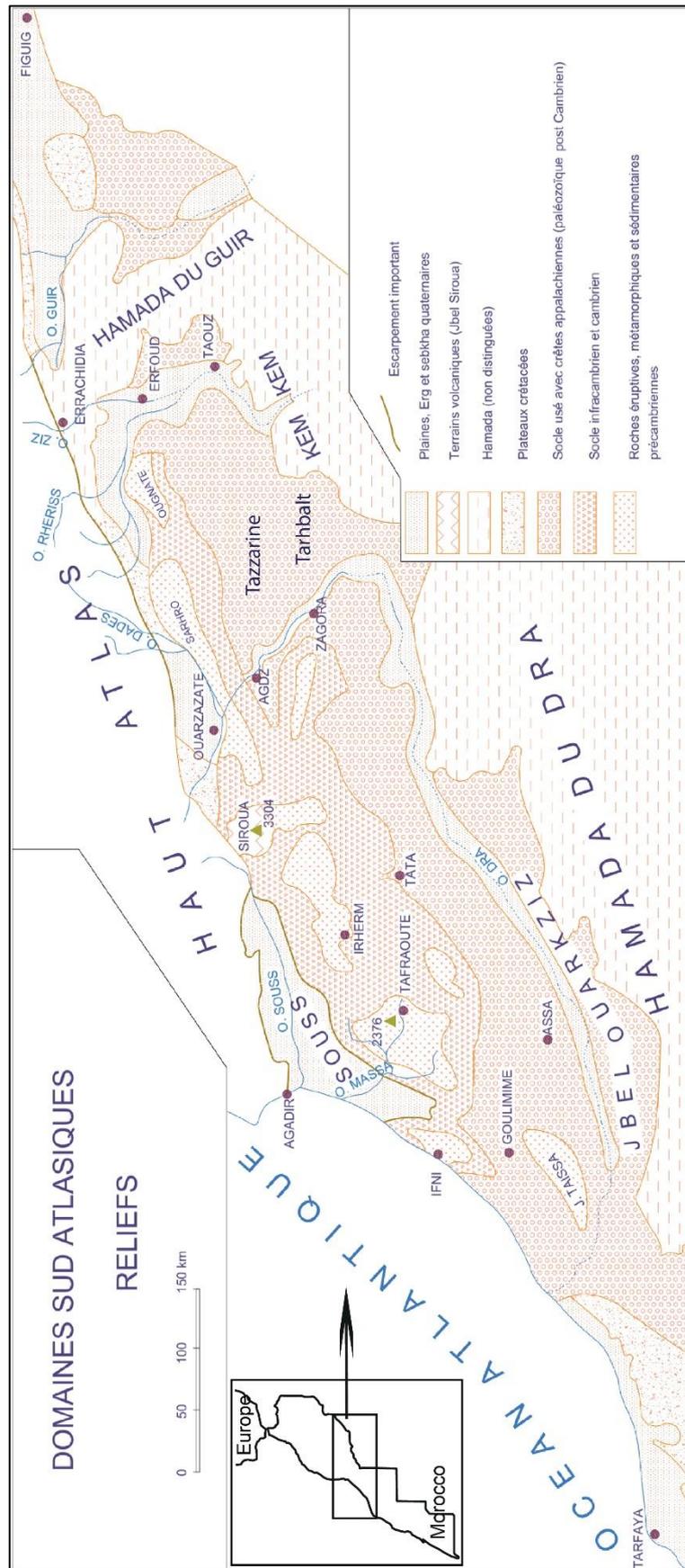


Fig.10. Carte géomorphologique simplifiée du domaine Sud-Atlasique (Rhuard, 1977)

L'aridité est le caractère fondamental des domaines Sud-Atlasiques. Les immensités arides ou subdésertiques s'étendent depuis le pied méridional du Haut Atlas jusqu'aux régions nord-occidentales du désert Saharien (Michard, 1976). Ce climat est accentué en allant vers l'Est par la présence des barrières orographiques Atlasiques qui joue le rôle d'un obstacle face aux perturbations nuageuses venant de l'ouest. Les zones occidentales de ces territoires est la seule touchée par les influences atlantiques, cependant l'effet de la latitude et des courants des Canaries n'autorisent qu'une pluviosité modérée et irrégulière (200 à 250mm), parfois même moins de (100mm) plus au sud. Ces courants des Canaries sont associés aux oscillations Nord Atlantique (NAO) et à la position où l'anticyclone des Açores génèrent les vents Alizés (Fig.11).

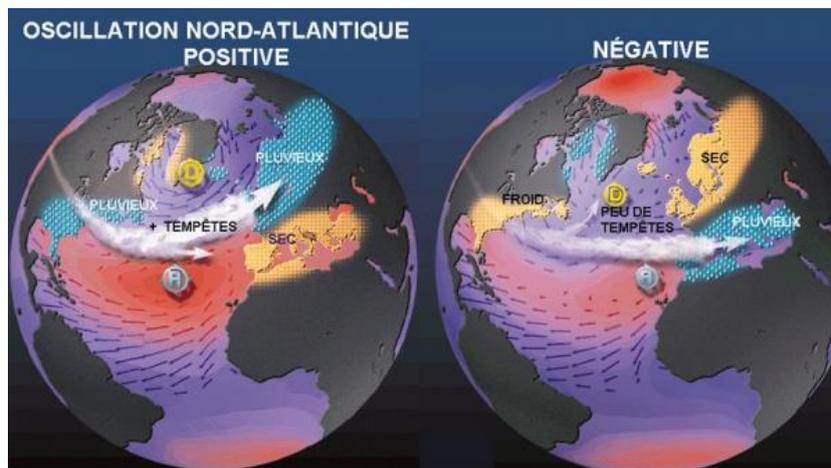


Fig.11. Oscillations Nord-Atlantiques positive et négative (<https://www.lacanausurfinfo.com/news-meteo-surf-290/oscillation-nord-atlantique.html>)

La phase positive de la NAO se reflète au Maroc par une baisse des précipitations et plus de sécheresses (Fig.11). Cependant, sa phase négative exprime des perturbations climatiques en faveur des périodes pluvieuses. Dans ce dernier cas, les circulations zonales occidentales se déplacent plus au sud, ce qui provoque une dépression et un hiver froid au niveau du bassin méditerranéen. En conséquence, l'anticyclone des Açores se déplace de son centre vers le sud et prend sa place autour des îles Canaries. Par conséquent, les vents forts et secs soufflent de l'intérieur, créant des orages qui induisent un jet de poussière vers l'océan Atlantique.

Le réseau hydrographique dans le domaine sud-Atlasique est alimenté essentiellement par le haut Atlas agissant comme un château qui draine les vallées de la région. D'Est en Ouest on distingue : Le Zousfana et le Guir qui se réunissent pour former la Saoura, le Ziz et le Rheris (Daoura) qui fertilisent le Tafilalet, le Dadès et Imini s'assemblant sous le nom de Drâa et le Souss-Massa. Ces deux derniers oueds sont les seuls de type exoréiques en rejoignant l'océan Atlantique après un trajet Est-Ouest. Cependant, les oueds à l'Est, y inclut le Draa supérieur, la

Saoura et le Ziz et Rheris, leur régime est plutôt endoréique. Ainsi, la majorité des eaux de crues s'évaporent ou bien se perdent dans les nappes alluviales. Pourtant les sédiments transportés font les sources de matériaux construisant des champs dunaires sous l'action du vent. C'est le cas des ergs dans la plaine de Tafilalet à l'Est. Au Sud-Ouest, le bassin côtier de Tarfaya-Laayoune aussi se caractérise par les accumulations des dunes de sable. Dans ce domaine, pourtant, se rencontrent des sédiments qui proviennent de deux sources différentes ; une source marine (rivages des océans atlantiques) et une source continentale à travers les oueds (Chbeika, Aouedri, Essaguia lhamra).

Dans le présent travail, on s'intéresse spécialement aux dunes de sable dans la plaine de Tafilalet, au domaine Anti-Atlasique orientale, ainsi que dans le bassin côtier de Tarfaya au SW du domaine Anti-Atlasique. En effet, dans ce qui suit nous présentons d'une manière plus précise les caractéristiques géologiques, géomorphologiques et climatiques de chacune des deux régions.

## **II. Présentation du bassin de Tafilalet**

### **1. Le cadre géographique et géologique**

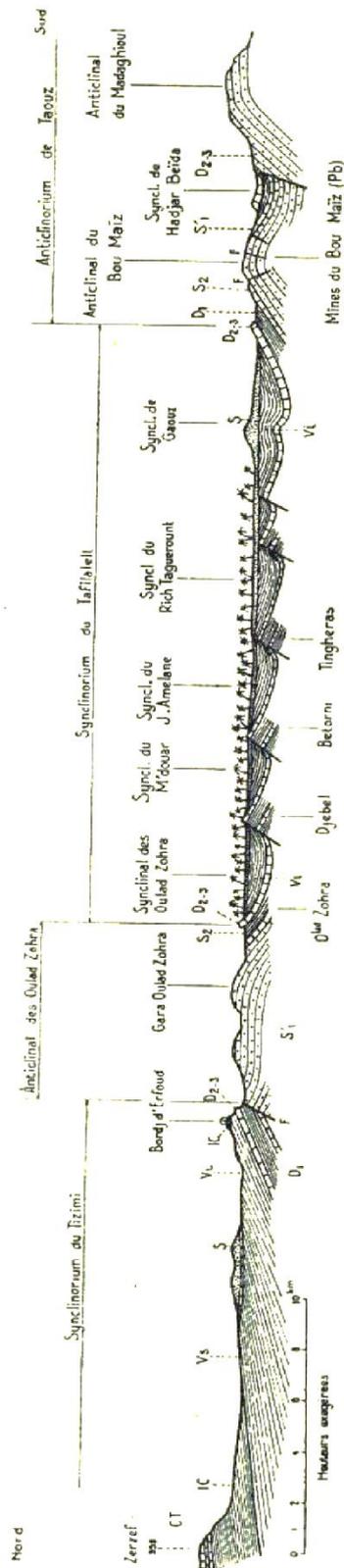
Le Tafilalet désigne une plaine située dans une zone présaharienne au Sud-Est du Maroc, elle s'étend longitudinalement entre la latitude 30° et 30°31'. Le bassin quaternaire de Tafilalet est une vaste plaine d'environ 13 000 km<sup>2</sup>, au sens large il correspond aux bassins inférieurs des oueds (Todrha - Ferkla, Rheriss et Ziz). Tafilalet désigne aussi la plaine alluviale de la vallée commune des oueds Ziz et Rhéris, occupée au centre par les palmeraies de Tafilalet et Tizimi.

Le bassin de Tafilalet appartient au domaine structural anti-atlasique (Choubert, 1946). Il est situé entre les principaux affleurements précambriens et primaires de l'Anti-Atlas oriental (Saghro et Ougnat) et le plateau Crétacé d'Er-Rachidia-Boudnib au nord. A l'ouest, il est en contact direct avec les flancs Sud du Haut Atlas sur plusieurs points (Todrha et Ifère). Il est bordé au Nord et à l'Est par les rebords d'érosion de la Hamada du Crétacé et du Guir (Benalla, 2005). Les phases d'érosion tertiaires et quaternaires et la sculpture du substratum primaire en reliefs Appalachiens font du bassin de Tafilalet une unité géomorphologique plus que structurale (Ruhard, 1977).

De point de vue structural, la zone de Tafilalet se caractérise du Nord au Sud par le compartimentage suivant (Fig.12) :

- La couverture secondaire qui plonge vers le Nord au voisinage du bassin crétacé Errachidia-Boudenib ;

- Le vaste synclinorium de Tizimi à l'ouest (Dévonien-Viséen) ;
- L'ensemble anticlinorium Ouled-Zohra et Jbel Erfoud (Ordovicien-Silurien) ;
- Le large synclinorium Dévonien-Dinantien du Tafilalet s.s à l'est et au sud-est ;
- L'anticlinorium de Taouz (Ordovicien-Dinantien).



Croquis structural du synclinorium du Tafilalet, par L. CLARIOND

— S : Alluvions et sables ; — CT : Cénomano-Turonien ; — IC ; Infra-Cénomaniens ; S' : Grès ordoviéens ; — S<sub>2</sub> : Calcaires gothlandiens ; — D<sub>1</sub> : Calcaires et marnes du Dévonien inf. ; — D<sub>2-3</sub> : Calcaires et schistes (Eifélien - Frasien) ; — V<sub>1</sub> : Schistes fins (Viséen inf.) ; — V<sub>2</sub> : Grès (Viséen sup.) ;

Le Primaire et le Crétacé dans la région de Tafilalet sont bien connus grâce aux études entreprises par Choubert (1946) (Fig.13). Ainsi on rencontre des roches paléozoïques, avec des grès ordoviciens, des schistes siluriens et des clastiques et des flyschs dévoniens aux alentours d'Erfoud et Rissani. Au nord, le bassin d'Errachidia-Boudnib est composé de roches sédimentaires infracambriennes, paléozoïques, triasiques, crétacées et quaternaires. Cette région limitée au nord par le centre du Haut Atlas oriental est constituée par des roches métamorphiques du Paléozoïque touchées par la tectonique hercynienne, d'argiles salifères triasiques couvertes de coulées basaltiques, de calcaires du Lias inférieur et moyen et de dépôts de roches clastiques toarciennes à la base passant en carbonates et marnes au sommet de la séquence. On note également la présence du faciès calcaires pélitiques du Dévonien Supérieur (Clariond, 1954).

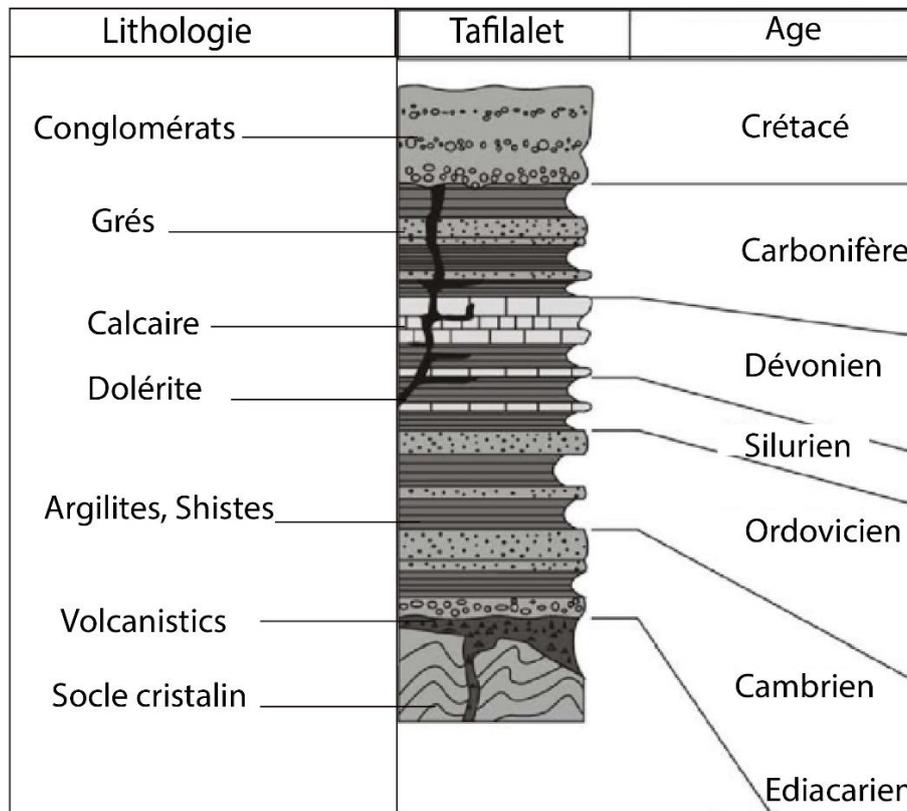


Fig.13. Log litho-stratigraphique schématique de la région de Tafilalet (modifié après Soulaïmani, 1997 par Charrue, 2006)

Le Crétacé est formé de grès continentaux rouges (200 m), d'âge infra-cénomaniens surmontés par des marnes bariolées souvent gypseuses du Cénomaniens Inférieur (700m). Ces derniers sont superposés par des marnes blanches cénomaniennes et une dalle marno-calcaire d'âge Cénomano-Turonien (30-50m).

La zone de Tafilalet se présente comme de vastes cuvettes remblayées par des formations quaternaires anciennes (Reg, croûtes conglomératiques et calcaires) sur lesquelles reposent des dépôts plus récents composés essentiellement de limons fluvio-lacustres d'âge Soltanien. Ces dernières formations constituent la couverture continue et étendue dans tout le bassin Tafilalet et constituent aussi le sol des plaines. Il varie de faciès composés de limons sableux rouges et limons marneux blanchâtres (Joly et Margat, 1955).

La stratigraphie quaternaire repose sur l'interprétation des cycles d'érosion et de remblaiement liés aux variations climatiques (Pluviaux et interpluviaux) (Ruhard, 1977). Le quaternaire est subdivisé en cinq niveaux qui correspondent aux périodes de remblaiement attribués aux pluviaux reconnus au Maroc :

Le Moulouyen : correspond à des dépôts peu puissants (130 et 140 m) des terrasses plus récentes formées essentiellement par les conglomérats de Jbel Erfoud.

Le Salétien : représente le début du quaternaire constitué par des lambeaux de terrasses conglomératiques comme témoins rares (Conglomérats grossiers, gros blocs et masses glissés de Jbel Erfoud).

L'Amirien : constitue des dépôts qui forment la haute terrasse, son altitude actuelle est due au creusement antérieur, puis l'évolution ultérieure provoque l'élargissement et l'approfondissement des vallées. Les témoins de reg sont nets seulement au nord de la région sur le glacis au pied de la falaise crétacé.

Le Tensiftien: correspond à la dernière phase de creusement général et à l'optimum d'encroûtement du Quaternaire. Les dépôts sont étendus et d'épaisseur d'environ 20m et conservés grâce à leur nature consolidée (conglomérat et calcaire).

Le Soltanien : constitue l'essentiel des sols du Tafilalet. Ils sont formés essentiellement par des limons sableux et des alluvions graveleuses à puissance de 30m.

Les éléments géomorphologiques au Tafilalet : le bassin quaternaire du Tafilalet est une vaste dépression d'érosion résultant du déblaiement de la couverture secondaire et tertiaire et de l'épigénie des vallées locales (Ziz, Rheris, Ferkla et Todrha). Les formes d'érosion se caractérisent par des surfaces aplanies couvertes de minces dépôts (Regs) qui raccordent les plaines aux reliefs (Hammada, Krib). Ainsi on distingue : Les reliefs appalachiens qui sont dus essentiellement aux alternances des duretés de terrains primaires et de failles. En outre, les

formes d'accumulation conditionnent souvent la physionomie des plaines du bassin. Ainsi la plaine de Tafilalet s.s est marquée par la juxtaposition de plusieurs cônes aplatis.

## 2. Cadre géomorphologique et lithologique des dépôts quaternaires de la région de Tafilalet

On distingue comme types géomorphologiques des dépôts quaternaires :

- Les Regs (surfaces très plates de cailloux non alluviaux) qui prolongent des cônes aux pieds des reliefs.
- Les éboulis et les masses glissés au pied immédiat des reliefs élevés notamment les Kreb et la Hamada turonienne et sur les pentes de Jbel Erfoud.
- Les nappes alluviales qui correspondent aux dépôts du Quaternaire récent (Soltanien) façonné par l'évolution morphologique post-soltanienne et actuelle, mais aussi aux dépôts fluvio-lacustres du Quaternaire Moyen.
- Les terrasses : des surfaces de dépôts alluviaux étagés et dégagés par l'érosion, en plus des lambeaux des terrasses enfouis, notamment près de Rissani (Les conglomérats de Sigilmassa).
- Les plateaux de dépôts lacustres : des entablements limités par de petites falaises, constituées par des calcaires lacustres du Quaternaire ancien et moyen.
- Les dunes : sont limitées au nord par le pied du Kreb et de la Hamada turonienne et vers le sud, l'erg Chebbi (100km<sup>2</sup>) occupe la zone SE de la basse vallée du Ziz. Les amas dunaires du bassin sont de faibles étendues (barkhanes ou faisceaux de cordons dunaires), les principaux se situent à la périphérie du Tizimi, du Tafilalt s.s. et de la plaine Isilf-Chtam.

La lithologie des dépôts quaternaires est caractérisée essentiellement par des limons bien répandus et constituent la plupart des sols cultivés. Ils présentent une grande unité morphologique appartenant totalement au niveau Soltanien formant des falaises facilement érodables en périodes de crue. Ces limons constitués de point de vue granulométrique des sables fins et des silts, se caractérisent par une couleur claire et un aspect lœssique et compact. Les lits des oueds actuels sont marqués par des alluvions graveleuses constituées de sables et limons fluviatiles, en plus des graviers et galets de 1 à 10 cm de diamètre. Au niveau des moyennes terrasses se rencontrent surtout des conglomérats dont la dimension des éléments s'accroît avec l'âge des terrasses quaternaires. La cimentation y est fréquemment incomplète en laissant subsister un réseau d'interstices. Les calcaires fluvio-lacustres (Amirien), gréseux ou marneux, sont localement associés à des travertins et des onyx. Sur les berges de Ziz se rencontrent des

travertins calcaires récents post-soltanien, au nord de la plaine de Tafilalet et en amont de la palmeraie de Rhériss-Goulmima.

-La lithologie des dunes de sable : Les sables dunaires sont de constitution quartzeuse et leur homogénéité granulométrique semble d'autant plus grande qu'il s'agit de dunes plus anciennes. Leur origine est due à la présence d'anciennes dunes, remaniées sous l'influence d'un phénomène intense de déflation, très caractéristique et très constant dans la région. Il existe des dépôts salins, représentés par de véritables croûtes superficielles (Bouïa, Tizimi, Sud de la plaine du Tafilalt), là où la nappe libre est à faible distance du sol et soumise à une évaporation particulièrement intense. En dessous des croûtes (bekh-bakh), on observe une couche de sable salifère très meuble, très riche en sels (jusqu'à 16 % de sels solubles en poids, surtout du chlorure de sodium et du gypse). On rencontre en outre d'autres dépôts de sels plus localisés, dus à des sources originaires de l'Infracénomien : on y observe alors surtout des carbonates, des sulfates et des sels ferrugineux, notamment près du Pont du Ziz au N d'Erfoud, et à l'W du Fezna.

- La géomorphologie dunaire : Les accumulations éoliennes au Tafilalet se caractérisent par trois types : les amas accumulés au pied d'un obstacle, à l'exemple d'une falaise ou berge de rivière, en plus des dunes et les voiles sableux (Benalla, 2005). Les zones ensablées dans le Tafilalet sont classées en trois zones suivant le bilan sédimentaire. On distingue les zones de déflation, les zones d'équilibre entre la déflation et le dépôt, et les zones d'accumulation. Les zones d'érosion ou de déflation s'étalent sur une distance de 70 km depuis le sud de la palmeraie de Jorf et de Hannabou jusqu'à Rissani (Benalla, 2005). Dépourvue d'obstacles, cette plaine permet au vent d'atteindre d'importantes vitesses. Par conséquent, ça provoque des dépôts de charges des vents et des accumulations sableuses. Une autre zone de déflation dans le Tafilalet se situe juste au nord d'Erg Chebbi. Ces zones connaissent la dominance des vents chargés de particules sableuses. Ainsi la quantité de sable arrachée et transportée est plus importante que la quantité déposée. On parle donc d'un bilan sédimentaire négatif (Mainguet, 1983). Les zones d'équilibre se distinguent par la présence simultanée des aires de déflation et des accumulations sableuses. Le bilan sédimentaire semble équilibré, ainsi le matériel sableux érodé alimente en majeure partie les dunes avoisinantes. Ces zones sont essentiellement localisées au sud des palmerais de Jorf, Hannabou, El kraïr et à l'Est de la palmeraie de Fezna (Benalla, 2005). Elle est marquée par les boucliers, les nebkas et aussi des dièdres barkhaniques et barkhanes. Les zones d'accumulation de sable sont caractérisées par un bilan sédimentaire positif, la quantité de sables déposés est plus importante que les sables exportés. Ces zones sont situées sur la rive

nord de l'oued Rhéris, la zone de Lahmida et la zone la plus spectaculaire est reconnue à l'Erg Chebbi dans la région de Merzouga (Benalla et al, 2003).

Les dunes dans le Tafilalet sont particulièrement marquées par diverses formes et modèles. Cela est dû à sa position géographique dans la transition des régimes climatiques sahariens et cycloniques, ainsi que la présence des obstacles topographiques de l'Anti-Atlas (Benalla et al, 2003). Ainsi le Tafilalet est une région considérée comme un carrefour de vents. On y distingue des dunes classiques avec des formes bien déterminés est des dunes complexes dont les formes sont des accumulations massives comme les ergs ou des édifices dunaires de grande taille. Les premiers types classifiés selon la dynamique éolienne se représentent sous forme des barkhanes qui s'installent au sud et Sud-Est des palmeraies de Jorf, Hannabou, et Rissani, les cordons barkhanoides qui bordent l'oued Rhéris au nord de Hannabou, les dunes linéaires (Aklés) qui marquent la zone d'Yerdi et enfin les dunes étoiles ou pyramidales de Merzouga. Les dunes complexes marquent essentiellement les régions de Magha à l'Est du Tafilalet et d'Yerdi à l'ouest. Ces zones caractérisées par des dunes de type aklés connaissent le début de formation des ergs (Benalla, 2003).

-Les dunes de la région d'Yerdi : Cette zone est marquée par une forte accumulation de sable provenant probablement des épandages successifs de l'Oued Ziz. Ces accumulations forment des champs dunaires, occupant les deux rives de l'Oued Ziz, qui s'étendent selon une direction ENE-WSW. La dominance de deux directions de vent (Sahéli SW-NE et Chergui NE-SW) dans cette zone donnent naissance à des dunes complexes linéaires de type Aklés (Benalla et al, 2003 ; Desjardins et al., 2005). La pente de l'avalanche de ces crêtes sinueuses est parfois dirigée vers le sud-ouest et parfois vers le nord-est, ce qui prouve la dominance des deux directions du vent. Toutefois, une direction de vent secondaire a été noté « SE-NW » faisant un angle de 45° avec la direction SW-NE, qui est également responsable de la formation de ces dunes linéaires réversibles (Benalla et al, 2003).

### 3. Le climat de la région de Tafilalet

En se basant sur des données climatiques de la région d'Erfoud (Latitude= 31,379°N, Longitude= 4,375°W, Altitude= 787m) durant les trois décennies de (1984-2014), nous avons analysé les données de températures (°C), précipitations (mm), vitesse du vent (m/s), Humidité relative (fraction) et l'insolation (Mj/m<sup>2</sup>). Ces données validées statistiquement et représentative ont été téléchargées de la base de données produite par l'université de Texas A&M (2013) (Site des sciences spatiales : [globalweather.tamu.edu](http://globalweather.tamu.edu) (Global weather, 2013)).

Les courbes de températures maximales et minimales de la région d’Erfoud, au cours des années (1984-2014) montre que la variabilité de la température est très importante (Fig.14). Nous avons calculé les températures moyennes, les résultats donnent une moyenne annuelle des températures d’environ 20°C. La moyenne des maxima du mois le plus chaud peut atteindre 42.6 °C, alors que les minima du mois le plus froid est d’environ -1.8°C. Ainsi, l’amplitude des écarts thermiques journaliers est importante, elle atteint parfois 22.11°C.

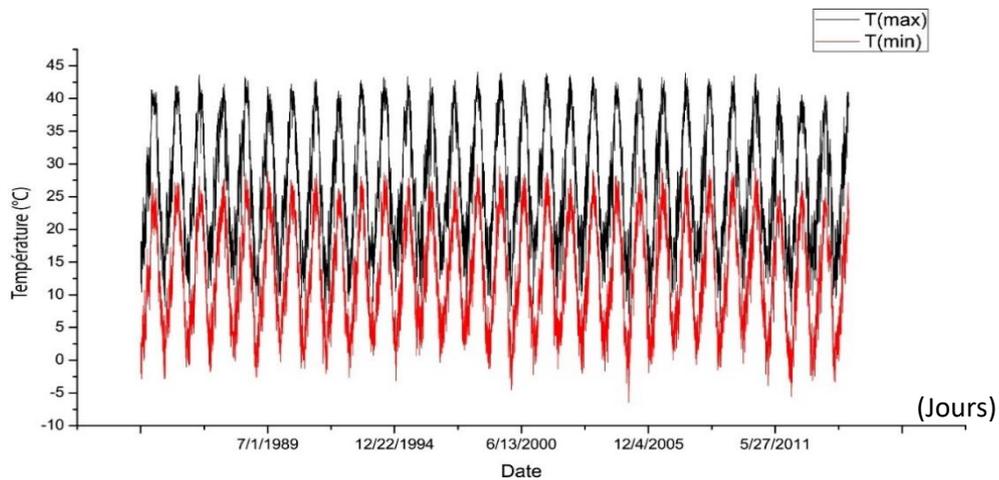


Fig.14. Courbes de températures maximales et minimales de la région d’Erfoud, au cours des années (1984-2014)

Les précipitations sont rares et irrégulières, en calculant la moyenne annuelle des précipitations elle est d’environ 90,47 mm/an. Cette insuffisance pluviale est évidemment due à la position géographique de la région loin de toute influence océanique et l’ouverture face aux masses d’air chaudes du Sahara (Mina, 1991). Les précipitations aussi présentent une forte variabilité interannuelle (Fig.15). Ainsi, le maximum des précipitations s’enregistre souvent entre le mois d’Octobre et de Mars et tombent souvent sous forme d’averses provoquant de fortes érosions hydriques (Benmohammadi et al., 2000 ; Benalla, 2005). Le dépôt des sédiments résultant de l’érosion hydrique, sont transportés à travers la plaine de Tafilalet via les inondations saisonnières et plus tard pris par le vent, pour former des champs de dunes de sable (Benmohammadi et al., 2000 ; Benalla et al., 2003 ; Desjardins et al., 2005).

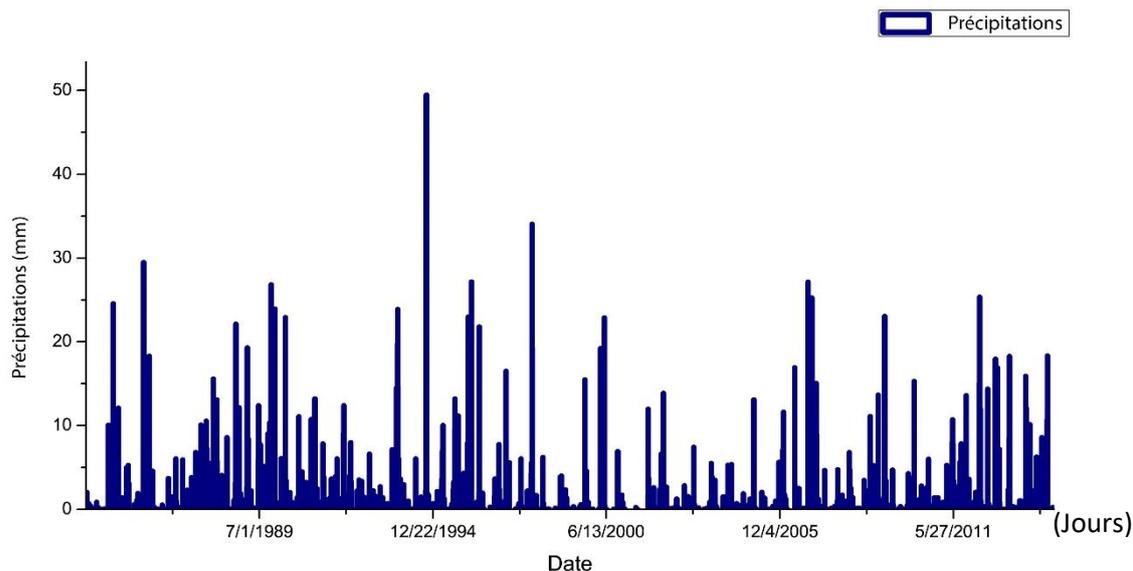


Fig.15. Hyetogramme des précipitations (mm) de la région d'Erfoud pendant la période (1984-2014)

La vitesse du vent varie souvent entre (1 et 5m/s) avec une moyenne calculée de 2.9m/s, cette vitesse classe le vent dans la région comme une brise moyenne à forte (L'échelle de Beaufort). La courbe de la vitesse du vent (1984-2014) montre une variation inter et intra-annuelle très importantes et une grande irrégularité (Fig.16).

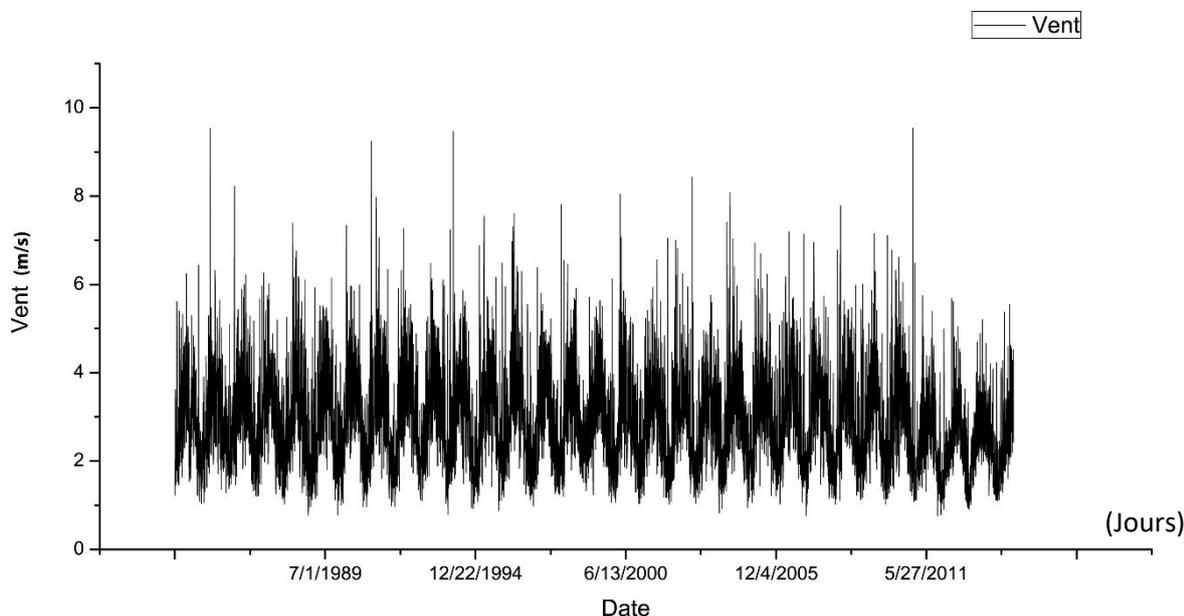


Fig.16. Courbe de la vitesse du vent (m/s) dans la région d'Erfoud, période entre (1984-2014)

Les vents les plus violents s'enregistrent entre Avril et Août. Ces vents, occasionnellement, violents, chauds et secs contribuent largement à l'évaporation et au transport de particules du

sol (Mina, 1991). Les directions dominantes du vent sont : (Saheli SW-NE and Chergui NE-SW), la rose du vent montre la distribution des directions dans le secteur d’Erfoud (Fig.17).

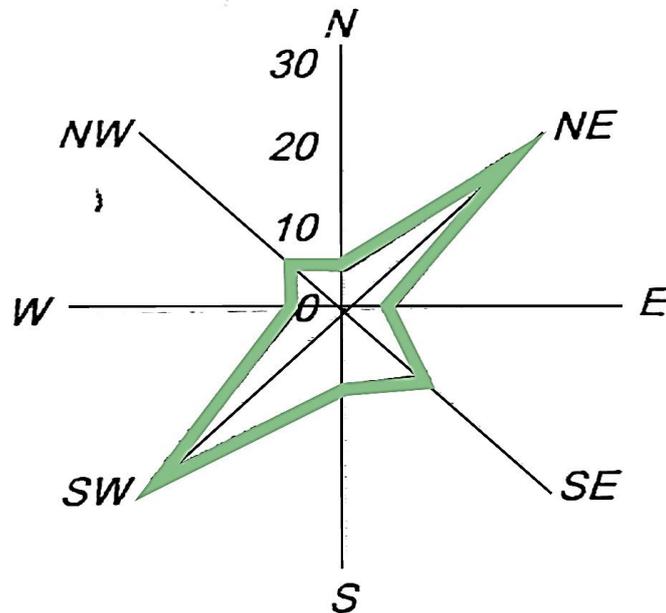


Fig.17. Rose du vent de la région d’Erfoud (Benalla et al, 2003)

L’humidité relative de la région varie entre 10 et 60% avec une valeur moyenne calculée de 30% (Fig.18). Alors que la valeur moyenne de l’insolation dans la région d’Erfoud est d’environ 20.52  $Mj/m^2$  (Fig.19). Selon la formule de Torntwhaite, la moyenne d’évapotranspiration mensuelle est d’environ 75mm.

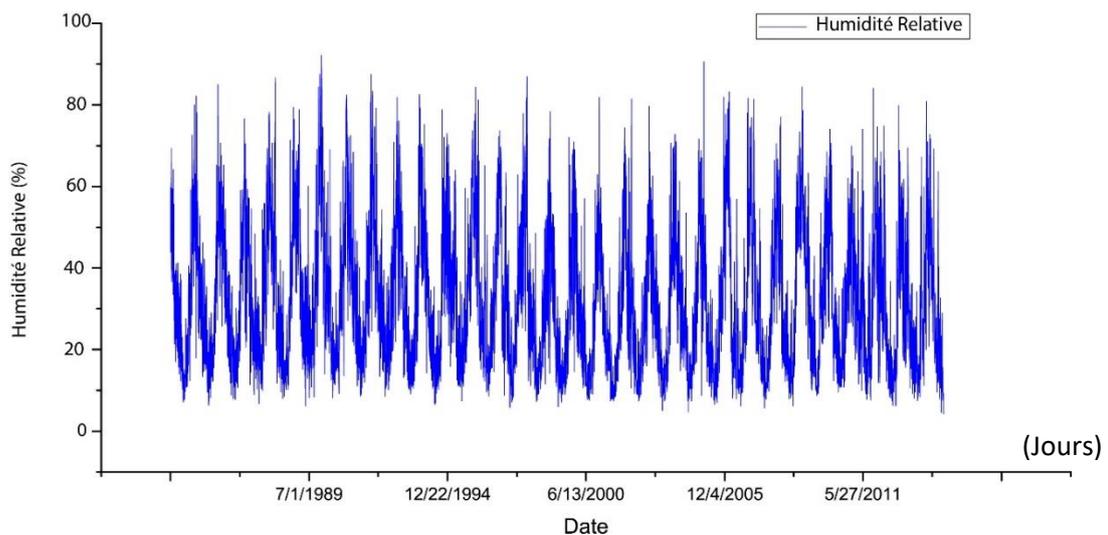


Fig.18. Courbe d’humidité relative (%) (Région d’Erfoud, période 1984-2014)

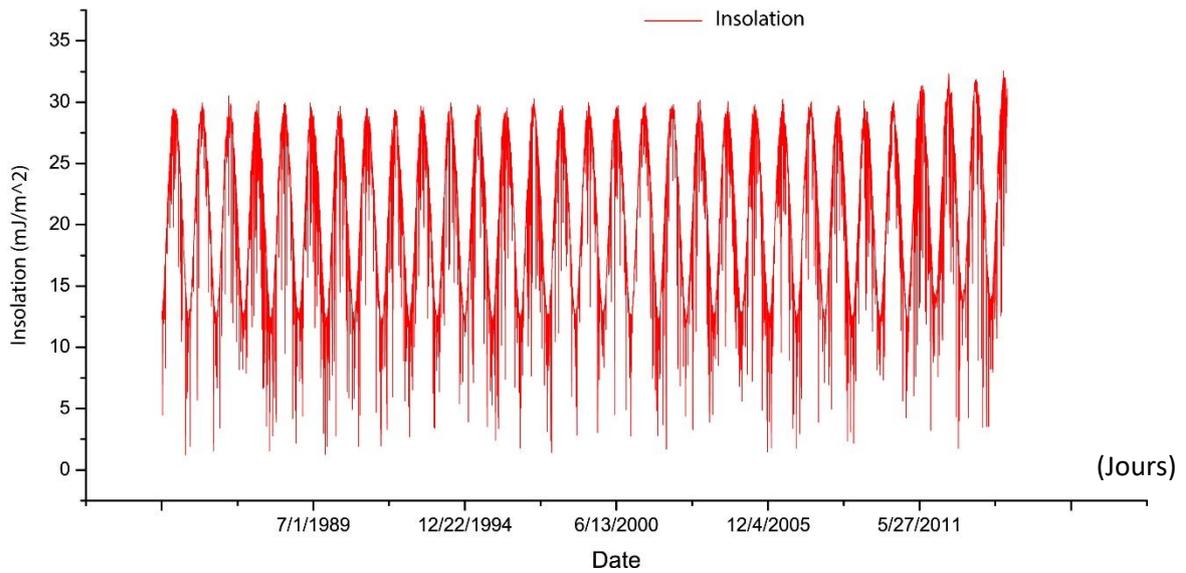


Fig.19. Courbe d'insolation ( $\text{mJ/m}^2$ ) dans la région d'Erfoud, période (1984-2014)

Le diagramme ombrothermique de l'année 2011 de la région d'Erfoud montre que la saison sèche s'étend du mois d'Avril à Janvier (Fig.20).

