

THÈSE

Contribution des mécanismes de croissance dunaire à la résolution des climats planétaires

Présentée au Laboratoire de Dynamique des Fluides Géologiques de
l'Institut de Physique du Globe de Paris
par

Laura FERNANDEZ-CASCALES

Pour obtenir le titre de Docteur de
de l'Université Paris VII - Denis Diderot

M. Pascal	ALLEMAND	Rapporteur
M. Maciej	DEUŻEWSKI	Rapporteur
M. François	COSTARD	Examineur
Mme. Laurie	BARRIER	Examinatrice
M. Clément	NARTEAU	Directeur de thèse
M. Sébastien	RODRIGUEZ	Co-encadrant de thèse



Dédicace

Je dédie ma thèse à mes parents.

Remerciements

Juillet 2014, une offre de thèse sur les dunes retient mon attention : elle allie l'expérimental en Chine et l'atypique sur Mars, le sujet semble original, je décide de contacter ceux qui en sont à l'origine. Après un entretien téléphonique puis de visu ils m'offrent ce contrat doctoral.

Aussi ce sont eux que je tiens à remercier en premier. Merci à Clément et à Sébastien d'avoir cru en moi et de m'avoir confié ce sujet de thèse. Merci aussi de m'avoir aiguillée durant ces trois années et de m'avoir aidée à rédiger un article sur les dunes martiennes ainsi que mon manuscrit de thèse.

Par avance, je remercie également mon jury de thèse, pour leur lecture de mon manuscrit et pour avoir accepté d'assister à la présentation de ce travail.

De même, merci à Olivier qui m'aura sauvée plus d'une fois en ce qui concerne l'informatique et plus précisément la programmation et à Antoine qui m'a beaucoup épaulée dans mon travail martien.

Citer mes collègues m'entraîne sur un autre continent, celui de la Chine où j'aurai fait une très belle rencontre, celle de Lu. C'est avec elle que j'aurai mené les expériences dans le désert de Tengger. Nous avons partagé de bons moments et je me souviendrai toujours des journées de travail sur le terrain par tempête de sable, froid glacial ou encore chaleur étouffante.

Pour finir avec mes collègues, je tiens à remercier ceux du Palais de la Découverte, Alain, Andy, Marc, Rémi, Sébastien et Stéphane. J'ai été ravie de les rencontrer et de travailler dans ce musée de sciences. Faire découvrir à un auditoire néophyte des notions d'astronomie fut un réel plaisir. Je me rappellerai longtemps des retours enthousiastes du public.

Je souhaite également remercier le Dr. Joanna Nield de l'université de Southampton (Royaume-Uni) et le Dr. Patrick Hesp de l'université de Flinders (Australie) qui m'ont, respectivement, remis le prix de la meilleure présentation étudiante lors de l'EGU à Vienne (Autriche) et de ICAR à Mildura (Australie) en 2016. Gagner ces prix fut inattendu et merveilleux.

Je tiens aussi à remercier Cécile, Noémie et Tanguy pour leur précieuse aide dans ma préparation du concours MT180. Je suis contente d'y avoir participé malgré le stress occasioné.

Clin d'œil à ma co-bureau Pauline qui, pendant trois ans, n'aura cessé de me tendre des pièges en

ne rangeant jamais sa chaise sous son bureau et m'aura quasiment fait attraper des pneumonies vu son amour pour le grand air en hiver comme en été!

Grosse pensée pour mes amis et + si affinité IPGPIens, Aurélien, Lucile, Vincent, Aurélie, Lambert, Hélène, Navid, Gao, Gaurav, Ian, Sophie, Sébastien, Mélanie(s), Joana, Thomas, Balthazar, Virgile, Foivos avec qui j'aurai partagé de chouettes pauses cafés, déjeuners et loisirs. Certains voguent déjà vers de nouveaux horizons, d'autres s'apprêtent à le faire et aux derniers, courage!

Enfin, merci à mes deux laboratoires : Dynamique des Fluides Géophysiques et Planétologie & Sciences Spatiales et plus généralement à l'IPGP de m'avoir accueillie dans de bonnes conditions.

Ainsi mon parcours à l'IPGP s'achève sur de jolis souvenirs : des investigations dunaires depuis Paris au désert chinois, des conférences internationales, les cours d'anglais, le congrès des doctorants que nous D1 avons organisé (ma plus cool semaine à l'IPGP), l'HEKLA notre association étudiante au sein de laquelle j'aurai organisé des pots, une expo photos, des matchs de pétanque...

À présent j'aimerais remonter dans le passé et remercier le premier chercheur qui a cru en moi, Pierre Encrenaz de l'Observatoire de Paris. Il m'a encadrée lors de stages sur la mission Rosetta en L1 et sur les lacs de Titan en L3. Il m'a même offert un CDD quand tout allait à vau-l'eau. Alors merci, merci de m'avoir toujours encouragée et soutenue durant ces nombreuses années. Un autre chercheur, que je tiens à remercier pour sa confiance et ses conseils est Vincent Chevrier de l'Université de l'Arkansas. Il m'a offert la possibilité de venir faire un stage dans son laboratoire aux États-Unis, ce qui était inespéré. Avec lui j'ai travaillé sur les saumures de perchlorates à la surface de Mars, autrement dit, la possibilité qu'il y ait de l'eau liquide salée en superficie.

Du côté privé, je tiens à remercier mes amis, tout simplement d'être là. J'espère vous avoir à mes côtés lors de ma soutenance de thèse.

Merci aussi à Anick d'avoir corrigé mon manuscrit avec méticulosité.

Petite pensée à Mila qui m'aura tenu compagnie pendant mes longues heures de travail diurne et nocturne à la maison.

Et enfin je tiens à remercier mes parents. On ne choisit pas sa famille et j'ai eu une chance insolente car jamais je n'aurais pu avoir une meilleure maman et un meilleur papa. Depuis toujours, ils me soutiennent et m'encouragent. Malgré des études longues et difficiles, ils ont toujours cru en moi. Ils m'ont appris à ne jamais lâcher et à me battre pour en arriver là. Si aujourd'hui je suis doctorante c'est surtout grâce à eux. Alors cette thèse, elle est moitié, moitié, moitié à nous trois. Merci à vous d'être là. Merci d'être ce que vous êtes. Merci d'avoir fait de moi ce que je suis.

Je vous admire et je vous aime.

Juillet 2017, mon manuscrit de thèse est terminé. La soutenance aura lieu le 27 septembre 2017. Plus que quelques mois avant d'accomplir l'un de mes rêves, celui de devenir docteur.

Résumé

Les dunes constituent une interface dynamique entre les enveloppes solides et les enveloppes fluides d'une planète. Dans le Système Solaire, elles sont communément observées sur la Terre, Vénus, Mars et Titan. Dans ce travail de thèse, nous avons étudié les dunes à deux échelles de longueur en nous appuyant sur les mécanismes de croissance à partir desquels elles se développent : les instabilités de lit plat et de digitation granulaire. L'objectif est de caractériser différentes propriétés des écoulements atmosphériques. À l'échelle des dunes élémentaires sur Terre (≈ 20 m), il s'agira de contraindre les variations de la vitesse de cisaillement qui sont à l'origine de l'instabilité de lit plat. À l'échelle des mers de sables sur Mars ($\approx 10^5$ m), il s'agira de contraindre les régimes de vents multidirectionnels susceptibles de produire des motifs dunaires d'orientations différentes en fonction de la disponibilité en sédiments.

Après avoir aplati deux hectares d'un site expérimental de l'Académie des Sciences de Chine au sein du désert de Tengger en avril 2014, nous avons suivi l'émergence des dunes et leur développement pendant deux années. Cette expérience à l'échelle des paysages présente les avantages de pouvoir étudier la dynamique dunaire à partir de conditions initiales connues, en contrôlant les conditions aux limites et en mesurant systématiquement les vents à l'origine du transport sédimentaire. Au cours de l'instabilité de lit plat à l'origine de la formation d'un train de dunes linéaires périodiques, le but a été d'évaluer pour la première fois l'évolution du déphasage entre le maximum (minimum) de topographie et le maximum (minimum) de la vitesse du vent. Ce décalage résulte d'un couplage hydrodynamique entre la surface et le fluide qui impose des perturbations de l'écoulement en amont de la crête. Lors de trois campagnes de terrain (novembre 2014, avril et novembre 2015), les mesures ont consisté à enregistrer la vitesse du vent dans la couche interne (les 15 premiers centimètres au-dessus de la surface) et dans la couche externe (au-dessus) le long de profils dunaires. Ces mesures de vitesses peuvent alors être comparées à la topographie afin de quantifier des déphasages et d'en apprécier l'évolution en fonction du rapport d'aspect des dunes. Notre expérience permet d'étudier des structures naissantes sur des gammes de rapport d'aspect encore inexplorées (< 0.03). Nos mesures peuvent alors être comparées aux prédictions théoriques suggérant que le décalage décroît à mesure que les dunes grandissent en amplitude.

Sur Mars, nous avons étudié deux champs de dunes localisés en bordure orientale d'Olympia Undae. Dans ces zones, le contraste d'albédo entre le matériel dunaire et la surface non-érodable est tel qu'il est possible d'extraire la couverture sédimentaire depuis les images satellitaires et de directement la comparer aux orientations des dunes. À l'échelle des champs de dunes planétaires, ce travail original permet de mettre en évidence pour la première fois des relations entre l'alignement des dunes et la disponibilité sédimentaire. Nous montrons que ces relations résultent de l'expression simultanée des deux mécanismes de croissance dunaire sous des régimes de vents multidirectionnels

et des conditions d'approvisionnement en sédiments variables. Aux frontières des zones de forte couverture sédimentaire, les motifs de réorientation dunaire dépendent de la direction des flux. Pour des flux sortants, les réorientations se réalisent sur de plus grandes distances que dans les cas des flux entrants. Nous expliquons ces différences à partir de la dynamique des interactions de dunes opérant des transitions entre les deux mécanismes de croissance. Nous montrons également que la compréhension théorique des mécanismes de croissance permet de résoudre le problème inverse de l'orientation des dunes, c'est à dire d'estimer à partir du seul alignement des dunes les régimes de vents susceptibles de les avoir formées. En résolvant ce problème inverse sous l'hypothèse de régimes de vents bidirectionnels, nous montrons qu'une grande diversité de motifs dunaires peut s'expliquer à partir de très faibles variations de la distribution d'orientation des flux sédimentaires. Nos résultats indiquent aussi que les champs de dunes eux-mêmes pourraient avoir une rétroaction sur les vents.

Ensemble, ces études permettent d'obtenir de nouvelles informations sur les climats planétaires et les écoulements atmosphériques qui sont à l'origine des dunes. En effet, dans des zones dans lesquelles les vents sont mal connus, nous montrons comment les deux mécanismes de croissance dunaire peuvent ensemble contraindre de manière plus efficace les régimes de vents passés et présents. Cette approche peut maintenant être généralisée sur la Terre, Mars, Vénus et Titan pour expliquer la dynamique des mers de sable et en prédire l'évolution dans un contexte de changement climatique.

Abstract

Dunes are a dynamic interface between the solid and fluid parts of a planet. In the Solar System, they are commonly observed on Earth, Venus, Mars and Titan. In this thesis work, we study the dunes at two length scales using two independent dune growth mechanisms : the bed and the fingering instabilities. The aim is to characterize different atmospheric flows properties. At the elementary dune scale on Earth (≈ 20 m), the objective is to characterize the variation of the shear velocity along a dune to isolate the origin of its growing during the linear phase of the bed instability. At the scale of martian sand seas ($\approx 10^5$ m), the objective is to determine the multidirectional wind regimes which are responsible for the observed dune shape and orientation taking into account the sediment availability.

After flattening of two hectares of an experimental dune site belonging to the Chinese Academy of Sciences in the Tengger desert in April 2014, we have documented the emergence of dunes and their development during two years. This landscape-scale experiment presents the advantages to study dune dynamics from known initial and controlled boundary conditions by systematically measuring the winds at the origin of sediment transport. During the linear phase of the bed instability, which is responsible for the formation of a periodic train of linear dune, the goal is to evaluate for the first time the evolution of the shift between the maximum (minimum) of topography and the maximum (minimum) of wind speed. This offset results from a hydrodynamic coupling between the surface and the fluid that imposes perturbations of the flow upstream of the crest. During three field surveys (November 2014, April and November 2015), the measurements consisted of recording the wind speed in the inner layer (the first 15 centimeters above the surface) and in the outer layer (above) along different dune profiles. These velocities measurements are compared to the topography, in order to quantify the shift and evaluate its evolution according to the dune aspect ratio. These experiments allows us to study incipient dunes over an unexplored range of dune aspect ratio (< 0.03). Then, our measurements can be compared with the theoretical predictions suggesting that the offset decreases as dunes grow in amplitude.

On Mars, we study two dune fields located on the eastern edge of Olympia Undae. In these areas, the albedo contrast between the dune material and the non-erodible surface is such that it is possible to extract the sediment cover from satellite images and directly compare it to dune orientation. At the length scale of these planetary dune fields, we can highlight for the first time the relationship between dune alignment and sediment availability. We show that this relationship results from the simultaneous expression of the two dune growth mechanisms under multidirectional wind regimes and variable sediment supply conditions. At the borders of major dune fields with high sedimentary cover, dune pattern reorientation depend on sediment flux direction. For outgoing

flux, the reorientations are carried out over greater distances than in the case of incoming flux. We explain these differences from the dynamics of dune interactions and transitions in dune shape between the two growth mechanisms. We also show that the theoretical understanding of the growth mechanisms is useful to solve the inverse problem of dune orientations which consists in assessing the distribution of sediment flux orientation (i.e. the wind regime) from dune alignment. By solving this inverse problem under the hypothesis of bidirectional wind regimes, we show that a large diversity of dune patterns can be explained from very small variations in the distribution of sediment flux orientation. Our results also indicate that dune fields themselves may have feedback on winds.

Together, these studies provide new information on global climates and atmospheric flows that create dunes. Indeed, in areas where winds are poorly known, we show how the two dune growth mechanisms can more efficiently constrain past and present wind regimes. This approach can now be generalized on Earth, Mars, Venus and Titan to explain the dynamics of sand seas and predict their evolution in a context of climate change.

Table des matières

Table des matières	xiii
1 Introduction	1
1.1 Où trouver les dunes?	1
1.1.1 Les dunes sur Terre	1
1.1.2 Les dunes ailleurs dans le Système Solaire	4
1.2 Problèmes posés par les dunes	6
1.3 Physique des dunes	8
1.3.1 Caractérisation d'un milieu granulaire	8
1.3.2 Seuil de mise en mouvement	10
1.3.3 Profil vertical de l'écoulement et vitesse de cisaillement	11
1.3.4 Déplacement des grains sous l'effet du cisaillement d'un fluide	13
1.3.5 Longueur de saturation	16
1.3.6 Flux sédimentaire sous l'effet du cisaillement d'un fluide	18
1.3.7 Rétroaction de la topographie et effet d'accélération	21
1.3.8 Instabilité dunaire et transport le long d'une dune	22
1.4 Classification des dunes	24
1.4.1 Classification des dunes d'après leur forme	24
1.4.2 Classification des dunes d'après leur orientation	26
1.4.3 Classification des dunes d'après leur mécanisme de croissance	27
1.5 Formation et développement des champs de dunes	29
1.5.1 Approche numérique	29
1.5.2 Approche expérimentale par des expériences sur le terrain et en laboratoire	31
1.5.3 Approche extraterrestre par la télédétection	33
1.6 Problématiques de la thèse	34
2 Deux mécanismes de croissance dunaire	37
2.1 Identification des deux mécanismes de croissance dunaire	38
2.2 Modèle analytique pour deux mécanismes de croissance dunaire	43
2.2.1 Croissance dunaire à partir d'une instabilité de lit plat	45
2.2.2 Croissance dunaire à partir d'une instabilité de digitation granulaire	48
2.2.3 Forme et orientation des dunes sous un régime de vents bidirectionnels	50
2.3 Classification dunaire d'après deux mécanismes de croissance	53
2.4 Application du modèle direct sur des données de vent réelles	56

2.4.1	Estimation des orientations et des taux de croissance dunaires	56
2.4.2	Exemple éolien terrestre	57
2.5	Le problème inverse de l'orientation des dunes	59
3	Morphogénèse dunaire dans le désert de Tengger, Chine	61
3.1	Introduction aux dunes chinoises	62
3.1.1	Une expérience à l'échelle des paysages	62
3.1.2	Contexte climatique et géologique	63
3.1.3	La thématique éolienne au sein d'un Laboratoire International Associé sur la dynamique des paysages	64
3.1.4	Présentation du site expérimental	66
3.2	Méthodologie expérimentale et mesures de terrain	66
3.2.1	Dispositif expérimental	66
3.2.2	Procédure expérimentale et acquisition de données	67
3.3	Topographie et écoulement durant l'instabilité de lit plat	70
3.3.1	Données de vent régionales et locales	71
3.3.1.1	Les données de vent de l'aéroport de Zhongwei	71
3.3.1.2	Les données locales de vents	79
3.3.2	Évolution de la topographie	87
3.3.3	Caractérisation de l'écoulement durant l'instabilité de lit plat	87
3.3.3.1	Campagne de mesure de novembre 2014	90
3.3.3.2	Campagne de mesure d'avril 2015	96
3.3.3.3	Campagne de mesure de novembre 2015	103
3.4	Discussion	111
3.5	Conclusion	114
4	Des dunes au transport sédimentaire sur Mars	115
4.1	Introduction aux dunes martiennes	116
4.2	Champs de dunes et régimes de vents au pôle nord de Mars	119
4.2.1	Contexte et imagerie des dunes	119
4.2.2	Couverture sédimentaire et orientation des dunes	123
4.2.3	Prédictions des vents à partir du GCM	128
4.2.4	Calcul des flux sédimentaires à partir des prédictions de vents du GCM . .	129
4.2.5	Estimation de l'orientation des dunes à partir de la distribution de l'orien- tation des flux sédimentaires	131
4.3	Lien entre orientation des dunes et couverture sédimentaire	131
4.4	Discussion	135
4.4.1	Deux modes d'orientation dunaire en bordure des mers de sable	135
4.4.2	Résolution du problème inverse de l'orientation des dunes	138
4.4.3	Les dunes, une contrainte pour les GCM	142
4.5	Conclusion	145
5	Conclusions et perspectives	147

Table des figures	153
Bibliographie	159

Chapitre 1

Introduction

1.1 Où trouver les dunes ?

1.1.1 Les dunes sur Terre

La Terre est recouverte à 67% par des océans et à 25% par des zones désertiques (Fig. 1.1). Un désert est défini comme une zone peu propice à la vie en raison des conditions arides et glaciales qui y règnent ainsi que des faibles précipitations (moins de 200 mm par an). Il existe différents types de déserts : les froids tel que l'Antarctique et les chauds tel que le Sahara. La majeure partie des mers de sable (Ergs) de l'hémisphère nord est concentrée dans la ceinture désertique subtropicale ($\sim 23^\circ$ N), qui s'étend à travers l'Afrique du Nord, la péninsule Arabique, l'Iran, le Pakistan et les bassins désertiques de latitude moyenne d'Asie centrale. 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. En revanche, l'Australie possède quatre grands déserts et des dunes côtières à l'ouest. Tous ces déserts abritent des dunes. Une dune peut être définie, communément, comme un amas de sable accumulé par du vent. Les dunes couvrent approximativement 6% de la surface de notre planète (*Pye and Tsoar, 1990*). On les trouve dans les déserts (99% d'entre elles) et sur les côtes (1%) (*Klijn, 1990*).