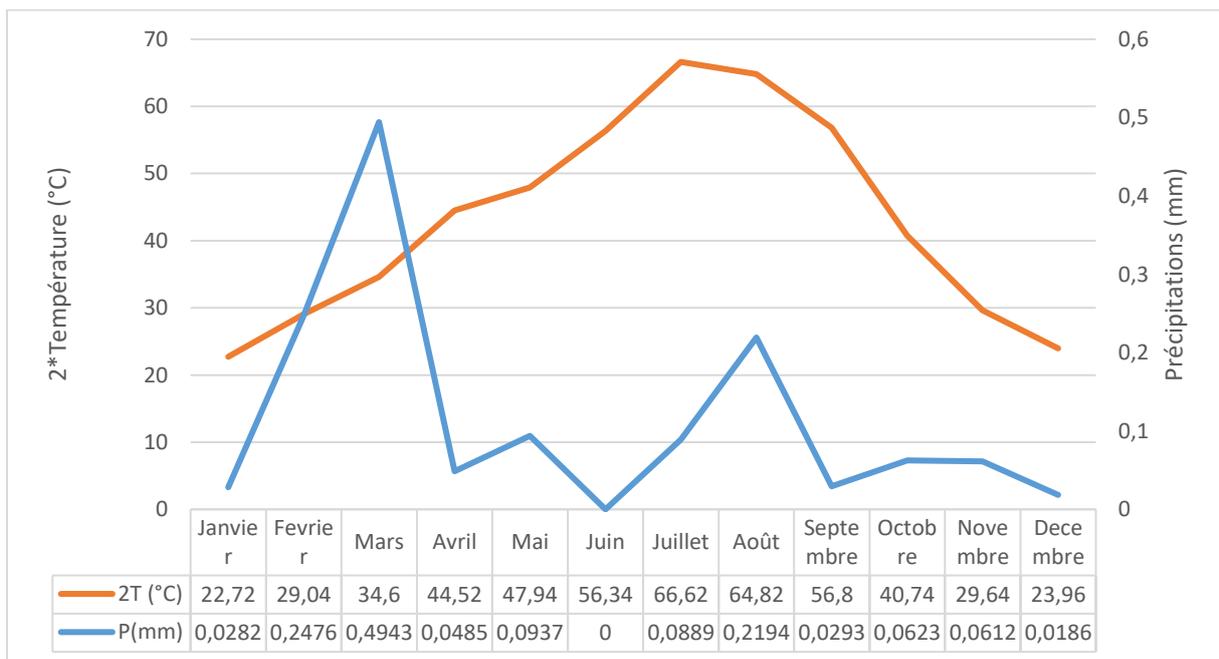


Fig.20. Diagramme Ombrothermique de la région d'Erfoud (2011)

Pour objectif de caractériser l'aridité et l'agressivité du climat des régions d'étude, nous avons calculé le quotient pluviométrique d'Emberger en utilisant la formule suivante :

$$(Q = \frac{2000 \times P}{M^2 - m^2}) \text{ (Emberger, 1955)}$$

Q= Quotient pluviométrique,

P= Total des précipitations annuelles en mm,

$M$  = la moyenne des températures maximales du mois le plus chaud en °K,

$m$  = la moyenne des températures minimales du mois le plus froid en °K,

(0°C = 273 degrés Kelvin)

Le climatogramme d'Emberger caractérise la sécheresse d'un climat en fonction de la moyenne des maximas du mois le plus chaud, la moyenne des minimas de mois le plus froid et la moyenne annuelle des précipitations. Il représente la distinction des étages bioclimatiques qui se fait en fonction des valeurs du quotient pluviométrique  $Q$  (Fig.21) :

De 0 à 10 : climat saharien ;

De 10 à 35 : climat aride ;

De 35 à 65 : climat semi-aride ;

De 65 à 130 : climat sub-humide ;

De 130 à 200 : climat humide ;

Plus de 200 : climat hyper-humide.

Pour la région d'Erfoud nous avons obtenu les résultats suivants :  $M(^{\circ}\text{C}) = 42,1$ ,  $m(^{\circ}\text{C}) = -1,8$  et  $P = 90,47$ . Le calcul du quotient pluviométrique donne  $Q = 6,9$ , cela indique que la région d'Erfoud fait partie de l'étage bioclimatique Saharien à hiver froid (Fig. 21). Ainsi la région d'Erfoud se caractérise par une forte sècheresse qui s'accroît par l'éloignement des masses d'air humides de l'océan et l'ouverture face aux aires chaudes du Sahara.

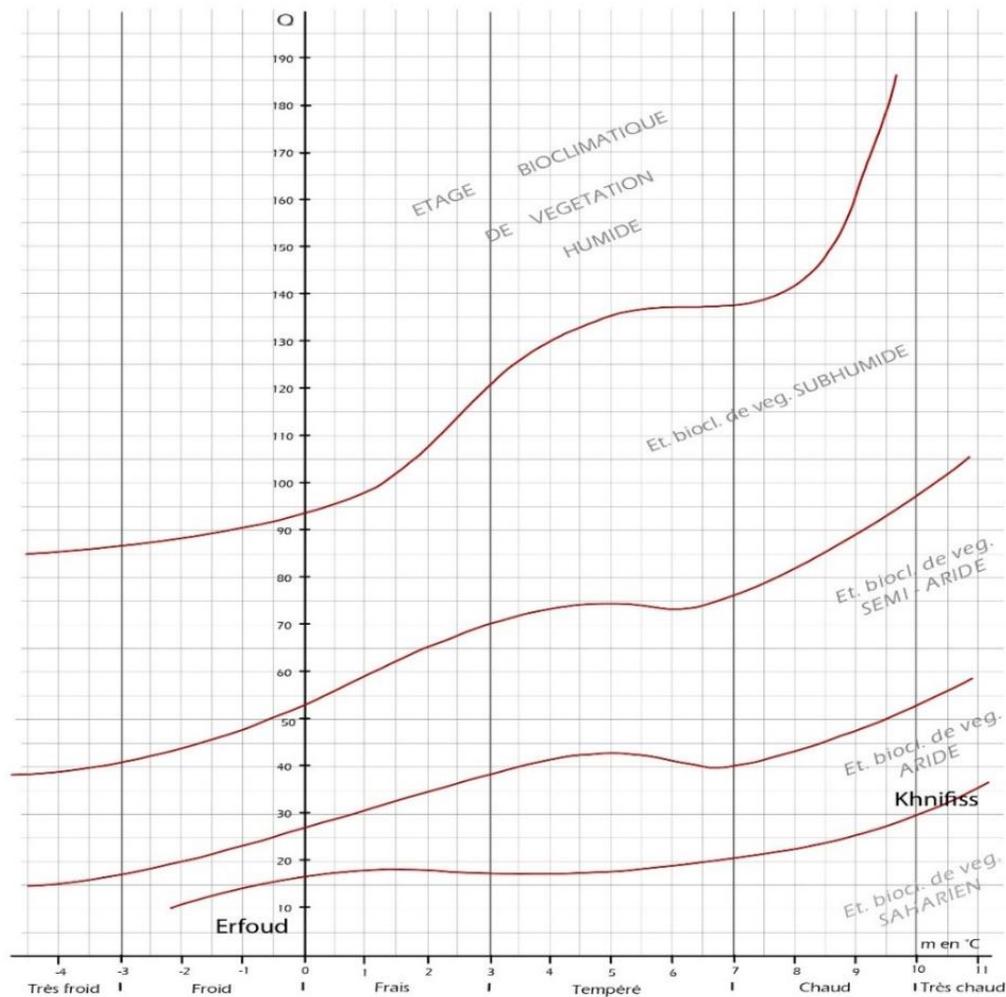


Fig.21. Diagramme d'Emberger classifiant les régions d'Erfoud et de Khnifiss selon leurs étages bioclimatiques

### III. Présentation du bassin de Tarfaya

#### 1. Cadre géographique et géologique

Le bassin de Tarfaya se localise géographiquement dans la région sud-ouest du Maroc. Il est situé au sud de l'oued Draa et bordé à l'W et au NW par l'océan Atlantique, au sud il est limité par le bassin de Laayoune-Bojdour. De point de vue géologique, ce bassin est délimité au nord par les affleurements du Paléozoïque du domaine structural de l'Anti-Atlas, à l'Est par le bassin synclinal carbonifère de Tindouf et au sud par le bassin Bojdour-Laayoun (Fig.22).

Le bassin côtier de Tarfaya appartient à une chaîne allongée des bassins côtiers ou marginaux formés durant le Mésozoïque et le Cénozoïque au large du craton ouest-africain stable (Dillon et Sougy, 1974 ; Lehner et de Ruiter, 1976). Ces formations mésozoïques et cénozoïques sont

caractérisées par des sédiments continentaux et marins peu profonds, recouvrant un socle précambrien et/ou du Paléozoïque.

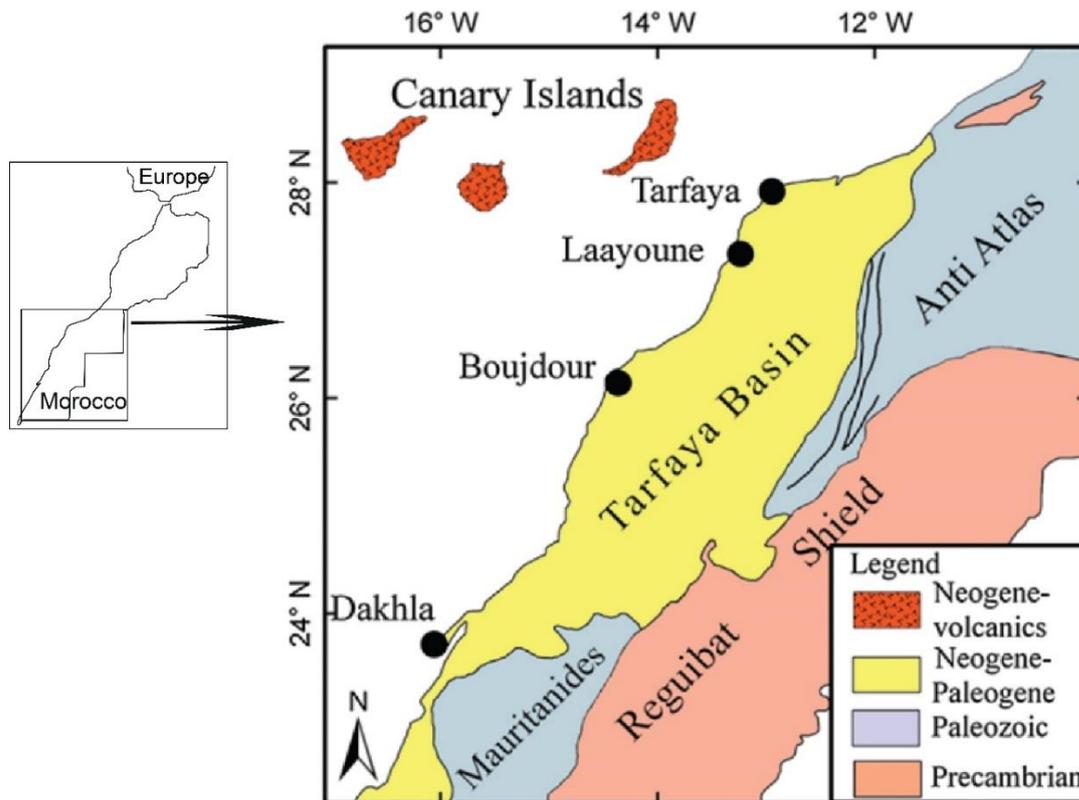


Fig.22. Carte de situation géographique du bassin de Tarfaya-Laayoune (modifiée après Michard et al, 2008 par Ali et al, 2014).

D'une part, les formations précambriennes occupent le bouclier Rguibat et les Mauritanides. Elles sont constituées par les formations anciennes Archéennes et les roches granitiques et métamorphiques éburnéennes. Ces roches sont composées principalement d'ancien gneiss archéen, des métagabbros, des serpentinites, des quartzites ferrugineux, des paragneiss éburnéens, les amphibolites et les marbres impurs (Michard et al., 2008).

D'autre part, les formations Paléozoïques occupent les terrains Anti-Atlasiques, qui se caractérise par une couverture sédimentaire composé principalement de sédiments détritiques, argileux intercalés par des couches minces de schistes et de siltites boueuses, quartzites, grès, calcaires et conglomérats à différents niveaux stratigraphiques. Ces formations de ce dernier ont été pliées et métamorphosées à la fin du Paléozoïque, l'orogénèse varisque (Michard, 1976 ; Soulimani et al., 1997 ; Helg et al., 2004 ; Michard et al., 2008).

Dans le bassin de Tarfaya, le Mésozoïque est apparu sous forme des formations triasiques au niveau de la rivière Chebika, des séquences de Jurassique moyens à Foun Agoutir (Puerto Cansado) et du Crétacé dans les Hammadas et la plate-forme côtière à travers les vallées et les

Sebkhas (Choubert et al., 1966) (Fig.23). Les séquences du Trias sont caractérisées par des siltites épaisses, des grès et des argiles (Ranke et al, 1982). Les formations du Jurassique moyen sont constituées de grès silteux, des calcaires, des calcaires dolomitiques et des dolomites. Les formations du Crétacé sont divisées en deux parties selon des études plus récentes (Ali et al., 2014):

- Le Crétacé inférieur formé par des sédiments silico-clastiques continentaux rouges, plus ou moins puissante, contenant des conglomérats et des grès de composition sub-arkosique, des pélites rouges à gypse, des sables grossiers, des marnes sableux et marno-calcaire aptien et des schistes noirs (Ali et al, 2014) ;
- Le Crétacé supérieur (Sénonien) aux formations éocènes, forment un passage où les dépôts sont composés par une série des carbonates marins peu profonds à prédominance marneuse, constituées de schiste noir, des calcaires turoniennes, des marnes sableux et du wackestone. La dernière barre calcaire est coniacienne et est recouverte en pseudo concordance par le Miocène marin (Fig.23).

Le Cénozoïque contient essentiellement des formations d'Oligocène, du Miocène et du Pliocène. Ces formations recouvrant le Crétacé supérieur dans la partie occidentale du bassin côtier de Tarfaya constituent les falaises côtières depuis Cap Juby jusqu'à la plage Mègriou (Choubert et al, 1966) (Fig.23). Le passage Oligocène- Mio-pliocène est marqué par des séquences de marnes sableuses grises ou brunâtres du Tortonien (Sebkha Tah). Tandis que les grès jaunes du Mio-Pliocène continental et les sédiments récents des oueds sont généralement riches en carbonates, des arénites feldspathiques ou lithiques (Ali et al., 2014).

Le bassin de Tarfaya est également marqué sur les parties ouest et sud-ouest par les formations quaternaires marines, consistant en une plate-forme Plio-Pléistocène qui s'appelait « La dalle Moghrébienne », cette plate-forme est constituée par une formation gréso-calcaire. Des dépôts gréseux lapidifiés appelés dunes post-moghrébiennes, se superposent au Moghrébien. Ensuite, des formations Ouljiennes se présentent sous forme de rares lambeaux de terrasses marines de grès de plage, de poudingues et de grès fossilifères. Les formations les plus récentes dans cette région sont les dépôts holocènes qui se présentent sous forme de couloirs de dunes de sable (Kabbachi et al., 2001). Selon Michard et al (2008) et Ali et al., (2014), les sources d'alimentation principales des sédiments des bassins méso-cénozoïques et quaternaire dans le bassin de Tarfaya-Laayoun sont : le domaine Anti-Atlasique au nord-est et la dorsale Reguibat et les Mauritanides au sud-ouest.

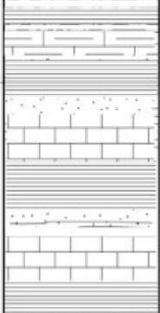
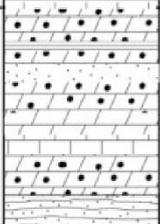
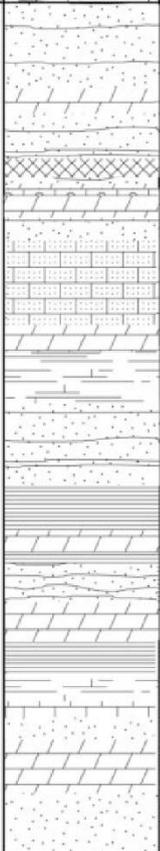
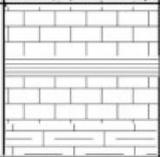
Age	Lithologie	Descriptions
Tertiaire		Argile-calcaire endurcie et passées de calcaire argileux et de grès
Crétacé supérieur		Alternance d'argile localement dolomitique et de dolomie gréseuse
Crétacé Inférieur		Argile silto-gréseuse avec intercalations de grès dolomitique  Calcaire gréseux parfois argileux et localement dolomitique  Alternance de grès à grains grossiers à fins localement dolomitique  Argile gris-ocre, dure, compacte, avec fines intercalations de dolomie silteuse friable et de grès dolomitique
Jurassique Sup. (MALM)		Calcaire gris, localement argileux

Fig.23. Log litho-stratigraphique synthétique des séries Méso-cénozoïques du Bassin de Tarfaya (Elbatal et al, 2012)

## 2. Cadre structural

De point de vue structural, les formations géologiques du bassin de Tarfaya se caractérisent par un aspect quasi-tabulaire affecté par une tectonique qui a engendré des déformations, fracturations et bombements, qui s'organisent selon deux directions principales (Choubert et al, 1966) (Fig.24) :

- La direction (SSW-NNE) correspondante à l'orientation de la côte au sud de Tarfaya, l'alignement des îles volcaniques des canaries et l'orientation des Sebkhass (Tazra, Lehmira, Oum Dbaa et Amsaykir...).
- La direction WSW-ENE correspondante aux réseaux de diaclases et d'autres accidents morphologiques qui affectent le Moghrébien, tel que : La côte entre la lagune de Khnifiss et Tarfaya, la falaise d'Ed Dzeroua, les accidents d'Asselsoul et d'Aouzizane, le bombement de Taoulekt, l'orientation des sebkhass Tah, Tizfourine Toukat.

La faille de Zemmour de direction NNE-SSW, limitant la plateforme côtière à l'Est et au Sud-Est, est un accident important qui a rejoué dès le Trias et durant des phases postérieures en faille normale (Choubert et al, 1966 ; Von Rad et Wissmann, 1982 ; Elkhattib, 1995). Ensuite la région subit une subsidence, depuis le Jurassique moyen à l'Actuel, contrôlée par des évènements tectono-sédimentaire.

Ces évènements déterminent la forme du littoral et la morphologie actuelle du bassin qui interfèrent avec le vent pour façonner les circulations de surfaces, les courants d'upwellings et ainsi la distribution des dépôts sédimentaires (Kbbachi et al, 2001). Les oueds de la région aussi s'écoulent selon des axes tectoniques (N10, N45, N70-80). La région est donc découpée en deux provinces physiographiquement distinctes : i) une province Nord-orientale alimentée par les oueds depuis les hautes Hammadas crétacés (Chbéika, Oum Fatma, Waâr) ; ii) et une large province occidentale plus basse (30m d'altitude) quasiment dépourvue d'écoulement hydrique superficiel (Fig.24). Cette province est spécialement envahie par plusieurs bandes de dunes orientées NNE-SSW qui prennent naissance au niveau des estrans.

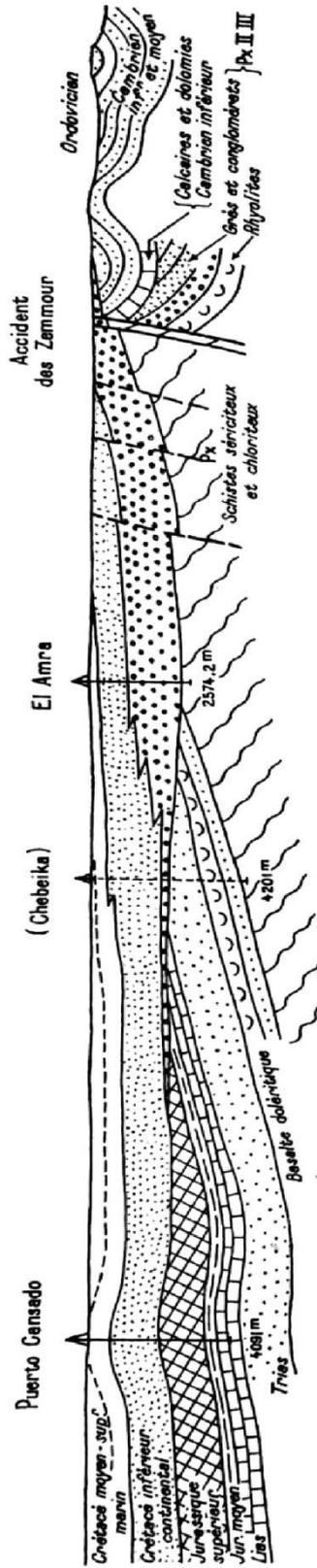


Fig.24. Coupe géologique du bassin Tarfaya (Puerto Cansado – Accident des Zemmour (Choubert et al, 1966))

### 3. Cadre géomorphologique

Les études géomorphologiques ont identifié des caractéristiques spécifiques pour le bassin de Tarfaya. C'est un plateau désertique avec une altitude de (30-35 m), qui est légèrement inclinée vers l'Atlantique. Cependant, l'altitude augmente progressivement en allant vers l'Est au niveau des escarpements des Hamadas (80-100 m).

La Hamada est un plateau désertique rocheux formé par des grés calcaires qui affleurent à la surface du sol (par exemple, dans Tel-lia, Gueblia, El Gaâda) (Choubert et al, 1966). Ce plateau est sculpté par de nombreuses vallées et Sebkhass qui sont des dépressions salines sablonneuses divisées en deux types : continentales et côtières. Le type continental, Exemple de la Sebkhass nommée « Tah », est le plus important dans la région, et il est connu comme le point le plus profond au Maroc (altitude de -55 mètres). La Sebkhass Tazra est la plus importante Sebkhass côtière dans le bassin de Tarfaya, elle est en contact avec l'océan Atlantique par l'intermédiaire de la lagune de Khnifiss. Ainsi, celle-là constitue la zone la plus humide dans la région. Elle est semi confisquée par l'eau de l'océan et séparée de l'Atlantique par des barrières de sable (Dakki et al, 1988).

La zone côtière est marquée par des falaises intercalées par des plages importantes. Ces plages sont développées grâce aux sédiments détritiques transportés par les bassins versants atlantiques (p. ex. du Drâa, Chbeika, El Ouar, Oum Fatma, Aouedri) estimée à 5 400 000 tonnes par an et ainsi à la dérive littorale importante (Charouf, 1989). Les alizés dominants exportent le sable des plages vers l'intérieur du continent formant des couloirs des dunes avec une direction NE-SW (Oulehri, 1992). Nous pouvons distinguer trois grandes aires des dunes de sable actives qui prennent naissance à partir des zones côtières (Oulehri, 1992):

- Autour de l'embouchure de la lagune de Khnifiss (Foum Agoutir) se développe une zone d'ensablement qui donne naissance au premier couloir oriental des dunes. Ce dernier s'étale sur plus de 150km vers le SSW, avec une largeur moyenne de 40km, jusqu'à la vallée de Sakia el Hamra.
- Le deuxième couloir des dunes commence à partir d'une falaise noyée par les sables à environ 20 km à l'est de Tarfaya, ce couloir très réduit (20km) s'arrête après un trajet de 40km à Sebkhass Tah.
- Le troisième et le plus long couloir prend naissance à 5 km à l'est de Tarfaya et puis s'allonge vers le SSW avec une largeur moyenne de 15km. Il continue, parallèlement à la côte, jusqu'à l'est de Zemlat faisant un trajet de plus de 300km. Ce fleuve de sable change son chemin pour s'orienter vers le sud après environ 50km de son trajet. Ce

dernier pose plus de problèmes d'ensablement entravant l'aménagement de la région et les chemins des convoyeurs de phosphates (Oulehri, 1992).

La géomorphologie dunaire dans le bassin de Tarfaya Laayoune est contrôlée par trois facteurs importants : L'absence de la végétation, la dominance du vent unidirectionnel et la présence d'une plateforme dure (la dalle mogrébienne). Ces derniers sont les facteurs qui favorisent la formation des dunes barkhanes (Paskoff, 1998). Par conséquent, les barkhanes sont les dunes les plus représentées dans le bassin Tarfaya-Laayoune (Elberlhiti, 2005). La formation des barkhanes naît au niveau des zones côtières et commence par la forme embryonnaire de la barkhane (Boucliers), à 5m de la ligne de rivage où les sables commencent à s'assécher par l'action du vent. Vers le SSW ces derniers se développent et se présentent sous forme des couloirs de barkhanes orientés (NNE-SSW). Ces barkhanes s'organisent en couloirs, dont les tailles se différencient d'un couloir à un autre. Ainsi une sélection de barkhanes selon la taille est bien remarquée (Hersen et al, 2004 ; Elberlhiti, 2005; Elberlhiti et al, 2008).

La nebka est aussi parmi les principaux types de dunes marquant cette région. Ce dernier type prend les dimensions des obstacles qui ont causé leur accumulation. Ainsi au cap Juby, des longueurs de 10m ont été mesurées sur des nebkhas de 40 cm de hauteur, taille des pieds de *Zygophyllum gaetulum* et *Euphrobia parlias* (Oulehri, 1992). Mais aussi, des micro-nebkas centimétriques qui s'accumulent à l'abri des petits cailloux et graviers. Les nebkhas marquent notamment les bordures des fleuves de sables ainsi que certaines côtes, dans les zones où il y a moins d'abondance de sable. Cependant, dans les régions marquées par l'importance d'approvisionnement en sable, on remarque la formation des dunes transversales. Les dunes transversales occupent essentiellement la zone d'accumulation sableuse autour de la lagune de Khnifiss et de l'embouchure de l'oued Chebika. Un autre type de dunes représentées dans cette région sont les mégabarkhanes, qui sont l'objectif de notre étude. Ces mégabarkhanes ont des dimensions gigantesques (650m de largeur, 40m de hauteur) et sont situées à quelques kilomètres au sud-est du village de Sidi Akhfenir.

#### 4. Climat de la région de Khnifiss

L'analyse des données climatiques (source : Texas A&M University, 2013 spatial sciences web site, [globalweather.tamu.edu](http://globalweather.tamu.edu) (Global weather, 2013)) sur une période de 30 ans (1984 – 2014) ont montré que le bassin côtier de Tarfaya est caractérisé par une importante variabilité de la température (Fig. 25). Le calcul des moyennes des températures minimales et maximales journalières ont donné les résultats suivants : un minimum de 12 ° C et un maximum de 29 ° C

et une moyenne totale était d'environ 20 °C qui caractérise une température modérée, marquant l'influence de la proximité de l'océan réduisant les extrêmes.

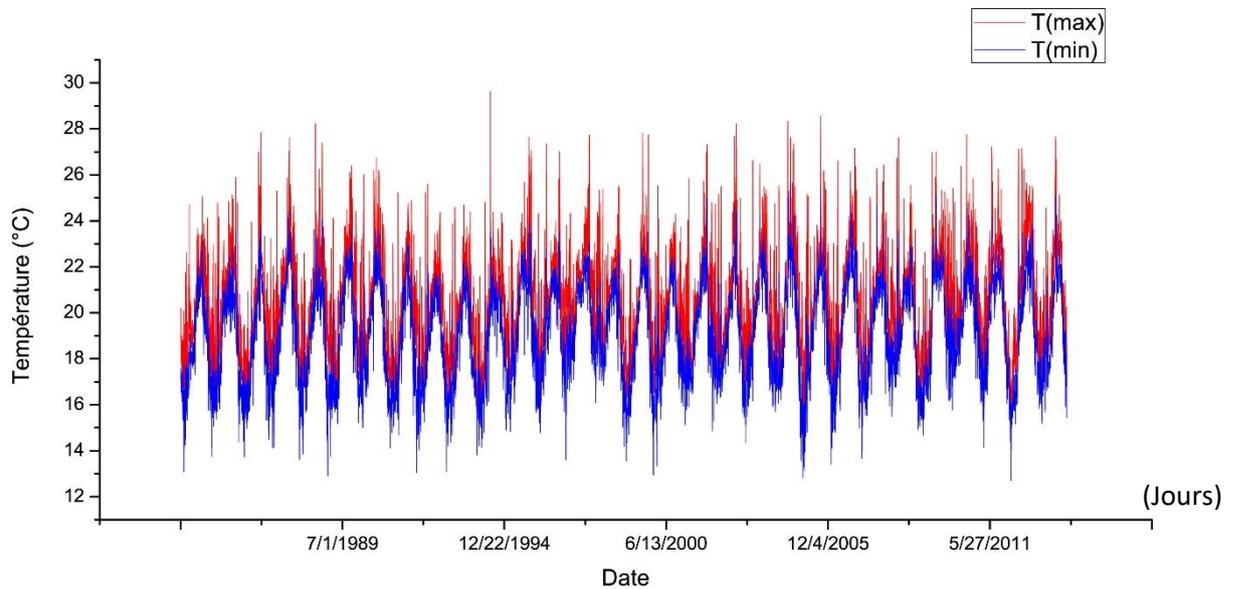


Fig.25. Courbes de températures maximales et minimales de la région de Khnifiss (1984-2014)

Les précipitations sont caractérisées comme étant extrêmement rares. Le calcul des moyennes journalières et annuelles donne une moyenne de 0,45 mm par jour et 164 mm par an au cours des trois dernières décennies (Fig.26).

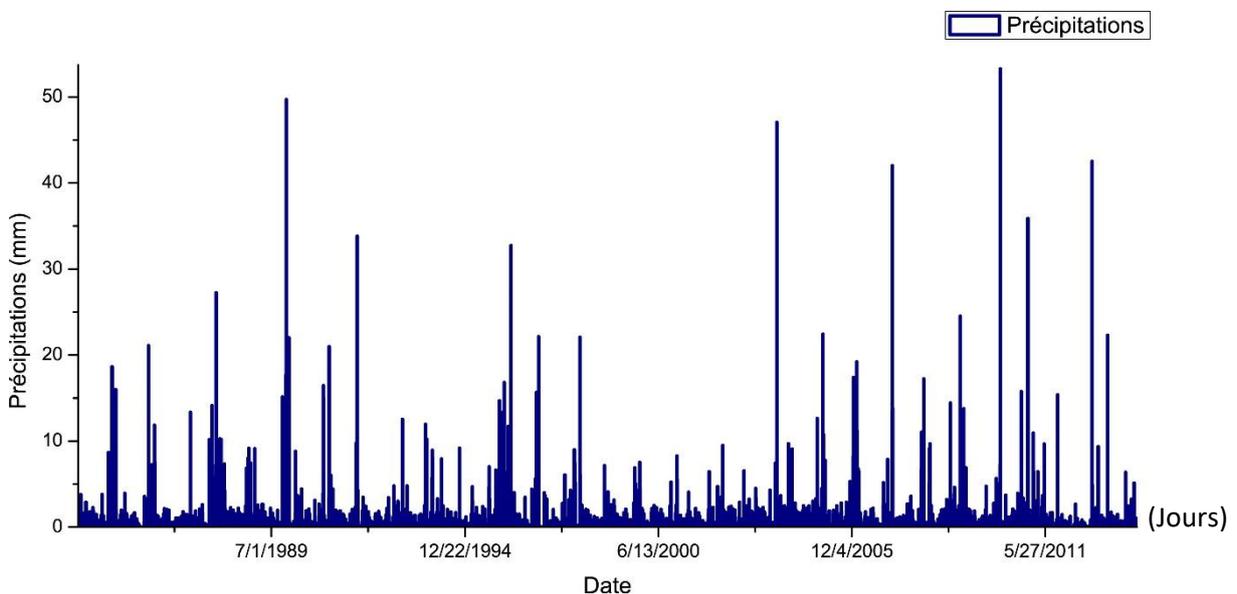


Fig.26. Hyétogramme de précipitations de la région de Khnifiss (1984-2014)

Les données de vitesse du vent pendant les dernières trois décennies varient entre 2 et 14 m/s, ce qui classe le vent comme une brise allant souvent du doux au fort, selon l'échelle de vent de Beaufort (Fig. 27). Les données de la direction moyenne du vent pour la période de l'année

(depuis août 1999 jusqu'en juillet 2000) ont été analysées et illustrées sous forme d'une rose des vents (Fig. 28). La rose des vents montre la répartition de la direction et détermine le vent dominant, orienté du NNE au SSW. Selon Elbelrhiti (2005), le facteur RDP/DP est d'environ 0,90 ce qui caractérise le vent de la région comme l'un des vents les plus réguliers dans le monde.

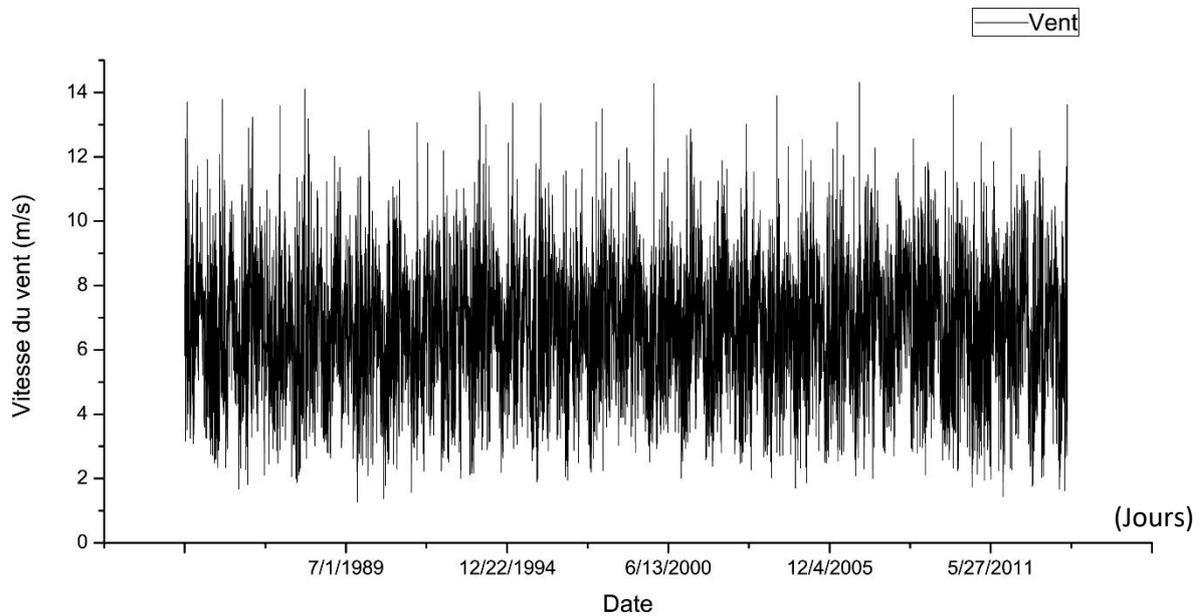


Fig.27. Courbe de la vitesse du vent (m/s) de la région de Khnifiss (1984-2014)

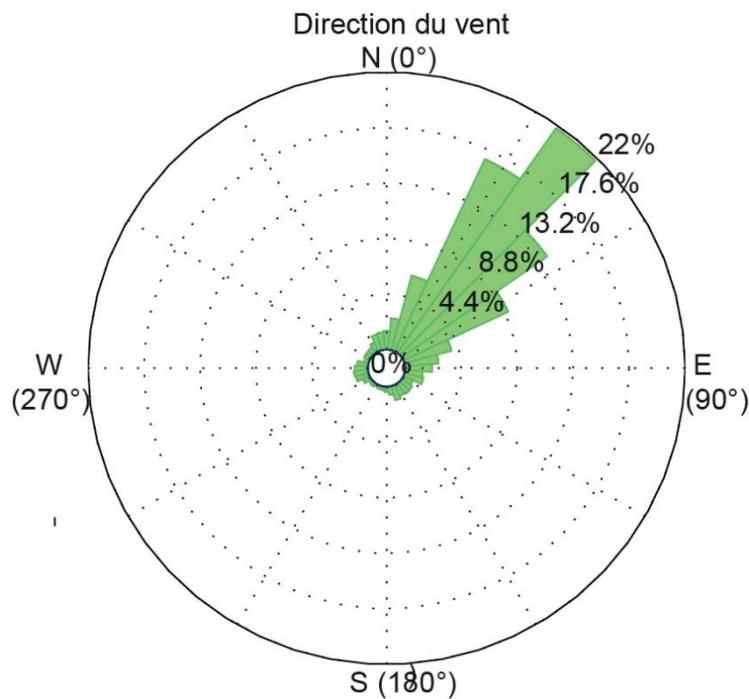


Fig.28. Rose du vent de la région de Khnifiss (direction du NNE au SSW)

Les fortes pluies, les vents forts et l'humidité sont des événements associés à l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) et à la position de l'anticyclone des Azores qui génère les alizés. Ces événements se produisent principalement pendant l'hiver à une fréquence typique de 10 fois par an (Elbelrhiti et al., 2008).

L'humidité relative de la zone a été principalement comprise entre 70 et 80 % (Fig.29). L'humidité relative est élevée avec une diminution importante de la température de l'air durant des nuits claires, ce qui cause la condensation de l'humidité atmosphérique. Par conséquent, cela produit des brumes matinales et de la rosée au niveau des champs de dunes. Le nombre de jours de brumes dans les côtes du sud du Maroc atteint 120 jours/an (Marzol et al, 2011). Ces deux formes de précipitations surviennent plus régulièrement que les pluies.

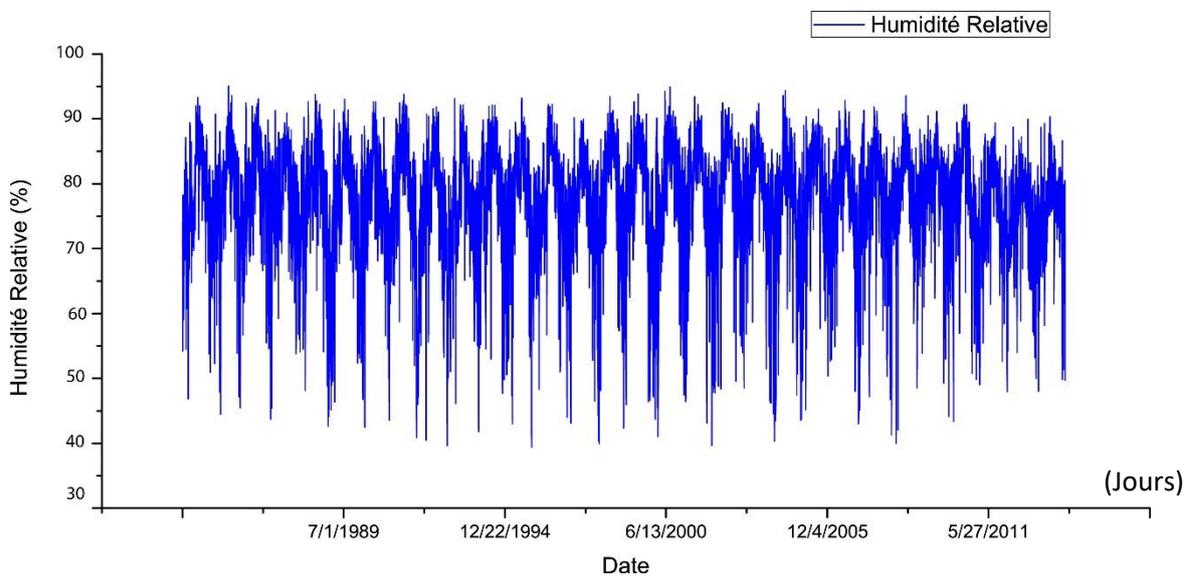


Fig.29. Courbe de l'humidité relative (%) de la région de Khnifiss (1984-2014)

La valeur moyenne de l'insolation dans la région de Khnifiss est d'environ 19.51  $Mj/m^2$  (Fig.30). Selon la formule de Torntwhaite, la moyenne d'évapotranspiration mensuelle est d'environ 71.40mm.

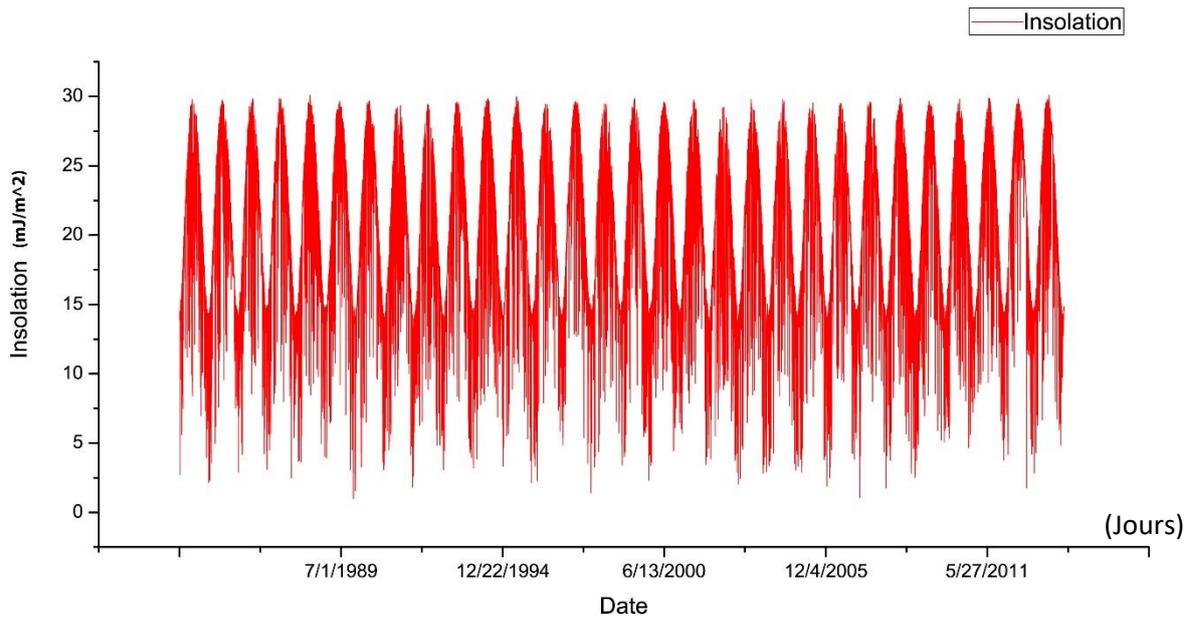


Fig.30. Courbe d'insolation de la région de Khnifiss (1984-2014)

Le diagramme ombrothermique a montré la prédominance d'une période sèche toute l'année, Pourtant, au moins un ou deux mois par an, montre une période humide. Les précipitations principales sont souvent enregistrées en automne et en hiver, pour l'année 2011 les périodes humides s'enregistrent en mois de Janvier et de Mars (Fig.31). Dans les cas extrêmes, ce domaine reçoit fréquemment de fortes précipitations, tombant sous forme d'averses pouvant excéder 50 mm/jour (Fig. 26). Ces événements provoquent des inondations fréquentes et des tempêtes causants de fortes érosions dans la région, (par exemple des années 2004, 2013, 2016).

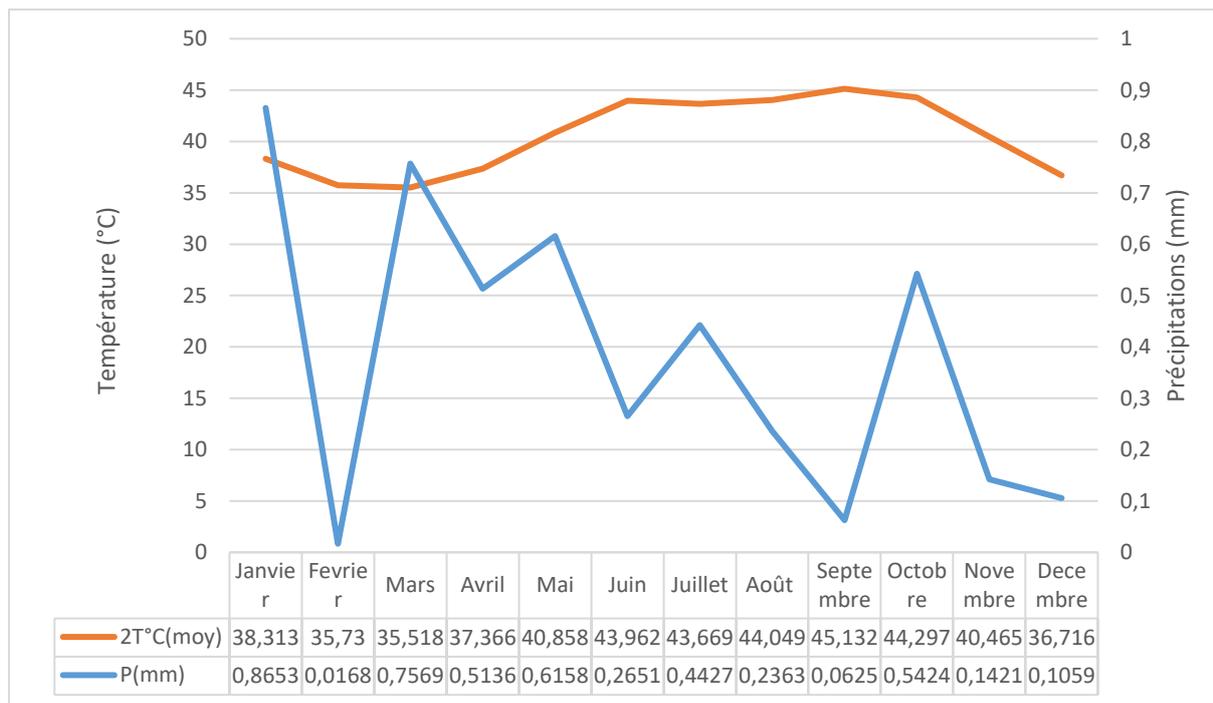


Fig.31. Diagramme ombrothermique de la région de Khnifiss (2011)

Nous avons calculé le quotient d’Emberger Q indiquant le type de climat de la région de Khnifiss ; le résultat est d’environ 33.05. Ainsi le climatogramme d’Emberger (Fig. 21) montre que la région de Khnifiss appartient à l’étage bioclimatique aride, précisément, ça occupe la transition entre l’étage bioclimatique aride et saharien. Le climat de la région de Khnifiss est aride à hiver très chaud avec un minima  $m(^{\circ}C) = 12,71$  et maxima  $M(^{\circ}C) = 29,62$ . Ce type de climat caractérise le littoral Saharien au Maroc, dont la région de Khnifiss faisant partie, ce qui reflète l’influence de la proximité de l’océan régulateur de températures.

#### **IV. Travaux antérieurs**

##### **1. Etudes des dunes du bassin de Tafilalet**

Dans la région de Tafilalet, les recherches sur l'ensablement ont commencé depuis les années 70 avec une équipe de la FAO et le laboratoire de géographie physique zonale (Mainguet et al, 1979). Ces travaux ont été dans le cadre du programme de coopération technique avec le gouvernement marocain pour un projet de lutte contre l'avancement du sable dans les oasis des vallées du Draa, du Rhéris et du Ziz.

Mainguet en 1979 a élaboré des travaux basés sur les indications des images satellites pour des recherches concernant la protection des oasis contre l'ensablement. Ensuite ce même auteur, en 1983, a étudié la géomorphologie des dunes et leur classification selon le bilan d'alimentation et le régime éolien. En plus d'une analyse des causes de la désertification dues au vent dans les oasis (Mainguet et al, 1983).

En 1984, Chemin a étudié l'ensablement dans les palmeraies du Sud-Est Marocain, localisés exactement le long des vallées des oueds Draa, Ziz et Rhéris. L'étude a été fondée sur l'interprétation des photographies aériennes, permettant le suivi évolutif de l'avancement des dunes de sable et ainsi l'inventaire des traumatismes éoliens. Ce travail a conclu la nécessité d'une approche locale, régionale et synoptique pour la compréhension des effets de la dynamique éolienne.

Benmohammadi et al, (2000) ont contribué dans ce cadre par une analyse des interrelations anthropiques et naturelles ainsi que leur impact sur la recrudescence des phénomènes d'ensablement et de désertification au Sud-Est du Maroc (vallée de Drâa et vallée de Ziz). En 2003, Kabiri et al ont étudié d'une manière préliminaire de la dynamique des dunes continentales dans le Sud-Est marocain. Ensuite, commencent les travaux de l'équipe de Benalla et al (2003) qui s'intéressait à la dynamique éolienne des dunes et l'ensablement des palmeraies de Tafilalet. Cette dernière équipe s'est basée ensuite sur la combinaison des données des satellites civils et militaires afin de réaliser des progrès importants d'études sur l'évolution des dunes (Dejardins et al, 2005). Les travaux de thèse de Benalla (2005) furent une étude importante concernant l'apport de la sédimentologie et de l'imagerie aérienne et spatiale qui pour objectif d'étudier la morpho-dynamique de l'évolution des dunes de Tafilalet.

## 2. Etudes des dunes du bassin de Tarfaya

Les recherches sur les dunes de sable dans la région de Tarfaya-Laayoune ont commencé avec les études des étapes de formation des barkhanes qui naissent dans la plage de Cabo Juby entretenus par les espagnoles (Pacheco et al, 1946). Ensuite, durant les années 90, commencent les travaux d'Oulehri (1992) qui avait comme objectif : l'étude de la géodynamique des migrations de sable éolien dans la région de Laayoune. Ce travail s'est intéressé généralement à l'étude des caractéristiques du sable constituant les dunes (minéralogie, granulométrie), ainsi que la géomorphologie dunaire et le régime du vent. Les travaux de thèse de (Amri, 1998) s'intéressent à l'analyse de l'écosystème lagunaire de Khnifiss en se basant sur une étude sédimentologie (granulométrie, carbonates, argiles, minéraux lourds) et micropaléontologique (foraminifères benthiques en particulier). Ensuite, en 2000, Sauermann et al ont travaillé sur la morphologie des barkhanes de Laâyoune au sud du Maroc, en mesurant les propriétés géométriques de ces dunes (relativité morphologique). En 2001, Kabbachi et al ont étudié la physiographie et la dynamique sédimentaire actuelle dans la marge atlantique sud-ouest marocaine (Le bassin Tan Tan-Cap Juby).

Des équipes des chercheurs qui travaillent sur la physique des dunes s'intéressent aux matériaux granulaires et aux modèles de morphologie des barkhanes du sud du Maroc (Hermann and Sauermann, 2000). Hersen et al, (2004) et Elbelrhiti, (2005) ont commencé un travail qui aborde la sélection des tailles et de la morpho-dynamique des barkhanes et leur auto-organisation en couloirs dans la région (Tarfaya-Laâyoune-Sidi Akhfenir). Ces travaux ont conclu que : i) les dunes forment des champs allongés sous forme de couloirs, où les tailles des dunes et les espaces entre eux sont bien sélectionnées. ii) les barkhanes reçoivent le flux de sable du côté du dos proportionnellement à la largeur, cependant, le sable s'échappe seulement du côté des cornes. iii) les dunes larges captent plus de sable par rapport aux dunes moins larges, ainsi, la vitesse de propagation de la dune diminue avec la taille de la dune, ce qui conduit à l'épaississement des champs des barkhanes à travers le processus de collision. Elbelrhiti et al, (2005) ont établi une étude de preuve sur terrain (Sahara marocain) de l'instabilité induite par les ondes de surfaces des dunes de sable. L'objectif était l'étude d'un modèle pour montrer que les barkhanes sont fondamentalement instables et il ne s'agit pas de petites dunes en train d'escalader une autre plus grosse, il s'agit plutôt d'une onde de sable. Ainsi, deux facteurs déstabilisent les dunes et génèrent des ondes sur les barkhanes : la collision des dunes et le changement de direction du vent. Ces ondes de surfaces qui en résultent, se propagent plus rapidement que les dunes elles-mêmes. Elles peuvent donc produire une série de nouvelles

barkhanes de tailles élémentaires en brisant les cornes des grandes dunes. C'est ce mécanisme produisant la perte de sable qui empêche les champs des dunes de se fusionner en dunes géantes.

Ultérieurement, beaucoup d'autres travaux ont évoqué la caractérisation des barkhanes des fleuves de sable de Tarfaya-Laâyoune (Elbelrhiti et al, 2008 ; Elbelrhiti et Douady, 2010 ; Elbelrhiti, 2012). En calculant les paramètres de contrôle tel que la vitesse, le volume, le flux, ils discutent ainsi, les processus de la dynamique (collision et fluctuations) et ainsi les facteurs qui contrôlent la taille des dunes (Elbelrhiti et al, 2008). En 2011, Elbelrhiti et Douady, ont étudié l'équilibre et le déséquilibre des dunes barkhanes suite à une caractérisation de forme de migration de 11 barkhanes de différentes tailles pendant 18 mois dans le domaine du Sahara Atlantique. Ils ont finalement conclu que les barkhanes ne sont jamais en équilibre à l'échelle des semaines ou des mois, elles ne peuvent être en état stationnaire que s'elles sont étudiées pendant une longue période. Le mécanisme d'initiation et du développement des dunes barkhanes à partir des lits de sable et des proto-dunes, et le mécanisme d'éjection de petites barkhanes de tailles élémentaires à partir d'autres barkhanes, ont été décrits par Elbelrhiti (2012). En 2015, Elbelrhiti a étudié l'apparition et la disparition de la ligne de replat dans les barkhanes et sa nucléation et migration vers la ligne de crête. Ce phénomène a été discuté en s'accordant au taux d'érosion et à la variabilité de la direction du vent.

## **2<sup>ème</sup> partie : Méthodes, Résultats et discussions**

## Chapitre I : Méthodologie de travail

La méthodologie adoptée à l'étude de variation de couleurs des dunes de sable des régions étudiées se base sur plusieurs approches :

- ✓ L'analyse des images satellitaires prises par les capteurs Landsat (TM, 8) et Terra (ASTER).
- ✓ La production d'une carte géomorphologique, en utilisant les outils de système d'information géographique afin de déterminer l'origine du sable.
- ✓ L'analyse granulométrique et morphoscopique basique des échantillons de sable collectés à partir des dunes étudiées.
- ✓ L'analyse géochimique et minéralogique du sable des dunes étudiées en se basant sur des analyses des Rayons X, de Microsonde électronique et du microscope électronique à balayage. En plus d'une analyse d'oxyde de fer par spectrométrie d'absorption atomique.
- ✓ La morphodynamique des dunes, megabarkhanes, en se basant sur des données publiées par d'autres auteurs.

### I. Matériel

#### 1. Images satellitaires

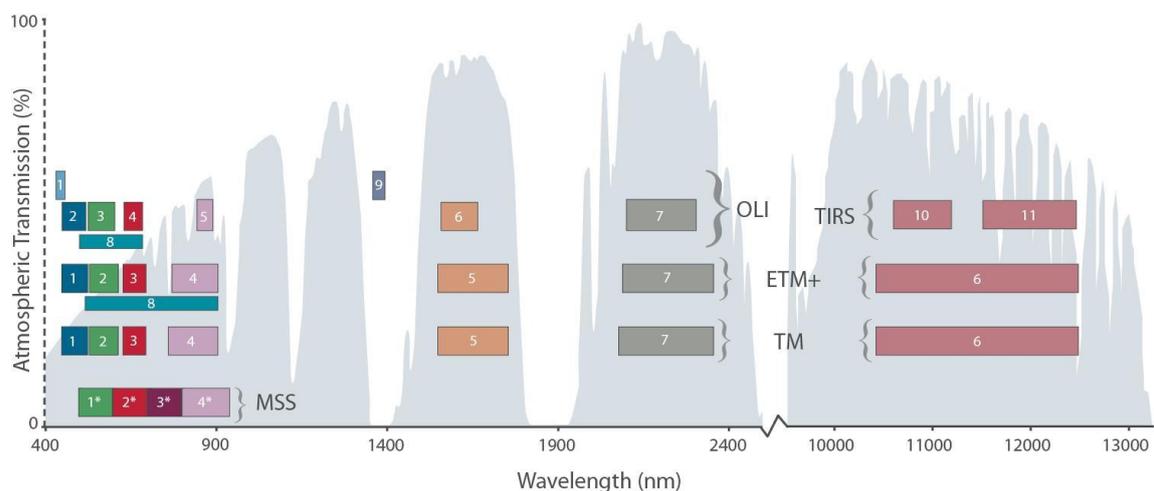
Dans ce travail, nous utilisons trois types d'image satellitaire, dépourvus de nuages : Landsat TM, Landsat 8 et des images ASTER (Tableau 2).

Tableau.2. Les images satellitaires utilisées et leurs caractéristiques

Image	Référence	Date
Landsat TM (Région d'Yerdi)	path 200, raw 38	12/11/2006
Landsat 8 (Région de Khenifiss)	path 204, row 41	14/11/2014
ASTER L1A (région d'Yerdi)		19/10/2006
ASTER L1T (région de Khnifiss)		17/04/2016

L'image Landsat TM (path 200, row 38) de la région d'Yerdi a été prise le 12 novembre 2006. Pour la région de Khnifiss, la scène Landsat 8 orthorectifiée (path 204, row 41) a été capturée le 14 novembre 2014. Les capteurs Landsat TM constitue la deuxième génération des satellites Landsat lancés après MSS (Multispectral Scanner).

Les capteurs TM (Thematic Mapper) ont des scanners à haute résolution et possèdent 7 bandes spectrales, quatre (de 1 à 4) bandes dans le visible et le proche infrarouge (VNIR), deux bandes (5 et 7) dans les ondes courtes infrarouges (SWIR) et une bande (6) spatiale dans le thermal infrarouge (TIR) (Fig.32). Chaque image de Landsat TM couvre une zone de 185 km sur 185 km. Pour l'image Landsat 8, deux canaux supplémentaires ont été ajoutés, destinés principalement à la correction atmosphérique (canal bleu à 440 nm) et à la détection des nuages (1380 nm) (Fig.32).



\* MSS bands 1-4 were known as bands 4-7, respectively, on Landsats 1-3

Fig. 32. Les longueurs d'onde bandpass pour les capteurs Landsat 8 OLI et TIRIS, comparées aux capteurs Landsat MSS, Landsat 7 ETM + et TM (USGS, 2013)

Une image multispectrale ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) de type L1A prise le 19 octobre 2006 (région d'Yerdi) et par un capteur multi-spectral à haute résolution spatiale sur le satellite TERRA. En outre, une image ASTER niveau L1T (path 204, row 41) capturé le 17 avril 2016 (région de khnifiss), ont été extraites de la base de données en ligne, de l'archive de la NASA « Land Processes Distributed Active Archive Center (LPDAAC) ». Elle a trois bandes dans le visible et le proche infrarouge (VNIR), six bandes dans les ondes courtes infrarouges (SWIR) et cinq bandes dans le thermal infrarouge (TIR) (Fujisada, 1995) (Fig.33).

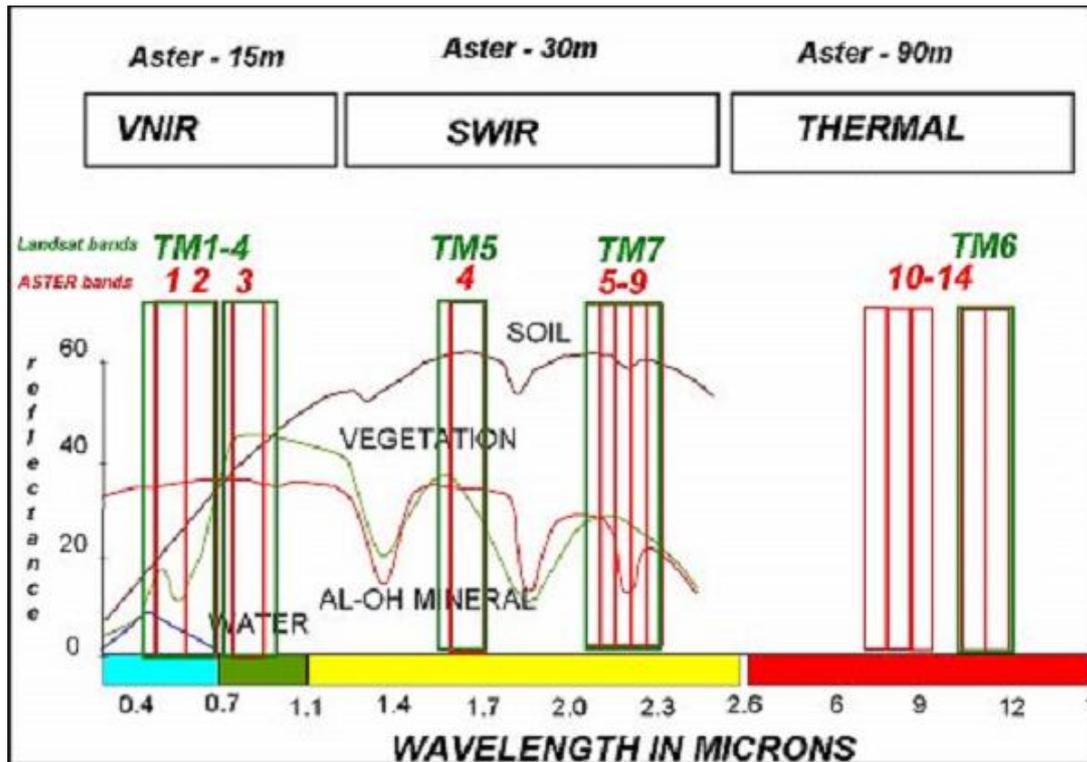


Fig.33. La distribution des canaux ASTER et Landsat TM dans le spectre électromagnétique (Aleks Kalinowski et Simon Oliver, 2004)

Le satellite TERRA produit deux types d'images ASTER, L1A et L1B. La première est brute alors que la deuxième est radiométriquement et géométriquement corrigée. Pour calculer ces indices, une image ASTER de type L1B est nécessaire (Kalinowski & Oliver, 2004). Ainsi l'image L1A que nous utilisons pour produire le MNE est transformée en type L1B en utilisant un algorithme sur MATLAB (Trauth, 2006).

## 2. Données géologiques et de terrain

Pour objectif d'extraire les formations géologiques de la région pour produire la carte géomorphologique de la région, Nous utilisons à cette étude la carte géologique de l'Anti-Atlas oriental au 1/200 000 Tafilalet –Taouz (Destombes & Hollard, 1986) et une carte géologique simplifiée du bassin de Tarfaya élaboré par Rank et al (1982).

Des missions de terrain organisées sur les régions d'études, dans le but de prendre des échantillons de sable sur les crêtes de dunes de sable de Yardi à 2 cm sous la surface. Les échantillons sont collectés sur un trajet orienté est-ouest et recouvrant les deux rives de l'Oued Ziz. Dix échantillons de 300g prélevés tout au long de ce trajet, soit cinq échantillons sur chaque

rive. Les coordonnées des points de prise des échantillons sont prises par un GPS portable de type Garmin II. Une vingtaine de points amers sont prises aussi à l'aide d'un GPS différentiel.

Pour la région de Khnifiss, six échantillons prélevés de différentes parties de la zone d'étude : le dos de la megabarkhane à partir de la surface centrale de la tranche longitudinale, à une profondeur de 2 cm sous la surface, en plus de la région avoisinante des megabarkhane, comme le chott à proximité et la plage de Sidi Akhfenir.

### 3. Logiciels

Le logiciel de télédétection ENVI 4.8 sert à effectuer l'analyse des images satellitaires (Méthode de rapport des bandes). En plus, Arcgis 10.1 est un outil, faisant partie des systèmes d'information géographique, que nous utilisons pour produire la carte géomorphologique de la région. Pour cela, le module Arc Hydro d'Arcgis permet l'extraction du réseau hydrographique à partir d'un module numérique de terrain (MNT). Pour les statistiques des résultats de l'analyse granulométrique et les courbes granulométriques sont calculées et dessinées à l'aide du programme Open Source GRADISTAT (Blott & Pye, 2001).

## II. Méthodes

### 1. Analyses de laboratoire

#### 1.1. Analyses granulométriques et morphoscopiques

L'analyse sédimentaire des masses dunaires permet de caractériser la nature, le mode de transport du matériel sableux, et le processus de la dynamique éolienne au moyen de différentes méthodes. Dans la présente étude, nous avons recours à des analyses sédimentaires basiques. A savoir la granulométrie, la morphoscopie des grains de quartz et la couleur des grains de sable.

La granulométrie a été réalisée selon la procédure de tamisage selon la méthode de Folk (Folk, 1966). A l'aide du programme Open Source GRADISTAT (Blott & Pye, 2001), nous calculons les statistiques des résultats et dessinons les courbes granulométriques, à partir desquels on peut déterminer les indices de dispersion suivants (Folk et Ward, 1957) :

- ✓ La dimension moyenne qui représente la distribution granulométrique moyenne des sédiments en Phi. Elle donne une idée sur la taille du sédiment, de l'énergie de l'agent de transport et de la distance parcourue depuis la source (Perriaux, 1961). Le diamètre moyen est obtenu en appliquant la formule suivante :

$$M_z = P_{16} + P_{50} + P_{84} / 3$$

Dont :

$P_{16}$  : diamètre en Phi déterminé à partir de 16% sur l'histogramme de fréquence

$P_{50}$  : diamètre en Phi déterminé à partir de 50% sur l'histogramme de fréquence

$P_{84}$  : diamètre en Phi déterminé à partir de 84% sur l'histogramme de fréquence

Phi =  $-\log_2$  (mm)

- ✓ Le Tri (l'écart type) indique le degré de perfectionnement du classement du sédiment (Folk, 1966). Il est calculé à partir de la formule ci-après :

$$E_c = P_{84} - P_{16} / 4 + P_{95} - P_5 / 6,6$$

Dont :

$P_5$  : diamètre en Phi déterminé à partir de 5% sur l'histogramme de fréquence

$P_{16}$  : diamètre en Phi déterminé à partir de 16% sur l'histogramme de fréquence

$P_{84}$  : diamètre en Phi déterminé à partir de 84% sur l'histogramme de fréquence

$P_{95}$  : diamètre en Phi déterminé à partir de 95% sur l'histogramme de fréquence

- ✓ L'indice d'asymétrie (Skewness) SKI est pour but de mesurer le degré de déviation de la courbe de fréquence par rapport à la courbe de Gauss. Il est calculé selon la formule ci-dessous :

$$SKI = P_{16} + P_{84} - 2 P_{50} / 2(P_{84} - P_{16}) + P_5 + P_{95} - 2 P_{50} / 2(P_{95} - P_5)$$

- ✓ L'indice de Kurtosis SK ou bien le coefficient d'acuité permet de mesurer le degré d'aplatissement de la courbe de fréquence et le rapport entre le classement aux extrémités de cette courbe et la partie centrale. Il constitue aussi un test sensible de la normalité d'une distribution (Perriaux, 1961). La formule de calcul est la suivante :

$$SK = P_{95} - 2 P_5 - 2(P_{95} - P_5) / 2(P_{95} - P_5)$$

La troisième analyse effectuée est la morphoscopie des grains de quartz. Après l'attaque à l'(HCL) pour éliminer les carbonates, puis le lavage à l'eau distillée et le séchage à l'étuve, nous procédons à l'analyse morphoscopique. La méthode que nous utilisons consiste à l'observation à la loupe binoculaire de l'état de surface des grains de quartz et de déterminer la proportion (%) des trois principaux types de grains; NU (Non Usé), EL (Emoussé Luisant) et RM (Rond Mat) décrit par Cailleux et Tricart (1959).

## 1.2. Analyses minéralogiques et géochimiques

Avant d'entamer les analyses minéralogiques et géochimiques, nous commençons par la préparation des échantillons à analyser. Ainsi, 100 g de chaque échantillon sont traités par la solution d'acide chlorhydrique HCl 10 % et lavés plusieurs fois par l'eau distillée. Après séchage et pesage des échantillons, nous séparons les minéraux lourds à l'aide du bromoforme. Les fractions lourdes et les fractions légères sont examinées sous la loupe binoculaire. L'identification des espèces des minéraux composant les échantillons de sable étudiés a été réalisée selon la méthode de Parfenoff (Parfenoff 1970). Les pourcentages des minéraux lourds sont estimés par un comptage manuel sous la loupe binoculaire. En plus, des analyses chimiques qualitatives sont effectuées par diffractométrie des rayons X Siemens D5000 X-ray (XRD)), avec un rayonnement Cu anticathode cadencé à un potentiel de 40kV 20 mA et à une vitesse de balayage de 0,04 2 $\theta$  /S. L'analyse aux rayons X (DRX) est effectuée pour deux portions de chaque échantillon de sable brut. La même analyse est faite pour les deux portions de la fraction très fine séparée, vu que les minéraux abondants avec de faibles quantités ne sont souvent pas très bien détectés par les rayons X en sable brut. Les minéraux abondants avec de faibles quantités sont détectés plus facilement quand on utilise la fraction plus fine de l'échantillon brut. En effet, leurs pics sont plus faciles à détecter par diffraction des rayons X (Rusch et al., 2010). L'identification des minéraux est basée sur des données de la Société Américaine pour les essais et les matériaux (ASTM).

Nous effectuons une analyse exoscopique des grains de quartz du sable des megabarkhanes à l'aide du microscope électronique à balayage (MEB). La fraction très fine (riche en minéraux lourds) est analysée sous la microsonde électronique (EPMA) avec un spectromètre dispersif d'énergie (EDS). Cette méthode sert à identifier avec précision les minéraux lourds opaques, leurs enchevêtrements, leurs textures, et leurs compositions chimiques et minéralogiques. L'EPMA a été opéré à 15 kV et 60 nA courant de faisceau.

Pour les échantillons de sable des dunes d'Yerdi, nous effectuons l'extraction de l'oxyde de fer par dithionite-citrate-bicarbonate (FeDCB), afin d'éliminer les particules de fer des échantillons de sable et mesurer le fer extractible dithionite utilisant la spectrométrie par absorption atomique suivant la méthode de (Mehra et Jackson, 1958).

## 2. La méthode de rapport des bandes

Les images ASTER sont acquises pour décrire la zone d'étude et ainsi de mettre en évidence les différences de couleurs du sable et de cartographier la distribution du  $Fe^{3+}$  au niveau des dunes étudiées. En outre, les données Landsat sont utilisées pour caractériser la distribution spatiale des différents minéraux composant le sable des dunes de sable. À cette fin, nous nous appuyons sur les propriétés spectrales et thermiques des minéraux en adoptant la méthode de rapport des bandes. Cette dernière a été utilisée pendant de nombreuses années en télédétection spatiale pour afficher efficacement les variations spectrales. Le rapport est créé en divisant les valeurs de luminosité, pixel par pixel, d'un groupe par un autre (Imbroane, 2007). Cela tend à renforcer les différences spectrales et de supprimer les différences de l'illumination, la pente et l'ombre causées par la topographie (Vincent, 1973). Ça fournit aussi un outil d'estimation de premier ordre de l'emplacement et de la superficie des populations minéralogiques (Pease et al, 1999). Elle peut aussi être utile pour la discrimination de quelques types de sol et de la végétation (Jensen, 1996). Pour ces raisons, l'information obtenue par le rapport des bandes est considérée comme nouvelle et ne peut pas être obtenue à partir des bandes considérées individuellement (Satterwhite, 1984 ; San Miguel-Ayanaz & Biging, 1996).

Le rapport des bandes landsat TM est considéré maintenant comme un outil d'exploration systématique pour beaucoup de sociétés d'exploration minière, vu qu'il fournit des prospecteurs avec un outil permettant d'identifier l'altération hydrothermale sur la surface de la terre, potentiellement révélateur de gisements de minerai (Imbroane et al, 2007). De même, la simple composition colorée des bandes Landsat TM dans les canaux RVB, peut fournir une excellente discrimination lithologique dans des environnements arides et semi-arides (Imbroane et al, 2007).

Concernant notre étude, nous suivons la technique de (Pease et al, 1999) dans l'étude minéralogique des grains de sable de la mer de sable de Wahiba à Sultanat Oman en choisissant le rapport des bandes 6/4 et 5/7 de l'image Landsat TM. Cette méthode se base sur l'absorption de la longueur d'onde spécifique des rayonnements électromagnétiques qui donne des spectres de réflectance diagnostique pour beaucoup de minerais dans le visible et les ondes courtes de l'infrarouge (Hunt, 1982). Le rapport entre deux réponses spectrales est très utile pour l'estimation des emplacements de population minéralogique. Pour la distinction des minéraux mafiques de ceux riches en quartz et en carbonates, Pease et al (1999) ont utilisé les variations de température en minéraux, causées par des différences dans l'absorption de l'énergie et des émissions, étant donné que la réponse dans la bande 6 (thermique) est plus une

fonction de la température de l'objet. Mais pour mettre en valeur la distinction, il a été opportun d'inclure la bande 4. Le rapport 6/4 a bien fonctionné donnant une image facilement interprétable vu que les minéraux mafiques ont généralement une réponse plus faible dans la bande 4 que dans la bande 6 (Vincent, 1997 ; Hunt et Salisbury, 1970). Le rapport des bandes 6/4 donne des valeurs élevées pour les sables mafiques et des valeurs nettement plus faibles pour les sables riches en carbonates et en quartz (Pease et al., 1999 ; Howari et al., 2007). Si la distinction des sables mafiques de ceux riches en quartz et en carbonates est relativement aisée en utilisant l'imagerie Landsat, distinguer les sables riches en quartz de ceux riches en carbonates représente d'autres défis. Cette difficulté est due au fait que les réflectances du quartz et du carbonate sont similaires sur la plupart des bandes (Clark, 1999). La seule variation significative existe dans l'infrarouge moyen (bande 7) où la réflectance du quartz reste élevée alors que celle des carbonates s'affaiblit à moins de la moitié de celle du quartz (Howari et al., 2007). Pour cette raison, l'image la plus utile pour distinguer le quartz des minéraux carbonatés est le rapport des bandes 5/7. Pour l'image Landsat 8, les bandes compatibles sont les rapports des bandes 11/5 et 6/7 (Fig.32).

Le fer dans les oxydes de fer libres est connu pour être spectralement actif au niveau de la région spectrale visible et proche infrarouge (VIS-NIR) (Ben-Dor et al., 2006). Ainsi, nous utilisons le rapport des bandes Landsat 8 (4/2) et ASTER (2/1) afin de cartographier la distribution du fer ferrique [Fe<sup>3+</sup>] (Kalinowski et Oliver, 2004 ; Imbroane et al., 2007 ; Löhrer et al., 2013 ; Adnani et al., 2016). Nous calculons également l'indice de rougissement :  $RI = R2 (B G * 3)$  où R, G et B représentent la réflectance dans les longueurs d'onde des bandes rouges, vertes et bleues pour l'image Landsat 8 (4, 3, 2) et l'image Landsat TM (3,2,1). L'indice de rougissement RI est fortement corrélé avec la teneur en oxyde de fer libre (Ben-Dor et al., 2006 ; Levin et al., 2007).

La résolution spectrale accrue des données ASTER en plus de leur disponibilité et l'accessibilité des données multispectrales, 14-bande du satellite TERRA, ont créé de nouvelles opportunités pour les géologues en ce qui concerne la cartographie régionale de la géologie. Elle a aussi le potentiel de fournir des informations détaillées sur la minéralogie, sur la chimie et la morphologie de surface de la terre. L'utilisation d'ASTER dans la cartographie lithologique a connu aussi un grand succès ces dernières années avec le développement de plusieurs indices permettant de distinguer les différents types de roches (Tableau 3). Plusieurs bandes spectrales sont en effet sensibles à certains types d'argile, de roches et à l'absorption du fer (Ninomiya, 2003 ; Kalinowski & Oliver, 2004, Ninomiya et al, 2005). La combinaison de ces bandes permet de produire des cartes de distribution spatiale de l'altération relative des

minéraux tels que les oxydes de fer, les roches siliceuses, les carbonates, l'illite, l'alunite et la kaolinite.

L'image ASTER fournit deux bandes stéréoscopiques à savoir les bandes 3N et 3B. Nous utilisons ces bandes stéréoscopiques pour extraire le modèle numérique de terrain de notre région d'étude.

Tableau.3. Les rapports des bandes de l'image ASTER communément utilisés (Kalinowski & Oliver, 2004).

Feature	Band or Ratio	Comments	Reference
<b>Iron</b>			
Ferric iron, Fe <sup>3+</sup>	2/1		Rowan; CSIRO
Ferrous iron, Fe <sup>2+</sup>	5/3 + 1/2		Rowan
Laterite	4/5		Bierwith
Gossan	4/2		Volesky
Ferrous silicates (biot, chl, amph)	5/4	Fe oxide Cu-Au alteration	CSIRO
Ferric oxides	4/3	Can be ambiguous*	CSIRO
<b>Carbonates / Mafic Minerals</b>			
Carbonate / chlorite / epidote	(7+9)/8		Rowan
Epidote / chlorite / amphibole	(6+9)/(7+8)	Endoskarn	CSIRO
Amphibole / MgOH	(6+9)/8	Can be either MgOH or carbonate*	Hewson
Amphibole	6/8		Bierwith
Dolomite	(6+8)/7		Rowan, USGS
Carbonate	13/14	Exoskarn (cal/dolom)	Bierwith, Nimoyima, CSIRO
<b>Silicates</b>			
Sericite / muscovite / illite / smectite	(5+7)/6	Phyllic alteration	Rowan (USGS); Hewson (CSIRO)
Alunite / kaolinite / pyrophyllite	(4+6)/5		Rowan (USGS)
Phengitic	5/6		Hewson
Muscovite	7/6		Hewson
Kaolinite	7/5	Approximate only*	Hewson
Clay	(5x7)/6 <sup>2</sup>		Bierwith
Alteration	4/5		Volesky
Host rock	5/6		Volesky
<b>Silica</b>			
Quartz rich rocks	14/12		Rowan
Silica	(11x11)/10/12		Bierwith
Basic degree index (gnt, cpx, epi, chl)	12/13	Exoskarn (gnt, px)	Bierwith, CSIRO
SiO <sub>2</sub>	13/12	Same as 14/12	Palomera
SiO <sub>2</sub>	12/13		Nimoyima
Siliceous rocks	(11x11)/(10x12)		Nimoyima
Silica	11/10		CSIRO
Silica	11/12		CSIRO
Silica	13/10		CSIRO
<b>Other</b>			
Vegetation	3/2		
NDVI	(3-2)/(3+2)	Normalised difference vegetation index	

### 3. Le Modèle Numérique de Terrain et le réseau hydrographique

La plupart des disciplines de la recherche scientifique qui portent sur les études de la surface terrestre nécessitent des données topographiques telles que l'altitude, la pente et l'aspect topographique. Le Modèle Numérique de Terrain (MNT) est un fichier altimétrique, présentant le réseau régulier des altitudes d'un domaine géographique. Il est un produit géocodé dans un système cartographique ou géographique qui se présente, en général, sous la forme d'une image raster codée sur deux octets (Renouard, 1993). Le MNT est très important pour plusieurs applications et tâches d'études de terrain, de la cartographie environnementale et surtout des études de visualisation comparative de la surface terrestre. Le MNT peut être généré à partir des images stéréoscopiques et sert à l'extraction du réseau hydrographique et la production des cartes géomorphologiques. Ce volet a connu un grand succès depuis le commencement en 2000 des données SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) avec une résolution de (90 m). Les données ASTER fournissent une image digitale stéréo à 15 m de résolution permettant de produire des MNT à une résolution spatiale de 30 m (Yamaguchi et al., 1998). Avec une erreur d'altitude d'environ 6 m, elle est adaptée aux échelles  $> 1 : 50\ 000$  (Bolten & Bubenzer, 2006; Hirano et al., 2003) et convient aux zones à relief modéré allant de 100 à 300 m (Jordan et al., 2005). Une image multi-spectrale ASTER de type L1A dépourvue de nuages a été obtenue pour cette étude. Nous utilisons le module d'extraction des MNE (DEM Extract) disponible sur le logiciel ENVI 4.8, avec une vingtaine de points de contrôle (GCP) que nous avons obtenu directement sur le terrain à l'aide d'un GPS différentiel. ENVI permet d'obtenir une précision relative et absolue supérieure à celle des autres logiciels commerciaux vu qu'il fait appel directement aux métadonnées accompagnant l'image (Cuarteo et al., 2005).

Le MNT extrait constitue l'information de base pour toute description et caractérisation d'un réseau hydrologique, généralement d'un bassin versant. Dans ce travail, nous effectuons une correction hydrologique du MNT généré à partir de l'image ASTER. Puis nous utilisons ce dernier afin d'extraire le réseau hydrographique et les sous bassins versants de la région étudiée en utilisant le module Arc Hydro d'ARC GIS 10.1. Une fois la carte des sous bassins versants et du réseau hydrographique est établie, nous nous basons sur la fonction de calcul des longueurs et des surfaces disponibles sur Arc GIS pour mesurer la surface des sous bassins versants et la longueur des ravins et des oueds de la région étudiée. Ainsi, nous calculons la densité de drainage des sous bassins versants occupant nos régions d'étude.

#### 4. Carte géomorphologique simplifiée

La carte géomorphologique simplifiée de la région d'étude est obtenue en produisant une base de données sous ArcGIS. Cette base de données contient toutes les informations sur le réseau hydrographique et les sous bassins versants que nous avons obtenus à partir du MNT. Les formations géologiques sont digitalisées à partir de la carte géologique de l'Anti-Atlas oriental au Tafilalet –Taouz 1/200 000 (Destombes & Hollard, 1986). Pour le bassin de Tarfaya, nous utilisons la carte de (Rank et al, 1982) pour extraire les formations géologiques. Puis nous avons digitalisé les espaces dunaires, les oasis, les villes ou bien les ksour et les routes de la région à partir de l'image ASTER. Nous avons géoréférencé toutes ces données selon le datum WGS 84 et le système de projection UTM N30.

#### 5. Dynamique des grains et des dunes de sable

Pour expliquer l'abondance des différentes populations de grains dans le même environnement, nous étudions la dynamique de sable sur le terrain. Ainsi, nous mesurons la vitesse seuil de cisaillement des différentes fractions à l'aide de la formule théorique paramétrée par Bagnold, (1941) et modifiée par Rasmussen et al, (1996) :

$$u_{th} = \sqrt{\Theta_{th} \frac{\rho_{sable}}{\rho_{air}} g d}$$

En outre, pour étudier sur l'échelle de temps la stabilité des megabarkhanes et l'histoire de la migration des particules de sédiment, nous calculons leur temps de résidence (Turnover time) (Andreotti et al., 2002 ; Hersen et al., 2004) :  $Ti=L/c$ , Pour calculer le Turnover time, nous nous basons sur des données obtenues par (Elbelrhiti et al, 2005 ; Elbelrhiti, 2005). Ces données sont mesurées en combinant des photographies aériennes et des mesures sur terrain par GPS pour calculer le « Turnover Time » de la mégabarkhane.