FIGURE 1.1 – **Distribution mondiale des déserts rocheux sur Terre.** (© NASA) Sous l'effet du système climatique global et du couplage entre l'atmosphère et l'océan, la plupart des mers de sable se situe sur les côtes occidentales des continents au niveau des tropiques.

La répartition géographique des mers de sable dépend du climat (dynamique atmosphérique, précipitations etc.) et des sources sédimentaires (mers et lacs asséchés, frontons des chaînes de montagnes etc.).

La plupart des déserts sont localisés dans des régions arides près des tropiques ($\sim 30^\circ$) où un air sec descend à la jonction des cellules de Hadley et de Feller (Fig. 1.2). Depuis ces latitudes, les vents se dirigent vers les pôles ou vers l'équateur, soufflant respectivement vers l'est (pour les vents d'ouest) et vers l'ouest (pour les alizés) en raison de l'effet Coriolis. Sur les côtes occidentales des continents, l'aridité est renforcée à cause d'un air refroidi au contact d'une eau froide provenant des pôles.

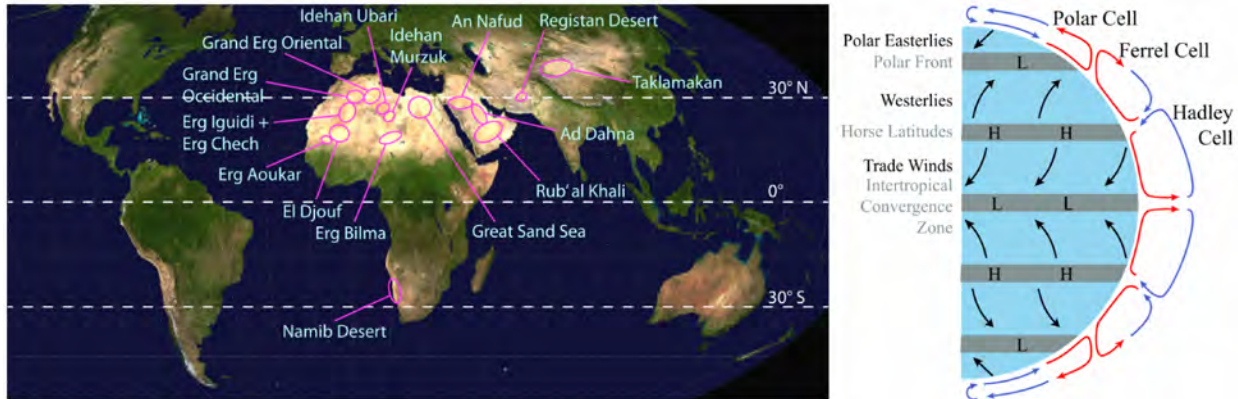


FIGURE 1.2 – Emplacement des principaux Ergs actifs sur Terre et mouvement latitudinal de l'air chaud et froid associés dans la troposphère. L'air sec (flèches bleues) descend au niveau des tropiques, asséchant les régions. Au niveau des côtes continentales ouest l'air froid (flèches rouges) renforce le phénomène d'aridité. (© *Courrech du Pont*).

Comparativement à l'échelle des temps géologiques (4.5 milliards d'années), le développement des dunes peut être très rapide. Par exemple si, dans la même zone, le taux d'approvisionnement en sédiments est élevé et le vent est fort, les dunes peuvent se former en quelques années. Cependant elles ne pourront pas grandir indéfiniment. Leur taille maximale est limitée par le plafond atmosphérique (Fig. 1.3).

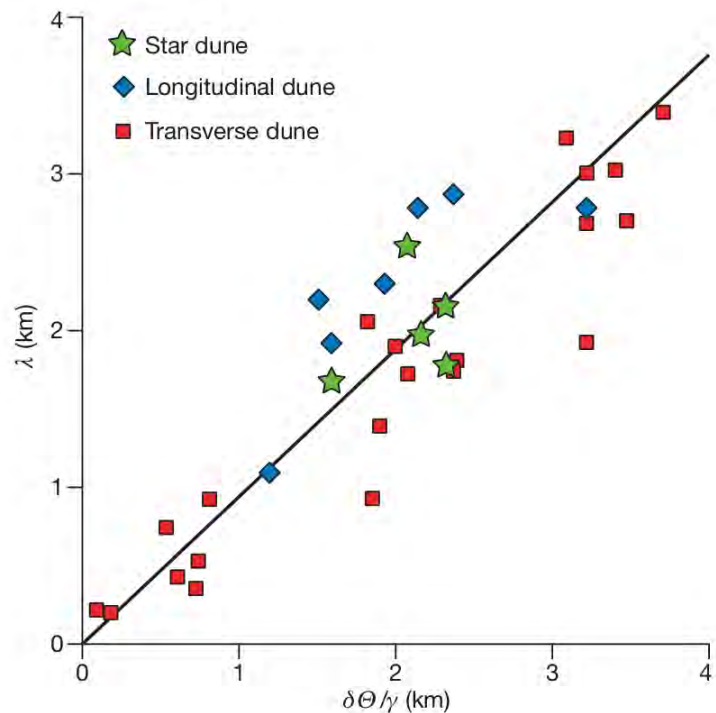


FIGURE 1.3 – Sélection de la longueur d'onde des dunes géantes imposée par l'épaisseur de la couche limite atmosphérique. Mesure de la longueur d'onde λ des dunes comme une fonction de la hauteur de mélange $\delta\theta$, moyennée entre 2000 et 2007. La hauteur de mélange est l'épaisseur de l'instabilité de l'air dans la couche limite atmosphérique. Droite noire : fonction identité : $\lambda = \delta\theta/\gamma$ (© *Andreotti et al. (2009)*).

Qu'elles soient petites ou géantes (Fig. 1.4), composées de sable ou de matériau moins attendus (Fig. 1.5), si aujourd'hui, nous pouvons observer une aussi grande variété de dunes sur Terre, c'est grâce à des milliers d'années d'accumulation de sédiments par les vents. Par ailleurs, les dunes peuvent être isolées ou en réseaux, c'est à dire par dizaines, centaines, voire milliers d'entre elles dans ce que nous qualifierons de "champ de dunes" (Fig. 1.6). Dans ces paysages, les dunes interagissent entre elles au travers de collisions susceptibles de créer des dunes superposées (*Wilson, 1972; Cooke et al., 1993*).



FIGURE 1.4 – **Dunes géantes et à taille humaine.** Sur Terre la taille des dunes varie sur plus de deux ordres de grandeur : on peut croiser des dunes de plusieurs centaines de mètres de hauteur (Désert de Gobi, Chine) (© Clément Narteau) et des dunes dont la taille est similaire à celle d'un humain (Perry sandhills, Australie) (© Lü Ping).

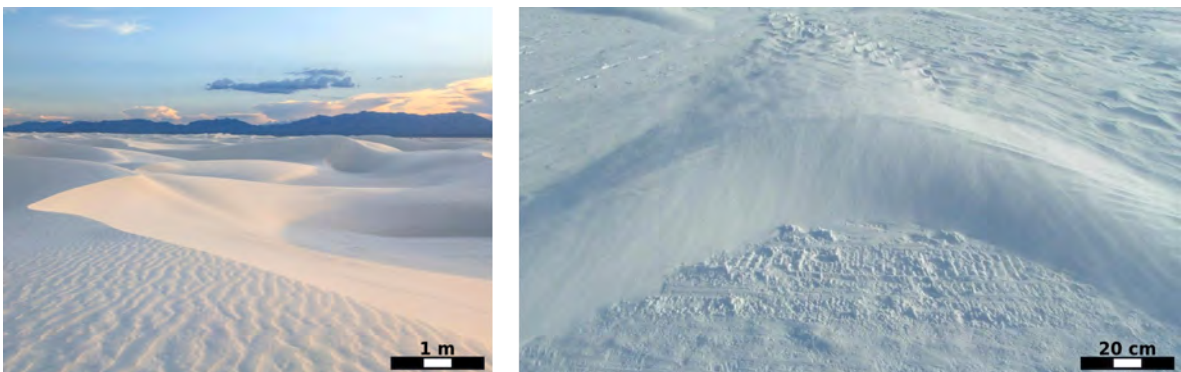


FIGURE 1.5 – **Dunes exotiques.** Sur Terre, il existe des dunes aux compositions étonnantes : en sel (Nouveau-Mexique, États-Unis) (© National Geographic) ou en neige (Groenland) (© *Birnbaum et al. (2010)*).

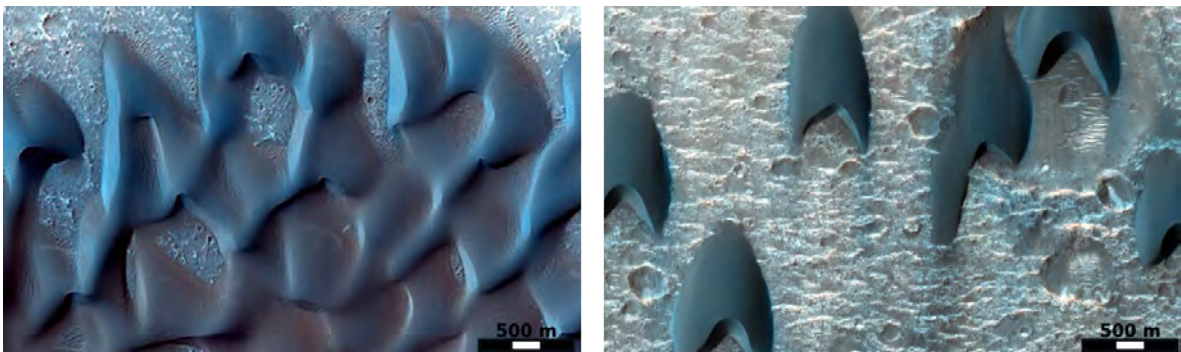


FIGURE 1.6 – **Contraste de densité dans un champ de dunes sur Mars.** (© NASA) Ces images proviennent du satellite Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) orbitant autour de Mars.

1.1.2 Les dunes ailleurs dans le Système Solaire

Des dunes sont également observées sur Vénus, Mars et Titan (la plus grande lune de Saturne), ces corps telluriques du Système Solaire étant les seuls à posséder une atmosphère "dense", ce qui signifie du vent (Fig. 1.7). Il semblerait également y avoir des dunes à la surface de la comète 67P/Tchourioumov-Guérassimenko (Fig. 1.8) et sur la planète naine Pluton (Fig. 1.9). Ces deux derniers objets possèdent des atmosphères très ténues et/ou transitoires. Les dunes pourraient donc nous fournir un ensemble unique d'informations sur les régimes de vents de ces objets du Système Solaire. Car, sur ces corps célestes, les données météorologiques sont rares voire absentes. En fait, à la surface de ces astres, les informations sur le climat proviennent de modèles contraints par des observations (*Forget et al., 1999*). Et bien que ces modèles numériques essaient de s'approcher au mieux de la réalité, ils restent des simulations informatiques avec leurs limites. Un moyen de les améliorer et d'obtenir des données directes sur les vents serait d'utiliser les dunes. Enregistreurs de vents sur des échelles de temps allant de la dizaine à plusieurs milliers d'années, les étudier permettrait de remonter aux vents qui les ont formées.

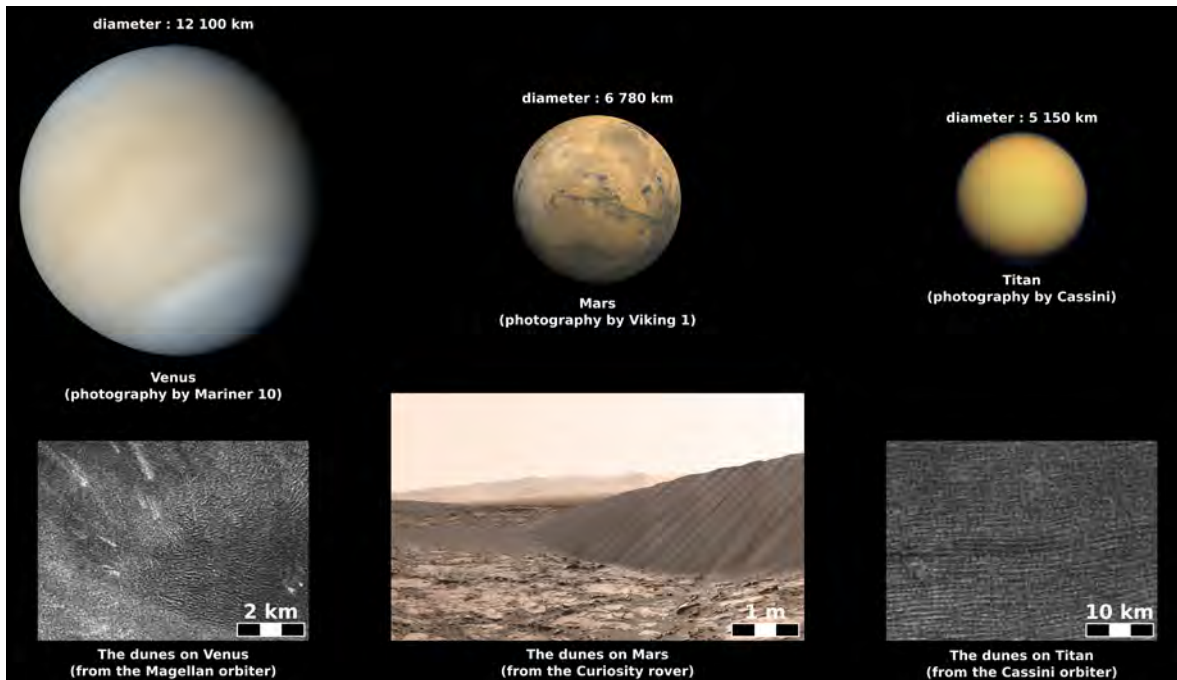


FIGURE 1.7 – **Les dunes dans le Système Solaire.** Sur Vénus et Titan qui possèdent des atmosphères très denses, les dunes sont observées par un radar à bord, respectivement des orbiteurs Magellan et Cassini. Sur Mars, des photographies in-situ de dunes ont été réalisées par le rover Curiosity qui explore la planète rouge depuis août 2012. Mais on peut également les apercevoir depuis l'orbite. (© NASA)

À la surface de Vénus, Mars et Titan, les dunes sont remarquables de par le contraste d'albédo entre le matériel qui les compose et celui sur lequel elles reposent. Sur Vénus et Titan, les dunes ont été identifiées grâce aux instruments radars à bord respectivement des orbiteurs Magellan (04/05/1989 - 12/10/1994) et Cassini (15/10/1997 - 15/09/2017) de la NASA (National Aeronautics and Space Administration). En fait, ces deux corps possèdent une atmosphère si dense qu'il est impossible d'observer la surface grâce à une simple caméra optique depuis l'orbite. Sur Mars, le scénario est différent en raison d'une atmosphère très ténue. Là-bas, les dunes peuvent être observées depuis les satellites grâce à des caméras. Mais elles sont aussi analysées in-situ grâce aux rovers (i.e. Curiosity) qui roulent à la surface de la planète rouge.