## **Chapitre II : Résultats et discussions**

### **I. Les dunes de sable d'Yerdi (région d'Erfoud, sud-est du Maroc) : couleur, composition, provenance du sable et voies de transport**

#### 1. Introduction

Les dunes de sable de la région de Tafilalet ont une couleur qui peut varier énormément, passant du jaune marron dans la région d'Elbouya et Hannabou, à l'orange rougeâtre à Merzouga. Cette variation peut avoir lieu sur un territoire limité comme c'est le cas de dunes aklés à Yerdi, à quelques kilomètres au nord d'Erfoud (SE du Maroc), qui changent de couleur en l'espace de deux kilomètres (Fig.34). Ainsi le voyageur d'Errachidia vers Erfoud peut constater que le sable occupant la rive gauche de l'oued Ziz a une couleur jaune rougeâtre (Munsell code 5YR 5/8) alors que celui occupant la rive droite prend une couleur jaune marron (Munsell code 10Y 7/4) (Fig.34 ; Photo. 6).

L'objectif de notre étude est, tout d'abord, de mettre en évidence cette différence de couleur observée. Ensuite, comme nous avons énoncé précédemment la différence de couleur est contrôlée par plusieurs facteurs. Ainsi, suivant les différentes hypothèses citées auparavant, nous avons pour objectif de déterminer les facteurs qui interviennent au processus du changement de couleurs des dunes.

Cette étude comprend aussi une recherche des sources d'alimentation en sable et ainsi des agents de transport du sédiment. Cette étude est basée sur une triple approche, la première est l'analyse de laboratoire des échantillons de sable des dunes étudiés, y inclus la granulométrie et la morphoscopie des grains de quartz, en plus de l'analyse minéralogique et géochimique. La deuxième approche est l'analyse des images satellitaires Landsat et ASTER. La troisième se base sur des outils de systèmes d'information géographique et un modèle numérique de terrain afin de produire une carte géomorphologique simplifiée.

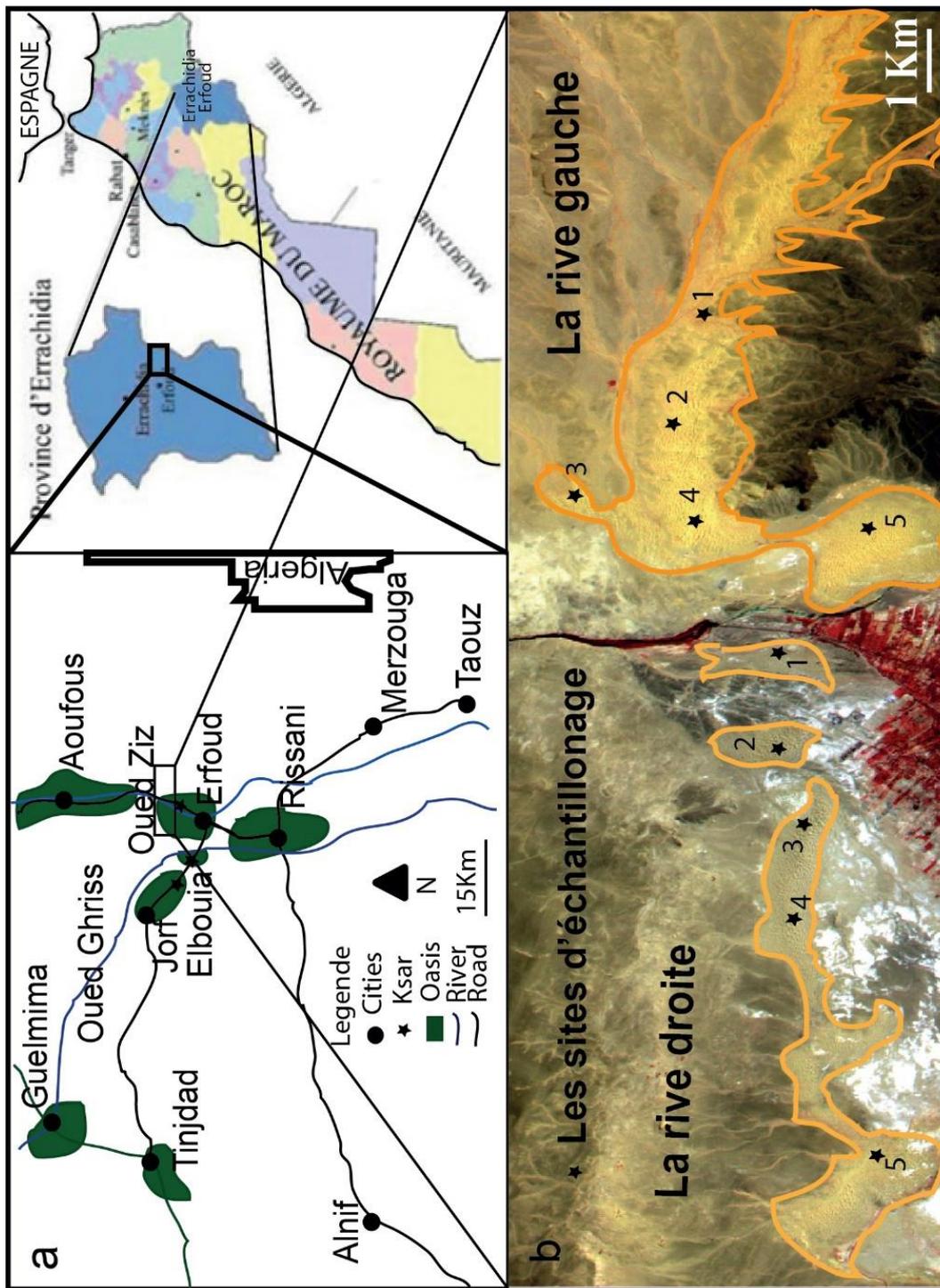


Fig.34. Carte de localisation de la zone d'étude Yardi (a). L'image ASTER de la zone d'étude représente une composition colorée des bandes 3, 2 et 1 respectivement, dans les canaux rouges, verts et bleus. Il montre les dunes sur la rive droite de l'oued Ziz en jaune marron, tandis que celles accumulées au niveau la rive gauche sont bruns jaunes (b).



Planches photos.6. Les dunes de la zone d'étude d'Yerdi : (a) Les dunes de la rive gauche de l'oued Ziz représentant une couleur jaune rougeâtre (5YR5/8) et (b) les dunes de la rive droite de l'oued Ziz représentant une couleur jaune marron (10Y 7/4) (Source : Hicham ELBELRHITI)

## 2. Morphoscopie, granulométrie, et les agents de transport du sédiment

L'étude morphoscopique avait principalement comme objectif de déterminer l'origine de sable, en reconstituant l'histoire et les conditions de transport des grains de sable et de leur mise en place. Les mesures morphoscopiques effectuées à la loupe binoculaire permettent de définir les types de quartz les plus représentatifs des types dunaires (Tableau 4). Selon Cailleux et Tricart (1959), les principaux types d'aspect de surface de grains de quartz sont définis par :

- Les grains émoussés luisants (EL) : les contours à angle émoussé ou arrondi. Ce type indique une usure par l'action de l'eau et donc témoigne une origine fluviatile des grains de sable.
- Les grains ronds mats (RM) : ils sont à contours émoussés et ronds, différents du genre (EL) en étant plus ronds en moyenne. Leur surface est entièrement dépolie et à marques de choc qui témoigne d'une usure due à un transport éolien.
- Les grains non usés (NU) : ont une forme anguleuse qui indique une origine locale des grains de sable.

Tableau.4. Les résultats en % de la morphoscopie des grains de quartz des dunes d'Yerdi

Echantillon	Non usés %	Émoussés luisants %	Ronds mats %
Rive gauche	17	45	38
Rive droite	49	35	16

Le sable issu de la rive gauche montre une dominance de grains émoussés luisants (EL) suivie de grains ronds mats (RM) et de grains non usés (NU). L'aspect émoussé luisant résulte d'un brassage mécanique dans l'eau (Le Ribault, 1977), alors que le rond mat résulte de l'action éolienne, quant à l'aspect non usé indique une faible usure des grains. Ces résultats signifient que le sable de la rive gauche est d'origine à dominance plutôt fluviatile, qui a probablement subi ultérieurement un remaniement sous l'action du vent. Pour l'échantillon issu de la rive droite, le pourcentage des RM est faible, de l'ordre de 16%, celui des EL et particulièrement les NU sont assez importants. L'abondance des NU pour ce sable suppose une origine proche. Lancaster (1989) et Oulehri (1992) sont arrivés à la même conclusion en étudiant respectivement les grains de dunes de Namibie et de Cap Juby. Il est à signaler

qu'Oulehri (1992) a attribué la baisse des RM et l'abondance des NU d'un échantillon prélevé près de la vallée de Sakia Elhamra aux apports de l'oued.

L'analyse granulométrique des échantillons de sable collectés sur les dunes des deux rives de l'oued Ziz à Yardi, révèle une variation spatiale des caractères granulométriques entre le sable des deux rives. Selon l'analyse des paramètres granulométriques représentés dans les tableaux (5,6) et illustrés sous forme de courbes de fréquence et cumulatives (Fig.35, 36, 37). La dimension moyenne des grains de sable de la rive droite et la rive gauche est d'une valeur moyenne d'environ 2,190 et 2,590 (Phi) respectivement. Ces valeurs leur permettent d'être classifiées parmi les sables fins. Quant au tri, les valeurs de l'écart type montrent un sable bien trié dans la rive droite (0,401 Phi). Cependant, la rive gauche est caractérisée par un sable assez bien trié (0,549 Phi). L'indice d'asymétrie SK1 montre que la distribution des deux types de sables par rapport à leurs médianes est symétrique. Les valeurs varient de  $-0,001$  à  $-0,002$  (Phi) en ce qui concerne le sable de la rive droite et de  $0,06$  à  $0,01$  (Phi) pour le sable de la rive gauche. L'indice de l'acuité (Kurtosis) confirme les résultats du tri en montrant un sable bien classé (Leptokurtique) issu de la rive droite (1,219 Phi). En revanche, un sable à classement moyen (Mesocurtique) issu de la rive gauche. Les courbes de fréquence des sables issus de chaque rive de l'oued Ziz, indiquent la présence d'une population différente, ce qui prouve une hétérogénéité des sédiments. Les caractères granulométriques dépendent de la taille du matériel de la roche mère, de l'énergie de l'agent de transport et de la distance parcourue depuis la source des sédiments (Perriaux, 1961).

Tableau.5. Les paramètres texturaux granulométriques du sable des dunes de la rive droite de l'oued Ziz, région d'Yerdi

	Rive droite	Echantillon 1	Echantillon 2	Echantillon 3	Echantillon 4	Echantillon 5
	Type de sable	Unimodale, Bien trié				
	Groupe textural	Sable	Sable	Sable	Sable	Sable
	Nom du sédiment	Sable fin bien trié				
<b>METHOD DE FOLK ET WARD (f)</b>	Dimension Moyenne ( $M_Z$ ):	2,190	2,191	2,190	2,190	2,190
	Tri ( $\sigma_I$ ):	0,401	0,401	0,401	0,401	0,401
	Asymétrie ( $Sk_I$ ):	-0,002	-0,001	-0,002	-0,001	-0,002
	Acuité ( $K_G$ ): (Kurtosis)	1,219	1,221	1,219	1,218	1,219
<b>METHOD DE FOLK ET WARD (Description)</b>	Dimension Moyenne ( $M_Z$ ):	Sable fin				
	Tri : ( $\sigma_I$ ):	Bien trié				
	Asymétrie : ( $Sk_I$ ):	Symétrique	Symétrique	Symétrique	Symétrique	Symétrique
	Acuité ( $K_G$ ): (Kurtosis)	Leptokurtique	Leptokurtique	Leptokurtique	Leptokurtique	Leptokurtique

Tableau.6. Les paramètres texturaux granulométriques du sable des dunes de la rive gauche de l'oued Ziz, région d'Yerdi

	La rive gauche	Echantillon 1	Echantillon 2	Echantillon 3	Echantillon 4	Echantillon 5
	Type de sable	Unimodale, Assez bien trié				
	Groupe textural	Sable	Sable	Sable	Sable	Sable
	Nom du sédiment	Assez bien trié Sable fin				
<b>METHOD DE FOLK ET WARD (f)</b>	Dimension Moyenne ( $M_Z$ ):	2,590	2,587	2,590	2,593	2,587
	Tri ( $\sigma_I$ ):	0,549	0,551	0,550	0,545	0,549
	Asymétrie ( $Sk_I$ ):	0,060	0,059	0,061	0,065	0,059
	Acuité ( $K_G$ ): (Kurtosis)	0,994	1,002	0,996	0,984	0,999
<b>METHOD DE FOLK ET WARD (Description)</b>	Dimension Moyenne ( $M_Z$ ):	Sable fin				
	Tri ( $\sigma_I$ ):	Assez bien trié				
	Asymétrie : ( $Sk_I$ ):	Symétrique	Symétrique	Symétrique	Symétrique	Symétrique
	Acuité ( $K_G$ ): (Kurtosis)	Mesokurtique	Mesokurtique	Mesokurtique	Mesokurtique	Mesokurtique

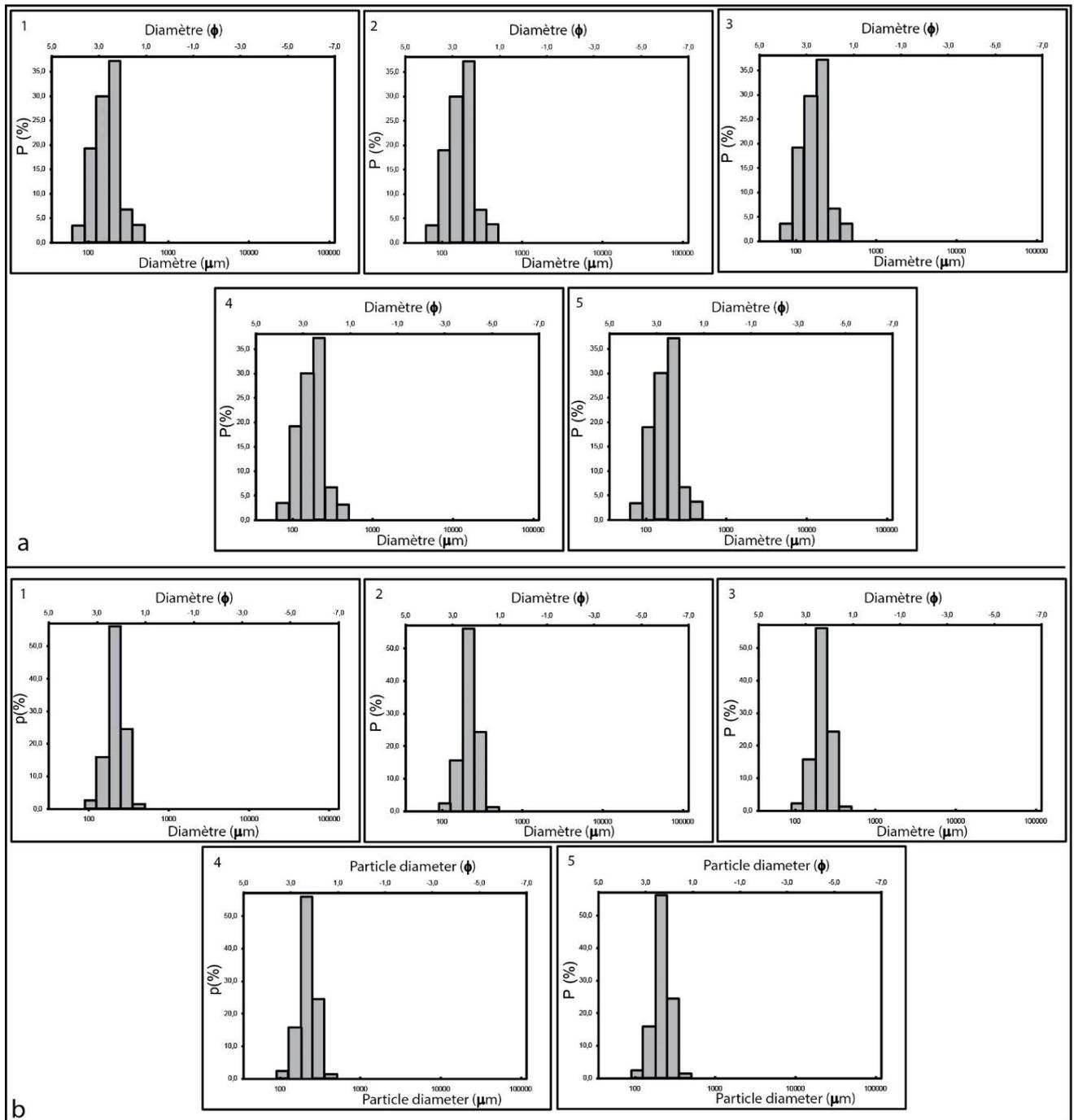


Fig.35. La distribution  $\phi$  granulométrique représentée par des histogrammes de fréquence d'échantillons de sable de la rive gauche (a) et ceux de la rive droite (b)

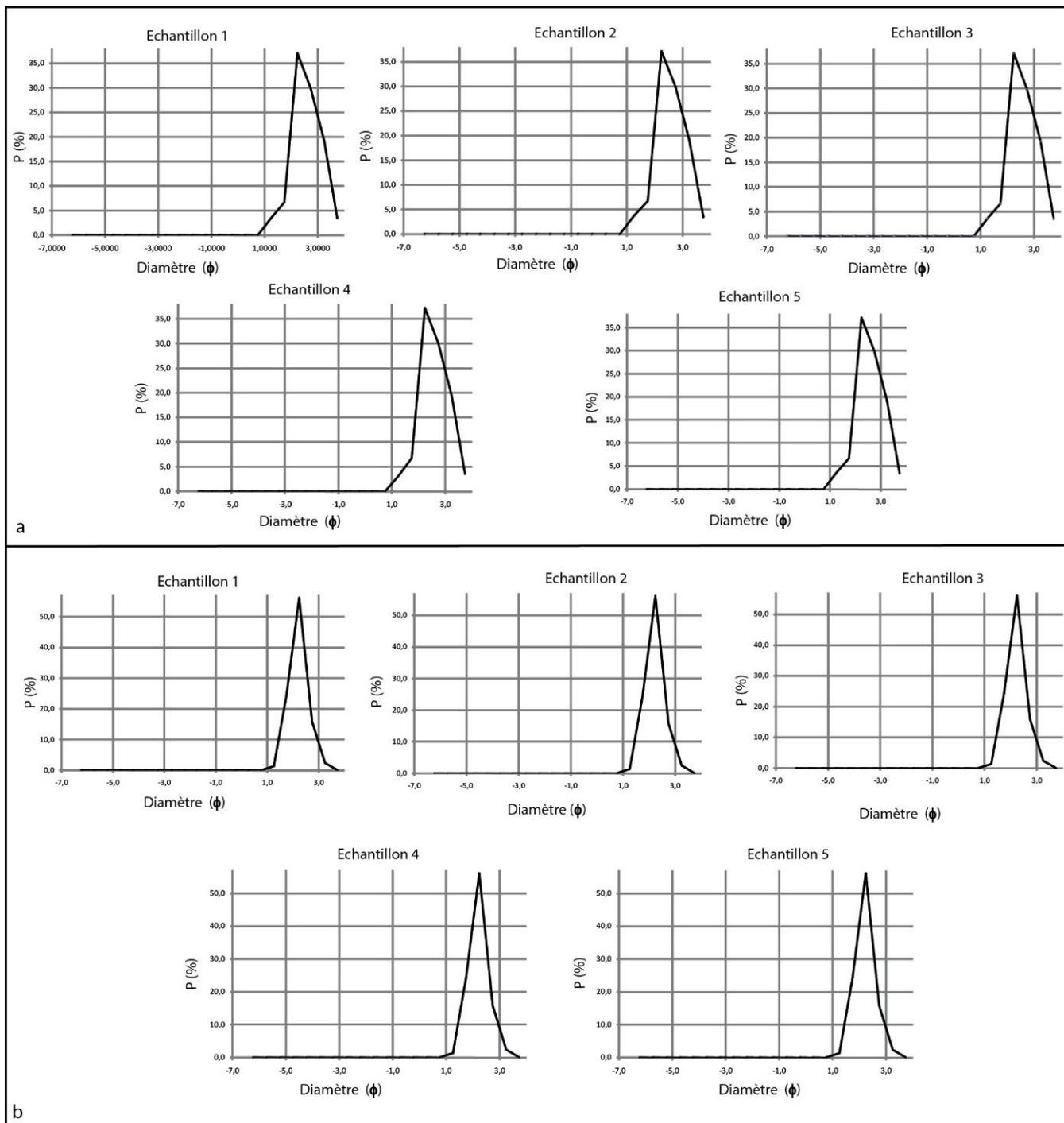


Fig.36. Distribution granulométrique représentée par les courbes de fréquence des échantillons de sable de la rive gauche (a) et celles de la rive droite (b)

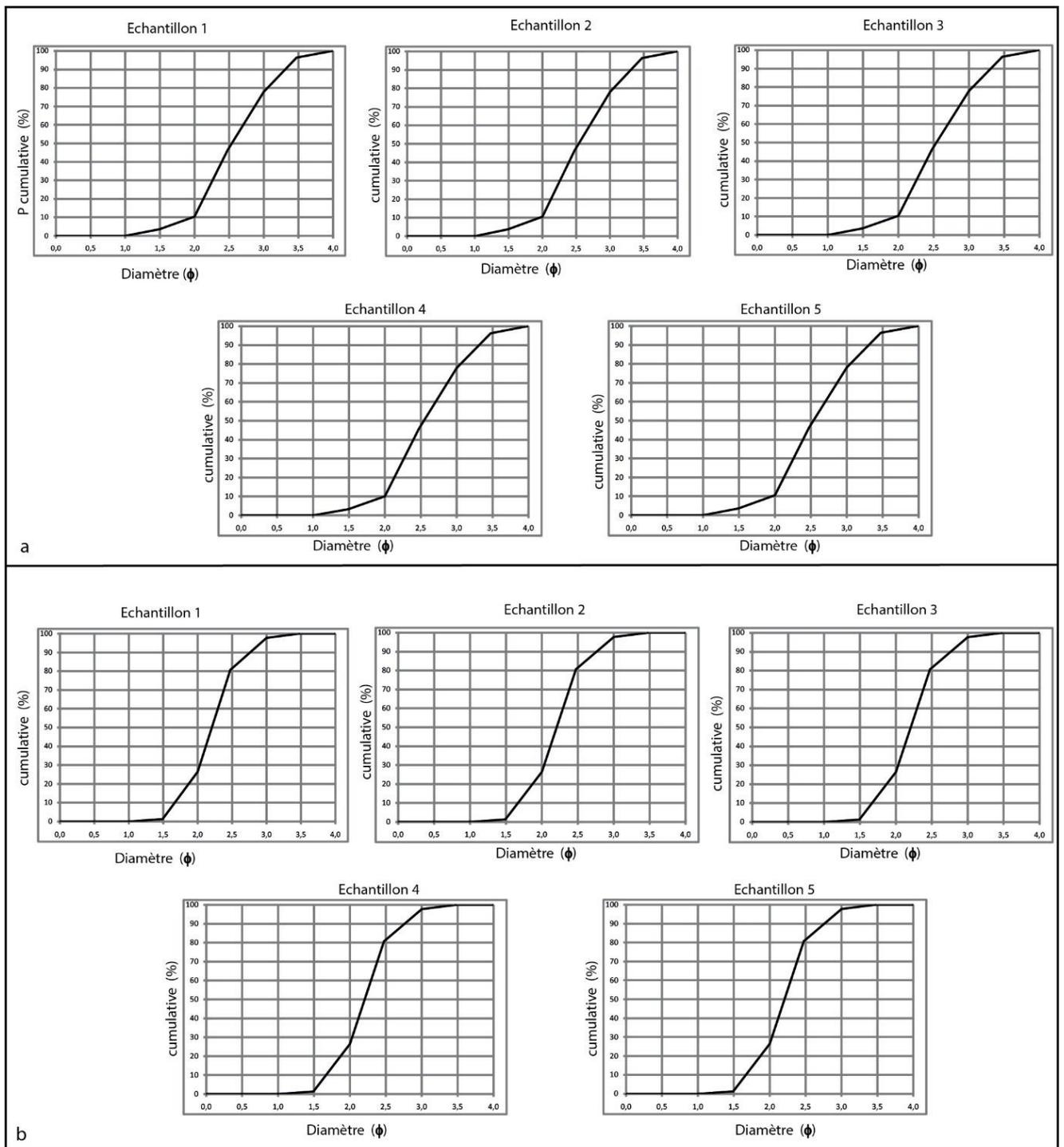


Fig.37. (a) Les courbes cumulatives des échantillons de sable de la rive gauche et (b) les courbes cumulatives des échantillons de sable de la rive droite.

### 3. Composition minéralogique, teneur en oxyde de fer et variation de couleurs des dunes

La minéralogie du sable des dunes des deux rives de l'oued Ziz à Yerdi, est considérée comme une donnée cruciale pour mettre en évidence la variation des couleurs des dunes. Les analyses des rayons X des échantillons des deux zones ont montré la dominance du Quartz ( $\text{SiO}_2$ ). Les diffractogrammes (Fig.38) présentent les pics les plus importants tels que le quartz  $\text{SiO}_2$ , pour les pics les moins importants sont représentés par des carbonates ( $\text{CaCO}_3$ ) : calcite, Aragonite et de l'oxyde de fer ( $\text{FeO}$ ) Wustite.

La vérification des analyses DRX nous a permis de détecter, en plus du quartz et des carbonates, des minéraux mafiques et des oxydes de fer, tels que : l'Hématite ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), la Goethite  $\text{FeO}(\text{OH})$ , et de la Magnétite ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) en plus des feldspaths (Microcline  $\text{K Al Si}_3\text{O}_8$ ) pour l'échantillon de la rive gauche. Pour les échantillons de la rive droite, ils contiennent des silicates et carbonates (Calcite ( $\text{CaCO}_3$ ) et dolomite ( $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ ), même en faible quantités, des feldspaths (Orthoclase  $\text{K}_4\text{Al}_4\text{Si}_{12}\text{O}_{32}$ ), de la Sillimanite ( $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ ) en plus du Magnésium et de l'oxyde de fer ( $\text{MgO}_{0.77}\text{FeO}_{0.23}$ ).

Les résultats de l'observation des échantillons sous microscope optique et loupe binoculaire montrent la prédominance des minéraux légers dans les dunes étudiées. La fraction légère de sable provenant de la rive gauche se compose principalement de grains de quartz, arrondis à sub-arrondis ; marquées par un film rougeâtre qui couvre sa surface en plus des inclusions de rutile (Photo. 7a). Quelques grains de rutile et minéraux opaques sont peu abondants au niveau de la fraction des minéraux légers. Le sable de la rive droite est aussi composé principalement par des grains de quartz angulaires à sub-angulaires, qui sont aussi recouvert d'un film brun pâle (Photo. 7b). Ces grains sont rarement marqués par des inclusions de rutile. Toutefois, cette fraction connaît une forte abondance en minéraux opaques ferromagnésiens et les pyroxènes relativement aux sables de la rive gauche (Photo. 7 ; Fig. 39).

Les analyses ont révélé que les minéraux de la fraction lourde des échantillons du sable des dunes étudiées comprennent principalement des minéraux ferromagnésiens avec un pourcentage moyen de 64 à 70 % : magnétite, ilménite avec inclusion de leucoxène, hématite, goethite et oxydes. D'autres minéraux tels que les pyroxènes, le quartz et la calcite se présentent avec un pourcentage moyen de 26 à 35 %, en plus des traces de rutile, zircon, tourmaline et du grenat.

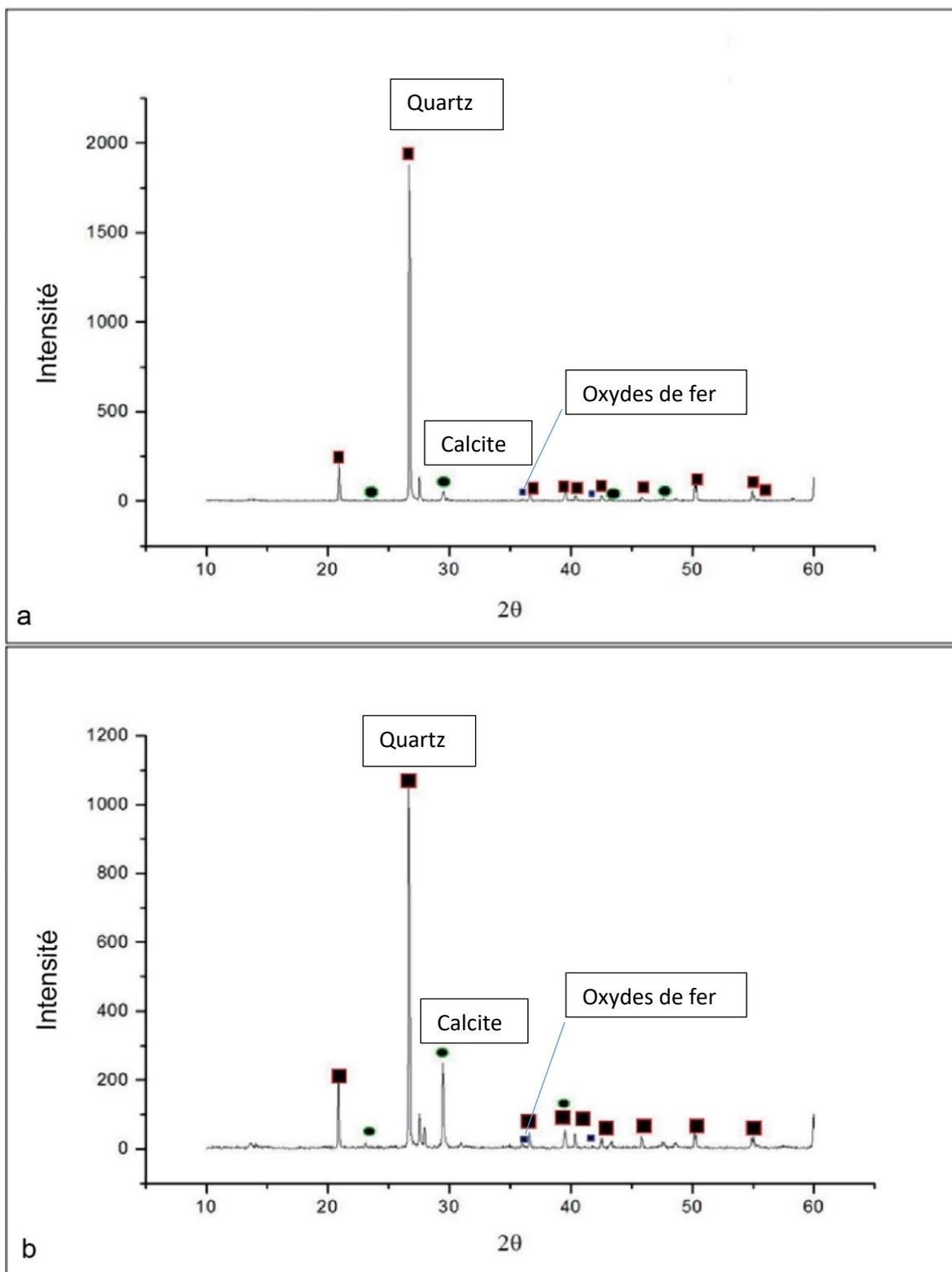
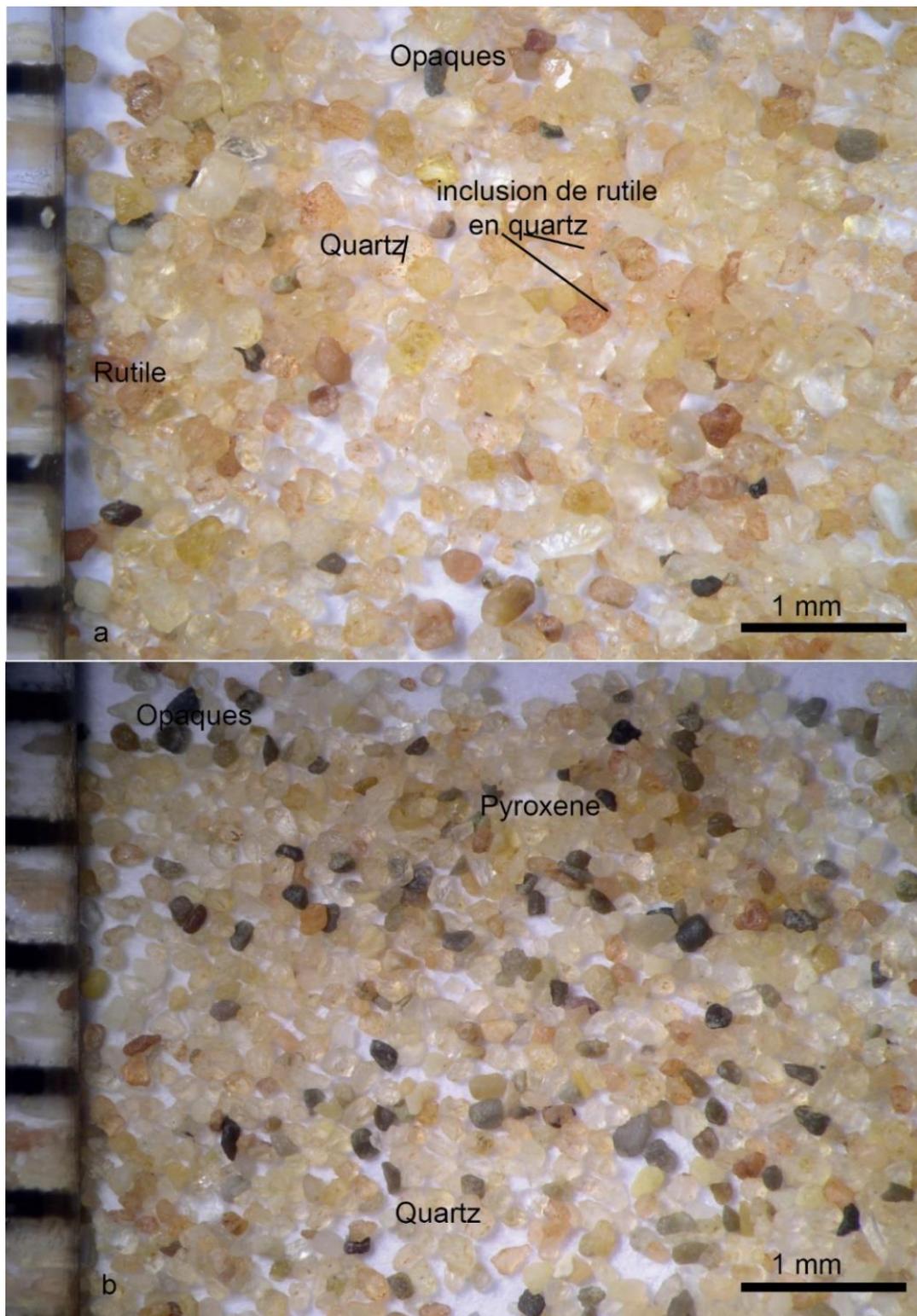


Fig.38. Le diffractogramme des rayons X du sable de la rive gauche (a) et celui du sable de la rive droite (b) montrent la dominance du quartz dans les deux échantillons de sable.

La figure 39 illustre les détails des pourcentages et la répartition des minéraux lourds et légers au niveau des fractions séparés des échantillons des deux rives de l'oued Ziz. Une teneur élevée en hématite et en goethite a été enregistrée dans les échantillons de la rive gauche avec une moyenne de (31 %) par rapport aux échantillons de la rive droite (20 %). Alors que, la rive droite se caractérise par un fort pourcentage d'oxydes de fer et de magnétite (moyenne de 43 %) comparée aux échantillons de la rive gauche (moyenne de 22 %). Les grains d'ilménite sont plus abondants dans le sable de la rive gauche. Alors que la rive droite est plus riche en pyroxènes, hornblende et calcite. Cependant, celui de la rive gauche est plus riche en grains de quartz avec une moyenne de 26 % des pourcentages totales des minéraux lourds. La fraction des minéraux légers montre la prédominance de quartz avec un pourcentage élevé de 90 % pour la rive gauche et 70 % pour la rive droite (Fig. 39a, c). La variation remarquable concernant les minéraux lourds était principalement l'abondance des oxy-hydroxydes (L'hématite et la goethite) à teneur plus élevée dans le sable de la rive gauche par rapport à la rive droite.

Ces éléments sont considérés comme des minéraux secondaires qui ont eu lieu dans des conditions favorisant l'oxydation des minéraux primaire. Par conséquent, cette modification peut être attribuée aux conditions d'altération qu'a subi le sable composant les dunes de la rive gauche. Les grains de l'hématite en minéraux lourds du bord gauche de la rivière sont caractérisés par une propriété magnétique, vu qu'ils s'avèrent attractifs en essayant de les mettre en contact avec une aiguille de fer. Cette remarque est faite également pour les grains de quartz avec un revêtement jaune rougeâtre.



Planches photos.7. Les microphotographies des échantillons de sable des dunes de la rive gauche (a) montrant les grains de quartz revêtus d'un mince film jaune rougeâtre et ceux des dunes dans la rive droite (b) montrant les grains de quartz revêtus d'un mince film jaune brunâtre

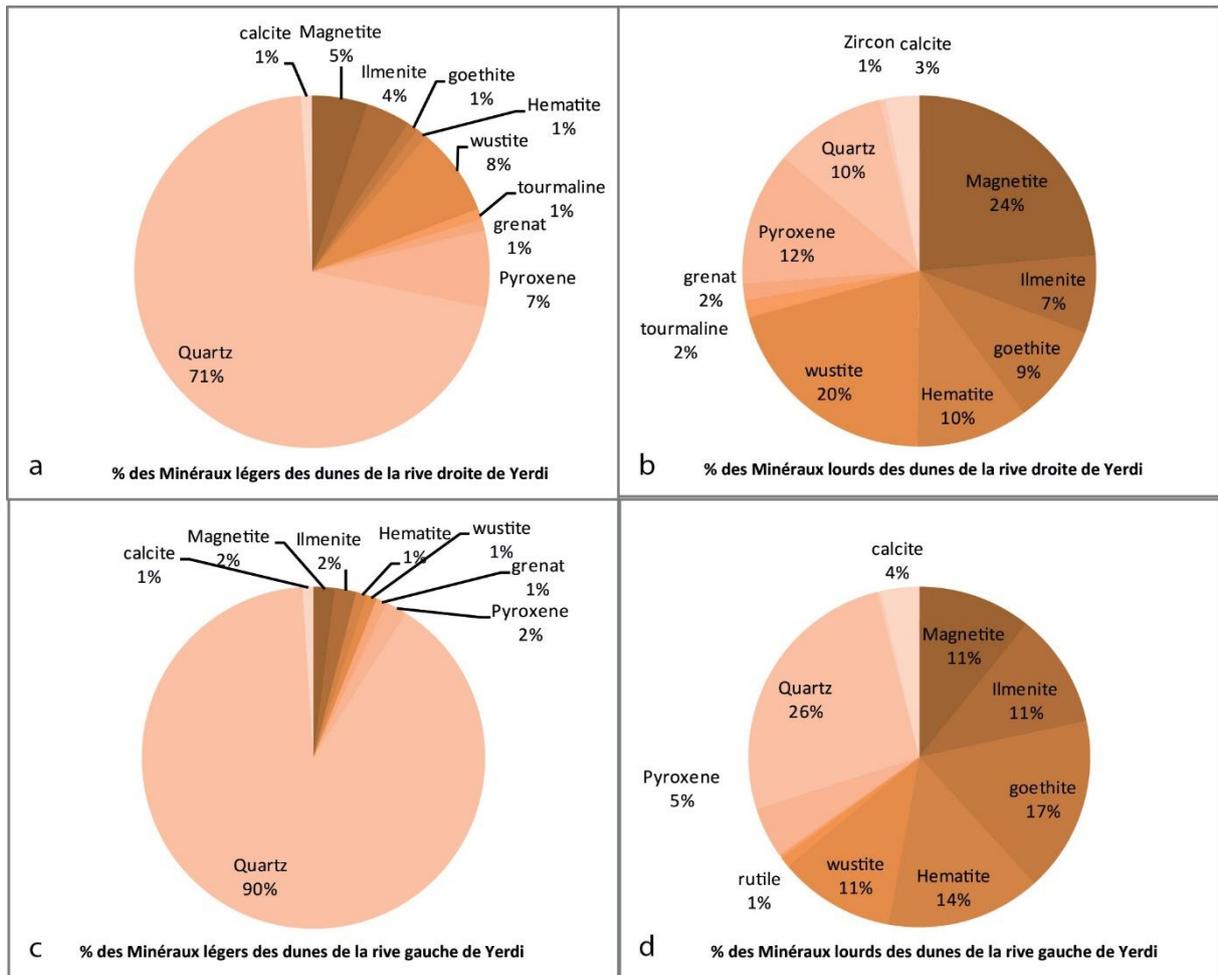


Fig.39. Diagrammes circulaires présentant des pourcentages des minéraux lourds et légers d'échantillons provenant de la rive droite de l'oued ziz (a, b) et ceux des échantillons de la rive gauche (c, d)

La mesure de la concentration de fer dans les échantillons de sable à l'aide de la méthode d'extraction de l'oxyde de fer (Fe-DCB) a révélé des valeurs très faibles. Les résultats montrent la quantité de 0,180 g Fe/100 g dans le sable de la rive droite et 0,175 g Fe/100 g dans le sable de la rive gauche. On remarque que les résultats montrent une différence non significative entre les deux parties. Il a été signalé que la concentration de fer suffisante pour produire un revêtement d'oxyde de fer sur la surface des grains de quartz varie entre 0.0736 et 4,96 mg Fe/g (Hanna 2007 ; Rusch et al., 2010). Par conséquent, la quantité de fer existant dans notre sable étudié pourrait potentiellement former une couche d'hématite recouvrant la surface des grains de quartz. La domination des grains de quartz arrondis à sub-arrondis, brillantes et enrobés montre que le sable de la rive gauche est mature de point de vue minéralogique (Muhs 2004 ; Lancaster et al., 2015). Ceci suggère que ce sable est passé par plusieurs cycles sédimentaires (Howari et al., 2007), qui lui a offert plus de temps et d'opportunités pour subir des conditions

d'altération. Selon des études antérieures, les conditions d'altération sont le facteur principal de promouvoir des processus de rougissement expliqués par l'oxydation du fer. Par ailleurs, plusieurs études ont également montré la relation entre la concentration de l'hématite et de la goethite et le processus de rougissement des dunes de sable (Bullard et White 2002 ; Ben-Dor et al., 2006 ; Hanna 2007 ; Rusch et al., 2010). Par conséquent, les pourcentages élevés d'hématite et de goethite observée dans le sable de la rive gauche, outre la propriété magnétique acquise par les grains de quartz enrobés par une couche jaune rougeâtre d'oxyde de fer pourraient expliquer la couleur jaune-rougeâtre marquant les dunes de la rive gauche. En ce qui concerne le sable de la rive droite, la domination des grains angulaires et sub-angulaire, outre les grains de quartz avec un revêtement brun-jaunâtres explique tout d'abord la source proche d'approvisionnement et ensuite la rareté des opportunités d'altération. Par conséquent, nous pouvons conclure que l'abondance des minéraux altérables dans un environnement d'oxydation favorable est un facteur principal qui influence le changement de la couleur dans les dunes occupant les rives de l'oued Ziz à Yerdi.

#### 4. Analyse des images satellitaires

Nous utilisons les variations de température dans les minéraux attribuées à la différence entre l'énergie absorbée et émise pour distinguer les minéraux mafiques de ceux riches en quartz et en carbonates. Le rapport des bandes 6/4 ainsi donne des valeurs élevées pour les sables mafiques et des valeurs nettement plus faibles pour les sables riches en carbonates et en quartz (Pease et al., 1999 ; Howari et al., 2007). La figure 40a présente le rapport des bandes 6/4 des sables de la région de Yerdi. On y voit les dunes situées des deux côtés de l'oued Ziz. Sur l'image, l'échelle de gris varie du blanc au noir avec une diminution de la concentration en minéraux mafiques. Autrement dit, la couleur noire représente les formations les moins riches en minéraux mafiques. La figure 40a montre que les deux champs de dunes ont une teinte grisâtre à noirâtre ce qui démontre que les minéraux mafiques sont moins représentés par ces dunes. L'image résultante du rapport des bandes 5/7 donne des valeurs élevées pour les pixels correspondant au mélange de carbonates et de quartz (Pease et al., 1999). Les valeurs intermédiaires correspondent aux sables riches en carbonates alors que les pixels de faibles valeurs (noirs) sont riches en quartz. Autrement dit, le gradient allant du gris au noir correspond à la diminution des carbonates et à l'augmentation du quartz. La figure 40b présente une image du rapport 5/7 de la région étudiée. Les champs dunaires situés sur les deux rives de l'Oued Ziz ont des teintes noires, confirmant les résultats des analyses des  $\text{CaCO}_3$  que nous avons effectuées auparavant et qui révèlent la faible concentration des carbonates dans ce sable.

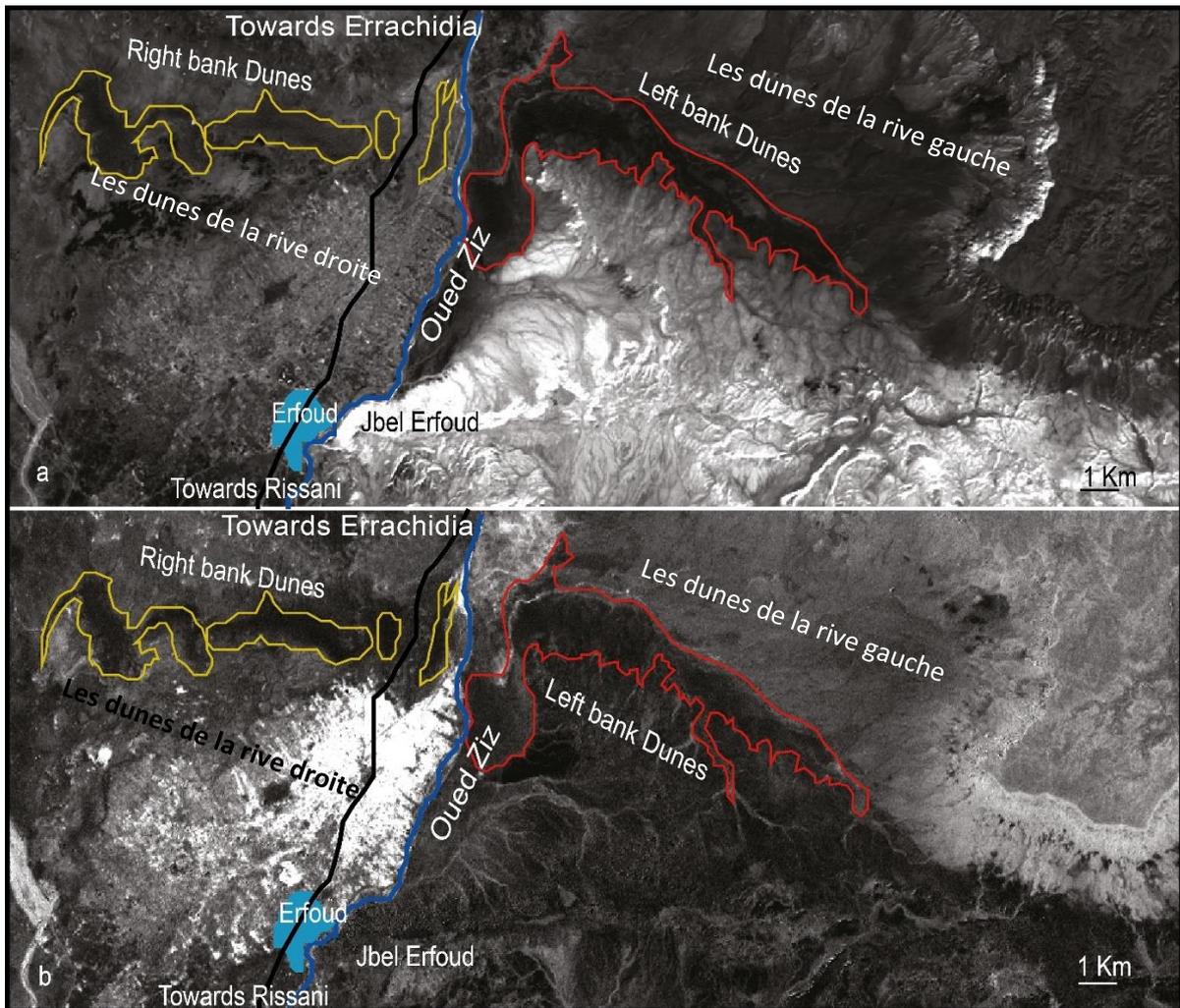


Fig.40. (a) Rapport de la bande thermique Landsat TM (bande 6) et bande proche de l'infrarouge (bande 4) de la région de Yendi. (b) Rapport de bande de Landsat TM près de l'infrarouge (bande 7) et infrarouge moyen (bande 5) 7:5

L'utilisation de l'imagerie Landsat pour cartographier les zones riches en minéraux ferriques, ferreux et oxydes de fer a connu un grand succès dans plusieurs régions du monde (Dogan, 2008 ; Imbroane et al, 2007), et notamment dans la mer de sable de Namibie (White et al., 2007). La plupart de ces travaux ont montré que les rapports des bandes Landsat 3/1 et 5/4 sont particulièrement adaptés à cet effet. La figure 41a montre une image du rapport 3/1 qui met en valeur la présence des formations riches en oxydes de fer donnant l'aspect rougeâtre aux dunes. On y voit que le sable situé sur la rive gauche de l'Oued Ziz a une couleur blanche alors que les dunes situées sur la rive droite ont une teinte grisâtre, montrant ainsi que le sable de la rive gauche est plus riche en oxyde de fer.

Le rapport des bandes ASTER 1/2 met en valeur la présence du fer (Rowan & Mars, 2003). La figure 48b présente une image de ce rapport pour la région d'Yendi. L'échelle de gris varie du

blanc au noir avec la diminution de la concentration en fer ferrique. On y voit clairement que les dunes situées sur la rive gauche ont une couleur blanchâtre attestant d'une forte présence de fer ferrique. Quant aux dunes situées sur la rive droite, la couleur est légèrement grise. Vu qu'au niveau des dunes situées sur la rive droite, la couleur est légèrement grise. Ces résultats confirment les résultats minéralogiques fournis par l'analyse microscopique qui révèlent la forte concentration d'oxydes et oxyhydroxydes de fer (hématite et goethite) dans le sable composant les dunes de la rive gauche de l'oued Ziz. Par conséquent, la télédétection traduit également que la disponibilité des minéraux altérables est un facteur de contrôle majeur agissant en processus de rougissement des dunes.

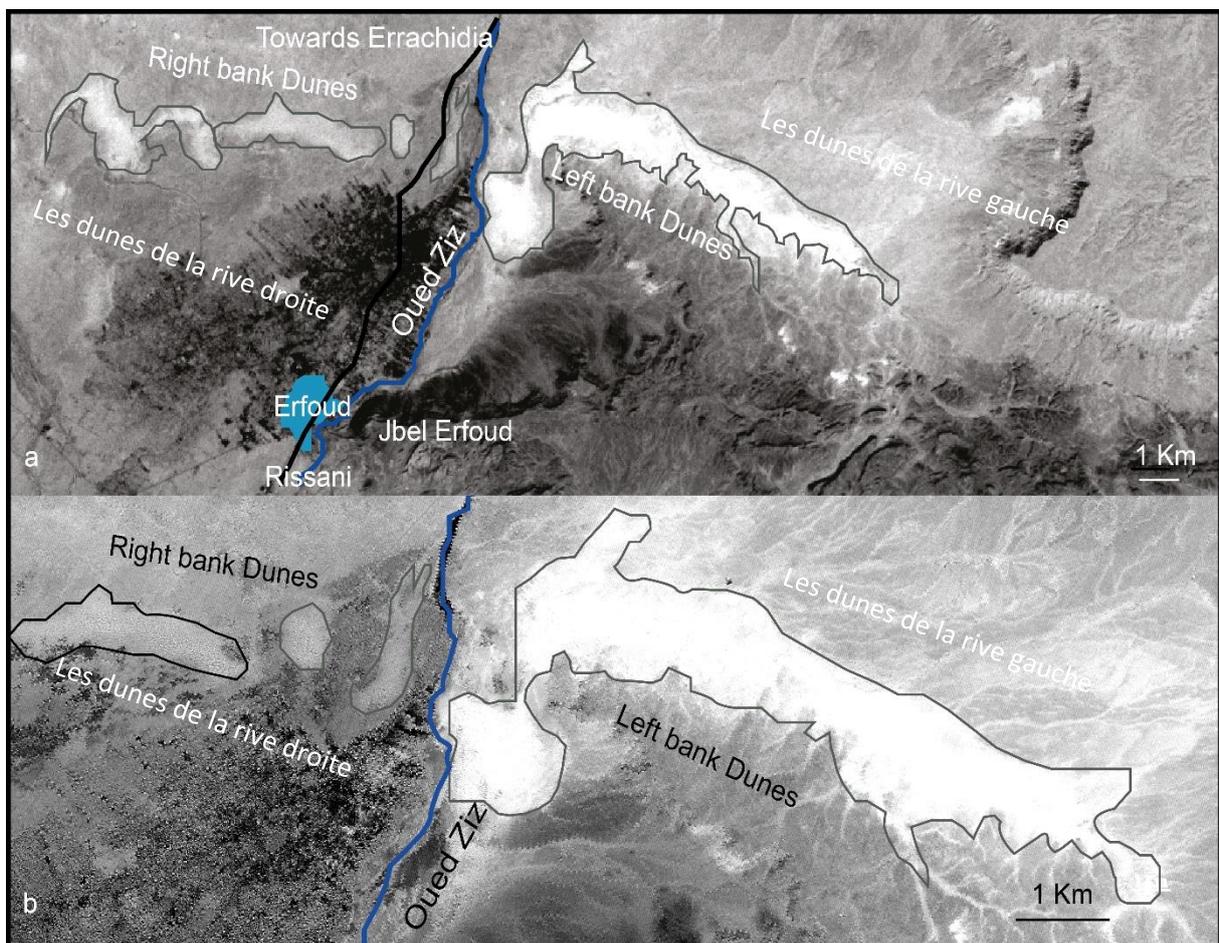


Fig. 41. (a) Indice des oxydes de fer représentés par le rapport des bandes Landsat 3/1. (b) Indice d'oxyde de fer représenté par le rapport de la bande Aster 2/1.

## 5. L'origine du sable des dunes du secteur d'Yerdi

Une étude de l'origine de sable de la région ElKrair- ElBouia située à l'Ouest d'Erfoud a montré que son origine est à la fois locale et lointaine (Kabiri et al., 2003). A Yerdi, la prédominance des grains émoussés luisant EL dans la rive gauche suppose une origine fluviale du sable. Pour suivre son origine, nous analysons le réseau hydrographique local de la région. La figure 42 présente une carte géomorphologique simplifiée de notre région d'étude. On y voit les sous-bassins versants dont les ravins pourraient alimenter les espaces dunaires en sable.

La surface totale des sous-bassins alimentant les dunes de la rive gauche est de 206 km<sup>2</sup> alors que celle de ceux alimentant la rive droite est de 188 km<sup>2</sup>. Si l'on ne considère que la partie du sous-bassin alimentant directement les espaces dunaires étudiés on a une superficie de 146 km<sup>2</sup> pour la rive droite pour une longueur cumulée des ravins de 1098 km, soit une densité de drainage de 7,5 km/km<sup>2</sup>. En ce qui concerne la rive gauche, la superficie des sous-bassins alimentant les dunes étudiées est de 181 km<sup>2</sup>, avec une longueur cumulée de 1457 km, soit une densité de drainage de 8 km/km<sup>2</sup>. Le réseau hydrographique est donc bien développé dans la région et offre ainsi la possibilité d'amener et d'acheminer lors des crues plus de sédiments et de sable aux champs dunaires.

Le pouvoir érosif des ravins est accentué par la quasi-absence du couvert végétal et un régime d'averses et de pluies torrentielles (Benmohammadi et al., 2000 ; Kabiri et al., 2003, ). Ces sédiments sont accumulés sous forme de champs dunaires. Ainsi la superficie occupée par les espaces dunaires de la rive gauche est de 18,5 km<sup>2</sup> alors que celle de la rive droite est de 10,1 km<sup>2</sup>, dont 7,3 km<sup>2</sup> étudiée dans le présent travail.

Ces champs de dunes subissent le même vent ; c'est pourquoi leur morphodynamique pourrait être contrôlée par la taille des champs dunaires et aussi du temps de résidence « Turnover time » des grains de sable (Elbelrhiti, 2005). Ce temps est défini comme le temps requis pour une dune d'avancer par une distance égale à sa longueur. Ce temps est court pour les dunes de petite taille comme les dunes barkhanes. Il varie entre quelques mois et quelques années.

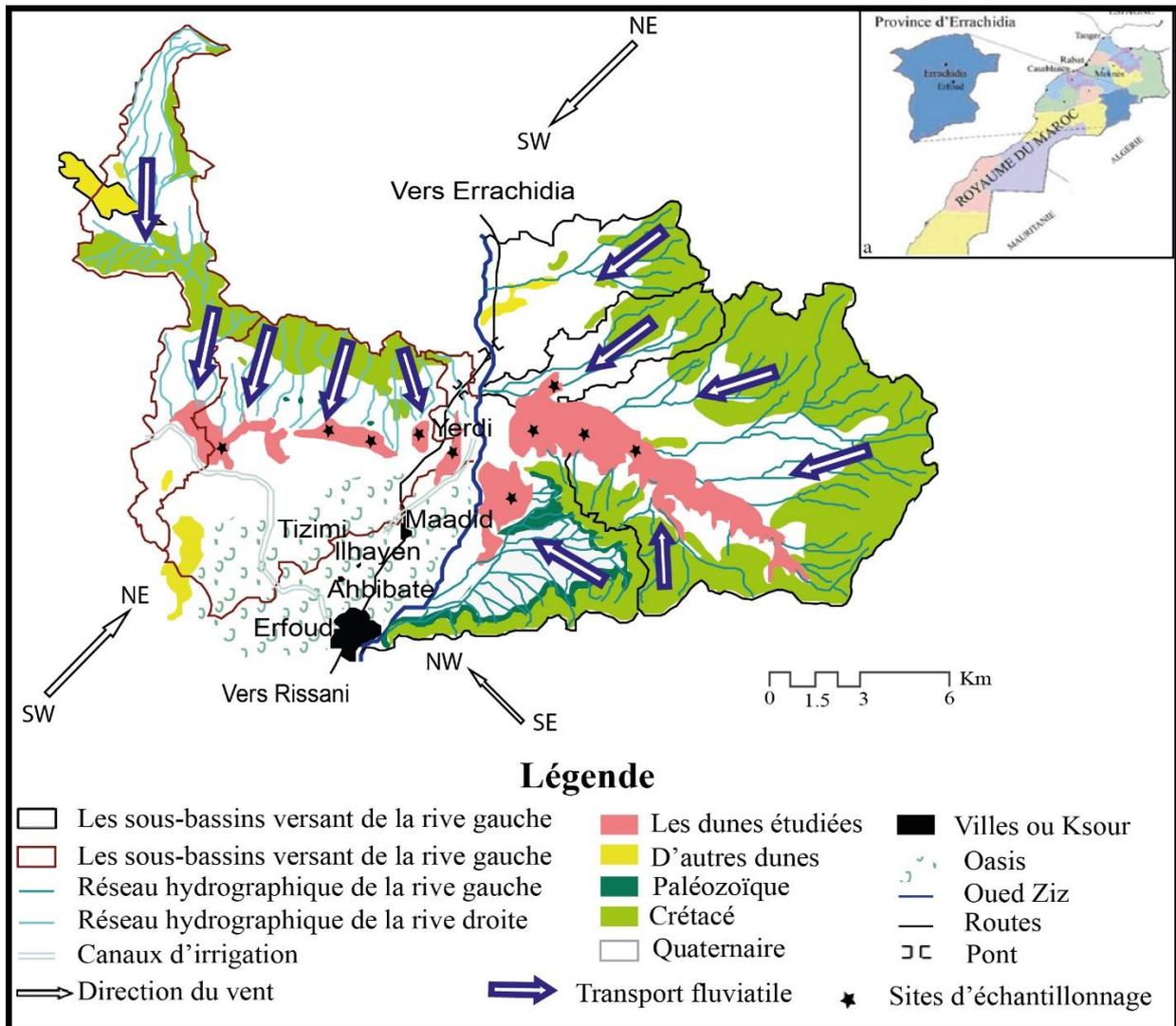


Fig.42. La carte géomorphologique de la zone d'étude. Le réseau de drainage local est extrait de DEM dérivé de l'image ASTER en utilisant le module Arc-Hydro disponible sur Arcgis 9,3. Les champs de dunes et les palmeraies ont été digitalisés à partir de l'image ASTER. Tandis que, les formations géologiques de la région ont été extraites de la carte géologique de l'anti-Atlas oriental Tafilalet – Taouz, échelle 1/200 000 (Destombes & hollard, 1986).

Pour les grandes dunes comme les dunes de type « étoile », cette durée dépasse facilement un siècle. Par conséquent, les grains de sable sont enfermés par des dunes de type « étoile » subissent une altération dans des conditions d'oxydo-réduction sur une période de plus de 100 ans. En revanche, un grain pris au piège par les dunes barkhanes subit de l'altération sur une période maximale de dix ans. Le champ dunaire de la rive gauche, étant de taille plus grande, doivent avoir de long temps de résidence « turnover time » comparant à ceux de la rive droite. Cela confirme que l'abrasion du revêtement des grains ainsi que les opportunités d'altération sont reliées au temps de résidence des grains ( $T_i$ ). C'est cette dynamique liée à ce temps ( $T_i$ ) qui explique le fait que les dunes les plus actifs ont une couleur pâle par rapport aux dunes

moins actives (Gardner et Pye 1981 ; Elbelrhiti, 2005). Par conséquent, la morphodynamique des dunes peut également être parmi les facteurs contrôlant la variation de couleurs observées dans les champs dunaires localisés à Yerdi.

La figure 42 présente une superposition du réseau hydrographique local sur les formations géologiques présentes dans la région. Les ravins de la rive gauche drainent en plus des formations du Crétacé (calcaire, marne, sable et argiles (Cavin et al., 2001)) et du Quaternaire (travertin, grès, sable, argile et marne (Boudad et al., 2003 ; Kabiri et al., 2005)) également présentes sur la rive droite, des formations du Paléozoïque (grès, schiste, conglomérat (Michard et al., 2008)). La présence des conglomérats ferrugineux et des grès parmi les formations issues du Dévonien et du Carbonifère (Paléozoïque) au Tafilalet (Michard et al., 2008) montre que l'origine du sable (roche mère) pourrait aussi contribuer à la différenciation des couleurs observées entre les deux rives. On note également la présence sur la rive droite d'un champ dunaire en amont des dunes étudiées. Ce champ est traversé par des ravins qui pourraient contribuer à l'alimentation des dunes étudiées par du sable éolien remaniée par un transport fluvial. Cela permettrait d'expliquer l'origine des grains RM observés lors des analyses sédimentologiques. Autrement, l'abondance du limon rouge parmi les formations du quaternaire qui alimentent les dunes en sable, peut augmenter l'intensité de rougissement des grains de sable de la rive gauche.

## 6. Conclusion

Les analyses granulométriques effectuées sur le sable des deux rives de l'Oued Ziz au niveau de la localité d'Yerdi ont démontré que le sable y est fin, symétrique, et bien à assez bien trié. Les analyses de la teneur en carbonate de calcium ont montré sa faible présence avec moins de 8% en rive gauche et moins de 1% en rive droite. Quant aux analyses morphoscopiques, elles révèlent que le sable issu de la rive gauche contient une forte proportion en EL, ce qui suppose une origine fluviale. Le sable issu de la rive droite montre une forte proportion en NU, ce qui suppose une origine locale des sédiments. L'analyse minéralogique qualitative et quantitative et l'analyse d'oxyde de fer (Fe-DCB) ont révélé que les dunes étudiées sont essentiellement riches en quartz et contiennent de faibles quantités de carbonates, de minéraux mafiques et d'oxydes de fer. L'abondance de l'hématite et de la goethite dans les dunes de la rive gauche explique la couleur rouge qui caractérise ces dunes.

Les analyses effectuées sur les images Landsat et ASTER ont montré que les dunes des deux côtés de l'oued Ziz sont pauvres en minéraux mafiques et riches en quartz alors que la rive

gauche contient plus d'oxydes de fer ( $\text{Fe}^{3+}$ ) ; expliquant ainsi leur aspect rougeâtre. L'analyse du réseau hydrographique révèle que le drainage est bien développé et provoque un apport sédimentaire différent selon les rives, en relation avec les formations géologiques traversées.

Les sables étudiés sont potentiellement alimentés par des formations du Quaternaire, Crétacé et du Viséen constituées essentiellement du limon sableux rouge, calcaires, marnes, grès, schiste et conglomérats siliceuses et ferrugineuses. Cette étude a montré que la couleur des dunes étudiées est principalement contrôlée par la disponibilité des minéraux ferrugineux, dans un environnement stable et favorable permettant l'oxydation du fer et ainsi le rougissement des grains de quartz.

## **II. Etude des facteurs de rougissement des sables dunaires — Les megabarkhanes d'Al-Ghord Lahmar (parc national de Khnifiss, sud-ouest du Maroc)**

### 1. Introduction

Al-Ghord Lahmar sont trois barkhanes géantes formant un système dunaire complexe, qui se trouve au parc national de Khnifiss dans la zone sud-ouest du Maroc (Fig. 43 ; Photo.8b, c, d). Ces dunes présentent plusieurs traits qui les rendent spéciales et uniques dans toute la région du bassin de Tarfaya. En effet, comparativement à d'autres dunes existantes dans la région, ils présentent une couleur rougeâtre du sable, une taille énorme et une morpho-dynamique particulière en plus de leur capacité à émettre un bruit venant des mouvements d'avalanche.

Des travaux antérieurs ont étudié le chant étrange de ces mégabarkhanes (Andreotti, 2004 (a); Douady et al., 2006) ainsi que leur dynamique (Elbelrhiti et al., 2005). Cependant au meilleur de notre connaissance, aucune étude n'a été faite sur les facteurs de contrôle de leur rougissement. Depuis des générations, cette couleur rouge spéciale attire l'attention de la population locale. Ils croyaient en une histoire mythique qui attribue la couleur rouge dans le sable, au sang qui coulait lors d'une bataille qui s'est tenue entre les tribus locales.

Dans plusieurs études, les variations de couleur sont clairement observables sur le sable soufflé sur les zones côtières. L'exemple de mer de sable de la Namibie a montré un cas où le rougissement augmente avec la distance de la zone côtière vers l'intérieur du continent (Walden et White, 1997). Néanmoins, de telles variations ont été également observées au niveau des dunes de sable continentaux, dans la région d'Yerdi au sud-est du Maroc (Adnani et al, 2016). Les dunes de sable de la région près de la lagune de Khnifiss ont montré une variation de couleur, allant du rouge gris (10R 5/1), au niveau de la plage de Sidi Akhefnir, au jaune pâle (2.5Y 8/4) autour de Foum Agoutir, qui est l'embouchure de la lagune de Khnifiss (Photo.8e). Ces dunes transversales accumulées autour de la lagune s'étendent NE-SW.

Cependant, à près de 2,5Km vers le SE, nous observons trois énormes barkhanes d'extension NE-SW (650 m de largeur et 40 m d'hauteur), qui sont exceptionnellement composées de sables jaunes rougeâtres (7,5 YR 6/8).

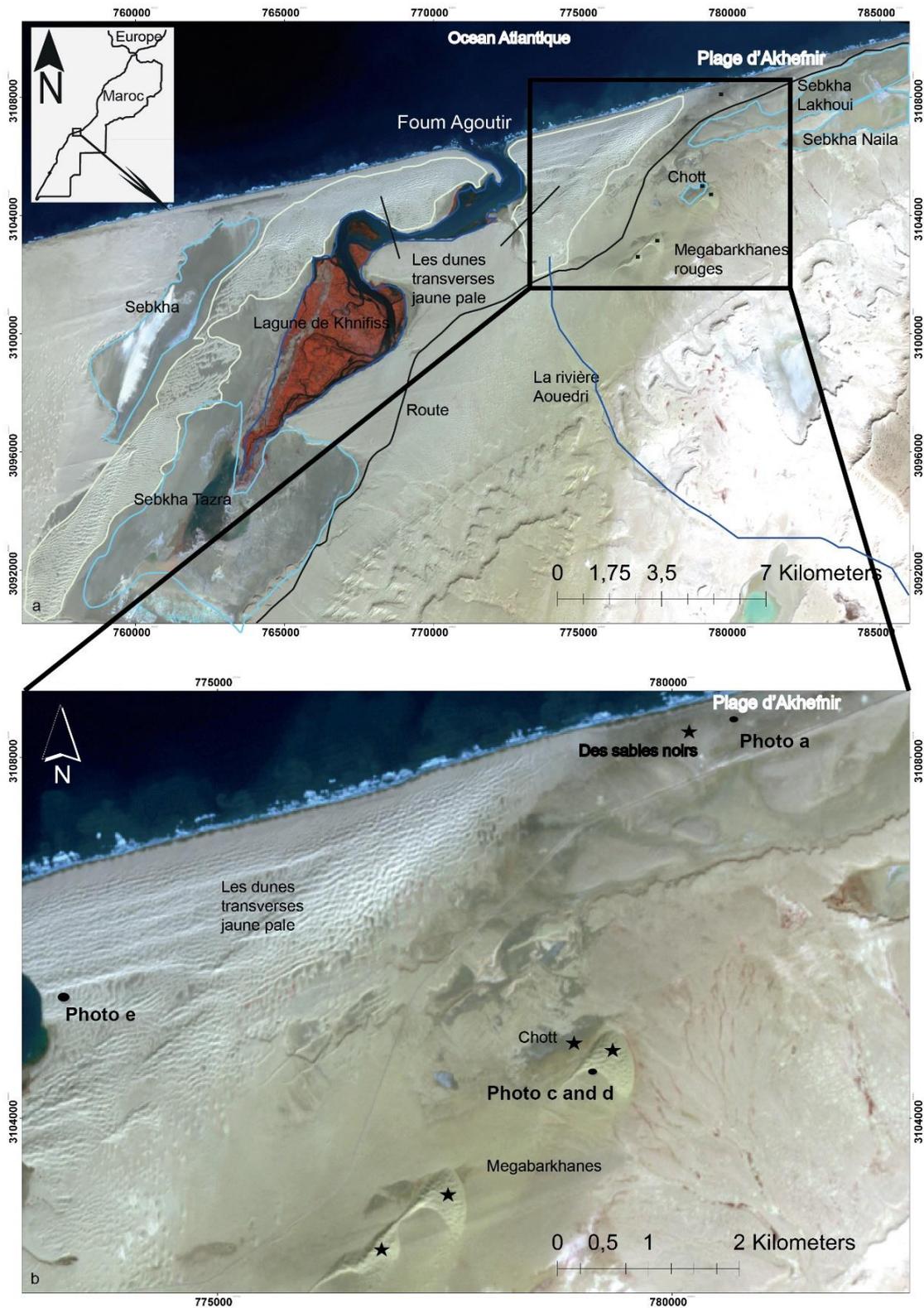
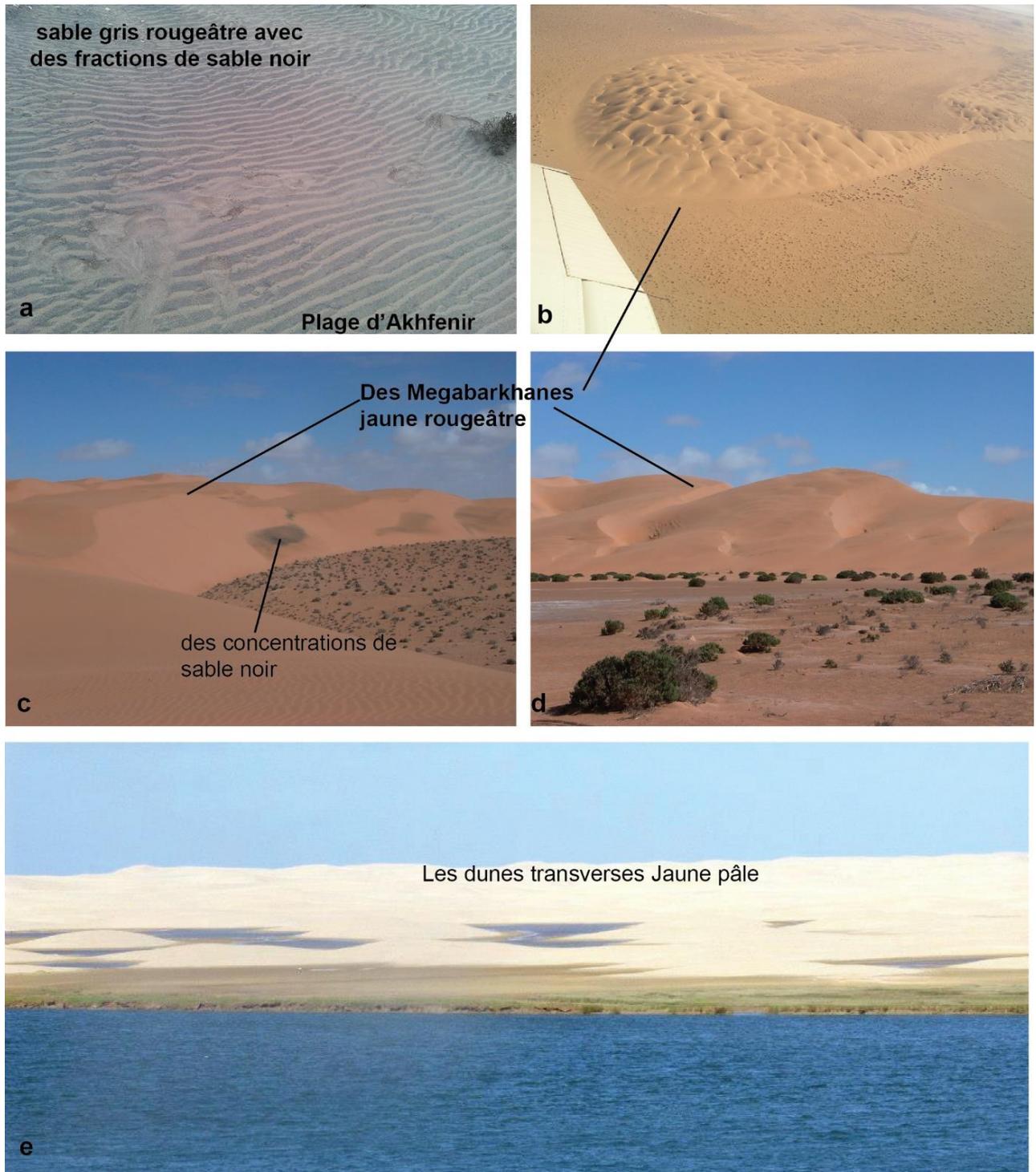


Fig. 43. La situation de la zone d'étude : a) la composition en couleur des bandes Aster (2016) 3, 2, 1 respectivement sur les canaux R, G, B. b) Zoom sur le champ des mégabarkhanes, les couleurs naturelles de l'image Aster mettent en évidence le rougissement qui distingue les mégabarkhanes des dunes adjacentes. Les étoiles représentent la localisation des sites d'échantillonnage.



Planches photos.8. Photographies des différentes dunes et paysages marquant notre zone d'étude : a) la plage caractérisée par du sable gris rougeâtre (10R 5/1) avec des concentrations de grains opaques à proximité de Sidi Akhfenir. b, c et d) Photos d'El-Ghord Lahmer, une des megabarkhanes jaune rougeâtre (7,5 YR 6/8) de notre cas d'étude. e) représente les dunes jaune pâle (2.5Y 8/4) situées autour de la lagune de Khnifiss.

(Source : Hicham. ELBELRHITI)

Concernant la composition de leur sable, nous avons remarqué l'abondance des grains opaques. Ces grains opaques sont mélangés avec d'autres grains ayant différentes couleurs, tailles, formes et compositions minéralogiques (Photo.8c, d). Au niveau de la plage de Sidi Akhefnir, nous observons une concentration importante de ces minéraux opaques (Photo.8a).

Le but de ce travail est d'abord de prouver l'existence d'une différence de couleur entre les mégabarkhanes étudiés et d'autres dunes dans la région. Ensuite pour étudier les paramètres de contrôle du rougissement des mégabarkhanes en examinant les hypothèses précédentes en se basant sur plusieurs approches. La cartographie de la distribution des minéraux en utilisant les données de télédétection combinée avec le travail de laboratoire permettant la caractérisation du sable des mégabarkhanes. En outre, nous examinons la dynamique des mégabarkhanes et la comparons avec la dynamique d'autres barkhanes relativement plus petites dans la région. Nous examinons également les paramètres climatiques de notre région d'étude, en analysant les données de température, précipitations, vent et l'humidité pour une période de trois décennies.

## 2. Indice de rougissement et la distribution minéralogique à l'aide de la télédétection

Les domaines spectraux visibles et proches infrarouges sont les domaines les plus capables de détecter les oxydes de fer, qui sont généralement un produit de l'altération hydrothermale et de l'oxydation des minéraux ferromagnésiens (Imbroane et al, 2007). Ces régions spectrales allant de 0.45 à 0.88  $\mu\text{m}$  correspondent aux canaux 2, 3, 4 et 5 en image Landsat 8. La figure 44a présente le rapport des bandes 4 et 2 de l'image Landsat 8 (4/2), l'image montre une échelle de gris allant du noir au blanc avec une augmentation du fer ferrique ( $\text{Fe}^{3+}$ ). La figure met en évidence la zone des mégabarkhanes, en effet, une couleur blanche remarquable couvre la majeure partie de ces dernières, ce qui n'est pas le cas des dunes près de la lagune de Khnifiss. La carte résultante du rapport des bandes 2 et 1 de l'image ASTER (2/1) a également appuyé les résultats d'image Landsat 8 montrant des valeurs élevées pour le fer ferrique ( $\text{Fe}^{3+}$ ) au niveau des mégabarkhanes (Fig. 45). Selon Walden et White (1997) les pixels les plus claires correspondent aux quantités les plus élevées du fer ferrique, surtout présentés sous forme de revêtement d'hématite autour des grains de Quartz. La présence potentielle d'un film d'hématite couvrant la surface des grains de Quartz pourrait justifier la couleur rouge exceptionnelle qui caractérise les mégabarkhanes. En outre, nous calculons l'indice de rougeur (RI) dans la région étudiée en utilisant de l'image satellitaire Landsat 8. La figure 44b montre que la zone des mégabarkhanes est représentée par une couleur rouge foncé, correspondant à des valeurs élevées de l'indice de rougissement. On remarque également que le Chott et les Sebkhass

proches représentent des valeurs moyennes à élevées de la rougeur. Toutefois, les dunes près de la lagune sont représentées avec une couleur bleue, correspondant à des valeurs faibles de l'indice de rougissement RI (Fig.44b).

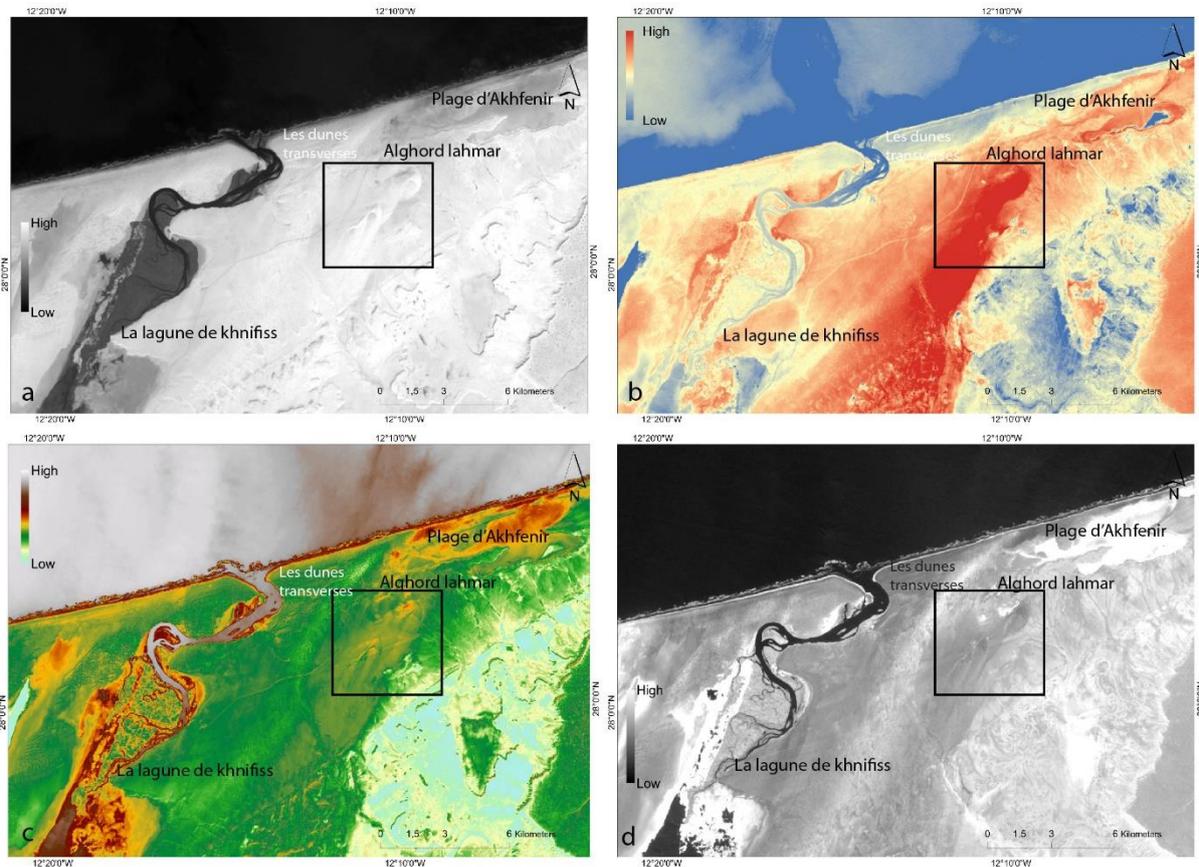


Fig.44. Cartographie de la distribution minérale à l'aide de la télédétection :

- a) le rapport des bandes 4 et 2 de l'image Landsat 8 (4/2)
- b) La carte de l'indice de rougissement (RI) de l'image Landsat 8
- c) la carte présente la distribution des minéraux mafiques produite par le rapport des bandes 11 et 5 de l'image Landsat 8.
- d) la carte montre la distribution de quartz et de carbonates à l'aide des bandes SWIR 6 et 7 de l'image Landsat 8.