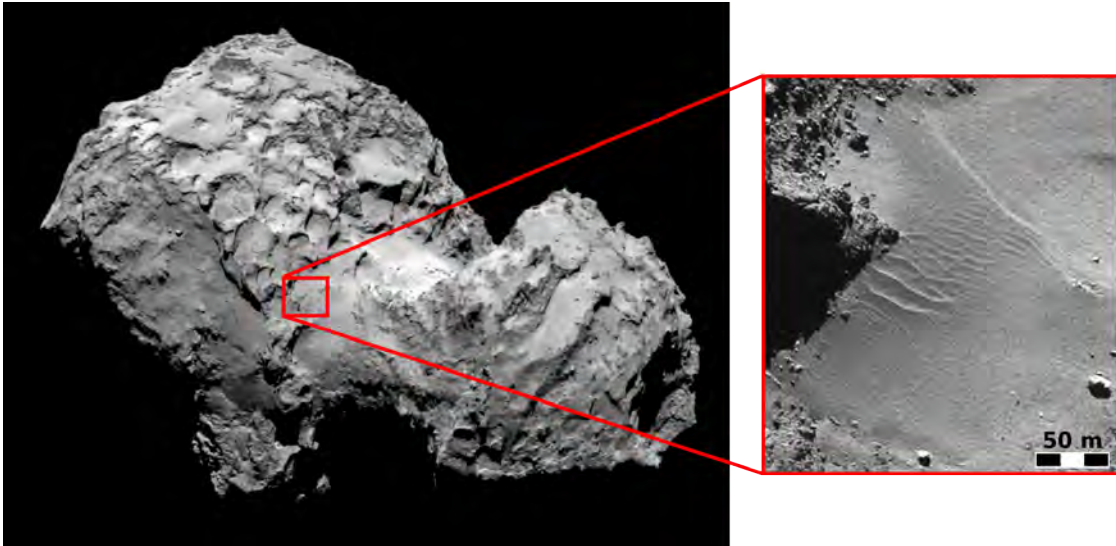


FIGURE 1.8 – La comète 67P/Tchourioumov-Guérassimenko photographiée par l'orbiteur Rosetta. (© ESA) Sur la comète des motifs qui semblent correspondre à des dunes ont été reconnus.

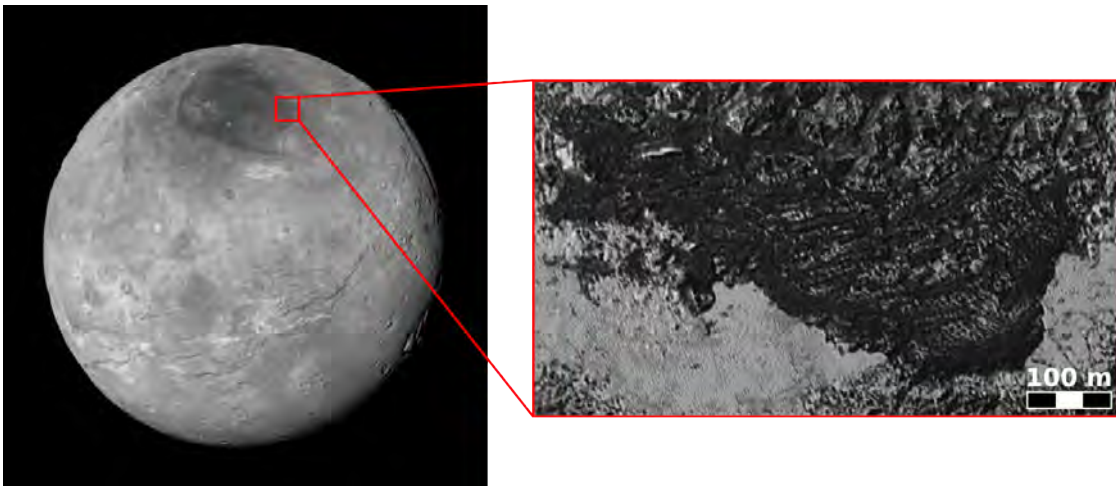


FIGURE 1.9 – La planète naine Pluton photographiée par la sonde spatiale New Horizon. (© NASA) Sur Pluton, des structures ressemblant à des dunes ont été identifiées. La planète naine posséderait une fine atmosphère.

Bien que la Terre, Vénus, Mars et Titan aient des gravités, des pressions et compositions atmosphériques, des températures de surface et des compositions sédimentaires différentes (Tab. 1.1), les dunes à leur surface semblent analogues. Cela suggère que la dynamique de la formation des dunes est universelle sur ces trois planètes et ce satellite. Ainsi étudier les dunes extraterrestres revient à étudier leur voisines terrestres dans des conditions environnementales très différentes.

TABLE 1.1 – Propriétés des environnements planétaires (*Zimelman, 2008*).

	Earth	Mars	Venus	Titan
Gravity (m/s^2)	9.81	3.73	8.88	1.36
Atmospheric pressure (mb)	1013	7	90,000	1600
Atmospheric composition (%)	N ₂ , O ₂ (77, 21)	CO ₂ , N ₂ (95, 2.7)	CO ₂ , N ₂ (96, 3.5)	N ₂ , CH ₄ (90, 10)
Surface temperature (°C)	22	-23	480	-200

En ce qui concerne Vénus, seuls deux champs de dunes importants ont été répertoriés : "Menat Undae" et "AlUzzaUndae", situés respectivement à 25°S-340°E et couvrant 1 290 km² et à 67°N-91°E et couvrant environ 17 120 km² (*Greeley et al., 1992a, 1997*). Cependant, des milliers de structures éoliennes ont été reconnues dans les acquisitions de l'orbiteur Magellan. Certaines seraient interprétées comme étant des yardangs. Néanmoins les dunes de sable ne couvriraient qu'environ 0.004% de la surface. Le champ de dunes de Menat Undae est composé de dunes de 0.5 à 10 km de long et 0.2 à 0.5 km de large et espacées d'environ 0.5 km. Ces dunes sont orientées transversalement aux flux de sable visibles dans la zone immédiate (*Greeley et al., 1997*). Leur hauteur a été évaluée à plusieurs dizaines de mètres, plus précisément entre 30 m et 90 m (*Lorenz, 2015*) et leur pentes à 25°.

Sur Titan, la surface recouverte par les dunes serait comprise entre 15 et 20% (*Lorenz and Radebaugh, 2009; Rodriguez et al., 2014*). Ces 12 à 18 millions de km² de collines de sable représentent la plus grande couverture en champs de dunes du Système Solaire. Là-bas les champs de dunes sont localisés autour de l'équateur jusqu'à $\pm 30^\circ$ de latitude. Cependant quelques cas isolés se retrouvent jusqu'à $\pm 55^\circ$ (*Elachi et al., 2006; Radebaugh et al., 2014*). Les dunes sur Titan mesurent plusieurs centaines de kilomètres de long, sont larges de 1 à 2 km et espacées de 1 à 4 km. Il a été proposé de les ranger dans la catégorie des dunes longitudinales, en raison de leur similarité morphologique avec les dunes du désert de Namib en Namibie (*Lorenz and Radebaugh, 2009; Radebaugh et al., 2008*) puis en dunes doigts (*Lucas et al., 2014*). Elles seraient composées de substances organiques dérivées des processus chimiques atmosphériques et peut-être aussi de particules de glace d'eau érodées par le ruissellement des précipitations de méthane et transportées par action fluviale (*Soderblom et al., 2007; Barnes et al., 2007, 2015; Le Gall et al., 2012; Rodriguez et al., 2014*).

Enfin sur Mars, les dunes sont disséminées sur une aire totale de 975 000 km² (*Hayward et al., 2007, 2008; Fenton and Hayward, 2010*) dont 86% appartiennent à la zone polaire nord entre les parallèles 68 et 83. Cependant, on retrouve également des dunes dans des cratères partout ailleurs sur la planète. Sur Mars, les dunes sont pour certaines encore actives (*Bourke et al., 2008*) mais pour d'autres figées (*Bourke et al., 2008*). Elles seraient composées de fragments basaltiques et andésitiques (*Rubin and Hunter, 1987; Paige et al., 1994*).

Dans ce chapitre, nous discuterons de l'importance d'étudier les dunes, de leur physique et enfin de la manière de les classer. Nous terminerons cette section par l'introduction des deux mécanismes de croissance des dunes et leur inscription dans ce travail de thèse à travers des expériences de terrains en Chine et des analyses d'images satellitaires martiennes.

1.2 Problèmes posés par les dunes

Les dunes peuvent être étudiées pour différentes raisons. En termes de développement du territoire, sachant que les dunes se déplacent sous l'action du vent, il est utile de savoir comment les arrêter ou tout du moins combien de temps il reste avant qu'elles ne pénètrent dans la zone habitée. Pour stopper la progression du sable, la technique la plus efficace est celle du damier de

paille. Elle consiste à arrêter le mouvement des dunes de sable à l'aide de paille (Fig. 1.10). La moitié du damier est enterrée et l'autre moitié est exposée. La paille a pour effet de diminuer la vitesse du vent près de la surface du sol et de ce fait d'empêcher l'érosion de celui-ci. L'étendue de fixation des dunes va dépendre des dimensions du damier. Une hauteur de 10 - 20 cm et une forme carrée de un mètre de côté présente des effets remarquables d'ancrage des dunes ([Wang, 1991](#)). En effet, le damier de paille augmente considérablement la rugosité de la surface, diminuant ainsi l'intensité des flux de sable jusqu'à 95% ([Qiu et al., 2003](#)). Fâcheusement cette méthode est limitée dans le temps, les damiers de paille devant être remplacés après 3 à 5 ans d'utilisation.



FIGURE 1.10 – **Dunes de sable recouvertes par des damiers de paille.** L'insertion de paille de manière périodique dans le dunes permet de les stabiliser et empêche ainsi leur progression (Bannière de Naiman, Mongolie intérieure, Chine) (© Li Chunying).

D'un point de vue économique, les déserts constituent un énorme espace vierge et improductif qui s'agrandit avec le temps. Ainsi, pour inverser la tendance, c'est à dire pour rendre ces immenses étendues utiles, certaines contrées ont développé un programme de boisement (Fig. 1.11). Par exemple, le gouvernement chinois a investi 725 milliards de RMB (~ 100 milliards d'euros), entre 2000 et 2009, dans le but de planter 76 millions d'hectares d'arbres ([Wang et al., 2007](#)) afin de faire des déserts des terres prochainement riches en nutriments donc exploitables pour l'agriculture.



FIGURE 1.11 – **Plantation d'arbres dans le désert de Gobi (Chine).** La végétalisation des déserts empêche la propagation des dunes et enrichit les sols (Désert de Tengger, Mongolie intérieure, Chine) (© Laura Fernandez-Cascales).

À défaut d'ensemencer des terres arides, d'autres choisissent de les utiliser comme gigantesques stations photovoltaïques car c'est là qu'est concentré le maximum d'énergie solaire (Fig. 1.12). Si tous les déserts terrestres étaient exploités ainsi, ils suffiraient très largement à fournir l'énergie dont tous les terriens ont besoin ([Knies, 2006](#)). Cependant les panneaux solaires ayant une durée de vie limitée à quelques années, ils doivent être régulièrement renouvelés.

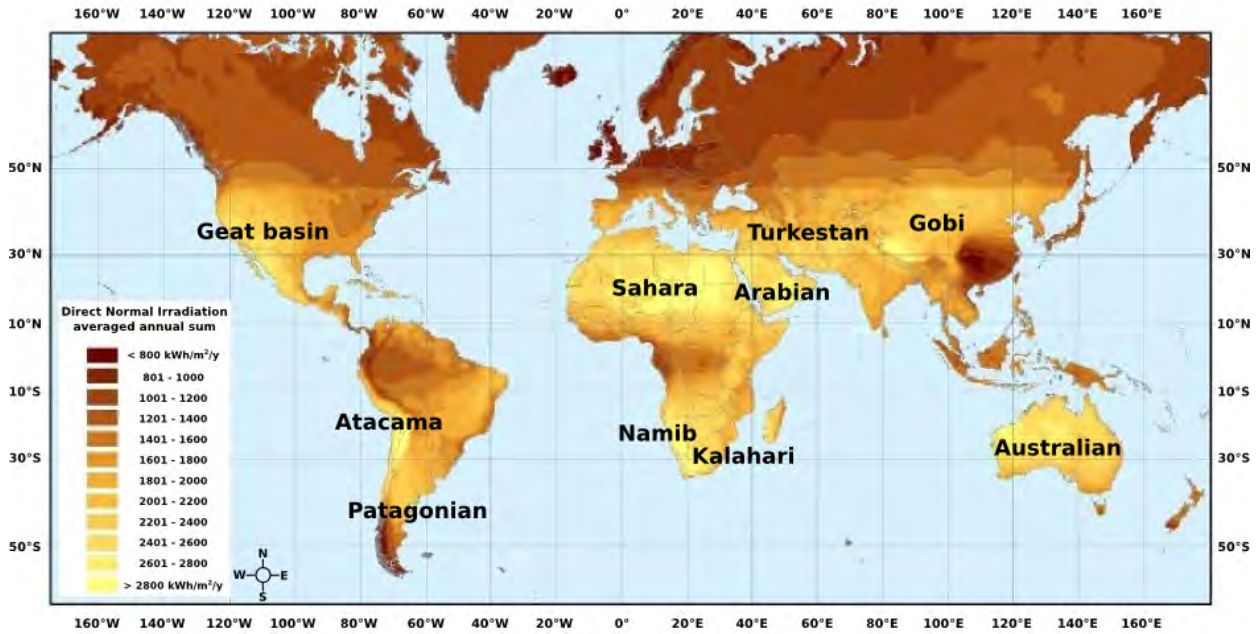


FIGURE 1.12 – Irradiation annuelle moyenne sur Terre. Les déserts reçoivent plus de 2000 kWh/m²/y (© DLR, 2008).

Finalement, pour les scientifiques, étudier les dunes revient à étudier un milieu granulaire en perpétuelle mouvement. Or comme le déplacement des dunes est dû au vent, comprendre leur physique revient aussi à améliorer nos connaissances sur les vents et le climat à leur origine.

1.3 Physique des dunes

Pour se développer, les dunes ont besoin de deux ingrédients : des grains et un fluide. Les premiers doivent être disponibles en quantité suffisante et avoir une granulométrie adaptée, tandis que le second doit avoir une vitesse assez élevée pour mobiliser les grains de sable ([Lancaster, 1995](#); [Livingstone et al., 1996](#)).

1.3.1 Caractérisation d'un milieu granulaire

Nous définirons un milieu granulaire comme un espace formé de particules macroscopiques de taille supérieure à 100 μm qui peut se comporter dans les trois états de la matière : solide, liquide et gazeux (Fig. 1.13).

Par exemple, un ensemble de grains posé sur une table est statique, c'est à dire que le milieu reste sans mouvement et se comporte comme un solide. Dans ce régime, le système est dominé par les interactions de contact entre les grains. À l'autre extrême, si l'on prend l'exemple d'un sac de sable que l'on secoue énergiquement, le milieu devient très agité avec des particules bougeant dans tous les sens et interagissant par collisions. Dans ce régime, on pourra assimiler le milieu à un gaz. Finalement, entre ces deux états, un intermédiaire serait le cas du sablier où l'on observe un écoulement dense assimilable à un fluide avec des particules qui interfèrent à la fois par collision et par contact.

Nous verrons que nous retrouvons ces trois états dans la dynamique dunaire.

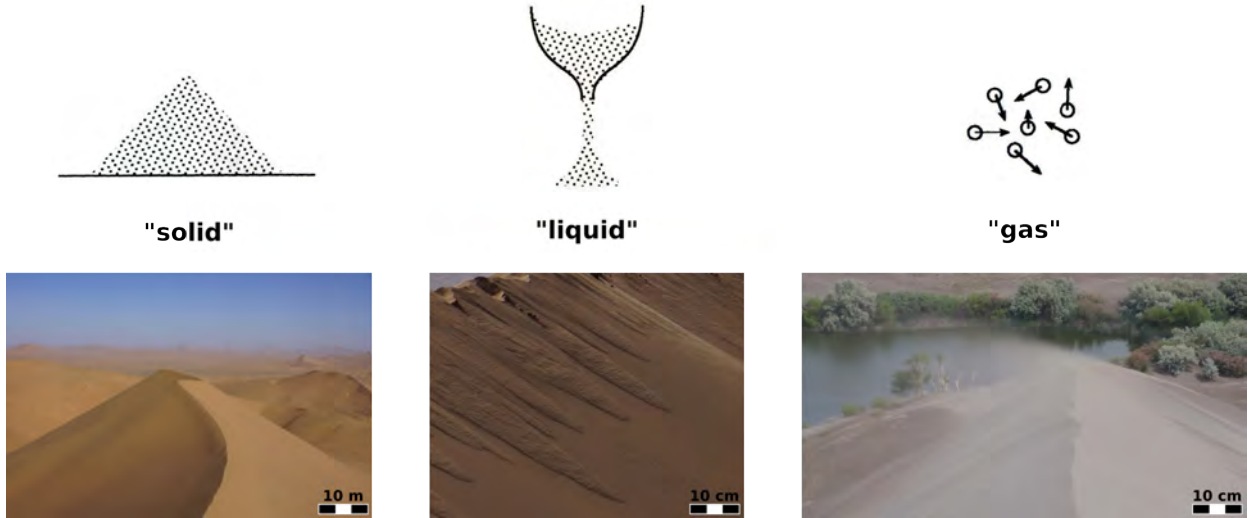


FIGURE 1.13 – Les trois états de la matière. Les milieux granulaires peuvent se comporter comme un solide (une dune stable), un liquide (une avalanche) ou un gaz (un soulèvement de grains) (© Laura Fernandez-Cascales).

Sur Terre, la majorité des dunes est composée de grains de quartz et de feldspath (sable). Cependant, certaines d'entre elles peuvent être constituées de gypse, de carbonate, de sable volcanique et même de grains d'argile (*Pye and Tsoar, 1990*), voire de sel ou de glace. Généralement, la taille des grains des dunes est comprise entre 0.125 et 0.250 mm (*Tsoar, 2001*). Les dunes étant exposées à l'atmosphère, les grains vont être soumis à l'action du vent qui exercera sur eux deux types de forces : une force d'entraînement F_d et une force de portance F_l . Ces forces agissent, respectivement, horizontalement, c'est à dire dans la direction de l'écoulement et verticalement en raison de la différence de pression statique générée par le gradient de vitesse du bas vers le haut d'un grain. La force d'entraînement F_d exercée sur une particule sphérique de diamètre d est

$$F_d = \beta \rho_f u_*^2 \frac{\pi d^2}{4}, \quad (1.1)$$

avec β un coefficient de traînée qui dépend d'un certain nombre de facteurs tels que la forme de la particule et le nombre de Reynolds, ρ_f la densité du fluide et u_* la vitesse de cisaillement.