La carte de distribution de minéraux mafiques produite par le rapport (11/5) (Fig.44c), présentent une échelle de couleur représentant : i- des valeurs basses comme une réponse faible des minéraux mafiques et une réponse élevée du sable riche en Quartz, ii- des valeurs élevées de carbonates comme une bonne réponse du sable riche en minéraux mafiques et iii- des valeurs intermédiaires correspondant à une composition mixte de quartz, carbonates et minéraux mafiques. Clairement, nous avons constaté que des valeurs élevées signifient une bonne réponse

des minéraux mafiques dans la plage d'Akhfenir et la Sebkha adjacente, en plus des valeurs intermédiaires au niveau de la zone des mégabarkhanes. Par conséquent, le sable des mégabarkhanes présente un mélange de quartz, carbonates et des minéraux mafiques. Les dunes près de la lagune de Khnifiss ont montré une réponse faible des minéraux mafiques et une réponse élevée du quartz et des carbonates. Le rapport des bandes (6/7) est utilisé pour différencier les quartz des carbonates dans les sables riches en ces éléments. La figure 44d représente l'image des mégabarkhanes, résultante du rapport des bandes (6/7). Il s'agit d'une échelle de gris allant du noir au blanc correspondant à une augmentation de la concentration en quartz. La zone autour des mégabarkhanes est dominée par une couleur grise, ce qui correspond à des valeurs intermédiaires qui représentent la composition mixte du quartz et des carbonates dans les sables. Toutefois, nous constatons au niveau du chott et des sebkhas une réponse très élevée des sables riches en quartz.

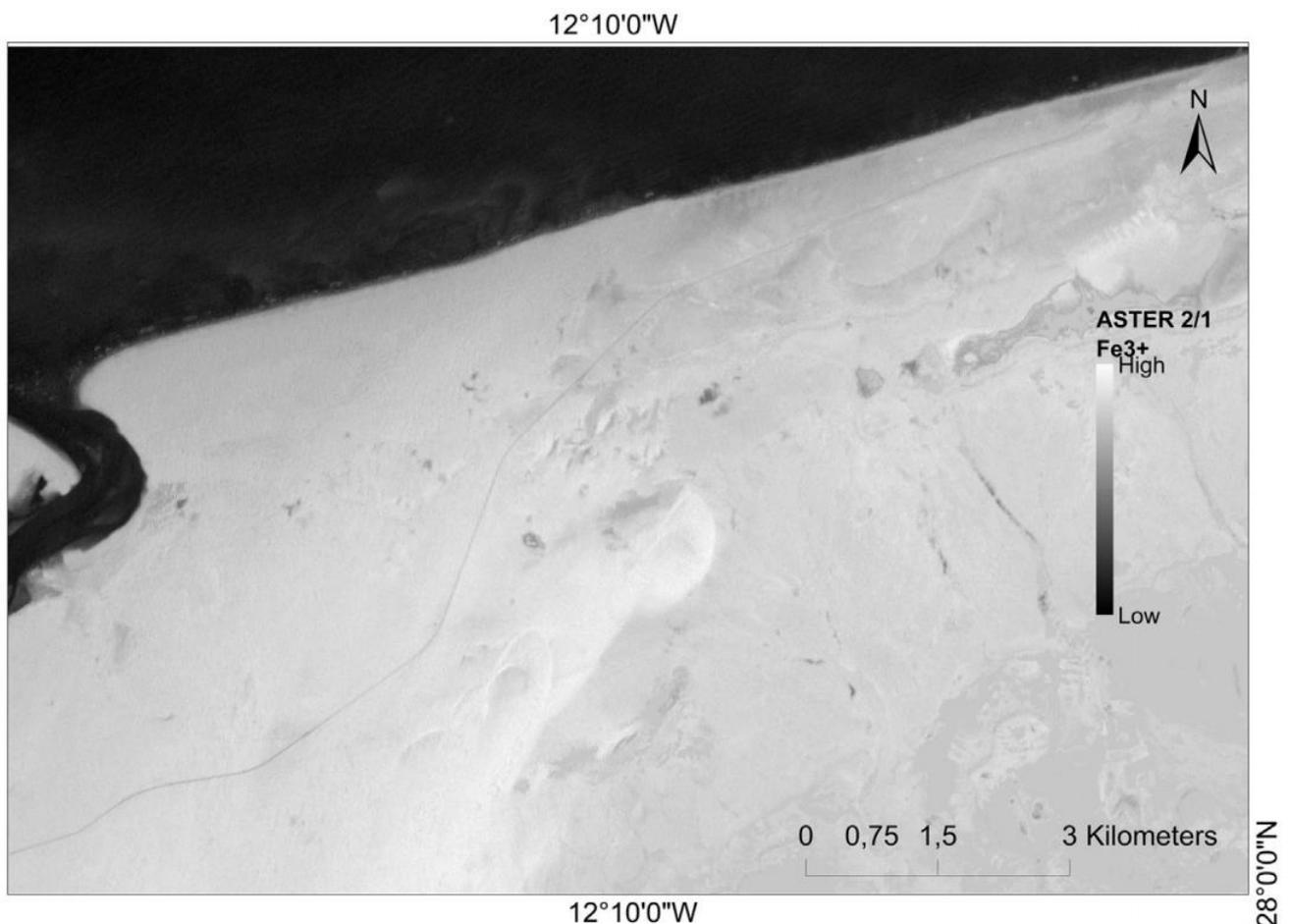


Fig.45. Le rapport des bandes d'image ASTER (2/1) est présenté comme une échelle de gris allant du noir avec des valeurs faibles de  $Fe^{3+}$  au blanc correspondant à des valeurs élevées de  $Fe^{3+}$ .

### 3. Granulométrie, couleur et morphoscopie des grains de sable

L'analyse granulométrique détermine les classes des tailles des grains abondants, mais aussi permet de décrire le tri et les dimensions moyennes des sables. Ces paramètres indiquent la distance de transport des grains. Ainsi, plus les grains sont fins plus la distance de transport est longue. La dimension des grains, le tri et l'asymétrie donne une idée sur la porosité et la perméabilité du sable. Les résultats de la granulométrie sont illustrés dans les figures 46 et 47 et les tableaux 7 et 8.

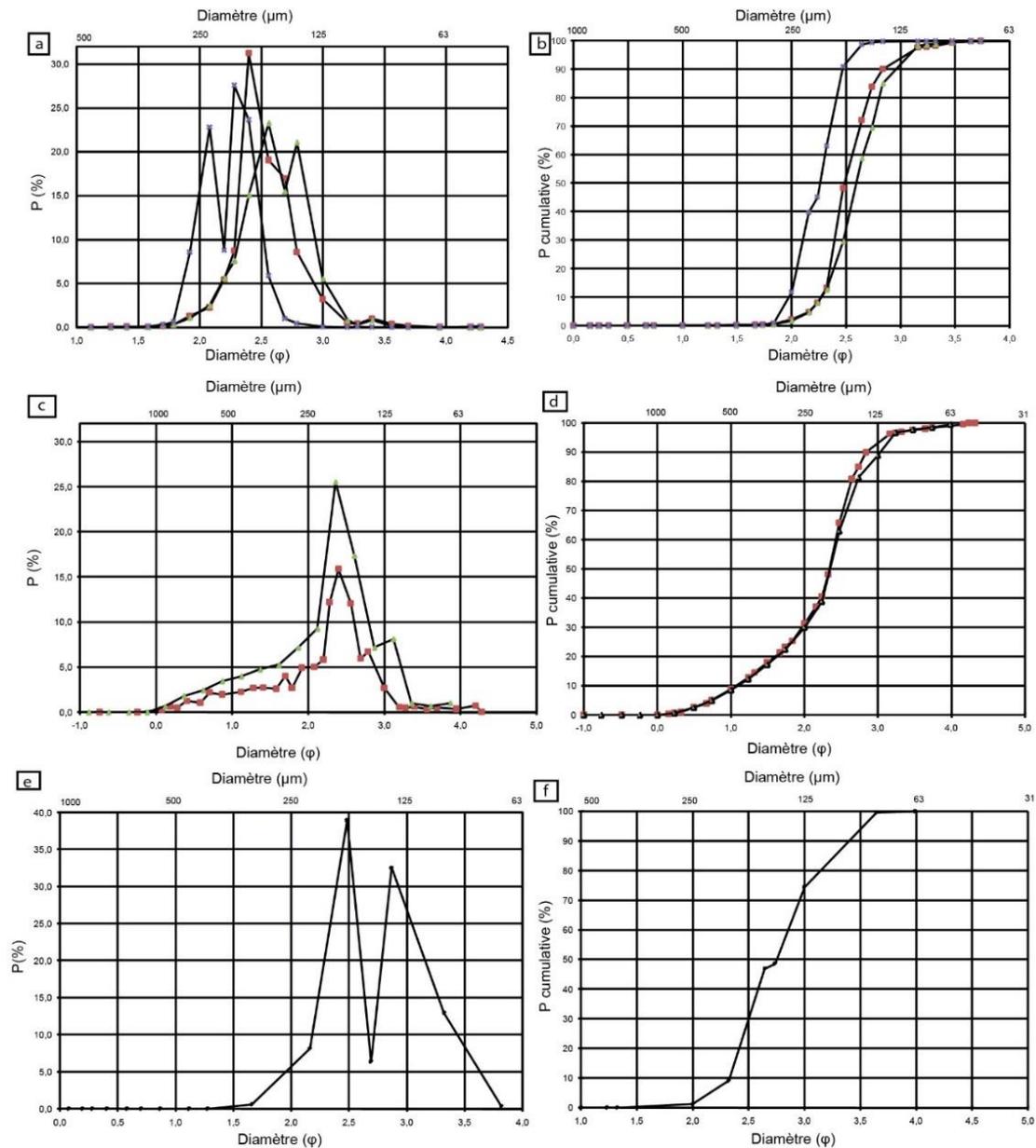


Fig.46. Les courbes de fréquence et cumulatives des échantillons de sable étudiés : a) et b) les échantillons du sable des megabarkhanes. c) et d) les échantillons du sédiment du Chott. e) et f) les échantillons de la plage d'Akhfenir.

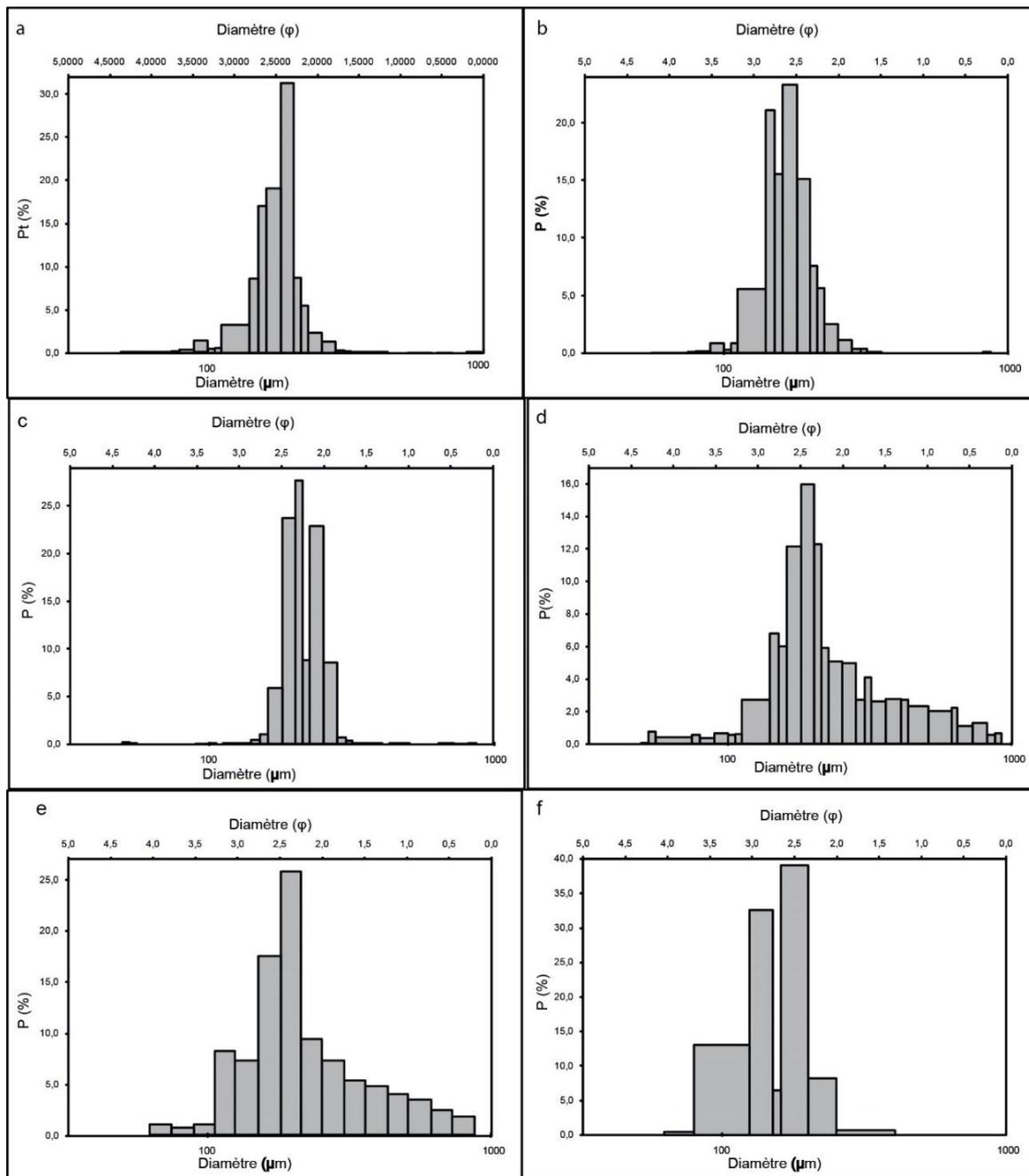


Fig.47. La distribution granulométrique : a), b) et c) représentent les histogrammes de la distribution granulométrique des échantillons des megabarkhanes. d) et e) Les histogrammes des échantillons du Chott, et f) L'histogramme du sable de la plage Akhfenir.

Les megabarkhanes ont montré une distribution allant de l'unimodale au bimodale, ce qui indique l'incohérence des sables dans ces dunes. Par conséquent, les valeurs de la moyenne ( $Mz$ ) varient entre (2,24–2,52  $\phi$ ) ce qui caractérise un sable fin. Les résultats du tri (0,20–0,25  $\phi$ ) indiquent un sable très bien trié. Les courbes cumulatives permettent d'extraire des informations sur l'asymétrie (Skewness  $SK1$ ) et l'indice d'acuité. Les résultats sont respectivement de (-0,11– 0,26  $\phi$ ) et de (0,78–1.23  $\phi$ ). Le sable est, en fait, classifié du fin au

grossier. Les valeurs de l'indice d'acuité (Kurtosis) révèlent la présence d'un sable leptocurtique.

Dans l'ensemble des megabarkhanes, les sables fins représentent (88–91 %). Toutefois, les résultats ont montré l'abondance de (2.1–11 %) du sable moyen, (0,1–8,3 %) de sable très fin, en plus d'un pourcentage faible de limon grossier et du sable grossier (0,1 %). Pour les échantillons du chott, les résultats ont montré une distribution allant du bimodal au polymodal. Les valeurs du tri (0,68–0,72  $\phi$ ) classifient le sédiment du modérément trié au modérément bien trié. Les résultats de la moyenne (Mz) varient entre (2.14–2.20  $\phi$ ) ce qui caractérise un sable fin. Les valeurs de l'asymétrie de (-0,39 – 0,31 $\phi$ ) indiquent un sable très grossier et asymétrique. Les valeurs du coefficient d'aplatissement varient de (1,22 à 1,27  $\phi$ ), ils ont montré un sable leptocurtique. Les tailles de particules du sédiment du chott varient du sable grossier au limon très grossier. La fraction principale abondante représente 60,4 % du sable, avec 21,9 % du sable moyen, 6 à 10,5 % du sable très fin, 8,75 % du sable grossier en plus de (0,5 %) du limon grossier.

Les analyses de la taille de grains de sable de la plage caractérisent des sédiments bimodaux et bien triés. La moyenne (Mz), le tri, l'asymétrie et les valeurs de coefficient d'aplatissement correspondent respectivement aux valeurs suivantes (2.792  $\phi$ , 0,424  $\phi$ , 0,137  $\phi$ , 1.011  $\phi$ ). Ces résultats classifient le sable de la plage parmi les sables fins, bien triés, asymétrique et mesokurtique. La distribution granulométrique a montré la domination du sable fin avec (73,2 %), puis 25,5 % du sable très fin et 1,22 % du sable moyen. La plupart des échantillons étudiés présentent une distribution bimodale à polymodal, ce qui signifie l'hétérogénéité des sédiments. Cependant, nous avons remarqué la prédominance des sables fins et très bien triés dans la plupart des échantillons.

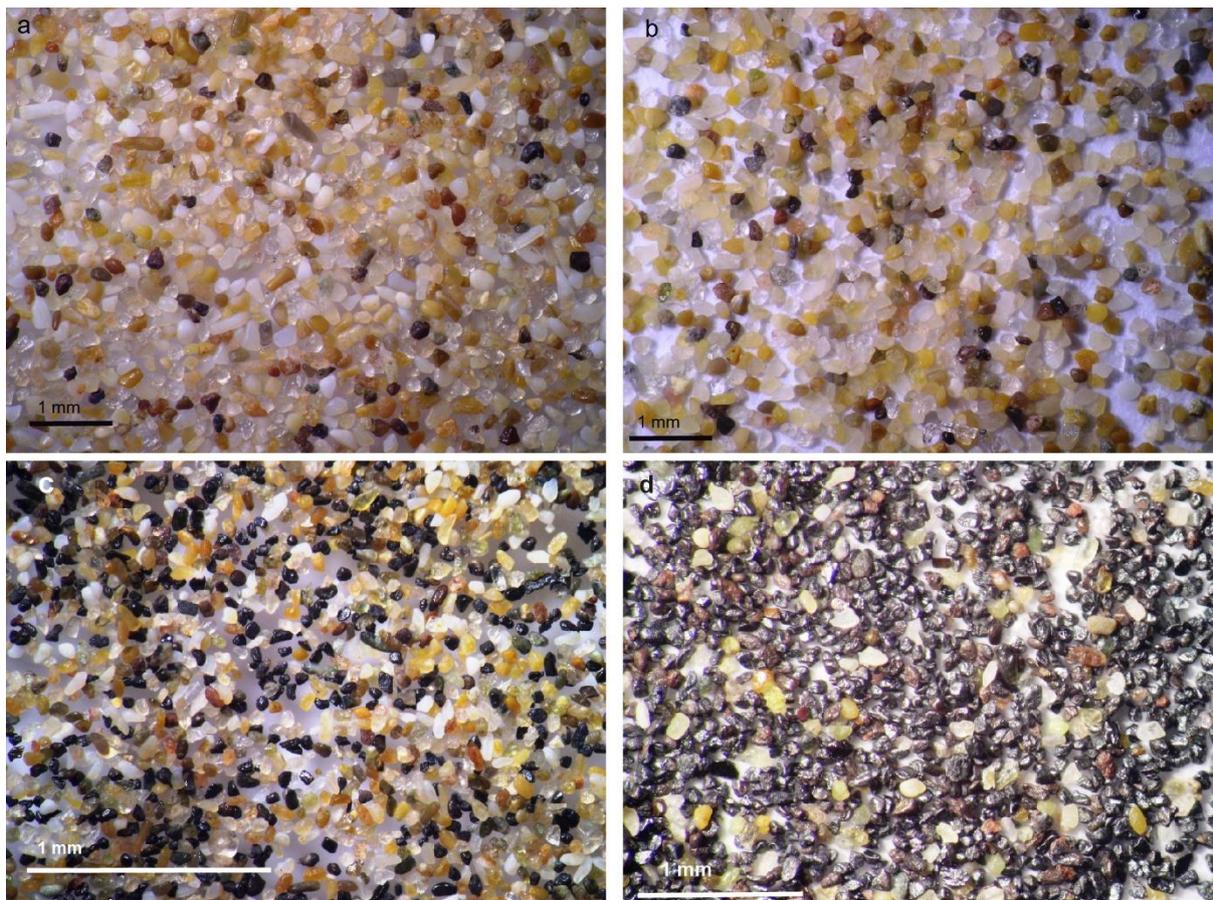
Tableau.7. Les échantillons de sable étudiés de la région de Khnifiss : les paramètres de texture et la description

Megabarkhanes, Chott, Plage	Echantillon 1	Echantillon 2	Echantillon 3	Echantillon 4 (Chott 1)	Echantillon 5 (Chott 2)	Echantillon 6 (Plage)	
Type de sable	Unimodale, Très bien trié	Bimodal, Très bien trié	Bimodal, Très bien trié	Polymodal, Assez bien trié	Bimodal, tri modéré	Bimodal, Bien trié	
Groupe textural	Sable	Sable	Sable	Sable	Sable	Sable	
Nom du sédiment	Sable fin, très bien trié	Sable fin, très bien trié	Sable fin, très bien trié	Sable fin, assez bien trié	Sable fin, tri modéré	Sable fin, bien trié	
<b>METHOD DE FOLK ET WARD (f)</b>	Dimension ( $M_z$ ): Moyenne	2,520	2,591	2,240	2,149	2,200	2,792
	Tri ( $\sigma_1$ ):	0,236	0,258	0,204	0,688	0,720	0,424
	Asymétrie ( $Sk_f$ ):	0,260	0,029	-0,119	-0,395	-0,313	0,137
	Acuité (Kurtosis $K_c$ )	1,230	1,103	0,874	1,275	1,221	1,011
<b>METHOD DE FOLK ET WARD (Description)</b>	Dimension moyenne:	Sable fin	Sable fin	Sable fin	Sable fin	Sable fin	Sable fin
	Tri:	Très bien trié	Très bien trié	Très bien trié	Assez bien trié	Tri modéré	Bien trié
	Asymétrie:	Asymétriquement fin	Symétrique	Asymétriquement grossier	Très Asymétriquement grossier	Très Asymétriquement grossier	Asymétriquement fin
	Acuité (Kurtosis):	Leptokurtique	Mesokurtique	Platykurtique	Leptokurtique	Leptokurtique	Mesokurtique

Tableau.8. La distribution granulométrique des échantillons

DISTRIBUTION GRANULOMETRIQUE						
	Echantillon 1	Echantillon 2	Echantillon 3	Echantillon 4 (Chott 1)	Echantillon 5 (Chott 2)	Echantillon 6 (Plage)
SABLE GROSSIER	0,1%	0,0%	0,1%	8,9%	8,6%	0%
SABLE MYENNEMENT GROSSIER	2,1%	1,8%	11,6%	22,4%	21,4%	1,22%
SABLE FIN	91,7%	89,9%	88,0%	61,8%	59,0%	73,2%
SABLE TRES FIN	6,0%	8,3%	0,1%	6,0%	10,5%	25,5%
LIMON TRES GROSSIER	0,1%	0,0%	0,0%	0,9%	0,1%	0%

L'observation à l'œil nu des échantillons du sable des mégabarkhanes montre la différence de couleurs entre les fractions abondantes. Nous avons constaté que la fraction fine a été dominée par des grains avec une couleur jaune rougeâtre à jaune blanchâtre. Pour la fraction très fine, elle est dominée par des grains noirs et opaques. La fraction la plus fine correspond à un limon grossier jaune rougeâtre. L'observation sous microscope binoculaire montre précisément la différence dans le sable à l'échelle de la couleur, la taille, la forme et la morphoscopie des grains, (Photo.9). Le sable moyen ( $> 250 \mu\text{m}$ ) était composé de grains sub-angulaires et allongés avec une couleur allant du blanc au blanc jaunâtre et au rouge jaunâtre. Dans cette fraction, nous avons constaté en outre la dominance du matériel carbonaté, en particulier la Calcite et la dolomite, de quelques fragments de roches et de coquilles. En ce qui concerne la fraction principale abondante comprise entre ( $125 \mu\text{m}$ – $250 \mu\text{m}$ ), le sable est composé de particules fines sub-arrondis à arrondis et allongés avec un éclat vitreux pour certains et un éclat émoussé pour d'autres. Cette fraction est dominée par des grains de quartz. Certains d'entre eux sont incolores et d'autres sont marquées par des impuretés jaunes et un revêtement d'oxyde de fer de coloration jaunâtre à rougeâtre. D'autres grains abondants dans cette fraction sont des grains sub-arrondis à arrondis de couleurs jaunes et rouges, caractérisés comme des feldspaths. La fraction très fine ( $63 \mu\text{m}$ – $125 \mu\text{m}$ ) est principalement constituée par des grains sombres angulaires à sub-arrondis outre quelques grains de couleur verte avec un éclat vitreux matérialisé par des pyroxènes. Certains des grains noirs étaient totalement noirs et d'autres présentaient une intercroissance due à l'altération qui se présentent sous forme des tâches rougeâtres et jaunâtres qualifiées par des inclusions de leucoxène. Il s'agissait d'une caractéristique typique des oxydes de fer. En outre, cette fraction a été examinée en vertu d'un aimant permanent, qui a révélé la capacité d'attraction de ces grains, qui est une propriété de matériau ferromagnétique. Cette puissance magnétique a permis aux grains noirs à être distribués sous forme de petites concentrations dans la fraction fine des échantillons de sable de la plage d'Akhfenir. Cela a été observé ainsi au niveau du champ dunaire (Photo.8a, c), comme l'énorme concentration de sable noir sur la plage ainsi qu'au niveau de la mégabarkhane.



Planches photos.9. La composition minéralogique des échantillons de sable étudiés : a) et c) les microphotographies capturées sous microscope binoculaire montrant les grains de sable des échantillons des megabarkhanes et b) et d) sont les microphotographies de sable de la plage d'Akhfenir. a) et b) représentent respectivement les fractions de minéraux légers des deux échantillons. c) et d) représentent la fraction grossière opaque des échantillons des megabarkhanes et de la plage.

Après l'analyse de la taille des grains, de la morphoscopie et de la couleur, nous pourrions noter de grandes similitudes concernant la composition du sable des mégabarkhanes et de la plage d'Akhfenir. Quelques différences sont remarquées à l'échelle de la couleur et la morphoscopie des grains de quartz. Nous notons au niveau des grains de sable composant les mégabarkhanes, l'existence du revêtement rouge couvrant la surface des grains de quartz et la dominance des grains de quartz émoussés luisants, qui indiquent un transport fluvial (Mahaney, 2002) (Photo.10b). A l'inverse, nous remarquons la prédominance des grains de quartz ronds mats dans le sable de la plage. Le sable très fin et la fraction du limon ont montré une différence entre les sables des megabarkhanes et de la plage (Photo.9c, d). Ainsi, les grains de la taille inférieure à  $80\mu\text{m}$  dans les échantillons de la plage ont été dominés par des grains opaques à éclat luisant avec souvent des tâches rouges ou jaunes, en plus d'une quantité faible de grains vitreux de couleur verte (Photo.9d). Les grains très fins provenant des échantillons

des mégabarkhanes sont relativement différents. En effet, nous avons trouvé une distribution symétrique entre les grains de couleurs noirs, verts, jaunes, blancs ou incolores (Photo.9c). Nous avons aussi remarqué l'abondance de la fraction du limon rouge dans ces échantillons de mégabarkhane. C'était aussi le cas pour les sédiments déposés dans le Chott à proximité.

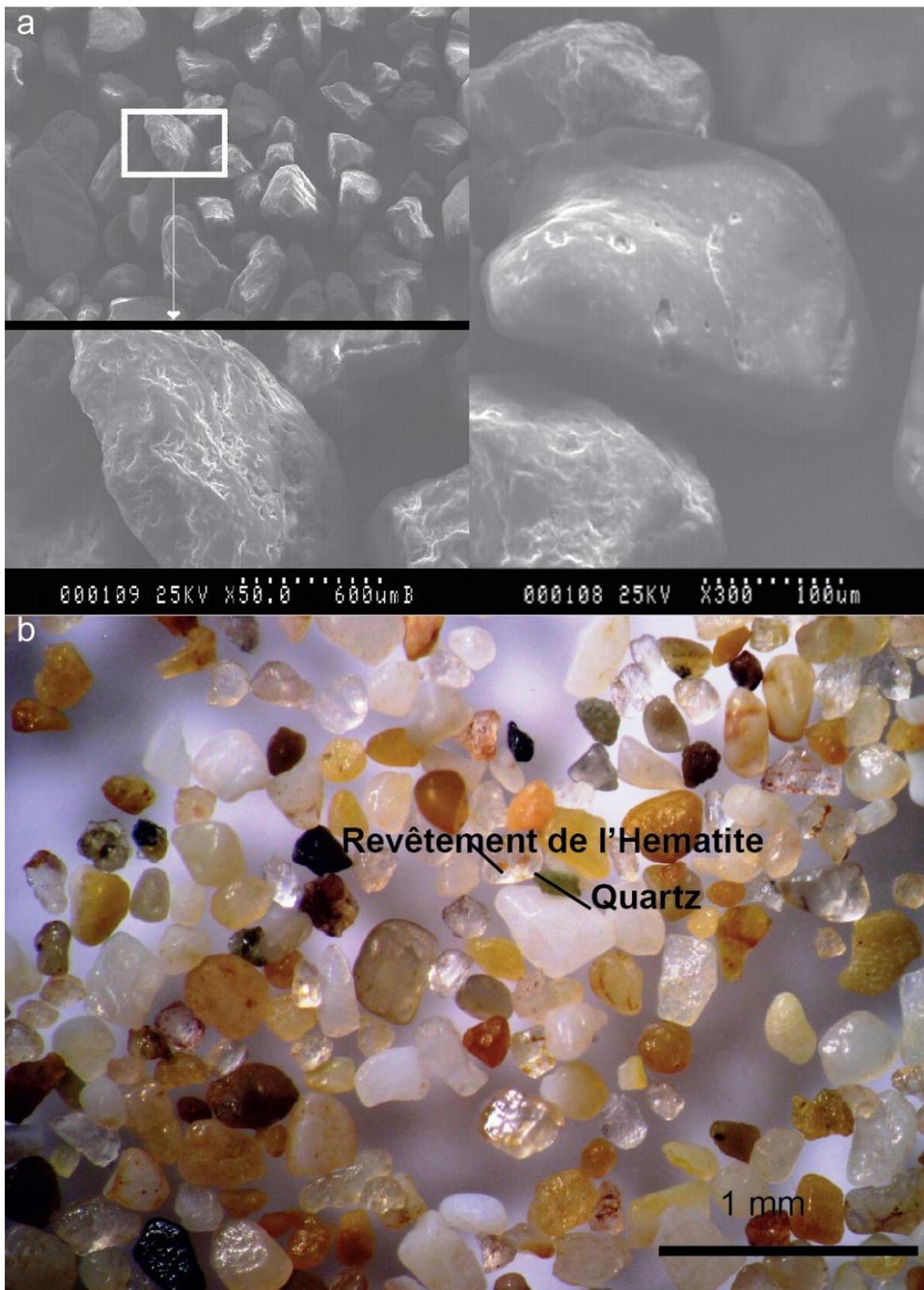
En plus de l'observation des grains de sable des mégabarkhanes sous microscope binoculaire, montrant clairement que les grains de quartz sont caractérisés par un enrobage rouge (Photo.10b), les grains de quartz sont aussi analysés sous microscope électronique à balayage (MEB) afin de déterminer leurs propriétés texturales. Ainsi, les résultats révèlent l'abondance de certains grains avec des caractéristiques de surfaces typiques des environnements fluviaux et éoliens.

L'enrobage rouge causée par l'oxyde de fer a permis de teinter les grains en couleur rougeâtre de la rouille. Nous avons également constaté des signes de choc et des figures de dissolution apparue en forme de V, en plus des traces de l'usure d'abrasion (Mahaney, 2002) (Photo.10a). Cette observation de laboratoire corrobore les résultats de l'analyse des images satellites mettant en évidence la zone des mégabarkhanes marquées d'une couleur distinguée, ce qui indique la présence d'une couche de l'hématite recouvrant les grains de quartz.

#### 1. Caractérisation minéralogique

La cartographie des éléments chimiques des échantillons de sable étudiés a été réalisée en utilisant les rayons X à énergie dispersive EDS fournies par une microsonde électronique. Les cartes produites (Fig. 48) présentent la répartition du silicium, titanium, calcium, fer, potassium et de phosphore, dans les particules de sable. Les cartes produites représentent une échelle de couleur qui correspond à des intensités chimiques variables, où les couleurs claires (ex. rouge et jaune) indiquent de fortes intensités, la couleur verte indique une intensité moyenne et les couleurs opaques (bleues et noires) indiquent de faible à très faible intensité.

La dominance des couleurs rouges et jaunes révèle que les échantillons de sable contiennent une quantité importante de quartz (Si), calcite (Ca) et minéraux lourds tels que des minéraux titanifères (Ti, Fe). En plus des éléments précédents, les feldspaths alcalins (K) et l'apatite (P) sont également présents mais sous forme d'éléments en trace.



Planches photos.10. Des microphotographies représentant les caractéristiques de surface des grains de quartz des megabarkhanes : la figure (a) représente des photos prises par microscope électronique à balayage et (b) représente la photographie prise sous microscope binoculaire.

La taille et la forme des grains présentent clairement une variation dans ces cartes. Ces derniers mettent en évidence les grains de quartz avec une forme sub-arrondie à arrondie, avec une taille moyenne confirmant les résultats de la granulométrie. Les grains de calcite sont les plus grossiers avec des formes sub-angulaire à arrondies. La fraction la plus fine est représentée par des grains enrichis en titane et en oxydes de fer. La figure 48 a montré la dominance des grains avec une concentration en fer moyenne à forte, en plus de quelques grains abondants avec de faible concentration en fer. L'élément du fer (Fe) semble être uniformément distribué dans la majeure partie des particules de l'échantillon du sable ce qui indique l'abondance de l'enrobage du fer.

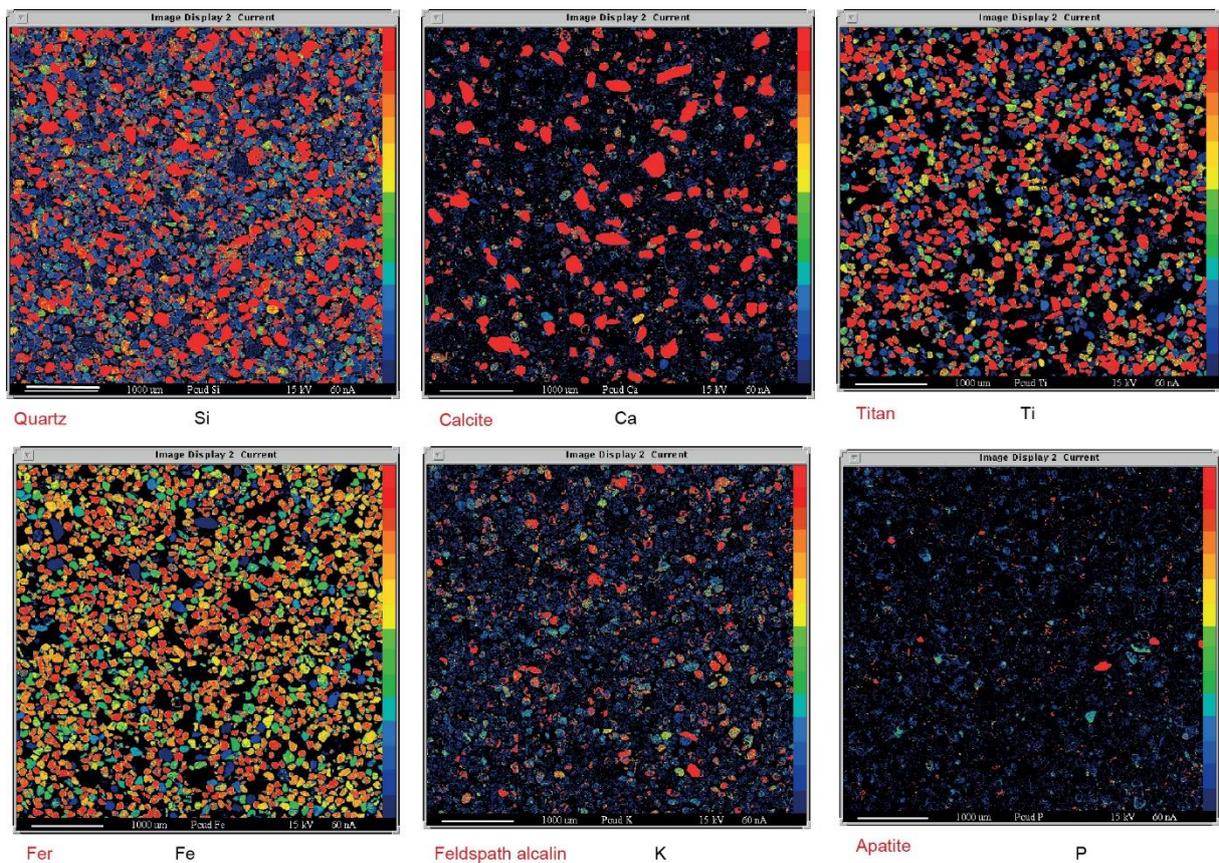


Fig.48. EPMA cartographie des rayons X d'un échantillon de sable provenant des megabarkhanes montrant des quantités significatives de minéraux riches en fer et Titan (Fe, Ti), de quartz (Si), de calcite (Ca), de feldspath alcalin (K), d'apatite (P).

La diffraction des Rayons X a fourni une analyse qualitative précise, qui a permis l'identification des phases minéralogiques constituant l'échantillon de sable étudié (Fig. 49). Le quartz [SiO<sub>2</sub>] montre les principaux pics. D'autres minéraux importants détectés sont des carbonates représentés sous forme de calcite [CaCO<sub>3</sub>] dans le sable de la plage, de l'aragonite [CaCO<sub>3</sub>] dans les mégabarkhanes et la dolomite [CaMg (CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>] détecté dans les deux

échantillons. Pourtant, les oxydes de fer et le titane en plus de quelques silicates combinés du fer sont également détectés dans ces fractions. Nous remarquons en particulier la présence de l'hématite [Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>] en plus de l'ilménite [Fe (TiO<sub>3</sub>)], la magnétite [Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>], les pyroxènes [Si, Mg, Fe, O] et les feldspaths alcalins [K Al Si<sub>3</sub> O<sub>8</sub>] sont également trouvés dans des échantillons des mégabarkhanes et de la plage. Pour la fraction très fine marquée par des minéraux opaques, l'analyse de la diffraction des rayons X a révélé la prédominance de l'hématite qui représente des pics principaux dans les échantillons de la plage d'Akhfenir et représentent un des pics les plus importants pour l'exemple de la mégabarkhane.

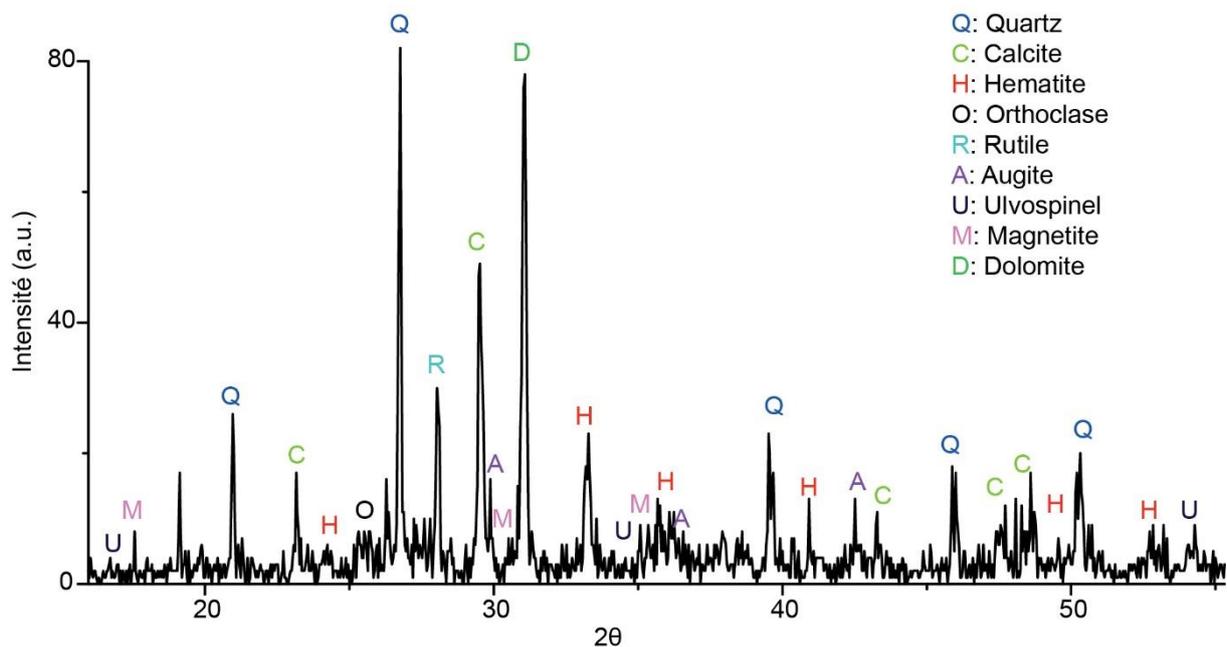


Fig.49. Diffractogramme des rayons X montrant les principaux minéraux abondants dans les échantillons de sable des megabarkhanes : les pics principaux montrent l'abondance du Quartz, de la Dolomite, de la Calcite et de l'Hématite. De plus, certains pics représentent la Magnétite, Ulvospinel, Augite, Orthose et la Rutile.