La force de portance provient de la différence de pression verticale Δp entre les parties inférieure et supérieure du grain de sable (*Einstein and El-Samni, 1949; Bisal and Nielsen, 1962*) et s'exprime telle que

$$F_l = \Delta p \frac{\pi d^2}{4} = C_L \rho_f u^2 \frac{\pi d^2}{2}, \quad (1.2)$$

avec $C_L = 0.0624$ un coefficient constant (*Chepil, 1958*) et u la vitesse du vent à une hauteur de $0.35d$ et z_0 la rugosité hydrodynamique (*Kármán, 1934*).

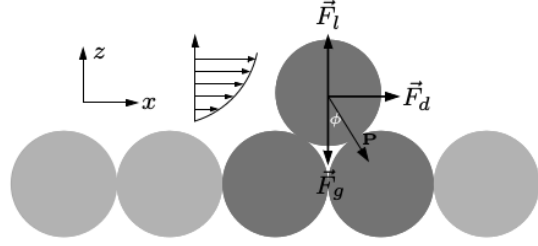
La dernière force exercée sur le grain, corrigée de la poussée d'Archimède, est le poids apparent du grain F_g

$$F_g = \frac{\pi d^3}{6} (\rho_g - \rho_f) g, \quad (1.3)$$

avec ρ_g la densité du grain et g l'accélération de la pesanteur.

F_d , F_l et F_g sont illustrées dans la figure suivante (Fig. 1.14).

FIGURE 1.14 – Schéma montrant les forces exercées sur un grain de sable statique. Les inserts en haut à gauche montrent le profil du vent et les lignes de courants associées. Le grain commence à se déplacer lorsque les forces d’entraînement et de portance sont supérieures à la force gravitationnelle. Ces trois forces déterminent le seuil de mouvement des grains de sable. P est le point de pivot.



1.3.2 Seuil de mise en mouvement

Les grains appartenant à la couche supérieure des dunes vont se déplacer lorsque les forces aérodynamiques dépasseront la force gravitationnelle. Si l’on considère une surface plate et horizontale recouverte par des particules de taille uniforme, l’équilibre des moments des forces pour un grain est donné par

$$F_d \frac{d}{2} \cos \phi = (F_g - F_l) \frac{d}{2} \sin \phi, \quad (1.4)$$

avec ϕ l’angle entre la direction verticale et la ligne pointant du centre du grain au point de pivotement.

En remplaçant ces forces par leurs expressions et en utilisant la contrainte de cisaillement aérodynamique seuil $\tau_c = \rho_f u_{*c}^2$, on trouve

$$\frac{\tau_c}{(\rho_g - \rho_f)gd} = \frac{2}{3} \left(\frac{\sin \phi}{\beta \cos \phi + c \sin \phi} \right), \quad (1.5)$$

avec $\tau_c / ((\rho_g - \rho_f)gd) = \Theta$ le nombre de Shields (*Shields, 1936*) qui est un coefficient sans dimension. On peut aussi poser $(\rho_g - \rho_f)/\rho_f = R$ et en déduire la vitesse de cisaillement seuil u_{*c} qui s’exprime telle que

$$u_{*c} = \sqrt{\Theta Rgd}. \quad (1.6)$$

Cette expression néglige les forces de cohésion et de répulsion. Elle n’est donc valable que pour un grain de diamètre supérieur à 0.1 mm (*Pye and Tsoar, 1990*). Cependant, il est prouvé que les forces cohésives augmentent la vitesse seuil de cisaillement (la vitesse minimum pour déplacer un grain) pour de fines particules (*Iversen et al., 1976; Miller et al., 1977*). Les effets de l’humidité et de la cimentation sur la vitesse seuil de cisaillement sont également négligés. Enfin, la vitesse seuil de cisaillement est également influencée par la pente du lit.

La contrainte de cisaillement mentionnée ci-dessus correspond à un seuil statique c’est à dire à la contrainte de traction critique pour initier le mouvement des particules par le vent. Lorsqu’il y a déjà des grains entraînés, c’est à dire que le flux d’air transporte du sable, il y a d’importants transferts d’énergie des grains mobiles vers les grains immobiles. Par conséquent, il existe également un seuil dynamique au-dessus duquel la saltation peut être maintenue par les impacts des grains sur le lit (*Bagnold, 1937; Claudin and Andreotti, 2006; Almeida et al., 2008; Kok, 2010*).

1.3.3 Profil vertical de l'écoulement et vitesse de cisaillement

L'atmosphère terrestre est divisée en plusieurs couches (Fig. 1.15). Celle qui est en contact avec la surface se nomme la troposphère et a une épaisseur moyenne de 20 km. Au-dessus, il y a la stratosphère, qui s'étend jusqu'à 50 km, puis la mésosphère qui s'étale jusqu'à 85 km d'altitude, à laquelle succède la thermosphère qui monte jusqu'à 690 km de haut et enfin l'exosphère qui est la dernière couche et qui culmine à quelques 10 000 km avant de s'évanouir peu à peu dans l'espace.

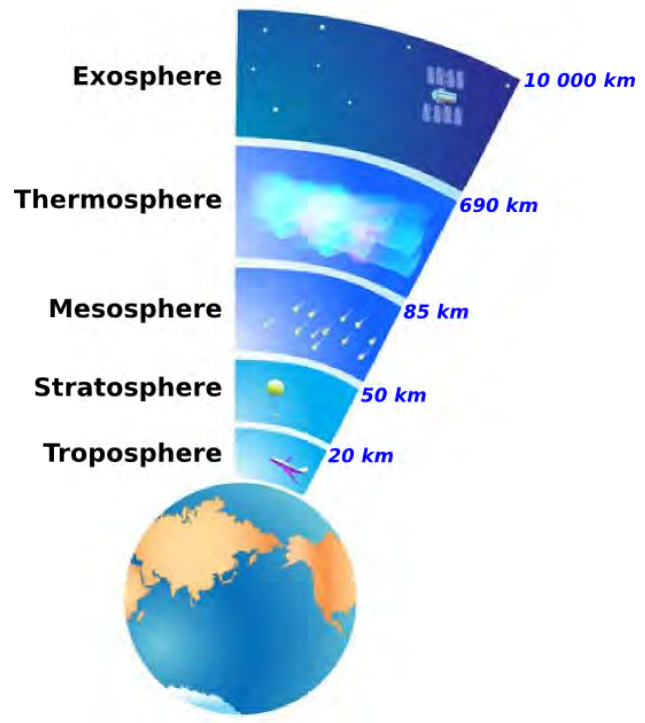


FIGURE 1.15 – Schéma montrant les différentes couches de l'atmosphère terrestre. De la plus basse à la plus haute : troposphère, stratosphère, mésosphère, thermosphère, exosphère.

La couche limite atmosphérique

Les vents à l'origine de la formation des dunes sont localisés dans la couche basse de l'atmosphère aussi appelée couche limite. Leur comportement est donc fortement influencé par la rugosité de la surface : végétation, topographie etc. (*Kaimal and Finnigan, 1994*). Principalement contrôlée par des mouvements convectifs, cette couche répond rapidement aux changements radiatifs de surface. Par conséquent, elle peut fortement fluctuer en épaisseur selon les cycles diurnes et saisonniers, s'étendant au maximum pendant la journée en été et au minimum pendant la nuit en hiver. La couche limite appartient à la troposphère.

Dans cette couche basse de l'atmosphère, l'écoulement du vent peut être caractérisé par le nombre de Reynolds (sans dimension) :

$$Re = \frac{\rho_f U^2 / L}{\mu U / L^2} = \frac{L U}{\nu}, \quad (1.7)$$

avec ρ_f la densité du fluide, U la vitesse du fluide, L l'échelle de longueur caractéristique du système, μ la viscosité du fluide et $\nu = \mu / \rho_f$ la viscosité cinématique.

Si les effets visqueux dominant ($Re < 1$), le flux est laminaire et le fluide est stratifié de manière stable. Si la force inertielle domine ($Re > 1$), le flux laminaire devient instable et des vortex

peuvent apparaître comme une instabilité primaire. Enfin, si $Re \gg 1$, le régime d'écoulement devient turbulent avec des tourbillons instables qui interagissent les uns avec les autres à toutes les échelles de longueur.

La couche interne et la couche externe

Afin de prendre en compte l'effet de topographie sur l'écoulement, la partie inférieure de celui-ci est découpée en une couche interne et une couche externe.

La couche externe de l'atmosphère est supposée infinie. Le gradient de pression dépendant de la topographie y est équilibré par les forces inertielles. L'écoulement reste en phase avec la topographie. Cela suggère qu'il n'y a pas de changement de la composante horizontale du flux. En revanche, la composante verticale est modifiée suivant la hauteur par rapport au sol. Cependant, loin de l'obstacle, la vitesse horizontale du vent est finalement égale à la vitesse du vent non perturbée, à la même hauteur, c'est à dire mesurée en l'absence de topographie.

La couche interne est épaisse de quelques centimètres, au dessus du sol. C'est une zone dans laquelle le gradient de pression longitudinal exercé par le fluide est compensé par la contrainte de cisaillement de Reynolds. L'épaisseur caractéristique l de la couche interne dépend à la fois de la longueur d'onde du profil d'élévation du lit sédimentaire et de la rugosité hydrodynamique z_0 (*Durán et al., 2011*) :

$$\frac{l}{\lambda} \log^2 \left(\frac{l}{z_0} \right) = 2\kappa^2, \quad (1.8)$$

avec $\kappa = 0.4$ la constante de Von Kármán et λ la longueur d'onde du profil d'élévation du lit sédimentaire.

La figure 1.16 montre la résolution de cette équation pour de larges domaines de longueurs d'ondes et de rugosités. Pour $\lambda = 20$ m et $z_0 = 5 \times 10^{-4}$ m, des valeurs caractéristiques observées durant le développement de dunes, la couche interne mesure environ 18 cm (Fig. 1.16).

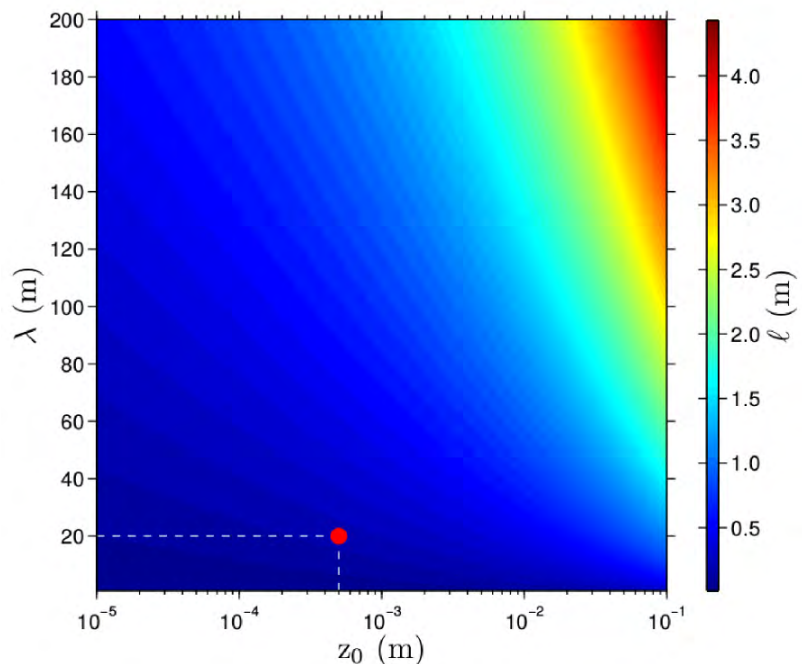
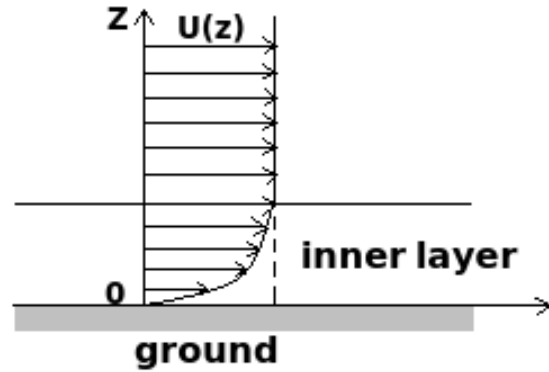


FIGURE 1.16 – Épaisseur de la couche interne en fonction de la longueur d'onde du lit et de la rugosité. Le logarithme de l'épaisseur augmente linéairement avec la longueur d'onde λ et le logarithme de la rugosité z_0 . Le rond rouge correspond à $\lambda = 20$ m et $z_0 = 5 \times 10^{-4}$ m, soit une couche limite de 18 cm d'épaisseur (© Gao Xin).

Dans la couche interne, la vitesse du vent U varie avec la distance au sol alors qu'à l'extérieur de celle-ci, elle est uniforme (Fig. 1.17).

FIGURE 1.17 – Représentation de la variation de la vitesse en fonction de l'altitude. Chaque flèche représente la vitesse U à une certaine hauteur Z du sol.



Variation de la vitesse en fonction de la distance au sol

Le gradient de vitesse, du/dz , crée une contrainte de cisaillement τ , égale au transfert d'énergie par unités de temps et de surface (Kármán, 1935; Prandtl, 1935; Sutton, 1953; Peixdto and Oort, 1992). Il s'exprime tel que

$$\tau = \eta \frac{du}{dz} = \rho_f l^2 \left(\frac{du}{dz} \right)^2, \quad (1.9)$$

avec η la viscosité de vortex et l la longueur de mélange. Prandtl (1935) affirme que l est directement proportionnel à la hauteur z , si l'échange d'énergie est immédiat à l'interface solide-fluide et augmente avec la distance à la surface ($l = \kappa z$, $\kappa = 0.4$ étant la constante de Von Kármán).

Assez loin de la surface, la vitesse, à une certaine altitude, peut être obtenue à partir de

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{z_0} \right), \quad (1.10)$$

avec $u_* = \sqrt{\tau/\rho_f}$ la vitesse de cisaillement et z la hauteur. La vitesse de cisaillement u_* est une mesure de la contrainte de cisaillement caractérisant la capacité du flux à transférer de l'énergie à la surface sous-jacente. Elle a une valeur constante qui est indépendante de la hauteur des mesures de la vitesse du vent. u_* et z_0 sont deux variables indépendantes qui sont habituellement déterminées expérimentalement.

En pratique, la vitesse du vent est ainsi fonction du logarithme de la hauteur z (Eq. 1.10 & Fig. 1.17). La pente de ce profil logarithmique détermine la vitesse de cisaillement u_* et la rugosité z_0 (la valeur de z pour $u(z) = 0$)

En utilisant l'équation 1.10, une autre façon de déterminer les valeurs u_* et z_0 est de mesurer la différence de vitesse du vent Δu à deux hauteurs différentes.

1.3.4 Déplacement des grains sous l'effet du cisaillement d'un fluide

Lorsqu'un grain est arraché au sol, il peut être transporté de différentes manières (Fig. 1.18). Habituellement, la suspension, la saltation et le roulement, sont successivement observés pour une résistance à l'écoulement croissante (Bagnold, 1941; Pye, 1990).

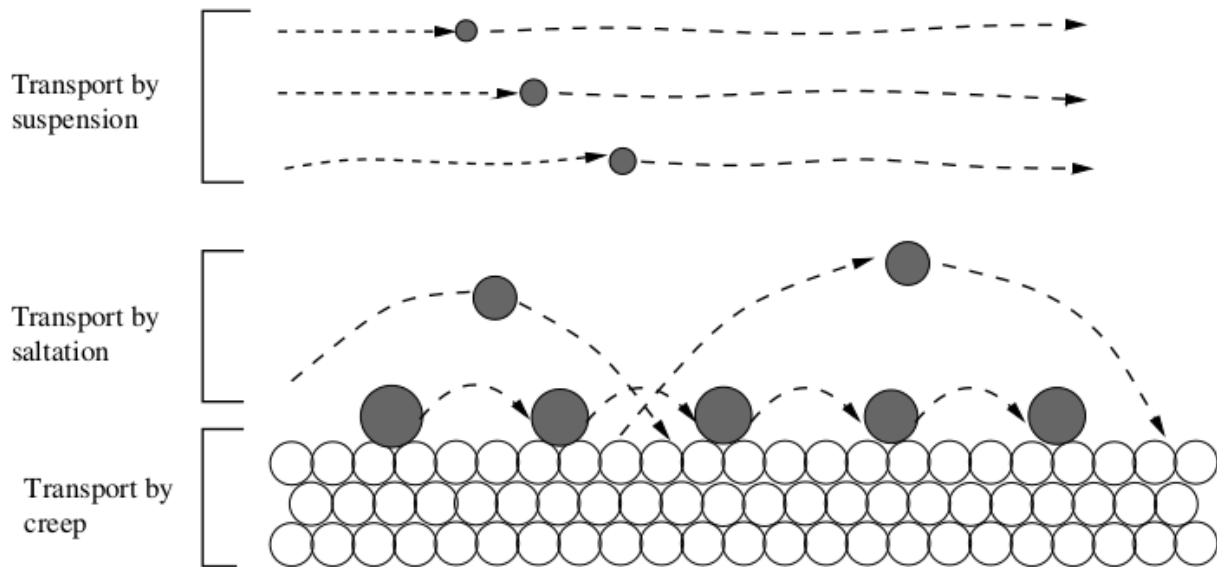


FIGURE 1.18 – Schéma des différentes possibilités de déplacements des grains : suspension, saltation et roulement. Les particules en suspension sont transportées par le fluide. Les grains en saltation bondissent à la surface du lit, et en retombant, ils peuvent en impacter d'autres, induisant ainsi leur mise en mouvement. Enfin les grains peuvent bouger par roulement. Ces différents modes de transport sont associés à une stratification verticale reflétant l'influence relative des forces aérodynamiques et le poids des particules.