Concernant les oxydes de fer, la magnétite [Fe<sub>3</sub>O<sub>4</sub>], en plus des oxydes titanifères comme l'Ulvospinel [Fe<sub>2</sub> (TiO<sub>4</sub>)] et l'ilménite [Fe (TiO<sub>3</sub>)]. L'oxyde de titane était principalement représenté par le Rutile [TiO<sub>2</sub>]. Les silicates combinés du fer comme les pyroxènes et les feldspaths alcalins sont de même abondants dans cette fraction. Les pyroxènes détectés sont l'Augite, l'Enstatite et le Clinoferrosillite. Les feldspaths alcalins sont représentés par l'orthose, la Kalsilite et la Sanidine [K Fe Al Si<sub>3</sub> O<sub>8</sub>]. En outre, le quartz et certains carbonates comme la dolomite sont également détectés dans la fraction très fine.

L'analyse de la fraction de limon rouge extraite de l'échantillon de la mégabarkhane a révélé l'abondance du quartz, correspondant au pic principal, suivie de l'Hématite puis de la Calcite. D'un point de vue qualitatif, nous avons constaté une grande similitude entre la composition du

sable des mégabarkhanes et le sable de la plage d'Akhfenir. Après l'analyse géochimique et minéralogique, il est à conclure que les minéraux composant le sable des mégabarkhanes sont répartis comme suit :

-Les particules les plus grossières dans ce sable, avec un diamètre de  $250 > \mu\text{m}$ , se composent des carbonates, qui contiennent des grains de sable moyens avec des couleurs allant du blanc au jaune et au jaune rougeâtre matérialisés par des minéraux carbonatés (calcite, aragonite et dolomite).

-La fraction dominante consistant en particules fines, avec un diamètre compris entre (125–250  $\mu\text{m}$ ), sont principalement composés par des grains de quartz recouvert d'oxyde de fer rouge. Ces grains sont fréquemment marqués par des impuretés jaunes et des traces d'usure. Pourtant, cette fraction contient d'autres grains avec des couleurs jaune, rouge et jaune rougeâtre avec un éclat lustre et mat. Ces derniers représentent les grains de feldspath alcalin.

-Les particules très fines, avec un diamètre compris entre 63 $\mu\text{m}$  et 125 $\mu\text{m}$ , sont dominées par des minéraux lourds contenant des grains opaques d'oxydes de fer et de titane comme (l'Hématite, la Magnétite, l'Ulvospinel et l'Ilménite), en plus des silicates combinés avec du fer comme les grains de pyroxènes de couleurs verte et jaune et les feldspaths alcalins de couleur rouge.

-La fraction la plus fine, avec un diamètre moins de 63  $\mu\text{m}$ , est composée par un limon grossier jaunâtre très rouge contenant principalement le quartz et la calcite, en plus de l'hématite qui s'est produite comme une coloration rougeâtre dans cette fraction.

## 2. La vitesse seuil et le « Turnover time » des grains de sable des mégabarkhanes

Nous avons démontré que la fraction opaque constituée des grains les plus fines, plus denses et surtout composée de grains d'Hématite, avec sa fraction légère composée principalement de grains de quartz. La densité de l'hématite est  $5\,046\text{ g/m}^3$  alors que les grains de quartz ont une densité de  $2,650\text{ g/m}^3$ . Nous avons calculé la vitesse seuil du mouvement des grains  $u_{th}$  avec un diamètre :  $D < 80\mu\text{m}$  et  $D > 125\mu\text{m}$ . Comme nous avons démontré précédemment, les premiers sont composés principalement d'Hématite, tandis que les secondes sont dominées par le Quartz. La vitesse seuil du mouvement des grains est d'environ 4,5 m/s pour la fraction fine et 4,6 m/s pour les fractions les plus grossières. Par conséquent, ces différents grains avaient presque le seuil d'entraînement. Cela signifiait que la granulométrie compense la densité. Concernant la

dynamique, ces résultats pourraient expliquer l'abondance de ces deux fractions de grains de sable, combinées dans une composition mixte déposée dans le même environnement.

Nous avons également analysé la dynamique des mégabarkhanes. Plus spécifiquement, nous avons considéré le temps de résidence ( $T_i$ ). La mobilité des grains de sable dans des barkhanes dans un état stationnaire est marquée par des phases de propagation rapide et de longues périodes de stabilité. Les grains sont répétitivement réexposés au niveau du dos des barkhanes et ensuite enterrés à nouveau au niveau de la face d'avalanche (Zhang et al., 2014). Les grains, pris au piège par une dune ont besoin de temps pour être réactivés ; C'est aussi le temps moyen nécessaire pour une dune pour migrer avec une distance égale à sa longueur (Hersen et al., 2004). Sachant que la longueur d'une barkhane dans un état stable est égale à sa largeur (Hersen et al., 2004), ainsi, le temps de roulement peut être calculé en divisant la largeur de la dune par sa vitesse de déplacement. Pour les mégabarkhanes étudiées, Elbelrhiti et al. (2005) ont constaté que la vitesse de déplacement de ces mégabarkhanes est d'environ 2 m/an. Les largeurs des mégabarkhanes, mesurées à partir des photographies aériennes (Elbelrhiti, 2005), sont d'environ 650 m. Par conséquent, les mégabarkhanes ont un temps de résidence ( $T_i$ ) d'environ 325 ans. Selon Elbelrhiti (2005), le Sahara Atlantique se caractérise par des dunes d'une largeur moyenne de 120 m pour des barkhanes avec une vitesse d'environ 25 m/an, ce qui donne un temps de résidence ( $T_i$ ) de 4,8 ans. Ces dunes moyennes sont considérées comme les plus grosses dunes observées autour de la lagune de Khnifiss, à l'exclusion mégabarkhanes. En fait, les grains pris au piège par les mégabarkhanes ont été exposés aux conditions d'altération pour 325 années consécutives, tandis que les grains pris au piège par les dunes plus grandes et les plus lentes au voisinage des mégabarkhanes sont exposés à des conditions d'altération pendant une période maximale de 4,8 ans.

### 3. Discussion

L'observation du terrain révèle la variation de la couleur des dunes de sable dans la région de Khnifiss, allant du gris rougeâtre à la plage d'Akhfenir au jaune pâle dans les dunes transversales autour de la lagune et le jaune rougeâtre marquant les mégabarkhanes, ce qui est confirmé par l'analyse de télédétection. La granulométrie, la morphoscopie et la caractérisation minéralogique en plus de la morphodynamique des mégabarkhanes reflète la contribution de plusieurs facteurs contrôlant la coloration rouge des mégabarkhanes. Ces facteurs dans notre cas d'étude sont la disponibilité d'une importante quantité des minéraux ferrugineux, en plus du temps de résidence des grains de sable et les conditions climatiques.

L'analyse des images Landsat et ASTER a révélé une forte réflectance de l'hématite recouvrant les grains de quartz sur la zone des mégabarkhanes, contrairement aux dunes environnantes. En outre, l'indice des minéraux mafiques montre une bonne réponse avec des valeurs moyennes dans les mégabarkhanes et des valeurs élevées au niveau de la plage d'Akhfenir. Ceci suggère que la plage d'Akhfenir est la source fournissant les mégabarkhanes avec la fraction du sable noir riche en minéraux mafiques. L'analyse des images satellitaires a révélé une composition mixte des minéraux mafiques de carbonates et de quartz du sable des mégabarkhanes, ce qui suggère plusieurs sources de l'approvisionnement en sable. La composition minéralogique en plus de la taille des grains de sable et la morphoscopie des grains de quartz aussi reflète la multiplicité des sources de sable. Ainsi, l'abondance des sédiments avec la distribution bimodale, et la morphologie des grains qui variait de particules non usées aux grains émoussés luisants, indique que le sable est hétérogène, avec une contribution des sources locales et distales. En outre, la prédominance des grains arrondis de quartz, émoussés luisants, a indiqué la domination des sources fluviales. En outre, l'abondance d'une bonne proportion des grains et des fragments de roches avec des couleurs jaunes et rouges qui sont principalement riches en feldspaths, grenats, calcite et dolomite, ce qui reflète la contribution importante des formations Méso-cénozoïque, qui occupent les bassins versants de Khaoui Nâam (Aouedri), Oum Fatma et les rivières de Chebika. Ces formations sont constituées de grès sub-arkosiques, du passage Crétacé-Pliocène, riches en arénites carbonatées (Ali et al., 2014).

L'abondance d'un assemblage de minéraux lourds très fins consistant en hématite, ilménite, magnétite, ulvospinel et pyroxènes indiquait une source supplémentaire de sédiments avec une alimentation d'importantes quantités d'oxydes de fer et des silicates ferrugineux. Ces minéraux principalement se sont produits dans les roches métamorphiques et ignées. Ils sont également un dépôt imposant dans des formations sédimentaires de fer rubané et de dépôts de détritiques importants (Hurlbut et Klein, 1977). Selon Michard et al. (2008) et Ali et al. (2014) les sédiments composant les roches Crétacé inférieur et du Mio-Pliocène et les sédiments récents du bassin de Tarfaya, sont proposés d'être dérivées à partir des sources hétérogènes dans les boutonnières les plus proches de la région : d'un côté, il y a le bouclier Reguibat et les Mauritanides caractérisées par des roches métamorphiques et des roches granitiques. De l'autre côté occidental de l'Anti-Atlas il y a des formations caractérisées par les roches sédimentaires métamorphisées. Plus particulièrement, Ali et al. (2014) ont suggéré que la sédimentation dans la partie Nord-Est du bassin de Tarfaya était plus contrôlée par les boutonnières de l'Anti-Atlas. C'est pourquoi nous proposons que les ferromagnésiens et les grains du pyroxène de notre sable

étudié auraient comme origine : Les roches sédimentaires métamorphisées paléozoïques et les roches métamorphiques précambriennes des affleurements ouest de l'Anti-Atlas, qui occupent une partie du bassin de l'oued Drâa. Les concentrations importantes des minéraux ferromagnésiens opaques déposés au niveau de la plage d'Akhfenir, et les similitudes relevées dans les sables, composant les mégabarkhanes et les échantillons de la plage, ont suggéré que le sable noir de la plage est une source importante d'oxydes de fer, et par conséquent l'origine du rougissement des mégabarkhanes. En outre, la fraction rouge du limon riche en hématite reflète la contribution du chott avoisinant en alimentant les mégabarkhanes avec un sédiment rouge. La carte géomorphologique simplifiée (Fig. 50) montre les bassins versants locaux occupant les formations géologiques locales, précitées, ce qui corrobore cette dernière conclusion. L'abondance du fer et des minéraux ferromagnésiens dans un milieu de sédimentation approprié pour une réaction d'oxydation, en plus du temps nécessaire pour que les oxydes et les hydroxydes de fer se forment. Cette réaction qui favorise le processus de rougissement de sable nécessite la disponibilité d'une haute température et d'humidité périodique.

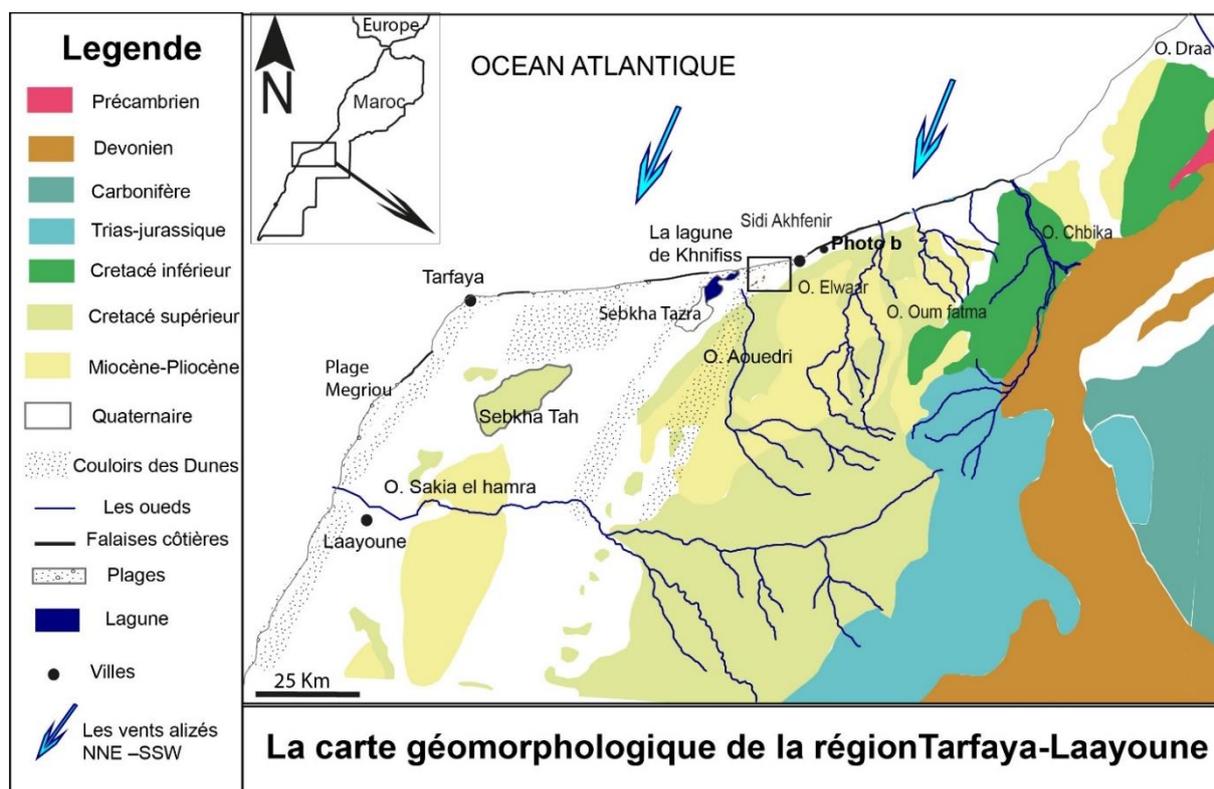


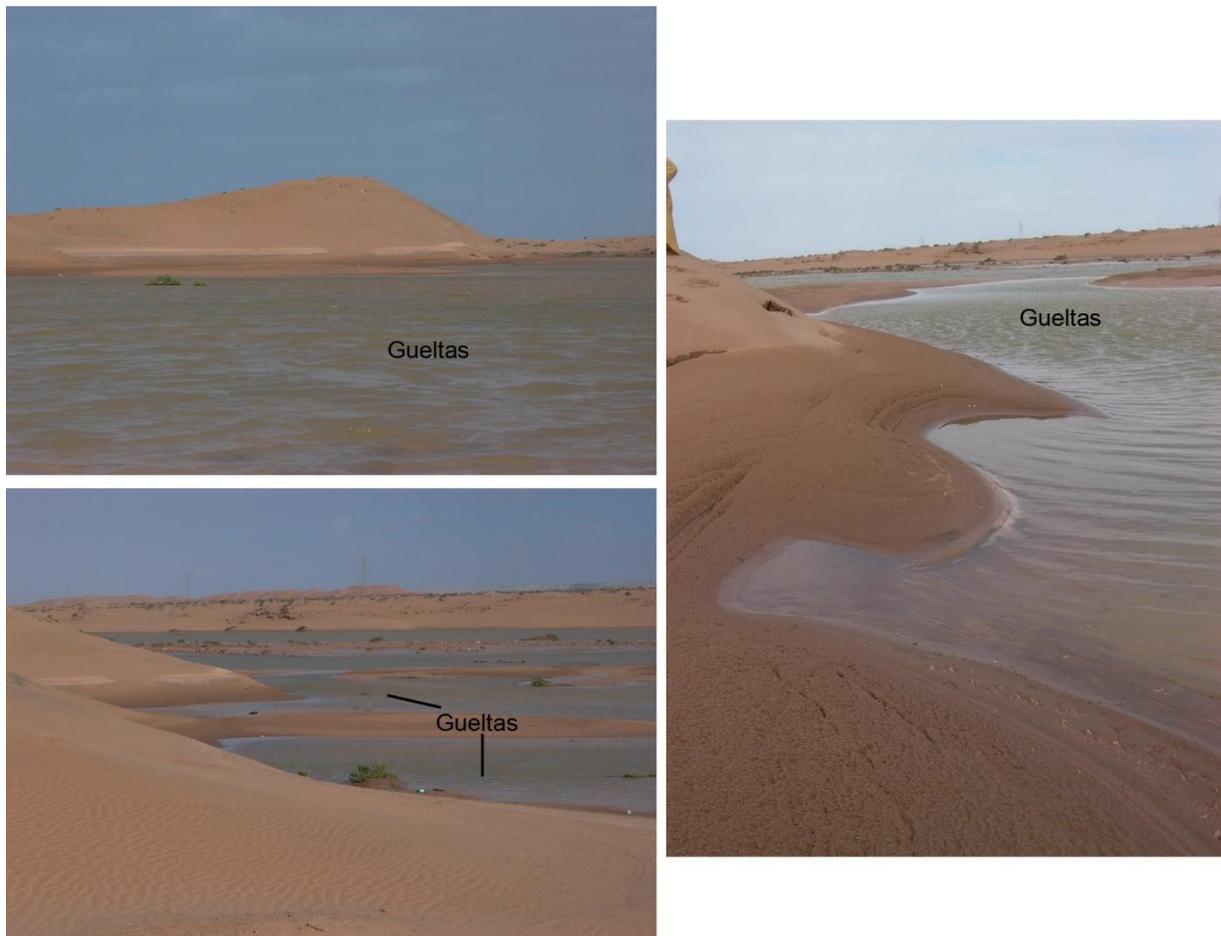
Fig.50. La carte géomorphologique du bassin côtier de Tarfaya-Laâyoune : les formations géologiques sont digitalisées à partir de la carte géologique de (Ranke et al., 1982), le réseau hydrologique est extrait de l'MNT SRTM 90 m. D'autres caractéristiques comme les couloirs des dunes, la lagune et les villes sont digitalisées à partir de l'image ASTER.

Par conséquent, le fer se produit soit comme un revêtement sur des grains de quartz, ou bien sous forme de coloration dans les minéraux argileux (Gardner et Pye, 1981). La vitesse seuil d'entraînement du sable des mégabarkhanes révèle que la fraction très fine, lourde et riche en minéraux ferromagnésiens et lourds, est entraînée par presque la même vitesse du vent que la fraction grossière, composée de grains de quartz. Ainsi, la densité des grains de la fraction très fine compense le volume des grains grossiers. Cela a permis le dépôt de ces différents grains dans le même environnement. Les paramètres granulométriques révèlent l'abondance d'un sable fin, hétérogène et bien à très bien trié avec une moyenne de 0,25 mm de grains, qui caractérise un environnement poreux et perméable qui permet à l'eau de se déplacer facilement à travers le sable. Par conséquent, les mégabarkhanes peuvent retenir toute l'eau, l'humidité, les brumes et la rosée. Pye et Tsoar (2009) a constaté que la valeur des précipitations annuelles minimales requise par les dunes pour se recharger d'eau doivent être d'environ 70 mm pour un diamètre moyen des grains ( $M_z$ ) de (0,3–0,4 mm) et 150 mm pour les dunes avec des grains de sable d'un diamètre moyen de 0,2 mm.

Les paramètres climatiques de notre zone d'étude ont montré des précipitations annuelles moyennes de 164 mm. L'autre source d'humidité pour notre zone d'étude sont les brumes, qui sont particulièrement efficaces de décembre à juin, fournissant une moyenne d'environ 11,8 l/m<sup>2</sup> d'eau par jour, en plus de la rosée matinale (Marzol et al., 2011). En outre, les précipitations extrêmes peuvent stocker des volumes importants d'eau dans les mégadunes, même si ces événements sont rares (Dong et al, 2013). La photo 11 montrent des gueltas accumulées dans les zones interdunaires et ainsi montrent que les dunes deviennent humides suite à des phénomènes hydrologiques extrêmes. En outre, les dunes de sable nus stockent davantage d'humidité par rapport à celles couvertes de végétation en raison de la diminution du taux d'évaporation (Pye et Tsoar, 2009). Ce qui suppose que nos mégabarkhanes, dépourvues de végétation, sont caractérisées par la capacité de rétention de l'eau, qui maintient leur humidification. Ces caractéristiques permettent de considérer les mégabarkhanes comme un microenvironnement humide qui favorise le développement des sables rouges. L'humidité des dunes de sable, reçue des brumes est responsable de l'absence du chant des dunes durant la matinée, cela est expliqué par l'humidification des grains de sable qui empêche la résonance créée par les collisions entre les grains durant le mouvement d'avalanche (Douady et al, 2006).

L'humidité influence aussi la vitesse seuil d'entraînement des grains de sable par le vent et pourrait donc, influencer le transport éolien dans les barkhanes du Sahara du sud-ouest du Maroc (Żmudzka et al., 2014). Ceci pourrait expliquer les différentes étapes de la migration des

dunes observées au cours de l'année dans la région étudiée (Elbelrhiti et Douady, 2011). Le temps de résidence des mégabarkhanes, nécessaire pour réactiver et libérer les grains de sable après avoir été enterrés dans la face d'avalanche est égal à 325 ans. Ainsi, la morphodynamique des mégabarkhanes demeure parmi les contrôles importants offrant la stabilité et ainsi le temps nécessaire pour que le processus de rougissement se produit. Ceci a prouvé la différence de l'intensité du rougissement entre les mégabarkhanes et d'autres barkhanes relativement petites dans notre zone d'étude, avec un temps de roulement d'environ 4,8 ans.



Planches photos.11. Photos montrant l'accumulation d'eau formant des Gueltas au niveau des zones interdunaires dans notre région d'étude. (Source : Hicham ELBELRHITI)

#### 4. Conclusion

La présente étude s'intéresse aux facteurs de rougissement des mégabarkhanes qui reposait sur des hypothèses conventionnelles. Nous adoptons des méthodes à multiples approches y compris ; la télédétection, L'analyse minéralogique et physico-chimique des grains et la morphodynamique des mégabarkhanes. La couleur du sable des mégabarkhanes a permis d'indiquer leurs sources et de caractériser leur milieu de sédimentation. La caractérisation minéralogique a suggéré que deux sources de sédiments peuvent être responsables du rougissement des mégabarkhanes : une source distale qui alimente en minéraux ferromagnésiens opaques avec une quantité importante, et une source locale amplifiant la rougeur des mégabarkhanes. Cette dernière source fournit des grains initialement rouges et jaunes à partir des grès altérés du Crétacé. Ces minéraux ont été donc influencées par des conditions environnementales, ce qui a entraîné la précipitation de l'hématite. Cette hématite a eu lieu comme un revêtement autour des surfaces de grains de quartz et comme une coloration dans la fraction du limon. L'approche de télédétection a également appuyé la relation entre la teneur en fer III et l'intensité du rougissement des mégabarkhanes. Le climat qui caractérise le désert côtier dans le SW du Maroc, bien que considéré comme aride avec des précipitations rares, la proximité de l'océan offrant une humidité relative élevée, en plus de la quasi-stabilité des mégabarkhanes a joué un rôle important en fournissant un micro-environnement humide convenable pour l'oxydation du fer et ainsi le processus de rougissement du sable.

### III. Synthèse et comparaison

Le Sahara Marocain fait partie généralement de la bande du désert subtropical (en 20°N et 30°N) aride, où les vents d'Est arrivent secs et chauds après la perte de leur humidité sous forme de précipitations en latitudes plus basses. Son aridité est provoquée par le régime anticyclonique contrôlée par les circulations atmosphériques globales, dues aux variations de la pression entre les zones polaires froides et les zones équatoriales chaudes. Cependant, l'interférence de plusieurs causes provoquant l'aridité à l'échelle locale, subdivise le Sahara Marocain en deux types de déserts. Au sud-est, un désert intracontinental dont la distance loin par rapport à l'océan et la présence des barrières orographiques Atlasiques qui privent la région de l'ingression des masses d'air humides. Alors qu'en sud-ouest, on constate un désert côtier humide à cause de la proximité de l'océan. Ces marges renforcées par les courants des canaries et d'upwellings, associés aux eaux froides, à la fois rafraichis et humidifiés, provoquent des condensations nocturnes : brumes et rosés. Cependant, la pluviosité y est réduite.

De point de vue géomorphologique, le domaine saharien marocain s'individualise en plusieurs subenvironnements. Au sud-est le bassin de Tafilalet qui désigne la plaine alluviale de la vallée commune de l'oued Ziz et Rheriss de type endoréiques, bordée d'une part par des massifs montagneux précambriens et primaires de l'Anti-Atlas et d'autre part par les plateaux des Hamadas. Le socle paléozoïque et post cambrien constituent des crêtes appalachiennes, dont le réseau hydrographique dense y parcourt et provoque le creusement des gorges imposantes, et puis l'étalement des alluvions au niveau des zones de dépressions. Ainsi, ces zones se caractérisent par des accumulations sableuses (Ergs). Cependant au sud-ouest, le bassin de Tarfaya se caractérise par des plateaux Crétacé-Tertiaire (Hamadas). Plus à l'ouest la zone côtière est marquée par des falaises du quaternaire (Dalle moghrebienne), des plages, des grottes et formes karstiques (Gouffre du diable, Sidi Akhfenir), un système lagunaire (Lagune de Khnifiss) et des sebkhas quaternaires continentales (Tah) et supratidales (Sebkha Tazra). Dans ce domaine, on constate l'interférence de deux sources d'alimentation en sédiment : une source marine et une source continentale. Ainsi le bassin de Tarfaya se caractérise par des oueds exoréiques (Chebika, Oum fatma, El Ouaar, Draa) qui atteignent l'océan atlantique et d'autre endoréique qui versent leurs apports au niveau des différentes Sebkhas et lagunes au niveau du plateau quaternaire. C'est le cas de l'oued Aouedri (Khaoui Naam) qui verse ses apports dans la région de Khnifiss près de la lagune. Ces sédiments s'accumulent sous forme de champs dunaires connus sous le nom poétique « fleuve de sable ».

Le bassin de Tafilalet est considéré comme un carrefour du vent, vu qu'il se caractérise par un régime du vent multidirectionnel. Cela permet une géomorphologie dunaire spécifique selon les directions dominantes du vent. Ainsi le bassin de Tafilalet se caractérise par des dunes de type barkhanes à El Jorf et Hannabou, des dunes linéaires (Aklés) à Yerdi et des dunes étoilées à Merzouga. Contrairement au bassin de Tarfaya, où on rencontre un régime de vent unidirectionnel ce qui se traduit par la dominance des dunes barkhanes qui s'auto-organisent sous forme de couloirs orientés (NE-SW) et des dunes transverses dans certaines zones où il y a une forte alimentation en sable.

A l'échelle climatique locale les deux régions se différencient sur quelques points. Ainsi, de point de vue thermique nous constatons que la température est plus ou moins régulière avec une moyenne de 20,17 °C dans la région de Khnifiss. Contrairement à la région d'Erfoud, où la température connaît une variabilité intra-annuelle forte, avec une moyenne de 19,42°C. L'écart thermique journalier connaît une forte variabilité entre les deux régions, dans la région de Khnifiss est environ 9,1 °C. Alors que dans la région d'Erfoud, il est d'environ 22,11°C. Le taux d'insolation dans la région de Tafilalet est de 20,52 Mj/m<sup>2</sup>, un peu plus qu'à Khnifiss (19,51 Mj/m<sup>2</sup>). Cependant, l'importance de l'écart thermique journalier dans cette région, reflète le manque de régulation de l'énergie solaire dû à la continentalité et aux reliefs. Ainsi, la température diminue avec l'altitude. Inversement, dans la région de Tarfaya la proximité de l'océan régule l'énergie solaire et affaiblit l'écart thermique de la région. Ce qui permet une humidité relative de l'air très importante de 70 à 80 %, contrairement à celle de la région d'Erfoud moins importante avec une moyenne de 20 à 60%. Cependant les précipitations restent rares et irrégulières pour les deux régions, le Tafilalet connaît une faiblesse et une irrégularité, avec une moyenne qui ne dépasse pas 90,47mm. Pour le bassin de Tarfaya, les précipitations sont relativement plus fréquentes avec une moyenne d'environ 164mm. L'évapotranspiration est d'environ 75mm dans la région de Tafilalet alors qu'à Khnifiss on trouve une valeur de 71,40mm. Selon le coefficient d'Emberger, la région de Tafilalet fait partie de l'étage bioclimatique saharien avec un hiver froid, alors que la région de Khnifiss se caractérise par un climat aride avec un hiver chaud à très chaud parfois.

De point de vue pédologique, ces régions se caractérisent par des sols non ou peu évolués, classe de sol minéraux bruts, sous-classe des sols minéraux bruts climatique des déserts chauds ou xérique (CPCS, 1967). Ces types de sols caractérisent notamment des ergs, déserts de sable, qui occupent certaines régions. Certaines dunes de sable se marquent par un rougissement inversement à d'autres. Ainsi pour le cas d'Yerdi, les dunes changent de couleur sur une

distance de 2 km du jaune rougeâtre (5YR 5/8), au niveau de la rive gauche de l'oued Ziz, au jaune marron (10Y 7/4) au niveau de la rive droite. Le cas du désert côtier de Khnifiss, représente un changement sur 2,5km de distance entre des mégabarkhanes de couleur jaune rougeâtre (7,5 YR 6/8) et des dunes transverses autour de la lagune de Khnifiss de couleur jaune pâle (2.5Y 8/4). La recherche que nous avons entreprise dans ce travail montre que, selon la région, plusieurs facteurs qui sont à l'origine de cette variation.

Le premier facteur est la source potentielle d'alimentation en sables des dunes. Pour la région de l'Est, elle est formée essentiellement des roches sédimentaires : Calcaires, marnes, sables et argiles d'âge Crétacé (Cavin et al., 2001), travertins, grès, sables, argiles et marnes d'âge Quaternaire (Boudad et al., 2003 ; Kabiri et al., 2005). La rive gauche, où les dunes prennent une couleur jaune rougeâtre, est formée en plus de ces dernières formations par des formations paléozoïques (Dévonien et Carbonifère) matérialisée par des grès, schistes et conglomérats ferrugineux. Ainsi la présence des conglomérats ferrugineux en plus des limons quaternaires rouge dans les sources d'alimentation des dunes de la rive gauche pourrait expliquer la source de coloration rougeâtre de ces dunes. La morphoscopie des grains de quartz a montré que les dunes de la rive gauche sont dominées plutôt par des grains émoussés luisants (EL), indiquant un transport fluvial, qui ont probablement subi ultérieurement un remaniement sous l'action du vent. Cependant, les dunes de la rive droite sont dominées par des grains non usés (NU) ce qui suppose l'alimentation en sable dérivés d'une origine proche.

Concernant les sables des mégabarkhanes de Khnifiss ils s'alimentent par un apport marin riche principalement en minéraux ferrugineux : (Hématite, Magnétite, Ilménite), des quartz et pyroxènes comme silicates, et la calcite et la dolomite comme carbonates. Ces éléments ont comme origine les roches sédimentaires métamorphisées paléozoïques, les roches métamorphiques précambriennes des affleurements ouest de l'Anti-Atlas occupant une partie du bassin de l'oued Drâa. En plus un apport continental provenant des sous bassins versants atlantiques (Oued Aouedri) occupés par des formations du passage Crétacé-Tertiaire, matérialisés par des grés arkosiques qui fournissent un sable riche en quartz, feldspaths et carbonates. Ainsi, nous constatons que les deux régions aient des sources d'alimentation en éléments riches en fer.

Le deuxième critère que nous avons étudié est les paramètres physiques des grains de sable des dunes étudiées. Ce paramètre a montré une similarité entre les sables des dunes d'Yerdi et ceux des dunes de Khnifiss. Ainsi pour les deux régions nous avons trouvé que la dimension moyenne est d'environ 0.2 mm et les sables sont classés comme des sables fins et bien triés.

Ceci est important dans la mesure que les sables avec cette dimension moyenne de la taille des grains se recharge d'eau lorsqu'on reçoit une précipitation moyenne annuelle minimale de 150mm (Pye et Tsoar, 2009). Dans la région d'Erfoud, la moyenne annuelle des précipitations est d'environ 90,47 mm/an alors que pour la région de Khnifiss les précipitations moyennes annuelles sont de 164 mm/an. Cette dernière région reçoit plus d'humidité provenant des brumes et de la rosée. En plus de ces précipitations occultes la région côtière de khnifiss connaît des évènements extrêmes provoquant des inondations qui permettent l'accumulation des Gueltas dans les zones inter-dunaires, ce qui accentue le rechargement des dunes par l'eau. A partir de ces données on peut considérer que les mégabarkhanes de Khnifiss reçoivent plus d'humidité par rapport aux dunes d'Yerdi. Ce qui pourrait créer un environnement plus favorable à l'oxydation du fer et ainsi à la mise en place du processus de rougissement dans les mégabarkhanes de Khnifiss plus que dans les dunes d'Yerdi.

Un autre critère que nous avons étudié est les minéraux lourds qui permet de confirmer ou d'affirmer les sources potentielles d'alimentation en sable que nous avons étudié dans un premier temps. Nous nous sommes intéressés particulièrement aux minéraux lourds opaques matérialisés par des oxydes de fer notamment (L'hématite  $Fe_2O_3$ ). Les analyses montrent que le sable issu des mégabarkhanes est largement riche en hématite par rapport aux dunes des deux rives de l'Oued Ziz et aux dunes transverses situées autour de la lagune de Khnifiss. Les sables des mégabarkhanes sont plus riches en minéraux lourds opaques matérialisés par des oxydes de fer notamment (L'hématite  $Fe_2O_3$ ) par rapport aux dunes d'Yerdi. On peut conclure ainsi que l'abondance de quantité minimale du fer pourraient jouer un rôle important en la mise en place du processus de rougissement du sable. Les grains de quartz de couleurs transparents à l'origine, sont donc susceptibles de changer de couleur à l'effet de l'adsorption de l'hématite par les surfaces de ces grains de quartz.

Le dernier critère qui nous intéresse est la morphodynamique des dunes des régions étudiées. En ce qui concerne la région de Khnifiss, nous avons calculé le temps de résidence d'un grain de sable au sein d'une dune « Turnover time ». Les résultats montrent qu'un grain piégé par les mégabarkhanes y séjournera pendant 325 années, en revanche un autre grain piégé par les dunes transverses côtières situées aux alentours de la lagune va y rester pendant 4.8 ans. Pour la région d'Yerdi, nous avons mesurés les superficies occupées par les différentes formations dunaires situées sur les deux rives de l'Oued Ziz. Les résultats montrent que les dunes situées sur la rive gauche présentent des superficies beaucoup plus importantes que celles situés sur la rive droite.

Nous rappelons ici que plus la dune est grosse, moins est sa vitesse. Ceci montre que les dunes situées sur la rive droite sont beaucoup plus actives que celle situées sur la rive gauche.

A partir des critères que nous avons présenté, nous sommes capable de décrire l'environnement qui règne au sein de chaque système dunaire. En ce qui concerne les mégabarkhanes situées dans la région de Khnifiss, nous avons des dunes de types mégabarkhanes qui sont capable de se comporter comme un aquifère qui est capable d'emmagasiner de l'eau et elles reçoivent des quantités importantes par les précipitations et les Gueltas accumulés autour de ces dunes. Ces dunes contiennent des grains de sable riches en hématite et d'autres composés de quartz. Ces grains vont y séjourner pendant plus de trois siècles. Donc nous avons un environnement qui est propice et favorable à l'oxydation du fer. L'observation de ces grains au microscope optique montre que cet oxyde de fer s'accumule autour des grains de quartz pour leur donner un aspect rougeâtre. Ceci amplifie la couleur rougeâtre observée sur ces dunes même si la quantité en oxyde de fer reste subtile.

En ce qui concerne les dunes transverses situées aux alentours de la lagune de Khnifiss, même s'ils sont situés dans le même environnement que les mégabarkhanes, elles ne reçoivent pas les sédiments des apports de l'Oued Aouedri et ainsi ne baignent pas dans les Gueltas. Nous attribuons cette absence de couleur rougeâtre à la différence des apports sédimentaires, de l'humidité de l'environnement sableux et du temps de résidence des grains de sable des dunes.

Selon les analyses quantitatives (Fe-DCB) que nous avons entrepris, les dunes d'Yerdi présente un paradoxe vu que les dunes de la rive gauche de forte intensité de rougissement se sont avérés moins riches en fer par rapport aux dunes de la rive droite qui ont un aspect brunâtre. Tout de même l'observation sous la loupe binoculaire a montré que les dunes de la rive gauche contiennent plus d'hématite et de goéthite par rapport aux dunes de la rive droite. Cela pourrait expliquer que les dunes de la rive gauche est un environnement plus propice à l'oxydation du fer. La différence des agents de transport ainsi joue un rôle vu que le sable des dunes de la rive gauche sont dominés par des grains EL suivi des RM qui prouve un transport fluvial et ainsi une origine loin, par contre aux sables des dunes de la rive droite qui sont dominées plutôt par des grain NU qui indique un court transport et une origine proche. Ceci prouve également la maturité des sables de la rive gauche et leur passage par plusieurs cycles sédimentaires. A l'échelle morphodynamique, la différence de superficies des deux espaces dunaires étudiés pourrait jouer un rôle important en leur dynamique et ainsi en temps de résidence des grains de sable. Ainsi les dunes de la rive gauche, de grande superficie, sont capable à piéger les gains de

sable pendant longtemps par rapport aux dunes de la rive droite, ce qui augmente leur chance de subir un processus de rougissement.

Après la description de l'environnement des différents dunes étudiés nous constatons généralement que le processus de rougissement nécessite l'interférence de plusieurs facteurs encourageant sa mise en place. Premièrement l'abondance d'une source de fer des sables, la stabilité de l'environnement dunaire, en plus des facteurs climatiques et de l'abondance d'une source d'humidité qui favorise l'oxydation du fer. La différence de couleurs de ces dunes explique ainsi le changement à l'échelle de l'impact de ces facteurs et conditions géologiques et environnementaux.

## Conclusion générale

Ce mémoire de thèse de doctorat présente une contribution à l'étude du processus de rougissement des dunes de sable dans le domaine saharien marocain. On rapporte deux cas de rougissement et de la variation de couleur des dunes de sable en relation avec les paramètres climatiques, la minéralogie et la morphodynamique des dunes dans le domaine Saharien au SE et au SW du Maroc. Ce travail vise aussi à déterminer les différents facteurs géologiques et environnementaux qui agissent en la variation de couleurs de sable et encouragent le processus de rougissement.

Le premier cas d'étude, localisée au sud-est, présente un rougissement des dunes de types aklés, dont le changement apparaît entre les dunes qui s'installent de part et d'autre de l'oued Ziz. Ainsi, les dunes de la rive gauche représentent un rougissement intense (5YR 5/8) par rapport à ceux juste à 2 kilomètres vers le SW dans la rive droite (10Y 7/4). Tandis qu'au sud-ouest, le rougissement apparaît d'une manière intense au niveau des mégabarkhanes (El-Ghord Lahmar) (7,5 YR 6/8) par rapport aux dunes autour de la lagune de Khnifiss (2.5Y 8/4) et d'autres barkhanes de la région.

Les outils de la télédétection ont permis une analyse des images satellitaires (Landsat et ASTER) de chaque région d'étude. En se basant sur des indices minéralogiques en utilisant la méthode des rapports des bandes, nous prouvons l'abondance des minéraux primaires riches en fer (Minéraux mafiques) en plus des carbonates et du quartz avec une très forte abondance pour les deux cas d'étude. L'indice de l'oxyde de fer libre, prouve cette différenciation en montrant des valeurs plus élevées de la réflectance du fer III (Hématites) dans les dunes qui prennent une coloration plus rougeâtre.

Les analyses minéralogiques, en se basant sur la méthode interprétative sous microscope binoculaire et la méthode analytique en utilisant la diffraction des rayons X et la microsonde électronique pour les échantillons des mégabarkhanes, prouvent l'abondance des minéraux porteurs d'oxydes de fer. Ces éléments font une source importante de production de la coloration rougeâtre et le facteur principal encourageant le processus de rubéfaction dans les sols.

Les conditions climatiques sont évidemment importantes pour la mise en place du processus de rubéfaction. L'apport atmosphérique, néanmoins, des valeurs minimales des précipitations et de l'humidité de rosées et brumes, peuvent influencer et agir en processus d'altération des

minéraux ferrugineux primaires. Ainsi la libération du fer III et par l'effet d'adsorption qui caractérise les surfaces des grains silicatés donne naissance à des grains de quartz avec des films rougeâtres matérialisés par de l'hématite, ce qui donne la couleur rougeâtre à nos dunes de sable étudiées.

La morphodynamique des dunes de sable est un facteur aussi important qui contribue à la mise en place du processus de la rubéfaction des dunes. Cette morphodynamique est expliquée par le turnover time des grains de sable qui définit le temps durant lequel les grains de sable restent piégés sous la dune. Ce turnover time est lié à la taille des dunes, de plus les dunes sont de très grande taille, de plus le turnover time des grains est plus long. Ainsi les grains piégés sous des dunes de très grande taille auront plus de temps et ainsi d'opportunités pour s'altérer et prendre la coloration rougeâtre.

Pour les deux zones, on peut estimer que l'origine de la coloration rougeâtre des dunes étudiées remonte à la source d'alimentation en sable qui joue un rôle principal en processus de rougissement. Ensuite les conditions post-dépôt des sédiments qui connaissent l'intervention de l'apport atmosphérique et la stabilité des dunes, ce qui implique la mise en place de ce processus favorisant l'oxydation du fer (Fig. 51).

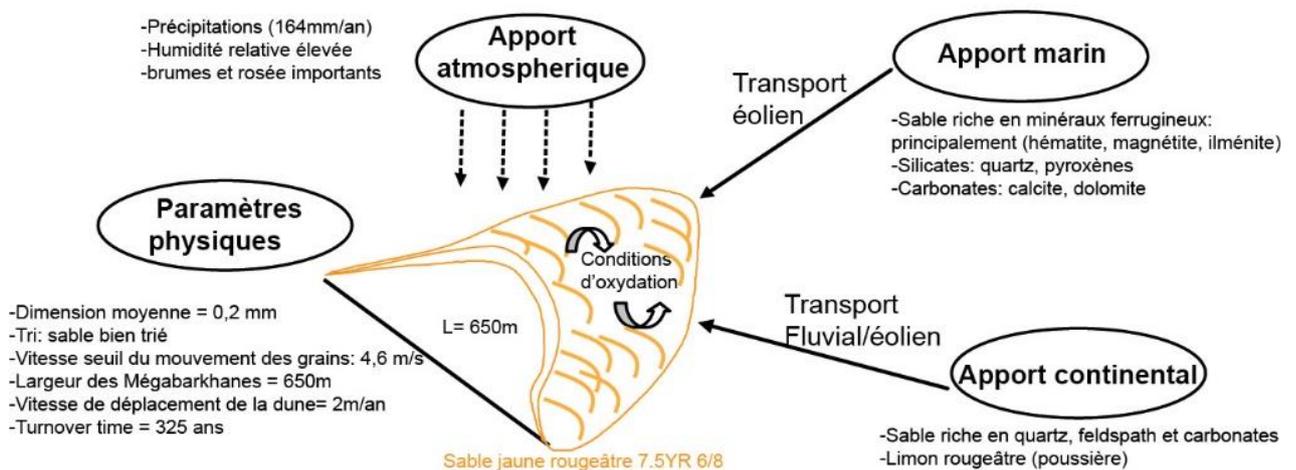


Fig.51. Résumé graphique montrant les processus de rougissement des mégabarkhanes d'Al-ghord Lahmar (Sud-ouest du Maroc)

L'étude du processus du rougissement dans la présente étude a révélé des caractéristiques très importantes de ces dunes. En effet, ils sont proposés pour être un énorme micro-environnement humide avec une capacité d'emménagement d'eau importante et un matériel enrichi en fer qui

s'oxyde en oxyde de fer. L'importance de notre contribution réside dans la compréhension du comportement du système dunaire, et qui serait très intéressant pour l'être humain pour bien explorer leurs ressources potentielles ainsi que pour limiter leurs menaces.

De multiples perspectives sont ouvertes par notre travail, principalement l'étude comparative du facteur de l'âge des dunes par luminescence optique des grains de quartz (OSL). Ça permettrait de comprendre l'impact de l'âge et la maturation des grains de sable sur le changement de leurs couleurs. Ce travail aussi ouvre la question à propos de la place du processus de rougissement au sein des processus pédologiques, notamment le processus de rubéfaction. Ceci met le doigt sur la possibilité de considérer un classement ou bien sous classement du processus de rougissement du sable des dunes sous le cadre des classifications universelles des sciences de sol. Pour mener jusqu'au bout cette question, il serait nécessaire d'entamer des analyses des profils au niveau des dunes qui permettrait d'étudier l'évolution et le changement de couleur à l'échelle verticale de l'environnement dunaire.

## Références

- Adnani, M., Azzaoui, M.A., Elbelrhiti, H., Ahmamou, M., Masmoudi, L., Chiban, M., 2016. Yardi sand dunes (Erfoud area, southeastern of Morocco): color, composition, sand's provenance, and transport pathways. *Arab J Geosci* 9, 366 (1-15). doi:10.1007/s12517-016-2394-x
- Adnani, M., Azzaoui, M. A., Elbelrhiti, H., Ahmamou, M., & Masmoudi, L. 2018. Investigation of reddening patterns of dune sands—The megabarchans of Al-ghord Lahmar (Khnifiss National Park, South-West of Morocco). *Catena*, 162, 230-244.
- Ali, S., Stattegger, K., Garbe-Schönberg, D., Frank, M., Kraft, S., Kuhnt, W., 2014. The provenance of Cretaceous to Quaternary sediments in the Tarfaya basin, SW Morocco: Evidence from trace element geochemistry and radiogenic Nd–Sr isotopes. *Journal of African Earth Sciences* 90, 64–76.
- Alimen, M. H., Doudoux-Fenet, D., Ferrer, J., & Palau-Caddoux, M. 1957. Sables quaternaires du Sahara nord-occidental (Saoura-Ougarta). Service de la carte géologique de l'Algérie.
- Alimen, M. H., Buron M, Chavaillon J. 1958. Caractères granulométriques de quelques dunes d'ergs du Sahara Nord-occidental. Action Eoliennes, Centre National de Recherches Scientifiques, colloques Internationaux, 35 : 210-235.
- Amri, E. 1998. La lagune de khnifiss (littoral atlantique du sahara marocain): analyse d'un ecosysteme original (Doctoral dissertation, Paris 7).
- Andreotti, B., Claudin, P., & Douady, S. 2002. Selection of dune shapes and velocities Part 1: Dynamics of sand, wind and barchans. *The European Physical Journal B-Condensed Matter and Complex Systems*, 28(3), 321-339.
- Andreotti, B., 2004. The Song of Dunes as a Wave-Particle Mode Locking. *Phys. Rev. Lett.* 93, 238001(1-4). doi:10.1103/PhysRevLett.93.238001(a)
- Andreotti, B. (2004). A two-species model of aeolian sand transport. *Journal of Fluid Mechanics*, 510, 47-70. (b)
- Bagnold, R. A. 1941. *The physics of blown sand and desert dunes*. 265 pp. London, Methuen & Co.
- Baranoski G V G, Kimmel B W, Chen T F, Miranda E. 2014. Influence of Sand-Grain Morphology and Iron-Oxide Distribution Patterns on the Visible and Near-Infrared Reflectance of Sand-Textured Soils. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 7(9): 3755-3763
- Benalla M, Alem E, Rognon P. 2003. Les dunes du Tafilalet (Maroc) : dynamique éolienne et ensablement des palmeraies. *Sciences et changement planétaire/Sécheresse*, 14 (2) : 73-83.
- Benalla M. 2005. Etude morpho-dynamique de l'évolution des dunes du Tafilalet (Maroc) : Apport de la sédimentologie et de l'imagerie aérienne et spatiale. Thèse de Doctorat Univ. Mohamed V Rabat, Maroc. 200 pages.
- Ben-Dor, E., & Singer, A.1987. Optical density of vertisol clays suspensions in relation to sediment volume and dithionite-citrate-bicarbonate extractable iron. *Clays and Clay Minerals*, 35(4), 311-317.

- Ben-Dor, E., Patkin, K., Banin, A., & Karnieli, A. 2002. Mapping of several soil properties using DAIS-7915 hyperspectral scanner data—a case study over clayey soils in Israel. *International Journal of Remote Sensing*, 23(6), 1043-1062.
- Ben-Dor E, Levin T N, Singer A, et al. 2006. Quantitative mapping of the soil rubification process on sand dunes using an airborne hyperspectral sensor. *Geoderma*, 131: 1 –21.
- Benmohammadi, A., Benmohammadi, L., Ballais, J. L., & Riser, J. 2000. Analysis of anthropogenic and natural interrelations: their impact on sanding and desertification in Southeastern Morocco (Drâa and Ziz valleys). *Sécheresse* (France).
- Besler, H. 1982. A contribution to the aeolian history of the Tanezrouft. *Bulletin de l'Association de géographes français*, 59(483), 55-60. (a)
- Besler, H. 1982. The north-eastern Rub'al Khali within the borders of the United Arab Emirates. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 26, 495-504.(b)
- Besler, H. 2002. The formation of artefact-stabilized dunes near Lower Wadi Howar (Sudan). *Tides of the Desert—Gezeiten der Wüste. Africa Praehistorica*, 14, 389-398.
- Besler, H., 2008. The Great Sand Sea in Egypt. *Developments in Sedimentology*, 45. Elsevier, Hungary, 287–302.
- Blott, S.J., Pye, K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surf. Process. Landforms* 26, 1237–1248. doi:10.1002/esp.261
- Blount, G., & Lancaster, N. 1990. Development of the Gran Desierto sand sea, northwestern Mexico. *Geology*, 18(8), 724-728.
- Bolten A, Bubenzer O. 2006. New elevation data (SRTM/ASTER) for geomorphological and geoarchaeological research in arid regions. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Suppl*, 142: 265:279.
- Boudad L, Kabiri L, Weisrock A, et al. 2003. Les formations fluviatiles du Pléistocène supérieur et de l'Holocène dans la « Plaine » de Tazoughmit (Oued Rheris, piémont sud-atlasique de Goulmima, Maroc). *Quaternaire*, 14(3) : 139-154.
- Boumir, K. 1990. Paléoenvironnements de dépôt et transformations post-sédimentaires des sables fauves du bassin du saïs (Maroc) (Doctoral dissertation, Université Henri Poincaré-Nancy 1).
- Breed C S, Breed W J. 1979. Dunes and other windforms of central Australia (and a comparison with linear dunes in the Moenkopi Plateau, Arizona). In: El-Baz F & Warner D. M. eds. *Appolo-Soyuz Test Project, volume 2: Earth Observation and Photography*. Washington DC: National Technical Information.
- Bridge, J., & Demicco, R. 2008. *Earth surface processes, landforms and sediment deposits*. Cambridge University Press.
- Bristow, C. S., Duller, G. A. T., & Lancaster, N. 2007. Age and dynamics of linear dunes in the Namib Desert. *Geology*, 35(6), 555-558.
- Bullard J E, White K. 2002. Quantifying iron oxide coatings on dune sands using spectrometric measurements: An example from the Simpson-Strzelecki Desert, Australia. *Journal of Geophysical Research Solid Earth*. 107(B6): 1978–2012.

- Bullard, J. E., McTainsh, G. H., & Pudmenzky, C. 2004. Aeolian abrasion and modes of fine particle production from natural red dune sands: an experimental study. *Sedimentology*, 51(5), 1103-1125.
- Bullard, J. E., & White, K. 2005. Dust production and the release of iron oxides resulting from the aeolian abrasion of natural dune sands. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 30(1), 95-106.
- Buol, S.W., Hole, F.D., McCracken, R.J., 1973. *Soil Genesis and Classification*. The Iowa State University Press, Ames, p. 360
- Cailleux A, Tricart J. 1959. *Initiation à l'étude des sables et des galets*. Tome 3. Paris : Centre Docum. Anvers.
- Callot, Y. 1987. *Géomorphologie et paléoenvironnements de l'Atlas Saharien au Grand Erg Occidental : dynamique éolienne et paléo-lacs holocènes* (Doctoral dissertation, Paris 6).
- Callot, Y., & Oulehri, T. 1996. Géodynamique des sables éoliens dans le Nord-Ouest saharien : relations entre aérologie et géomorphologie. *Geodinamica acta*, 9(1), 1-12.
- Capot-Rey, R.1970. Remarques sur les ergs du Sahara. In *Annales de géographie* (pp. 2-19). Armand Colin.
- Cavin L, Boudad L, Duffaud S, et al. 2001. L'évolution paléoenvironnementale des faunes de poissons du Crétacé supérieur du bassin du Tafilalet et des régions avoisinantes (Sud-Est du Maroc) : implications paléobiogéographiques. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, 333 (10) : 677-683.
- Charre, J., 1997. Dessine-moi un climat. Que penser du diagramme ombrothermique. *Mappemonde*, 2(97), 29-31.
- Charrouf, L., 1989. Problèmes d'ensablement des ports marocains sur la façade atlantique. Leur impact sédimentologique sur le littoral. Thèse Université Paris Sud, France, 278p.
- Charrue, R. C. 2006. *Géologie structurale de l'Anti-Atlas oriental, Maroc* (Doctoral dissertation, Université de Neuchâtel).
- Chemin M. C. 1984. L'ensablement dans les palmeraies du sud - est marocain. Nécessité d'une approche locale, régionale et synoptique pour la compréhension des effets de la dynamique éolienne. -Etudes de cas- *Travaux de l'Institut de Géogr. de Reims*, 1984, n° 59- 60, 111-130.
- Cheng H D, X H Jiang, Y Sun, J Wang. 2001. Color image segmentation : advances and prospects, *Pattern Recognition*. 34(6): 2259-2281.
- Cherlet, M., Hutchinson, C., Reynolds, J., Hill, J., Sommer, S., von Maltitz, G. 2018. *World Atlas of Desertification*, Publication Office of the European Union, Luxembourg.
- Choubert G., 1946. Note préliminaire sur le Pontien au Maroc (Essai de synthèse orogénique du Maroc atlasique). *Notes et Mem. Serv. Géol. Maroc*, n°65 and *Bull. Soc. Géol. France* (5), 15, pp. 677-764.
- Choubert, G., Faure-Muret, A., Hottinger, L., 1966. Aperçu géologique du Basin Côtier de Tarfaya. *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 175 (I), 7-106, Rabat.
- Chukhrov, F. V.1973. On mineralogical and geochemical criteria in the genesis of red beds. *Chemical Geology*, 12(1), 67-75.

- Clariond, L. 1935. Études stratigraphiques sur les terrains du Sud marocain. La série primaire du Sarrho, du Maïder et du Tafilalt. Publications de l'Association pour l'Étude géologique de la Méditerranée occidentale, Géologie des chaînes nord-africaines, Barcelone, vol. 5, 1re part., 12, 15 mai, p. 3-10, 1 carte, 1 tabl.
- Clariond, L., 1954. Introduction aux excursions dans le Maider et le Tafilalet. XIXe Congr. Géol. Intern., Alger 1952, Série Maroc, Compte Rendu des Excursions au Maroc (16), 58 – 62.
- Clark R N. 1999. Spectroscopy of rocks and minerals and principal of spectroscopy. In: Rences A. N. eds., 3<sup>rd</sup> ed. remote sensing for Earth science: Manual of remote sensing, vol 3. New York: John Wiley & sons.
- Cooke, R. U., Warren, A., & Goudie, A. S. 2006. Desert geomorphology. CRC Press.
- CPCS (Commission de Pédologie et de Cartographie des Sols). 1967. Classification des sols, Grignon, France, 96 p.
- Croitoru, L., & Sarraf, M. 2017. Estimating the Health Cost of Air Pollution: The Case of Morocco. Journal of Environmental Protection, 8(10), 1087.
- Cuartero A, Quiro S E, Felicísimo A M. 2005. A study of ASTER DEM accuracies and its dependence of software processing. Proceedings of 6<sup>th</sup> International Conference on Geomorphology, Zaragoza, Spain.
- Dakki, M., & de Ligny, W. (Eds.). 1988. The Khnifiss Lagoon and Its Surrounding Environment (Province of La'youne, Morocco). Royaume du Maroc, Ministère de l'éducation nationale, Université Mohammed V, bulletin de l'institut scientifique.
- Desjardins R, Rognon P, Benalla M, et al. 2005. Progrès importants des études sur l'évolution des dunes grâce à l'utilisation combinée des satellites civils et militaires : l'exemple du Tafilalet (Maroc). Science et changement planétaire / Sécheresse, 16 (3) : 153-164.
- Destombes J, Hollard H. 1986. Carte géologique de Tafilalt-Taouz, 1 :200 000, Éditions du service géologique du Maroc. Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, 244 pages
- Dillon, W.P., Sougy, J.M.A., 1974. Geology of West Africa and Canary and Cape Verde Islands, in: Nairn, A.E.M., Stehli, F.G. (Eds.), The Ocean Basins and Margins. Springer US, pp. 315–390. doi:10.1007/978-1-4684-3033-2\_10
- Dogan H M. 2008. Applications of remote sensing and geographic information systems to assess ferrous minerals and iron oxide of Tokat province in Turkey. International Journal of Remote Sensing: 29. (1): 221-233.
- Dong, Z., Qian, G., Lv, P., Hu, G., 2013. Investigation of the sand sea with the tallest dunes on Earth: China's Badain Jaran Sand Sea. Earth-Science Reviews 120, 20–39.
- Douady, S., Manning, A., Hersen, P., Elbelrhiti, H., Protière, S., Daerr, A., Kabbachi, B., 2006. Song of the Dunes as a Self-Synchronized Instrument. Phys. Rev. Lett. 97, 018002 (1-5). doi:10.1103/PhysRevLett.97.018002
- Edgett, K. S., & Lancaster, N. 1993. Volcaniclastic aeolian dunes: Terrestrial examples and application to Martian sands. Journal of Arid Environments, 25(3), 271-297.
- Elbaz F. 1978. The meaning of desert color in earth orbital photographs. Photogr. E. R., 44: 71-75.

- Elbatal, Y., Aadjour, M., Saber, N., Elabibi, R., & Nahim, M. 2012. Geochemistry of the upper cretaceous of tarfaya-boujdour basin (morocco) geochimie du cretace superieur du bassin petrolier tarfaya-boujdour (maroc).
- Elbelrhiti H. 2005. Morphodynamique des barkhanes : Etude des dunes du Sud-Ouest Marocain. Thèse, Université Paris VII, France. 167 pages.
- Elbelrhiti, H., Claudin, P., Andreotti, B., 2005. Field evidence for surface-wave-induced instability of sand dunes. *Nature* 437, 720–723. doi :10.1038/nature04058
- Elbelrhiti, H., Andreotti, B., & Claudin, P. 2008. Barchan dune corridors: field characterization and investigation of control parameters. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 113(F2).
- Elbelrhiti, H., Douady, S., 2011. Equilibrium versus disequilibrium of barchan dunes. *Geomorphology* 125, 558–568.
- Elbelrhiti, H. 2012. Initiation and early development of barchan dunes: A case study of the Moroccan Atlantic Sahara Desert. *Geomorphology*, 138(1), 181-188.
- Elbelrhiti, H. 2015. Field evidence of appearance and disappearance of the brink line on barchans. *Aeolian Research*, 18, 115-120.
- Elkhattib, J. 1995. Etude sismique d'un segment de la marge continentale passive sud-marocaine : le bassin de Tarfaya-Laâyoune (Thèse de Doctorat, Université de Montpellier I).
- Ellis, J. T., & Sherman, D. J. (2013). *Fundamentals of aeolian sediment transport: wind-blown sand. treatise on geomorphology.* Academic Press, San Diego, 85-108.
- Emberger, C., 1955. Une classification biologique des climats - Recueil des travaux de Laboratoire de Botanique. *Série Botanique* 7: 3-43.
- Flint, R. F., 1959. Pleistocene climates in eastern and southern Africa. *Bull. Geol. SOC. Am.*, 70: 343-374.
- Folk, R.L., Ward, W.C., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Research* 27: 3-26.
- Folk R L. 1966. A review of grain-size parameters. *Sedimentology*, 6: 73-93.
- Folk R L. 1976. Reddening of desert sands: Simpson Desert sand grains, Northern Territory, Australia. *J. Sed. Petrol.*, 48: 611 -624.
- Fryberger, S. G., & Dean, G. 1979. Dune forms and wind regime. In *A study of global sand seas* (Vol. 1052, pp. 137-169). Washington DC: US Geological Survey Professional Paper.
- Fujisada H. 1995. Designe and performance of ASTER instrument. *Proceedings of SPIE*, 2583: 16-25.
- Gardner R, Pye K. 1981. Nature, Origin and paleoenvironmental significance of red coastal and desert sands. *Prog. Phys. Geogr.*, 5: 514-534.
- Glennie, K. W. 1987. Desert sedimentary environments, present and past—A summary. *Sedimentary Geology*, 50(1-3), 135-165.
- Glennie, K. W. 2010. *Desert sedimentary environments* (Vol. 14). Elsevier.

- Goudie, A. S., Stokes, S., Livingstone, I., Bailiff, I. K., & Allison, R. J. 1993. Post-depositional modification of the linear sand ridges of the West Kimberley area of north-west Australia. *Geographical Journal*, 306-317.
- Hagedorn, H., Gienbner, K., Weise, O., Bushe, D., & Grunert, G. 1977: Dune stabilization -- a survey of literature on dune formation and dune stabilization. German Agency for Tech. Coop., LTD., Eschborn, West Germany.
- Hanna, K. 2007. Adsorption of aromatic carboxylate compounds on the surface of synthesized iron oxide-coated sands. *Appl Geochem* 22(9):2045–2053
- Helg, U., Burkhard, M., Caritg, S., & Robert-Charrue, C. (2004). Folding and inversion tectonics in the anti-Atlas of Morocco. *Tectonics*, 23(4).
- Herrmann, H. J., & Sauermann, G. 2000. The shape of dunes. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, 283(1-2), 24-30.
- Hersen, P., Andersen, K. H., Elbelrhiti, H., Andreotti, B., Claudin, P., & Douady, S. 2004. Corridors of barchan dunes: Stability and size selection. *Physical Review E*, 69(1), 011304.
- Hirano A, Welch R, Lang H. 2003. Mapping from ASTER stereo image data: DEM validation and accuracy assessment. *ISPRS Journal of photogrammetry & Remote sensing*, 57: 356:370.
- Howari, F.M., Baghdady, A., Goodell, P.C., 2007. Mineralogical and geomorphological characterization of sand dunes in the eastern part of United Arab Emirates using orbital remote sensing integrated with field investigations. *Geomorphology* 83, 67–81.
- Hunt, G R and J W Salisbury. 1970. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks, I: Silicate minerals. *Modern Geology* 1, pp 283-300.
- Hunt G R. 1982. Spectroscopic properties of rocks and minerals. In: Carmichael, R. S. Eds. *Handbook of physical properties of rocks*, vol. 1. Boca Raton: CRC Press.
- Hurlbut Jr, C.S., Klein, C., 1977. *Manual of mineralogy*, 19 Aufl. John Wiley, New York.
- Imbroane, M.A., Melenti, C., Gorgan, D., 2007. Mineral explorations by Landsat Image ratios, in: *Symbolic and Numeric Algorithms for Scientific Computing, 2007. SYNASC. International Symposium On. IEEE*, pp. 335–340.
- Ireland H A. 1971. Insoluble residue. In: Carver, R. E. Eds. *Procedures in sedimentary petrology*. New York: John Wiley Intersciences.
- Jarar Oulidi H, Benaabidate L, El Jaafari S. 2004. Impact de la désertification sur les systèmes d'irrigation dans la plaine de Tafilalet. *Journal International de l'Eau et de l'Environnement*, 5 : 52-60.
- Jensen J R. 1996. *Introductory digital image processing a remote sensing perspective*. Second edition. NJ : Prentice Hall.
- Joly, F., & Margat, J.1955. L'Evolution récente du réseau hydrographique dans la plaine du Tafilalt (Sud-est marocain).
- Jordan T R, Lund L, Lo C P. 2005. Topographic mapping potentials of ASTER VNIR data. ASPRS annual conference “Geospatial Goes Global: From your Neighborhood to the Whole Planet”, Baltimore, Maryland.

- Kabbachi, B., Elyoussi, M., Ezaidi, A., Rognon, P., 2001. Physiographie et dynamique sédimentaire actuelle dans la marge atlantique sud-ouest marocaine (Le bassin Tan Tan-Cap Juby)[Physiography and recent sedimentary dynamic in southwestern atlantic margin of Morocco (Tan Tan-Cape Juby basin)]. *Quaternaire* 12, 139–148.
- Kabiri L, Boudad L, Krimou A, et al. 2003. Etude préliminaire de la dynamique des dunes continentales dans le Sud Est marocain. *Science et changement planétaire / Sécheresse*, 14 (3) :149-156.
- Kabiri L, Krimou A, Falguere C, et al. 2005. Apport des datations radiométriques a la compréhension de la genèse des carbonates continentaux quaternaires de Yardi : significations paleoclimatiques et paleoenvironnementales (Errachidia, Maroc). Note et Mémoire de la Géologie Marocaine, N° , 8p.
- Kalinowski A, Oliver S. 2004. ASTER mineral index processing manual. Eds. Remote sensing applications geosciences Australia.
- Kocurek, G., & Lancaster, N.1999. Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology*, 46(3), 505-515.
- Lancaster, N. 1986. Grain-size characteristics of linear dunes in the southwestern Kalahari. *Journal of Sedimentary Research*, 56(3), 395-400.
- Lancaster, N. 1989. *The Namib sand sea: Dune forms processes and sediments*. Rotterdam: A. A. Belkema.
- Lancaster, N., 1994. Dune morphology and dynamics, in: *Geomorphology of Desert Environments*. Springer, pp. 474–505.
- Lancaster, N. 2013. *Geomorphology of desert dunes*. Routledge.
- Lancaster, N, Baker S, Bacon S, & McCarley-Holder G. 2015. Owens Lake dune fields: Composition, sources of sand, and transport pathways. *Catena*.
- Le Ribault L. 1977. *L'exoscopie du quartz*. Eds. Masson.
- Lehner, P., De Ruiter, P.A.D., 1976. Africa's Atlantic margin typified by string of basins. *Oil Gas J* Nov 252–265.
- Lettau, K., & Lettau, H. 1969. Bulk transport of sand by the barchans of the Pampa de La Joya in Southern Peru. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 13, 182-195.
- Levin, I., Levina, E., Gilbert, G., & Stewart, S. (2005). Role of sensor noise in hyperspectral remote sensing of natural waters: Application to retrieval of phytoplankton pigments. *Remote sensing of environment*, 95(2), 264-271.
- Levin, N., Tsoar, H., Maia, L. P., Sales, V. C., & Herrmann, H. 2007. Dune whitening and interdune freshwater ponds in NE Brazil. *Catena*, 70(1), 1-15.
- Livingstone, I., Wiggs, G. F., & Baddock, M. 2005. Barchan dunes: why they cannot be treated as 'solitons' or 'solitary waves. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group*, 30(2), 255-257.
- Logan, R. F. 1960. *The Central Namib Desert, South West Africa* (No. 9). National Academies.

- Löhner, R., Bertrams, M., Eckmeier, E., Protze, J., & Lehmkuhl, F., 2013. Mapping the distribution of weathered Pleistocene wadi deposits in Southern Jordan using ASTER, SPOT-5 data and laboratory spectroscopic analysis. *Catena*, 107, 57-70.
- Lopez, O. M., Jadoon, K. Z., & Missimer, T. M. 2015. Method of relating grain size distribution to hydraulic conductivity in dune sands to assist in assessing managed aquifer recharge projects: Wadi Khulays dune field, western Saudi Arabia. *Water*, 7(11), 6411-6426.
- Madeira, J., Bedidi, A., Cervelle, B., Pouget, M. and Flay, N., 1997. Visible spectrometric indices of hematite (Hm) and goethite (Gt) content in lateritic soils: the application of a Thematic Mapper (TM) image for soil-mapping in Brasilia, Brazil. *Int. J. Remote Sens.*, 18(13), pp. 2835-2852
- Mahaney, W. C. 2002. Atlas of sand grain surface textures and applications. Oxford University Press, USA.
- Mainguet P., Ainguet P., Chemin M.C. 1979. Lutte contre l'ensablement des palmeraies et des oasis dans le Sud marocain. Rapport technique : étude préliminaire de l'avancement des sables. Apport de la photo-interprétation et de la télédétection et des critères géomorphologiques de terrain. F.A.O., Rome, 32p.
- Mainguet P., Chemin M. C. et Mozet M. P. 1983. Analyse des causes de la désertification due au vent dans les oasis du Sud marocain. *Recherche géogr. à Strasbourg*, n° spec. 22-23, t. II, 11-120
- Marticorena, B., 1995. Modélisation de la production d'aérosols désertiques en zones arides et semiarides: développement et validation d'un code de calcul adapté au transport à grande échelle, Thèse de doctorat, Université Paris 7, 269 pp.
- Marzol, M.V., Sánchez, J.L., Yanes, A., 2011. Meteorological patterns and fog water collection in Morocco and the Canary Islands. *Erdkunde* 291–303.
- Mather P M. 1987. Computer processing of remotely sensed images. Chechester: John Wiley & Sons, England.
- Mathieu, R., Pouget, M., Cervelle, B., Escadafal, R., 1998. Relationships between satellite-based radiometric indices simulated using laboratory reflectance data and typical soil color of an arid environment. *Remote Sens. Environ.* 66 (1), 17–28
- McEwan, I. K., & Willetts, B. B.1993. Sand transport by wind: a review of the current conceptual model. Geological Society, London, Special Publications, 72(1), 7-16.
- McKee, E. D. 1966. Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and a comparison with structures of dunes from other selected areas) 1. *Sedimentology*, 7(1), 3-69.
- McKee, E. D., & Bigarella, J. J. 1979. Sedimentary structures in dunes. McKee (Ed.), *A Study of Global Sand Seas*. US Geological Survey Professional Paper, 1052, 83-134.
- Mehra O P, Jackson M L. 1958. Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. In: National conference on clays and clays minerals. p. 317-327.
- Michard, A., 1976. *Eléments de géologie Marocaine : Notes et Mémoires du Service Géologique*, v. 252, p. 408.
- Michard, A., Saddiqi, O., Chalouan, A., Frizon de Lamotte, D. (Eds.), 2008. *Continental Evolution: The Geology of Morocco. Structure, Stratigraphy, and Tectonics of the Africa–*

- Atlantic–Mediterranean Triple Junction. Lecture Notes in Earth Sciences. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. 424 pp
- Middleton, N. 2009. Deserts: a very short introduction (Vol. 215). Oxford University Press.
- Mina, A. 1991. Contribution à l'étude hydrogéologique de la vallée de Ziz (Province d'Errachidia; Sud-Est du Maroc). Incidences respectives de la sécheresse et du barrage Hassan Addakhil sur les ressources en eau à l'aval. Thèse de doctorat de l'université de Franche-Comté, France.
- Monod, T. 1992. Du désert. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 3(1), 7-24.
- Muhs D R. 2004. Mineralogical maturity in dunefields of North America, Africa and Australia. *Geomorphology*, 59(1): 247-269
- Ninomiya Y. 2003. Rock types mapping with indices defined for multispectral thermal infrared ASTER data: case studies. *Proceedings of SPIE*; 4886: 123- 132.
- Ninomiya Y. Bihong F. Cudahy T. J. 2005. Detecting lithology with Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) multispectral thermal infrared “radiance-at-sensor” data. *Remote Sensing of Environment*; 99: 127-139.
- Norris, R. M. 1969. Dune reddening and time. *Journal of Sedimentary Research*, 39(1).
- Oulehri, T., 1992. Etude géodynamique des migrations de sables éoliens dans la Province de Laayoune (Nord du Sahara marocain).
- Pacheco, H. F. 1946. Fases de formación de los medanos en las playas de Cabo Juby. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, (44), 239-242.
- Parfenoff A. 1970. Les Minéraux en grains : méthodes d'étude et détermination par Alexandre Parfenoff, Charles Pomerol, Josette Tourenq., Masson et Cie.
- Paskoff, R. 1998. Les dunes littorales de première ligne : un essai de terminologie. *seminário dunas costeiras de Portugal, Associação Eurocoast, Porto*, 49-64.
- Pease, P. P., Bierly, G. D., Tchakerian, V. P., & Tindale, N. W. 1999. Mineralogical characterization and transport pathways of dune sand using Landsat TM data, Wahiba Sand Sea, Sultanate of Oman. *Geomorphology*, 29(3-4), 235-249.
- Perriaux, J. 1961. Contribution à la géologie des Vosges gréseuses (Vol. 18, No. 1). *Persée-Portail des revues scientifiques en SHS*.
- Pye, K. 1983. Coastal dunes. *Progress in Physical Geography*, 7(4), 531-557.
- Pye, K., & Tsoar, H. 2009. *Aeolian sand and sand dunes*. Springer Science & Business Media.
- Ranke, U., von Rad, U., Wissmann, G., 1982. Stratigraphy, facies and tectonic development of the on-and offshore Aaiun-Tarfaya Basin—A review, in: *Geology of the Northwest African Continental Margin*. Springer, pp. 86–105.
- Rasmussen K.R., Iversen J.D. & Rautahaimo P. 1996 Saltation and wind flow interaction in a variable slope wind tunnel. *Geomorphology* 17, 19-28.
- Renouard, L. 1993. Extraction automatique de MNT à différentes résolutions. *International archives of photogrammetry and remote sensing*, 29, 886-886.

- Roden, E.E., Urrutia, M.M., Mann, C.J., 2000. Bacterial reductive dissolution of crystalline Fe(III) oxide in continuous-flow column reactors. *Applied and Environmental Microbiology* 66 (3), 1062–1065.;
- Roskin, J., Blumberg, D. G., Porat, N., Tsoar, H., & Rozenstein, O. 2012. Do dune sands redden with age? The case of the northwestern Negev dunefield, Israel. *Aeolian Research*, 5, 63-75.
- Rowan L. C. & Mars J. C. 2003. Lithologic mapping in the Mountain Pass, California area using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data. *Remote Sensing of Environment*; 84: 350–366.
- Ruhard, J. P. 1977. Le bassin quaternaire du Tafilalt. *Ressources en eau du Maroc*, 3, 352-415.
- Rusch B, Hanna K, Humbert B. 2010. Coating of quartz silica with iron oxides: characterization and surface reactivity of iron coating phases. *Colloids Surf A Physicochem Eng Asp* 353(2):172–180
- San Miguel-Ayanaz J. & Biging G. S. 1996. An interactive classification approach for mapping natural resources from satellite imagery. *International Journal of Remote sensing*; 17 (5): 961-981.
- Satterwhite M. B. 1984. Discriminating vegetation and soils using landsat MSS and thematic mapper bands and band ratios. *Proceedings of American Society of Photogrammetry*; 2: 479-485.
- Sauermann, G., Rognon, P., Poliakov, A., & Herrmann, H. J. 2000. The shape of the barchan dunes of Southern Morocco. *Geomorphology*, 36(1-2), 47-62.
- Schwertmann, U. 1966. Inhibitory effect of soil organic matter on the crystallization of amorphous ferric hydroxide. *Nature*, 212(5062), 645.
- Soulaimani, A., Le Corre, C., Farazdaq, R., 1997. Déformation hercynienne et relation socle/couverture dans le domaine du Bas-Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc). *Journal of African Earth Sciences* 24, 271–284.
- Trauth M. H. 2006. *Matlab® Recipes for Earth Sciences*. Springer
- Tsoar, H., Levin, N., Porat, N., Maia, L. P., Herrmann, H. J., Tatumi, S. H., & Claudino-Sales, V. 2009. The effect of climate change on the mobility and stability of coastal sand dunes in Ceará State (NE Brazil). *Quaternary Research*, 71(2), 217-226.
- Thompson, J. D. 1974, 'The Coastal Upwelling Cycle on a  $\beta$ -plane: Hydrodynamics and Thermodynamics', Ph.D. Thesis, The Florida State University, 141 pp.
- Barrow, C., 1992. World atlas of desertification (United nations environment programme), edited by N. Middleton and DSG Thomas. Edward arnold, London, 1992. isbn 0 340 55512 2, 89.50 (hardback), ix+ 69 pp. *Land Degradation & Development* 3 (4), 249–249. doi: <https://doi.org/10.1002/ldr.3400030407>.
- Vincent R. K. 1997 *Fundamentals of geological and environmental remote sensing*. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.
- Von Rad, U., & Wissmann, G.1982. Cretaceous-Cenozoic history of the West Saharan continental margin (NW Africa): Development, destruction and gravitational sedimentation. In *Geology of the Northwest African continental margin* (pp. 106-131). Springer, Berlin, Heidelberg.

- Walden, J., & White, K. 1997. Investigation of the controls on dune colour in the Namib Sand Sea using mineral magnetic analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 152(1-4), 187-201.
- Walker, 1996, *Deserts: Geology and Resource*, U.S. Department of the Interior/U.S. Geological Survey
- Walker, T. R. 1979. Red color in dune sand. *A Study of Giobbi Sand*, 61-61.
- Wasson, R. J. 1983. Dune sediment types, sand colour, sediment provenance and hydrology in the Strzelecki-Simpson dunefield, Australia. In *Developments in Sedimentology* (Vol. 38, pp. 165-195). Elsevier.
- Werner, B. T. 1995. Eolian dunes: computer simulations and attractor interpretation. *Geology*, 23(12), 1107-1110.
- White, K., Walden, J., Drake, N., Eckardt, F., & Settlell, J. 1997. Mapping the iron oxide content of dune sands, Namib Sand Sea, Namibia, using Landsat Thematic Mapper data. *Remote Sensing of Environment*, 62(1), 30-39.
- White, K., Walden, J., & Gurney, S. D. 2007. Spectral properties, iron oxide content and provenance of Namib dune sands. *Geomorphology*, 86(3-4), 219-229.
- Wilson, I. G. 1973. Ergs. *Sedimentary geology*, 10(2), 77-106.
- Wopfner, H., & Twidale, C. R. 1988. Formation and age of desert dunes in the Lake Eyre depocentres in central Australia. *Geologische Rundschau*, 77(3), 815-834. *Folk*, 1976
- Yadir, S., Assal, S., El Rhassouli, A., Sidki, M., Benhmida, M., Aomari, O., ... & Mabrouki, M. (2011). Optimisation du rendement d'une cellule solaire à base de silicium par utilisation du logiciel de simulation PC-1D. *Congrès international sur les énergies renouvelées et l'efficacité énergétique*, 210.
- Yamaguchi Y. Kahle A. B. Tsu H. Kawakami T. 1998. Overview of Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*; 36 (4): 1062-1071.
- Zhang, D., Yang, X., Rozier, O., & Narteau, C. 2014. Mean sediment residence time in barchan dunes. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119(3), 451-463.
- Żmudzka, E., Woronko, D., D lużewski, M., 2014. The sources of moisture in the sand dunes—the example of the Western Sahara dune field. *Questiones Geographicae* 33, 199–204.

# Webographie

The world desert map shows the major deserts around the world, 2013.  
<https://www.mapsofworld.com/world-desert-map.htm>.

Carte de répartition des domaines structuraux au Maroc, Fédération de l'industrie minérale.  
<http://fdim.net.ma/carte-traits-structuraux-maroc/>.

Jeff – Baka, 2013, Oscillation Nord Atlantique : Influence De La N.A.O. Sur L'orientation De La Houle.  
<https://www.lacanausurfinfo.com/newsmeteo-surf-290/oscillation-nord-atlantique.html>.

Relief du desert, Larousse. <http://www.larousse.fr/encyclopedie/divers/relief/87042>.

Pereira, D., 2014. Wind Rose, Matlab Central. Disponible at:  
<http://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/47248-wind-rose>.

Données climatiques, Texas A&M University. 2013. Global weather data for SWAT.  
<https://globalweather.tamu.edu/>.

Description et comparaison des images Landsat 8 et TM, <https://landsat.usgs.gov/how-do-landsat-8-band-combinations-differ-landsat-7-or-landsat-5-satellite-data>.

### Résumé

Les dunes de sable sont considérées parmi les reliefs importants qui caractérisent les zones désertiques occupants des surfaces importantes dans le monde entier. Elles sont importantes pour les activités touristiques, géo-touristiques et écotouristiques. Toutefois, dans certains cas, elles sont d'un grand problème pour les activités humaines et les infrastructures. En outre, elles sont considérées comme une source naturelle importante d'émission de poussières. Cette étude vise à comprendre le comportement des dunes aux termes de l'interaction de plusieurs paramètres dont le climat, les caractéristiques lithologiques et hydrologiques. Ainsi, des méthodes à multiples approches y compris ; la télédétection, l'analyse minéralogique et physico-chimiques des grains en plus de la morphodynamique, ont permis l'étude et la détermination des facteurs majeurs qui contrôlent le processus de rougissement dans les dunes au Sahara Marocain. Cette étude rapporte deux exemples : le cas des megabarkhanes d'El-Ghord Lahmar « le parc national de Khnifiss, SW du Maroc » et le cas des dunes de sable d'Yerdi Erfoud (SE du Maroc). Les résultats de cette étude révèlent la contribution de plusieurs facteurs à la mise en place du processus de rougissement dans les dunes étudiés. Le facteur primaire est d'abord la présence d'une source des éléments riches en fer, puis le facteur des paramètres climatiques et la morphodynamique des dunes qui favorisent un environnement permettant l'oxydation du fer qui donne aux dunes leur couleurs rougeâtres.

Mots-clés : Dunes, sable, Rougissement, Origine, Télédétection, Sahara, Maroc

### Abstract

Sand dunes are considered among important landforms characterizing desert areas and occupying important surfaces over the world. Regarding some examples, they are important for tourism, geo-tourism and ecotourism activities. However, in some cases, they are of a big issue for human activities and infrastructure. Furthermore, they are considered as an important natural source of dust emission. This study aims to understand the dunes' behavior under the interaction of several parameters including the climate, lithological and hydrological characteristics. Thus, we used multi-method approaches including; remote sensing, grains mineralogical and physico-chemical analysis in addition to the morphodynamic, to investigate the reddening processes of Al-Ghord lahmar megabarchans "Khnifiss national park, SW of Morocco" and Yerdi sand dunes, a few kilometers in the north of Erfoud (SE of Morocco). The results of this study reveal the contribution of several factors to the implementation of the reddening process in the studied dunes. The primary factor is, firstly, the presence of a source of the iron-rich elements, then the factor of the climatic parameters and the morphodynamics of dunes, which promote an environment allowing the oxidation of the iron giving the dunes their reddish color.

Keywords: Dunes, Sand, Reddening, Origine, Remote Sening, Sahara, Morocco

Année Universitaire : 2018/2019