- **Suspension** : lorsque la composante verticale des fluctuations de vitesse turbulentes dépasse la vitesse de sédimentation, les grains se déplacent dans l'air par suspension. Dans la géomorphologie éolienne, la suspension se réfère habituellement à des grains de très faible densité ou à des vitesses de vent très grandes. Sur Terre, par exemple, si la valeur moyenne de la vitesse de cisaillement (u_*) est comprise entre 0.18 et 0.6 m/s, le diamètre maximal des particules en suspension varie entre 40 et 60 μm . Ces grains peuvent parcourir de longues distances dans des trajectoires irrégulières et aléatoires avant d'atteindre à nouveau le sol. La suspension devient plus difficile avec l'augmentation de la taille des grains, car dans ce cas, les fluctuations de la composante verticale de la vitesse du vent deviennent négligeables par rapport à la vitesse de sédimentation reliée au poids du grain (*Pye and Tsoar, 1987*).
- **Saltation** : lorsqu'un grain éjecté présente une trajectoire de vol balistique déterminée par l'équilibre entre la traînée du vent et la gravité, la saltation se produit. Les grains sont accélérés sous le vent pour retomber finalement sur le sol, transférant leur quantité de mouvement et leur énergie au lit granulaire immobile. Ces collisions avec des particules au repos à la surface du lit peuvent éjecter de nouveaux grains et donc maintenir la saltation. L'interaction des grains impactants avec le lit est généralement appelée "splash" (*Anderson and Haff, 1991; Nalpanis et al., 1993; Rioual et al., 2000*). Une fois la saltation commencée, le nombre de grains dans ce mode de transport augmente d'abord de façon exponentielle en raison du processus multiplicatif inhérent à l'événement "splash" (*Anderson and Haff, 1991*). Le nombre de grains éjecté du lit de sable dépend de la vitesse des particules impactantes. Lorsque la vitesse du vent est assez forte, les grains splashés sont éjectés avec des vitesses différentes et à différents angles. Ensuite, seule une partie des grains éjectés entre en saltation (*Butterfield, 1993; Andreotti, 2004*). L'autre fraction ne peut pas atteindre une

vitesse suffisante pour entrer dans un nouveau saut balistique et ils restent sur le lit. *Pye and Tsoar (2009)* ont constaté que le diamètre moyen du grain de sable transporté par saltation varie entre 170 et 350 μm avec une valeur moyenne d'environ 250 μm . Cela concorde parfaitement avec la valeur limite de la contrainte de cisaillement dérivée de la vitesse moyenne du vent observée dans les mers de sable modernes sur Terre (*Durán and Herrmann, 2006*). La saltation est le principal moyen de transport dans les mers de sable éoliennes terrestres (*Bagnold, 1941*).

- **Roulement** : lorsque la gravité, les forces hydrodynamiques et les forces de contact sont équivalentes (*Durán et al., 2011*), le roulement a lieu. Juste au-dessus du seuil de contrainte de cisaillement pour la création du mouvement, les grains de sable commencent à rouler et glissent le long de la surface du lit. Au cours de ces mouvements rampants, ils restent toujours en contact avec la couche de surface. Ce type de mouvement est très pertinent pour la situation éolienne en raison du contraste de densité entre le fluide et les grains.

Généralement, la suspension, la saltation et le roulement correspondent respectivement aux petits, moyens et gros grains de sable.

Dans la dynamique des dunes, la saltation est le mode dominant de transport du sable. Le rapport entre la vitesse de sédimentation $V_{fall} = \sqrt{Rgd}$ et la vitesse de cisaillement u_* permet de distinguer suspension et roulement. Le ratio $V_{fall}/u_* = 1$ est utilisé pour distinguer les deux processus. $V_{fall}/u_* \ll 1$ et $V_{fall}/u_* \gg 1$ définissent respectivement la suspension et le roulement (*Pye and Tsoar, 2009*). La démarcation entre la suspension et la saltation n'est pas définie avec précision. De même, il n'y a pas de frontière nette entre le roulement et la suspension, mais plutôt une transition progressive (*Nickling, 1983*).

En revanche, il y a clairement une différence entre un grain de sable en mouvement ou à l'arrêt. Par exemple pour déterminer la vitesse seuil de cisaillement de mise en mouvement, on peut se référer à la formule de *Iversen and Rasmussen (1999)*

$$u_{*c} = 0.1 \sqrt{\frac{\rho_g g d}{\rho_f}}. \quad (1.11)$$

Enfin, les grains de sable peuvent également être impliqués dans une avalanche. En effet, les dunes présentent, en général, une inclinaison d'une trentaine de degrés (*Bagnold, 1941*). Or si cet angle est outrepassé, alors des glissements de sable (Fig. 1.19) peuvent se produire. Ces avalanches sont la plupart du temps instantanées.

Ces écoulements de subsurface se produisent dans la couche superficielle du lit qui est un milieu poreux. C'est sous l'effet du cisaillement du fluide et/ou de la pente que plusieurs couches de grains peuvent être simultanément mises en mouvement. Ces déplacements sont dominés par la friction de grain à grain et la vitesse des particules chute rapidement avec la profondeur. Dans un contexte éolien, ces processus sont essentiellement observés durant les écoulements gravitaires sur les faces d'avalanche.

Selon la théorie de Mohr-Coulomb, les mouvements gravitaires au sein des milieux granulaires se déclenchent lorsque le rapport entre les forces de cisaillement et les forces normales dépasse un seuil critique défini comme le coefficient de friction statique. Il correspond à un angle critique Θ_s



FIGURE 1.19 – **Avalanches de sable le long des crêtes.** Quand la pente de la dune devient trop inclinée, des avalanches de sable ont lieu. (a) Glissement de sable sur la dune du Pilat (France). (b) Afaïssement de la crête de la dune (Désert de Mojave, Etats-Unis) (© National Geographic).

au-dessus duquel un grain ou un ensemble de grains chute sous la seule action du poids. Ce ou ces grains peuvent alors entraîner d'autres grains dans des avalanches qui modifieront la pente locale du lit. Finalement, la pente s'équilibre autour d'une valeur correspondant à un angle de friction dynamique $\Theta_d < \Theta_s$.

1.3.5 Longueur de saturation

L'estimation du flux de sédiments et de son évolution au cours du temps en fonction de la topographie et de l'approvisionnement en sable est un des enjeux majeurs de la physique éolienne.

Si on considère un lit granulaire plat et infini soumis à un écoulement turbulent homogène stable, le flux sédimentaire atteindra un état d'équilibre quand la quantité de grains emportée sera égale à la quantité de grains perdus.

Si on considère à présent une situation dans laquelle le flux est non homogène et variable dans l'espace et le temps, alors le flux sédimentaire Q ne s'ajustera pas immédiatement à la valeur locale de la contrainte de cisaillement (*Bagnold, 1941; Sauermann, 2001; Narteau et al., 2009*). Il aura besoin de temps et d'espace pour atteindre l'équilibre Q_{sat} (Fig. 1.20).

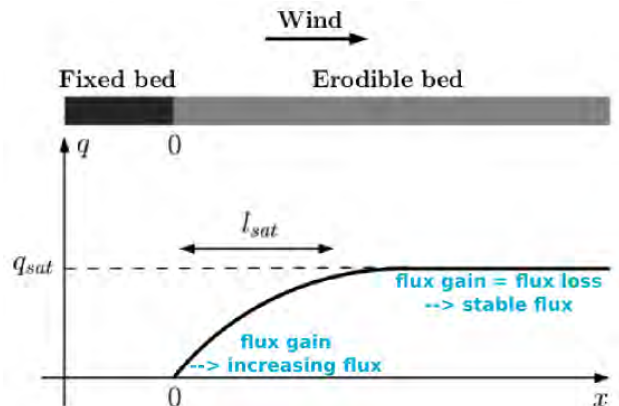


FIGURE 1.20 – **La longueur de saturation.** Elle peut être décrite comme la longueur de relaxation du flux de sable Q allant vers la valeur saturée Q_{sat} . Expérimentalement, l'installation consiste en un lit de sable plat précédé d'un lit rocheux plat. Lorsque le vent souffle sur la surface rigide avant d'atteindre le lit érodable, le flux de sable augmente sur la distance l_{sat} dans la direction du flux avant d'atteindre sa valeur saturée Q_{sat} .

Au dessus d'un lit de sable, le transport n'est jamais loin de son état saturé, de sorte qu'il peut être exprimé par une équation linéaire du premier ordre telle que

$$t_{sat} \frac{\partial Q}{\partial t} + l_{sat} \frac{\partial Q}{\partial x} = Q_{sat} - Q, \quad (1.12)$$

avec l_{sat} la longueur de saturation et t_{sat} le temps de saturation ([Sauermann, 2001](#); [Andreotti et al., 2002a](#); [Charru, 2006](#); [Claudin and Andreotti, 2006](#)). La valeur t_{sat} est en général bien plus faible (≈ 1 s) que l'échelle de temps caractéristique de l'évolution du lit ($\approx 10^5$ s). Une telle différence d'échelle justifie l'hypothèse simplifiée selon laquelle le flux du fluide et le transport des sédiments peuvent être considérés et calculés comme si le lit était fixe ([Durán et al., 2011](#); [Charru et al., 2013](#)).

La saturation transitoire décrite par l'équation 1.12 a été appliquée avec succès pour la description de la formation des dunes par [Andreotti et al. \(2002b\)](#); [Elbelrhiti \(2005\)](#); [Charru \(2006\)](#); [Narteau et al. \(2009\)](#) et [Fourrière et al. \(2010\)](#).

En pratique, la longueur de saturation l_{sat} est proportionnelle à la distance nécessaire pour qu'un grain soit accéléré jusqu'à la vitesse du vent ([Hersen et al., 2002](#); [Claudin and Andreotti, 2006](#); [Charru, 2006](#); [Andreotti et al., 2010](#)),

$$l_{sat} \propto \frac{\rho_g}{\rho_f} d. \quad (1.13)$$

Pour des grains de sable dans le désert, l_{sat} est d'environ un mètre ([Claudin et al., 2013](#)). En raison de l'inertie, un grain de sable soulevé du lit atteint la vitesse du vent après une longueur caractéristique de traînée l_{drag} ([Andreotti et al., 2002a](#); [Andreotti, 2004](#)). Cette longueur dépend de la taille du grain et du rapport entre la densité du sable et du fluide,

$$l_{drag} = \frac{\rho_g}{\rho_f} d. \quad (1.14)$$

En utilisant les valeurs suivantes : $l_{sat} = 1.7$ m et $d = 180 \mu\text{m}$, [Elbelrhiti et al. \(2005\)](#) obtient l'expression suivante

$$l_{sat} \approx 4 \frac{\rho_g}{\rho_f} d \approx 4 l_{drag}, \quad (1.15)$$

qui est en accord avec l'expérience de [Bagnold \(1941\)](#) ($l_{sat} = 2.3$ m pour $d = 250 \mu\text{m}$) et l'étude de [Charru \(2006\)](#). En fait l'égalité $l_{sat} \approx 4 l_{drag}$ n'est pas toujours vérifiée. Par exemple, à partir d'expériences en soufflerie et d'estimations indirectes effectuées lors d'une analyse des longueurs d'onde initiales des dunes (données de terrain), [Andreotti et al. \(2010\)](#) et [Durán et al. \(2011\)](#) ont constaté que l_{sat} / l_{drag} est une fonction de u_*/u_{*c} , et $l_{sat} \approx 2 \frac{\rho_g}{\rho_f} d \approx 2 l_{drag} = 0.8$ m.

L'échelle de longueur caractéristique pour la formation des dunes

Le profil d'élévation du lit $H(x, t)$ et le flux de sable par unité de largeur $Q(x, t)$ sont liés par l'équation de la conservation de la masse :

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial H}{\partial t} = 0. \quad (1.16)$$

D'après cette équation, il apparaît clairement que la croissance des dunes ($\partial H / \partial t > 0$) ne peut se produire que si le maximum de topographie est dans une zone de dépôt où le flux de sable diminue ($\partial Q / \partial x < 0$). Par conséquent, si on considère un profil de lit sinusoïdal, tous les mécanismes qui augmentent le flux ont un effet déstabilisant ($\partial Q / \partial x < 0$ à la crête), alors que ceux par lesquels Q répond avec un décalage se stabilisent ($\partial Q / \partial x > 0$ à la crête).

Le développement des formes de lit peut être étudié comme une instabilité linéaire. En pratique, cela consiste à mesurer le taux de croissance de perturbations sinusoïdales superposées à un lit de sable plat pendant très peu de temps. Ce taux de croissance est supérieur à 0 pour les cas instables et inférieur à 0 pour les cas stables. Divers modèles analytiques et numériques ont montré que les longueurs d'ondes les plus stables sont les plus courtes en raison d'effets gravitationnels (*Momiji et al., 2000*). D'autre part, les plus grandes longueurs d'ondes sont toutes instables.

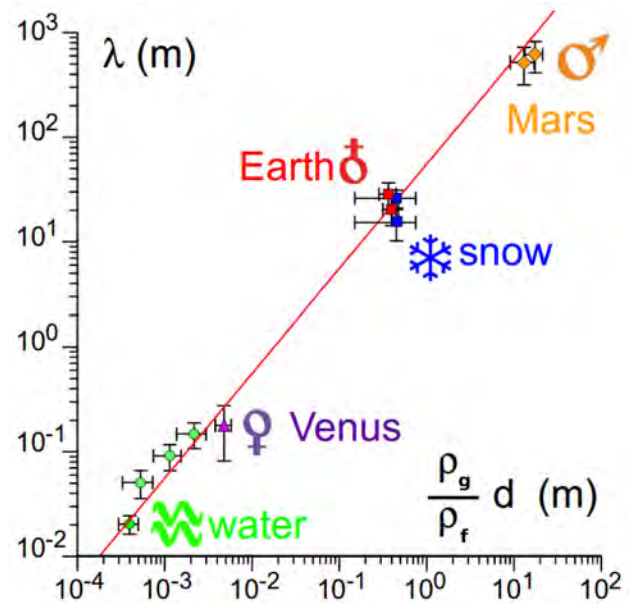
Ainsi il existe une échelle de longueur caractéristique λ_0 en dessous de laquelle les dunes ne peuvent pas se développer. Mais il existe aussi une valeur maximale du taux de croissance correspondant à la longueur d'onde la plus instable λ_{max} pour la formation de dunes (Fig. 1.21). En effet, comme toutes les grandes longueurs d'ondes sont susceptibles de croître, celle qui dominera le paysage est celle avec le plus grand taux de croissance.

En effet, les dunes naissantes devraient présenter une longueur d'onde caractéristique proche de la valeur maximale λ_{max} . Les observations sur le terrain et les modèles analytiques et numériques ont montré que la longueur d'onde la plus instable pour la formation de dunes (*Elbelrhiti et al., 2005*) est

$$\lambda_{max} \approx 12 l_{sat}. \quad (1.17)$$

Sur Terre, $\lambda_{max} \sim 10 - 20$ m.

FIGURE 1.21 – Loi d'échelle pour la taille élémentaire des dunes. Symboles : dunes éoliennes terrestres ♂, dunes éoliennes martiennes ♂, dunes éoliennes vénusiennes ♀, ondulations subaquatiques ≈, dunes éoliennes de neige * (© *Claudin and Andreotti (2008)*).



1.3.6 Flux sédimentaire sous l'effet du cisaillement d'un fluide

Ainsi, dès que le vent est assez puissant pour mobiliser le matériel granulaire surfacique, les variations spatiales et temporelles des flux de sable prennent l'entier contrôle de la formation et du développement des formes de lit. Une des difficultés majeures dans le transport des sédiments éoliens est donc d'estimer le flux de sédiments Q associé aux mesures du vent. Ce flux de sable ne peut pas dépasser localement la valeur saturée Q_{sat} , qui est le flux de sable maximum que le vent

peut déplacer. En effet, au-dessus de cette valeur, la vitesse du vent est affectée par le transport des sédiments et diminue. Il existe donc un état d'équilibre qui assure que le nombre moyen de grains transportés par une vitesse de vent donnée reste constant au cours du temps s'il n'y a pas de changement de topographie ou de disponibilité sédimentaire.

Les bases de données météorologiques ou les mesures de terrain fournissent en général les vitesses de vent à une hauteur donnée z et pendant un certain temps Δt , telles que : u^i est la norme du vecteur vitesse et x_i l'orientation associée.

D'après l'équation 1.10, la vitesse de cisaillement pour chaque pas de temps i peut être définie telle que

$$u_*^i = \frac{u^i \kappa}{\ln(z/z_0)}, \quad (1.18)$$

avec z la hauteur à laquelle la vitesse du vent a été mesurée et z_0 la rugosité hydrodynamique.

Au cours des dernières décennies, de nombreuses équations de transport sédimentaire ont été dérivées de considérations analytiques et phénoménologiques notamment grâce à des expériences en soufflerie (*Bagnold, 1937; Owen, 1964; Lettau and Lettau, 1978; Ungar and Haff, 1987; Iversen and Rasmussen, 1999; Sørensen, 2004; Andreotti, 2004; Durán and Herrmann, 2006; Durán et al., 2011; Sherman and Li, 2012*). Dans toutes ces relations, le flux de sable augmente avec u_* et il y a une vitesse seuil de cisaillement du vent u_{*c} (Eq : 1.11) au-dessus de laquelle le vent peut transporter des grains. Toutes ces formules de transport diffèrent principalement par leur mise à l'échelle (*Andreotti, 2004; Creyssels et al., 2009; Durán et al., 2011; Ho et al., 2011*). D'après *Bagnold (1937)* la majorité des lois de transport est ajustée pour des valeurs de u_* élevées dans le cas de saltation au dessus d'un lit non érodable (*Ho et al., 2011*). Cependant, les simulations numériques montrent que le flux saturé varie linéairement avec u_*^2 pour des vitesses de cisaillement allant jusqu'à quatre fois u_{*c} (*Kok and Renno, 2009; Durán et al., 2011*). Ceci est important car la vitesse moyenne du vent généralement enregistrée à la surface de la Terre dépasse rarement $5 u_{*c}$.

D'après des données acquises en soufflerie, *Iversen and Rasmussen (1999)* ont trouvé un bon accord avec la relation proposée par *Ungar and Haff (1987)* :

$$Q(u_*) = 25 \frac{\rho_f}{\rho_g} \sqrt{\frac{d}{g}} (u_*^2 - u_{*c}^2), \quad (1.19)$$

qui est la formule que nous utilisons pour calculer Q sur un lit de sable plat.

De la sorte, pour chaque pas de temps i , nous pouvons calculer le flux de sable saturé sur un lit plat tel que

$$\mathbf{Q}_i = \begin{cases} Q(u_*^i) \mathbf{x}_i & \text{pour } u_*^i \geq u_{*c}, \\ 0 & \text{pour } u_*^i < u_{*c}, \end{cases} \quad (1.20)$$

avec $Q_i = Q(u_* = u_*^i)$ d'après les équations 1.11 et 3.1.

D'autres manières de déterminer Q peuvent être les relations de *Lettau and Lettau (1978)* et *Sherman and Li (2012)*,

$$Q(u_*) = 4.7 \frac{\rho_f}{g\rho_g} u_*^2 (u_* - u_{*c}), \quad (1.21)$$

ou encore de *Sørensen (2004)* suivant *Owen (1964)*,

$$Q(u_*) = \frac{\rho_f}{0.6\rho_g g} u_* (u_*^2 - u_{*c}^2) \left(A_S \left(\frac{u_{*c}}{u_*} \right)^2 + B_S \frac{u_{*c}}{u_*} \right), \quad (1.22)$$

avec A_S et B_S qui dépendent du diamètre du grain. D'après des calibrations de *Iversen and Rasmussen (1999)* : $A_S = 3.1$ et $B_S = 2.2$ pour $d = 180 \mu\text{m}$.

Les comportements de ces diverses lois de transport sont comparés figure 1.22.

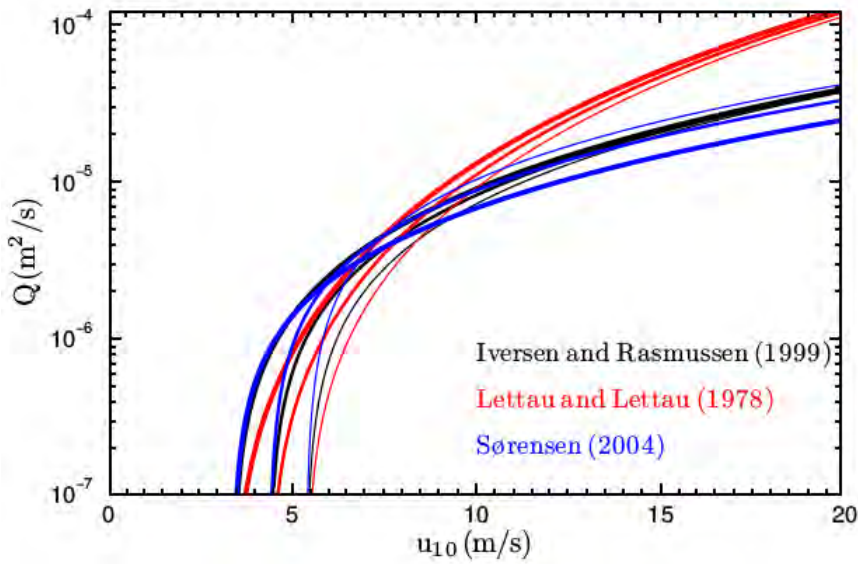


FIGURE 1.22 – Flux de sable en fonction de la vitesse du vent pour différentes lois de transport et vitesses seuils du vent. En noir : équation 3.1 ; en rouge : équation 1.21 ; en bleu : équation 1.22. Courbes épaisses : $u_{10,c} = 3.4$ m/s ($u_{*c} = 0.15$ m/s), Courbes moyennes : $u_{10,c} = 4.4$ m/s ($u_{*c} = 0.19$ m/s), Courbes fines : $u_{10,c} = 5.4$ m/s ($u_{*c} = 0.23$ m/s) (© Gao Xin).

Si Q est supérieur à Q_{sat} , il y a dépôt de sable. Mais si Q est inférieur à Q_{sat} , il y a érosion. Toutefois, si $u_* > u_{*c}$, l'érosion et le dépôt se produisent en fonction du gradient de u_* .

À partir des vecteurs individuels de flux Q_i , il est possible d'estimer le flux de sable moyen (en anglais : "Drift Potential")

$$DP = \frac{\sum_{i=2}^{N_o} \|Q_i\| (t_i - t_{i-1})}{\sum_{i=2}^{N_o} (t_i - t_{i-1})}. \quad (1.23)$$

Moyennée sur l'ensemble de la période, cette quantité ne tient pas compte de l'orientation des flux de sable (*Fryberger and Dean, 1979*).

Donc, il est également important de calculer le flux de sable moyen résultant RDP (en anglais : "Resultant Drift Potential")

$$\text{RDP} = \frac{\left\| \sum_{i=2}^{N_o} \mathbf{Q}_i (t_i - t_{i-1}) \right\|}{\sum_{i=2}^{N_o} (t_i - t_{i-1})}, \quad (1.24)$$

qui est la norme de la somme de tous les vecteurs de flux individuels. Cette quantité dépend fortement de la direction du vent. RDP est parallèle à la direction résultante du flux RDD (en anglais : "Resultant Drift Direction").

DP et RDP ont des unités de flux de sable. Le ratio RDP/DP est souvent utilisé pour caractériser la variabilité directionnelle du vent (*Pearce and Walker, 2005; Tsoar, 2005*).

RDP/DP \rightarrow 1 indique que le régime de vents tend à être unidirectionnel.

RDP/DP \rightarrow 0 révèle des régimes de vents multidirectionnels ou deux vents dominants avec des orientations opposées.

1.3.7 Rétroaction de la topographie et effet d'accélération

Une dune contraint les lignes de courant, ce qui a pour effet d'accélérer le vent en amont de la crête et de le ralentir en aval. On note cet effet d'accélération $S = u_*/u_0$. Il est dû à la rétroaction de la dune elle-même. L'accélération fractionnée s'écrit $\Delta S = (u_* - u_0)/u_0 = \Delta u_*/u_0$ avec u_0 la vitesse du vent non perturbée à la hauteur z et u_* la vitesse du vent à la même hauteur quelque part le long du profil de la dune. Cet effet a lieu à l'interface solide-fluide c'est à dire dans les premiers centimètres au dessus de la surface (Fig. 1.23).

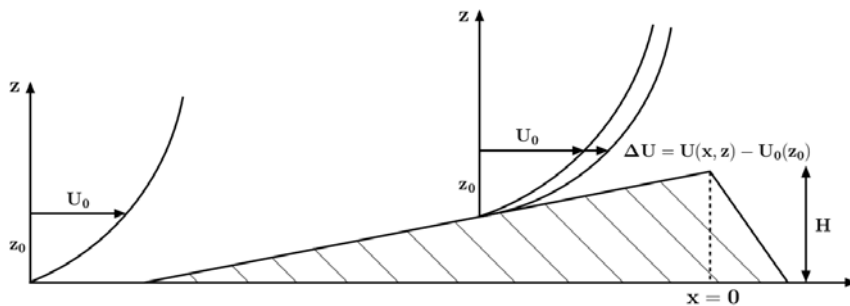


FIGURE 1.23 – Évolution de la vitesse du vent le long d'une dune. La différence d'accélération locale est définie comme le rapport entre la vitesse du vent non perturbée à une hauteur donnée et la vitesse du vent quelque part sur la face amont de la dune à la même hauteur que celle du lit granulaire.

Le taux d'accélération dépend principalement de la forme des dunes mais aussi de l'épaisseur de la couche turbulente limite atmosphérique et de la rugosité de la surface (*Jackson and Hunt, 1975; Mason and Sykes, 1979; Britter et al., 1981; Hunt et al., 1988*).

À la crête, l'accélération est principalement proportionnelle au rapport d'aspect de la dune. Habituellement, les dunes en forme de croissant ont un rapport d'aspect d'environ 1/10. Dans

ce cas, comme le montrent diverses études sur le terrain et dans des expériences de laboratoire, la valeur de S varie entre 1 et 2 (*Britter et al.*, 1981; *Wiggs et al.*, 1996; *Lancaster et al.*, 1996; *Neuman et al.*, 1997; *Walker and Nickling*, 2003; *Elbelrhiti et al.*, 2005; *Baddock et al.*, 2007; *Wu et al.*, 2011; *Claudin et al.*, 2013). Aussi on s'attend à ce que le taux d'accélération varie avec le temps, si la forme des dunes change.

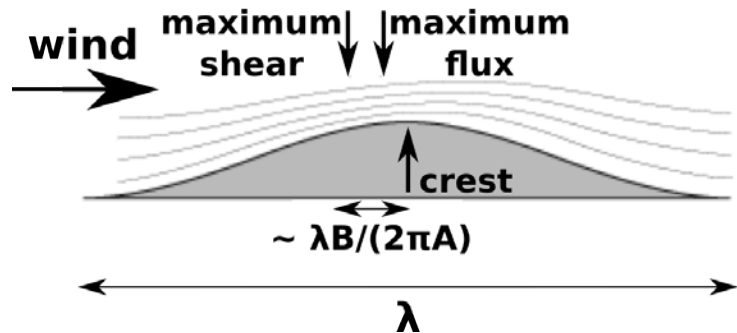
Les études en soufflerie de vent sur les dunes à l'échelle du décimètre n'autorisent pas l'accès à la couche interne qui est trop fine dans ce cas. Dans la couche externe au cours des mêmes expériences, l'effet de la courbure inhibe l'accélération près de la base de la dune et l'augmente près de la crête (*Claudin et al.*, 2013).

L'accélération mesurée dans la couche interne a non seulement un effet critique sur la stabilité et la morphologie des dunes (*Livingstone et al.*, 2007) mais aussi sur l'alignement général des formes de lit.

1.3.8 Instabilité dunaire et transport le long d'une dune

L'instabilité résulte de l'interaction entre le profil du lit de sable, qui modifie le champ de vitesse du fluide et l'écoulement qui modifie à son tour le lit de sable car il transporte les grains. Les dunes peuvent donc être considérées comme des obstacles, face à un écoulement, provoquant une perturbation des lignes de courants au dessus du profil topographique (Fig. 1.24).

FIGURE 1.24 – Schéma du mécanisme d'instabilité dunaire montrant les lignes de courant autour d'une dune symétrique. Le fluide s'écoule de gauche à droite.



Cela affecte simultanément les champs de pression et de vitesse et implique la redistribution de l'énergie des deux côtés de la dune. Cette énergie doit être la même à la base et à la crête de la dune. Loin de la surface, l'écoulement, entièrement caractérisé par sa vitesse moyenne et son orientation, est supposé parallèle à une surface horizontale. Selon l'équation 1.10, la vitesse du vent sur une surface plane augmente logarithmiquement avec la hauteur.

Pour savoir si l'on a affaire à une surface plutôt plane ou à une surface composée d'obstacles, on mesure le rapport d'aspect \mathcal{A}/λ avec \mathcal{A} l'amplitude de l'obstacle et λ sa longueur d'onde (ou largeur). Dans le cas d'un obstacle symétrique et lisse c'est à dire avec un faible rapport d'aspect ($\mathcal{A}/\lambda < 1/20$), le fluide est accéléré (augmentation de la contrainte de cisaillement τ et érosion de la surface) du côté d'où il provient juste en amont de la bosse puis décéléré (diminution de la contrainte de cisaillement τ et dépôt des grains de sable arrachés précédemment) en aval de celle-ci (Fig. 1.25). Ainsi, il y a un déphasage entre le maximum de la topographie (la crête) et la vitesse maximum du vent en amont de celle-ci.

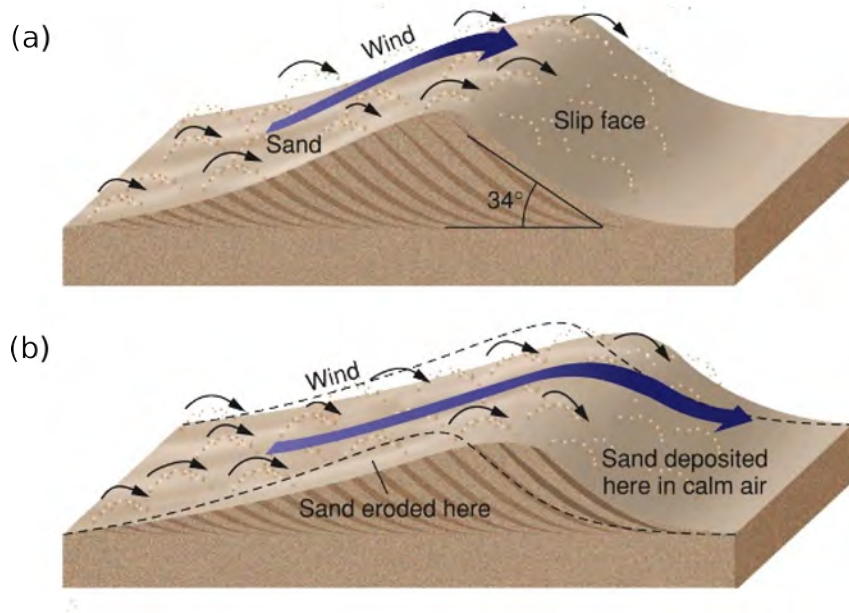


FIGURE 1.25 – Représentation schématique du mouvement du sable sur une dune. (a) Le vent accélère et érode la face amont de la dune. (b) Le vent décélère et dépose le sable sur la face aval.

Si le champ de vitesse était symétrique autour de la dune, l'érosion et le dépôt auraient lieu exactement à la crête, ce qui impliquerait un bilan érosion/dépôt nul. Cela conduirait à une propagation pure de la dune, sans changement d'amplitude (c'est l'effet "A"). Mais, en raison des effets simultanés d'inertie et de dissipation, le champ de vitesse est asymétrique (même sur une bosse symétrique) et la position de la contrainte de cisaillement maximale est dans la direction d'où provient le vent, en amont de la crête (c'est l'effet "B"). Pour une petite déformation du profil du lit de sable $h(t, x)$, l'excès de contrainte peut être écrit dans l'espace de Fourier tel que

$$\hat{\tau} = \tau_0(A + iB)k\hat{h}, \quad (1.25)$$

avec τ_0 le cisaillement qui s'appliquerait sur un lit de sable plat, k le vecteur d'onde associé à la coordonnée spatiale x , A et B des fonctions sans dimension. A est en phase avec le profil du lit de sable, tandis que B est déphasé. Ainsi les modes h et τ de longueur d'onde λ ont une différence de phase spatiale de l'ordre de $\lambda B/(2\pi A)$. Ce décalage est généralement de l'ordre de 10% de la longueur de la dune, car A et B sont généralement du même ordre de grandeur.

Dans le cas d'un écoulement turbulent, les expressions de ces deux paramètres ont été dérivées par *Jackson and Hunt (1975)* :

$$A = 2 \frac{\mathcal{A}_C}{\chi} \cos \phi_{TS} \frac{1}{k\mathcal{A}} \quad \text{et} \quad B = 2 \frac{\mathcal{A}_C}{\chi} \sin \phi_{TS} \frac{1}{k\mathcal{A}}, \quad (1.26)$$

avec \mathcal{A}_C l'amplitude de la vitesse du vent dans la couche interne, χ le décalage vertical de la vitesse du vent dans la couche interne, ϕ_{TS} le déphasage entre la topographie et la vitesse du vent dans la couche interne, k le nombre d'onde et \mathcal{A} l'amplitude de la dune.

Ces deux paramètres A et B ne peuvent être estimés que durant la phase d'instabilité linéaire, soit dans le cas de dunes symétriques (i.e. sans face d'avalanche).

1.4 Classification des dunes

Au cours des années, différentes formes de classement des dunes ont vu le jour. La première idée était de les cataloguer en fonction de leur forme. Ensuite, elles ont été classées d'après l'orientation de leurs crêtes par rapport au flux résultant (*Wasson and Hyde, 1983; Livingstone et al., 1996*) et finalement depuis quelques années elles peuvent être regroupées selon leur mécanisme de croissance (*Courrech du Pont et al., 2014*).

1.4.1 Classification des dunes d'après leur forme

Ce sont les géographes qui, les premiers, se sont intéressés aux dunes. Ainsi, d'après leurs connaissances et leur formation ils ont établi un catalogue de classification des dunes fondé uniquement sur la forme de celles-ci. Dans la nature trois profils se détachent : les dunes en forme d'étoile, en forme de croissant et les dunes linéaires. (Fig. 1.26).



FIGURE 1.26 – Photographies de dunes aux formes distinctes. (© Google Earth) a. Dune en étoile. b. Dunes en croissant. c. Dunes linéaires.

- **Les dunes croissantes** : aussi appelées barkhanes, ces structures se retrouvent isolées ou en réseaux. Le dos de la dune est aligné perpendiculairement à la résultante des flux contrairement aux cornes qui lui sont parallèles (Fig. 1.27). Pour former ce type de dune il faut peu de sable et un régime de vents unidirectionnel. La face exposée au vent est typiquement convexe avec une pente maximale moyenne de 12° tandis que la pente protégée du vent est caractérisée par une face d'avalanche d'une trentaine de degrés (*Bagnold, 1941*). Ce genre de dunes a été très étudié en géomorphologie (*Livingstone et al., 2007*) et en physique (*Howard et al., 1978; Hersen et al., 2002; Andreotti et al., 2002a; Momiji et al., 2002; Sauermann et al., 2003; Hersen, 2004, 2005*). Les barkhanes se propagent dans la direction du vent en conservant une forme et une vitesse constantes (*Tsoar, 2001*). En fait, elles s'alimentent elles-mêmes en sédiments. C'est à dire que le sable du dos de la dune va progressivement tomber dans la zone d'avalanche etc. Néanmoins, aux extrémités des cornes, du sable s'échappe. Enfin les barkhanes peuvent être symétriques ou asymétriques (Fig. 1.28).

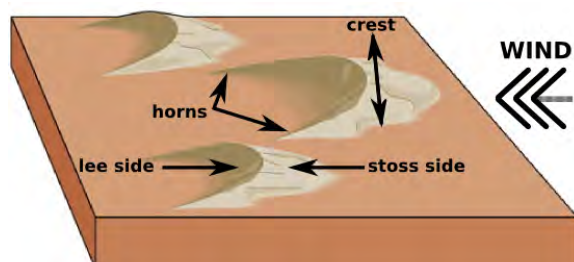


FIGURE 1.27 – Schéma d'une barkhane. La crête d'une barkhane est perpendiculaire à la résultante des flux tandis que les cornes lui sont parallèles.



FIGURE 1.28 – Photographie aérienne d’une barchane asymétrique dans le parc national de Paracas au Pérou. Les cornes de la dune centrale n’ont pas la même longueur (© George Steinmetz).

- **Les dunes étoiles** : il s’agit d’un amas de sable majestueux caractérisé par une forme pyramidale et des bras sinueux rayonnants (*Lancaster, 1989; Zhang et al., 2012*). Ces dunes résultent d’un approvisionnement en sable abondant et d’un régime de vents multidirectionnels (Fig. 1.29). Elles sont parmi les plus grandes dunes sur Terre. Les dunes étoiles se retrouvent habituellement dans les déserts de haute latitude où il y a des changements saisonniers fréquents et distincts dans la direction du vent (Fig. 1.30). Lorsque ces structures se propagent, le régime du vent peut changer et de nouvelles formes peuvent apparaître pendant que les anciennes sont encore présentes.

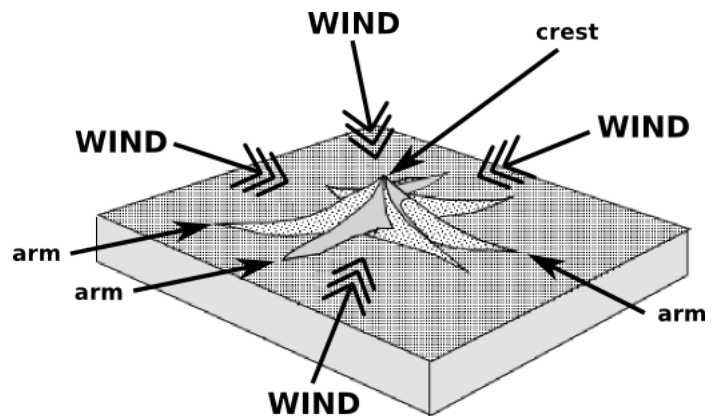


FIGURE 1.29 – Schéma d’une dune étoile. Une dune étoile présente de nombreux bras s’étendant dans des directions différentes.



FIGURE 1.30 – Photographie aérienne d’une dune étoile dans le désert Rub al Khali en Arabie Saoudite. Cette dune étoile est parmi les plus grandes sur Terre (© George Steinmetz).

- **Les dunes linéaires** : ce sont des édifices allongés, étirés sur toute leur longueur qui peuvent mesurer plusieurs kilomètres de long et des dizaines de mètres de large (Fig. 1.32). En général plutôt symétriques, leurs pentes sont abruptes d'environ une vingtaine de degrés. Elles ont aussi la particularité d'être parallèles les unes aux autres avec une périodicité constante. Elles peuvent voir le jour sous un régime à un vent ou à deux vents (Fig. 1.31).

FIGURE 1.31 – Schéma de dunes linéaires. Dans la catégorie des dunes linéaires, le vent peut être parallèle ou perpendiculaire aux crêtes.

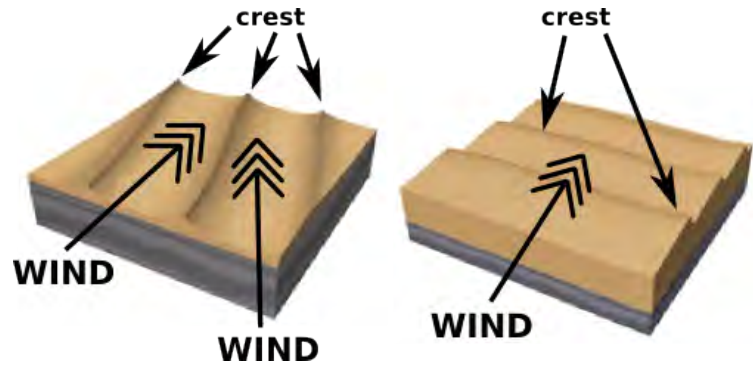


FIGURE 1.32 – Photographie aérienne de dunes linéaires dans le désert du Sahara en Algérie. Ce genre de dune mesure plusieurs kilomètres de long (© George Steinmetz).

1.4.2 Classification des dunes d'après leur orientation

La manière précédente de classer les dunes n'étant que morphologique, elle n'expliquait en rien leur mécanisme de formation. Ainsi il faudra attendre l'arrivée des physiciens pour établir une nouvelle hiérarchie des dunes, plus scientifique. Le nouveau classement se fait selon l'angle Υ entre l'orientation de la crête des dunes et la direction des flux (Fig. 1.33). Cette fois-ci ce sont encore trois familles qui se dégagent : les longitudinales, les obliques et les transverses (*Hunter et al., 1983*).

- **Les dunes longitudinales** : $0^\circ < \Upsilon < 15^\circ$
- **Les dunes obliques** : $15^\circ < \Upsilon < 75^\circ$
- **Les dunes transverses** : $75^\circ < \Upsilon < 90^\circ$

Si Υ vaut 0° , alors la crête de la dune sera parallèle au flux résultant. En revanche si Υ vaut 90° , la crête de la dune sera perpendiculaire au flux résultant.

Ainsi on peut montrer la dépendance des types de dunes sur ces deux précédents facteurs dans un diagramme synthétique ayant pour ordonnée la quantité de sédiments disponible et pour abscisse la direction des vents (Fig. 1.34).

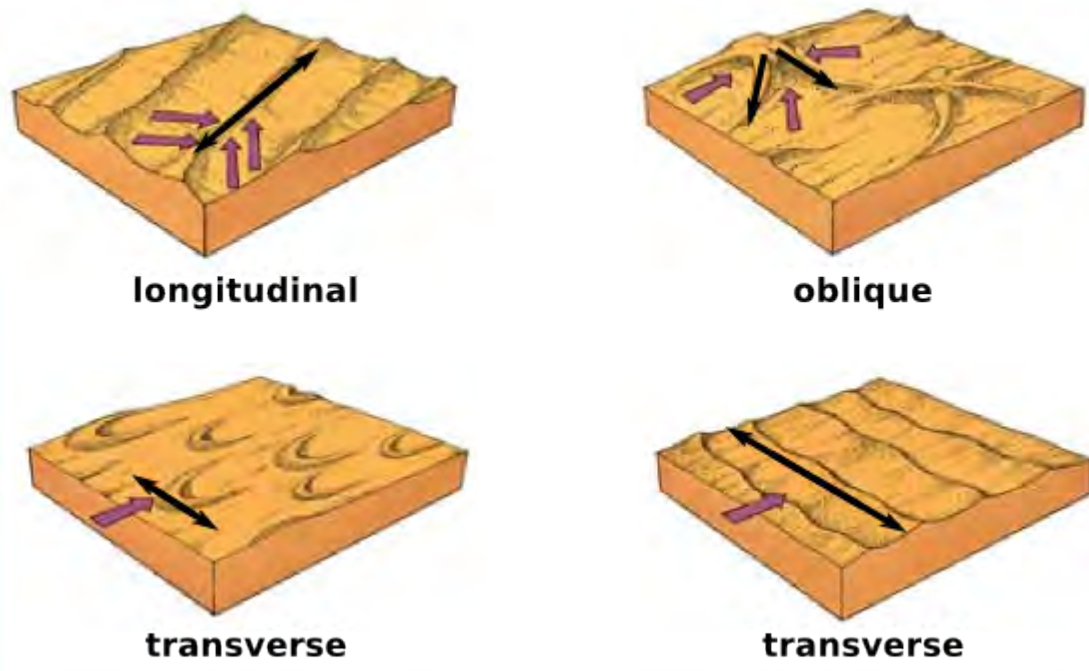
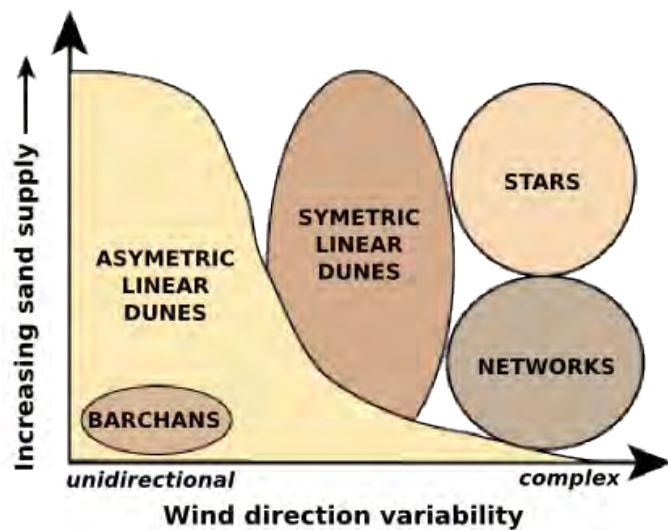


FIGURE 1.33 – Diagramme représentant les dunes longitudinales, obliques et transverses. Flèches violettes : direction des flux. Flèches noires : orientation des crêtes des dunes.

FIGURE 1.34 – Diagramme représentant la variété des dunes selon la quantité de sédiments et le régime des vents. Aux deux extrémités de ce schéma, on trouve les barkhanes : peu de sable et un vent monodirectionnel et les étoiles : beaucoup de sable et des vents multidirectionnels.



Bien que ce nouveau classement des dunes permette de les regrouper de manière scientifique, il comporte quelques lacunes. Par exemple, il n'explique pas comment les dunes croissent et s'orientent. Ainsi il faudra attendre encore une vingtaine d'années pour qu'une nouvelle façon d'inventorier les dunes voit le jour. Celle-ci reprend et complète le modèle de *Rubin and Hunter (1987)* qui, à son époque, marqua un tournant dans la compréhension de la physique des dunes.

1.4.3 Classification des dunes d'après leur mécanisme de croissance

Connue sous le nom des "deux mécanismes de croissance" (*Courrech du Pont et al., 2014*), cette nouvelle génération de classification des dunes repose sur le fait que c'est la quantité de sédiments qui va contrôler la forme des dunes.

- **Le mécanisme instabilité de lit plat** : la quantité en sédiments disponible est infinie, les dunes croissent en hauteur et s'alignent par rapport à la résultante maximale des flux perpendiculaires à la crête.
- **Le mécanisme instabilité de digitation granulaire** : la quantité de sédiments disponible est limitée, les dunes croissent en s'allongeant depuis leur crête, dans la même direction que la résultante maximale des flux parallèles à leur crête.

Ce modèle permet de prédire l'orientation et le taux de croissance des dunes, uniquement d'après les données de vent, desquelles on déduit le flux de sédiments résultant (Fig. 1.35). Bien évidemment ce modèle a été testé et vérifié sur Terre (Fig. 1.36).

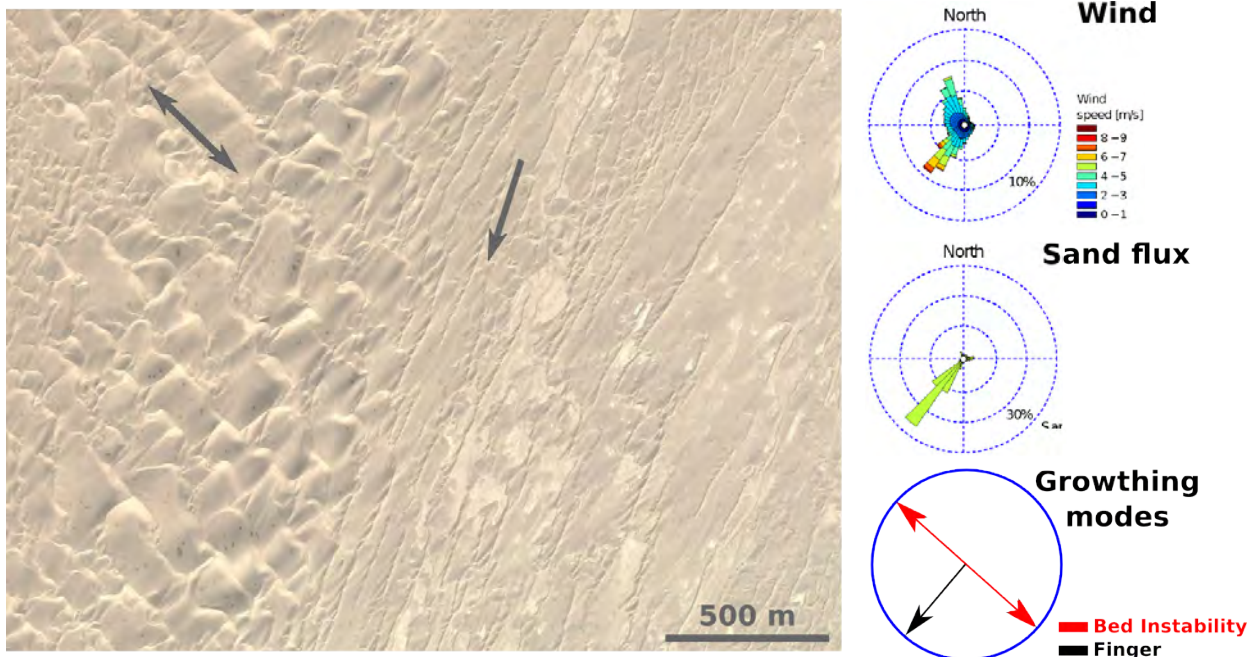
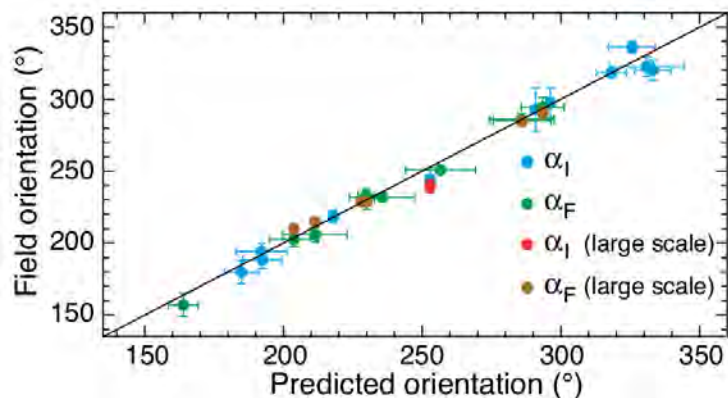


FIGURE 1.35 – Photographie aérienne montrant deux orientations de dunes dans le désert du Taklamakan, Chine, 38.3°N - 86.7°E (© Google Earth) Bien qu'il s'agisse du même champ de dunes, deux orientations de dunes sont observées.

FIGURE 1.36 – Orientation de dunes prédite vs observée pour les deux mécanismes de croissance : instabilité de lit plat (α_I) et instabilité de digitation granulaire (α_F) dans les mers de sable de l'hémisphère nord. Les orientations sont mesurées dans le sens contraire des aiguilles d'une montre par rapport à l'est pour 11 régions dans les déserts du Sahara, Rub 'al Khali, Taklamakan et Mu Us. Les barres d'erreur verticales et horizontales représentent, respectivement, les écarts types dans les mesures et la sensibilité du modèle à la vitesse seuil du transport (© Courrech du Pont et al. (2014)).



1.5 Formation et développement des champs de dunes

Les champs de dunes peuvent changer de forme de façon draconienne au cours du temps et dans l'espace. Par exemple, les dunes transverses peuvent se morceler en barkhanes isolées si la disponibilité en sable diminue. Ces mêmes barkhanes pourraient ensuite fusionner latéralement devenant des barchanoïdes si l'approvisionnement en sable augmentait à nouveau.

Historiquement, la mobilité des dunes a été abordée en géographie physique et en sédimentologie à partir d'observations dans les déserts terrestres arides et d'enregistrements stratigraphiques (*Mason et al.*, 2004; *Miao et al.*, 2007).

Au milieu du siècle dernier, *Bagnold* (1941) a mené des recherches quantitatives sur le transport des sédiments en reliant pour la première fois l'exploration des déserts à la physique éolienne.

Au cours des deux dernières décennies, le rythme des progrès a continué d'augmenter à mesure que les études sur les dunes se sont étendues dans de nombreuses disciplines scientifiques. À l'heure actuelle, les méthodes de recherche existantes sur l'évolution des champs de dunes éoliennes combinent l'observation sur le terrain avec l'analyse de photographies aériennes, d'images satellites, d'expériences en soufflerie, d'expériences subaquatiques, d'expériences à l'échelle des paysages et de simulations numériques (*Dong et al.*, 2000; *Hersen et al.*, 2002; *Endo et al.*, 2004; *Elbelrhiti et al.*, 2005; *Mitasova et al.*, 2005; *Durán et al.*, 2009; *Bo and Zheng*, 2011; *Zhang et al.*, 2012; *Rozier and Narteau*, 2014; *Courrech du Pont et al.*, 2014; *Ping et al.*, 2014; *Gao et al.*, 2016).

1.5.1 Approche numérique

En raison de l'espace et du temps qui sont nécessaires à la formation et à l'évolution des champs de dunes éoliennes, une étude observationnelle complète n'a jamais été en mesure d'être réalisée. Bien que les observations nous aient beaucoup appris sur la mécanique de formation des dunes et le développement ultérieur de lits plats (*Andreotti et al.*, 2002b; *Kocurek and Ewing*, 2005; *Livingstone et al.*, 2007; *Durán et al.*, 2011), la géomorphologie éolienne ne peut se fonder uniquement sur des expériences ou des études de terrain à petite échelle temporelle et spatiale (*Bishop et al.*, 2002; *Bo and Zheng*, 2011). Alternativement, la modélisation théorique et les simulations numériques (i.e. *Rozier and Narteau* (2014)) peuvent être un moyen efficace d'aborder diverses questions liées à l'évolution des champs de dunes sans contrainte de temps et d'espace. Généralement, deux approches de modélisation se distinguent, selon leur nature continue ou discrète.

Modèle continu

Profitant d'un solide fondement théorique en physique, des modèles continus ont été largement utilisés dans la géomorphologie éolienne (*Sauermann*, 2001; *Kroy et al.*, 2002a,b; *Parteli and Herrmann*, 2003; *Andreotti et al.*, 2002b; *Hersen*, 2004; *Durán and Herrmann*, 2006; *Parteli*, 2007; *Baas and Nield*, 2007; *Parteli et al.*, 2009; *Zheng*, 2009; *Zheng et al.*, 2009). En fait, le modèle de *Sauermann et al.* (2001) est la base de la plupart des modèles continus pour la formation et l'évolution des dunes de sable. Ces modèles comprennent un mécanisme physique de base dans un ensemble d'équations différentielles partielles comprenant :

- Une transformée de Fourier de la perturbation due à la contrainte de cisaillement induite

par la topographie locale.

- Une relation entre le flux de sable et la contrainte de cisaillement locale.
- Une relation prenant en compte l'échelle de longueur caractéristique l_{sat} pour la saturation.
- Une estimation géométrique des zones de recirculation où le flux de sable est nul.
- Une équation des flux d'avalanches.
- L'équation de conservation de la masse (Eq. 1.16).

Toutes ces équations sont souvent basées sur les données dans le sens où elles nécessitent de nombreux paramètres d'entrée, obtenus ou non par des observations sur le terrain et des expériences en soufflerie. Elles peuvent également intégrer beaucoup de propriétés de transport théorique pour relier le taux de transport à la contrainte locale de cisaillement. Pour le transport éolien, dans lequel le sable domine le mélange de grains, le flux de sédiments Q est attribué à la saltation (*Ortiz and Smolarkiewicz, 2006*). Ainsi, les modèles continus sont capables de prédire l'évolution en temps des tailles des dunes et fournissent une excellente description quantitative du profil du vent et du flux de sable qui sont, dans la grande majorité des cas, en accord avec les observations (*Sauermann et al., 2003*).

Néanmoins, ces méthodes numériques dépendent fortement de la forme des dunes à l'équilibre. En effet, la turbulence qui relie la vitesse du fluide à la contrainte de cisaillement est entièrement basée sur des solutions analytiques pour des profils de lit sinusoïdaux peu élevés dans des conditions stables. De plus, l'impact de la séparation des flux sur la dynamique du lit n'est pas bien décrit par ces approches (*Elbelrhiti et al., 2005, 2008*). Une autre faiblesse de ces modèles est la façon dont les bulles de recirculation sont prises en compte. En outre, si un champ de dunes comprend plusieurs formes de dunes, ce modèle continu n'est pas en mesure de calculer le flux de vent avec précision comme dans le cas d'une seule forme de dune (*Parteli et al., 2007*). Enfin, ces modèles ne peuvent pas être exécutés avec précision sur de longues périodes pour étudier la dynamique des grands champs de dunes en raison des limitations de la puissance de calcul (*Parteli et al., 2007; Diniega et al., 2010; Bo and Zheng, 2011*).

Modèle discret

Avant le développement des modèles continus, certainement parce qu'ils nécessitent souvent moins de puissance informatique, les modèles d'automates cellulaires ont réussi à capter de nombreux aspects de la morphodynamique dunaire. Par exemple, ils ont été utilisés pour analyser quantitativement l'influence de l'alimentation en sable et de la direction des vents sur les champs de dunes (*Nishimori and Ouchi, 1993; Werner, 1995; Nishimori et al., 1998; Momiji et al., 2000; Bishop et al., 2002; Narteau et al., 2009; Eastwood et al., 2011; Zhang et al., 2012*).

Cette approche discrète est fondée sur des algorithmes stochastiques utilisant un nombre fini de cellules qui intègrent l'hétérogénéité des systèmes physiques à une échelle moyenne (~ 1 m). La plupart du temps, ils se composent de réseaux carrés réguliers en 2D dans lesquels la hauteur locale des sédiments est mesurée comme l'accumulation de "cellule élémentaire". L'évolution de la forme du lit est régie par un ensemble fini d'interactions correspondant à des processus physiques individuels tel que l'érosion, le transport, la diffusion, le dépôt, etc. Ainsi, ces automates cellulaires

peuvent être gérés de manière très efficace et une grande diversité de formes de lits peut apparaître spontanément à partir de comportements collectifs de cellules en interaction au cours du temps. Et finalement, sans modéliser une dynamique complexe des flux d'air et de sable, ce type de modèle est capable de générer des barkhanes, des dunes transverses, des dunes linéaires et des dunes étoiles grâce à l'auto-organisation de l'accumulation et de la migration des tas de sable en fonction de l'approvisionnement en sédiments et de la complexité du régime de vents (*Werner, 1995; Zhang et al., 2010a; Eastwood et al., 2011; Zhang et al., 2012*).

Cependant, étant donné que les échelles de taille et de temps caractéristiques des modèles discrets n'ont pas été calculées avec précision, cette approche ne peut pas être utilisée pour prédire quantitativement la morphodynamique des champs de dunes. Il y a également une limite en matière de relation entre les formes des dunes et les écoulements associés. En outre, il existe en fait deux types d'inconvénients pour les simulations de dunes numériques discrètes. D'abord, les règles de transition ne correspondent pas à des mécanismes physiques réels. Ces règles ne sont contrôlées que par les paramètres empiriques qui dépendent des sorties du modèle induit. Le deuxième défaut est dû à la taille arbitraire de la "cellule élémentaire". Afin de surmonter ces défauts, *Narteau et al. (2009)* ont comparé la longueur d'onde la plus instable dans le modèle d'automate cellulaire avec la taille caractéristique des formes de lit secondaires dans la nature et a obtenu la longueur et l'échelle de temps du modèle d'automate cellulaire. Ainsi, un lien entre les approches discrètes et continues peut être établi.

Mais, bien que les modèles numériques permettent le développement rapide de dunes, ils restent incomplets à bien des égards. C'est pourquoi ils doivent être comparés et améliorés grâce aux études de terrain.

1.5.2 Approche expérimentale par des expériences sur le terrain et en laboratoire

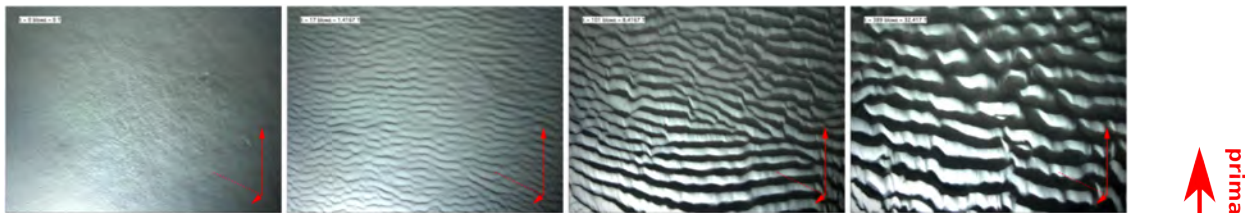
Terrain

Sur Terre, les déserts ne manquent pas. Et bien que certains soient inaccessibles (géographiquement et/ou politiquement), d'autres le sont et nous permettent l'étude in-situ des dunes dans leur environnement. C'est ainsi qu'en 2008 a débuté une collaboration entre Lü Ping et Zhibao Dong du Key Laboratory of Desert and Desertification, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute appartenant à l'Académie Chinoise des Sciences dans la ville de Lanzhou, dans la province de Gansu en Chine avec Clément Narteau, Zhengcai Zhang et Sylvain Courrech du Pont respectivement de l'Institut de Physique du Globe de Paris et du Laboratoire Matière et Système Complexes appartenant au groupe universitaire Sorbonne Paris Cité. L'idée originelle était d'aplatir un morceau du désert appartenant à l'institut chinois cité précédemment et de regarder comment naissaient et évoluaient les dunes. Ainsi après avoir aplani 16 hectares du désert de Tengger et mesuré régulièrement la topographie et la vitesse/direction des vents sur cette parcelle, il a été possible d'associer l'orientation des dunes au régime des vents (*Lü et al., 2014*). L'objectif principal de cette expérience à l'échelle des paysages était de caractériser et de quantifier le développement des dunes sur un lit plat dans un environnement éolien naturel et en utilisant des conditions initiales et aux limites contrôlées.

Laboratoire

En laboratoire, *Hersen et al.* (2004); *Douady et al.* (2006); *Reffet et al.* (2010); *Courrech du Pont et al.* (2014) ont réussi à former des dunes sous marines (Fig. 1.37). La dernière expérience consistait en un aquarium de 2 mètres de long sur 1 mètre de large, rempli à 50 cm d'eau. À l'intérieur de cet aquarium était suspendu un plateau mobile qui pouvait tourner sur lui même. Chaque mouvement du plateau simule la direction d'un vent. Ainsi si l'on considère une expérience à deux vents, l'un orienté à 90° et l'autre à 45° , alors il faudra successivement orienter le plateau à 90° puis à 45° , par rapport à sa position initiale. Entre chaque orientation, le plateau revient à sa position d'origine. Un mouvement d'aller-retour dure 45 secondes. Sur la surface de ce plateau sont disposés des sédiments, de manière uniforme, si l'on veut produire des dunes dans le mécanisme de croissance instabilité de lit plat, ou alors en un tas concentré, si l'on veut produire des dunes dans le mécanisme de croissance instabilité de digitation granulaire. Lorsque l'expérience est lancée, au fur et à mesure du temps, des dunes apparaissent. Dans le cas où le sable recouvre toute la surface, les dunes sont orientées plutôt perpendiculairement au "vent" principal alors que dans le cas où il n'y a qu'un tas de sable, la dune se développe plutôt parallèlement au "vent" principal. Cette expérience a permis de mettre en évidence la dépendance de l'orientation des dunes par rapport à la quantité de sédiments. Il s'agit des deux mécanismes de croissance dunaire.

INFINITE sand supply



LOCALIZED sand source

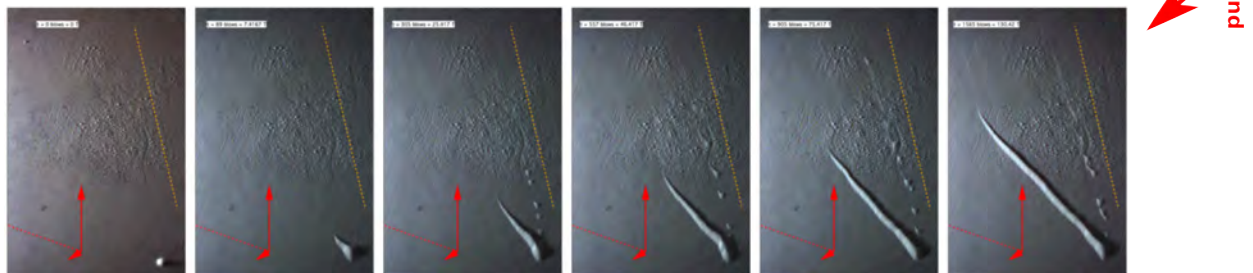


FIGURE 1.37 – Photographies d'expériences en laboratoire montrant les deux mécanismes de croissance. (© *Courrech du Pont et al.* (2014)) En haut le mécanisme d'instabilité de lit plat : les dunes formées ont une orientation perpendiculaire au vent principal. En bas le mécanisme d'instabilité de digitation granulaire : la dune développée est plutôt parallèle au vent principal.

Ces deux mécanismes de croissance des dunes ont aussi été mis en lumière grâce à des simulations numériques (Fig. 1.38) (*Gao et al.*, 2015a).

Et, dans ce travail de recherche, nous verrons que ces deux mécanismes de croissance des dunes se retrouvent également sur la planète Mars.

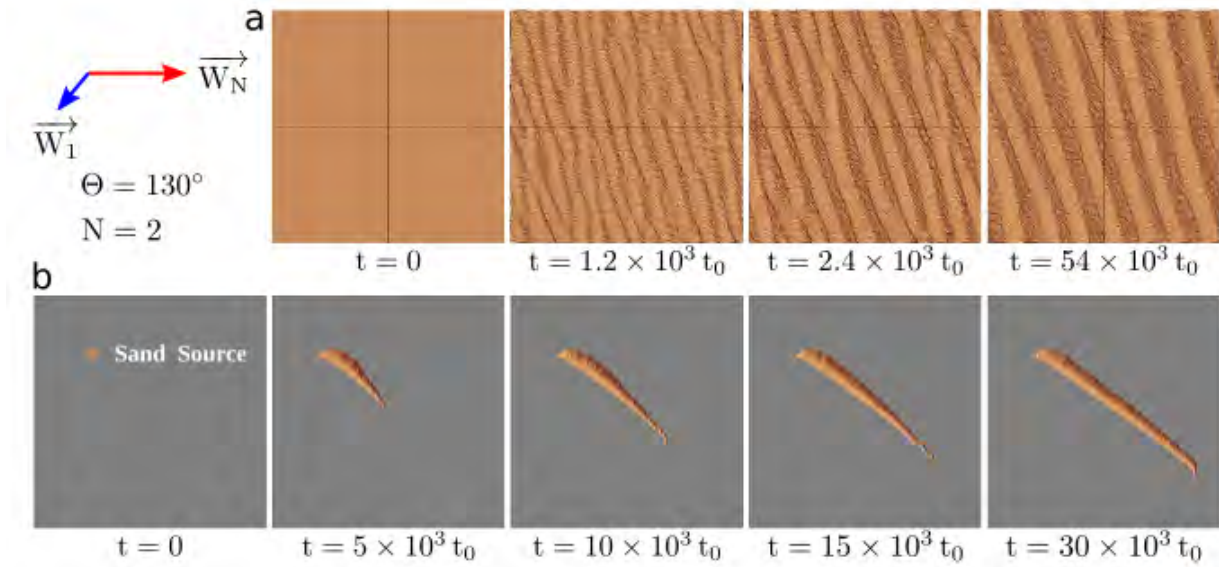


FIGURE 1.38 – Images de simulations numériques montrant le développement de dunes dans les deux mécanismes de croissance. (© Gao *et al.* (2015a)) Θ et N sont respectivement l'angle et le rapport entre les deux vents. a. Condition initiale : sédiments disponibles de manière infinie. Les dunes se développent plutôt perpendiculairement au vent dominant W_N . b. Condition initiale : sédiments localisés en une source fixe. La dune se développe plutôt parallèlement au vent fort W_N .

1.5.3 Approche extraterrestre par la télédétection

La télédétection est une technique qui permet, à l'aide d'un capteur, "d'observer" et d'enregistrer le rayonnement électromagnétique (Fig. 1.39), émis ou réfléchi, par une cible quelconque sans contact direct avec celle-ci. Le traitement puis l'analyse des informations véhiculées par le rayonnement enregistré permettent d'accéder à certaines propriétés (géométriques, optiques, physico-chimiques) de la cible en question. Par exemple dans le cas d'une surface planétaire, on pourra alors connaître sa composition, sa température, sa rugosité, sa brillance etc.

Pour l'étude géomorphologique des surfaces planétaires, les principales longueurs d'onde d'intérêt sont le visible, le proche infrarouge et les micro-ondes. L'intérêt d'utiliser la télédétection dans notre cas est de pouvoir accéder à des endroits du globe inabordable autrement. Ces lieux peuvent être inaccessibles pour différentes raisons : zones de conflits, zones non desservies par un réseau routier etc. Dans le cas de Mars, Vénus et Titan, sans ces méthodes de télédétection, autrement dit sans instrument capable de voir la surface, celles-ci seraient toujours inconnues.

La télédétection permet également un suivi temporel des dunes. C'est à dire qu'on peut suivre leur évolution au cours du temps. Par exemple Google Earth est un logiciel de cartographie de la Terre qui permet de voir n'importe quel emplacement et parfois à des moments différents.

En ce qui concerne ce travail de thèse, ce programme a été utilisé pour suivre la croissance des dunes en Chine et en repérer certaines aux caractéristiques intéressantes sur Mars. Puis la télédétection a permis d'étudier les dunes à la surface de Mars grâce aux images dans le visible (500 à 800 nm) prises par la caméra CTX à bord du satellite Mars Reconnaissance Orbiter (MRO).

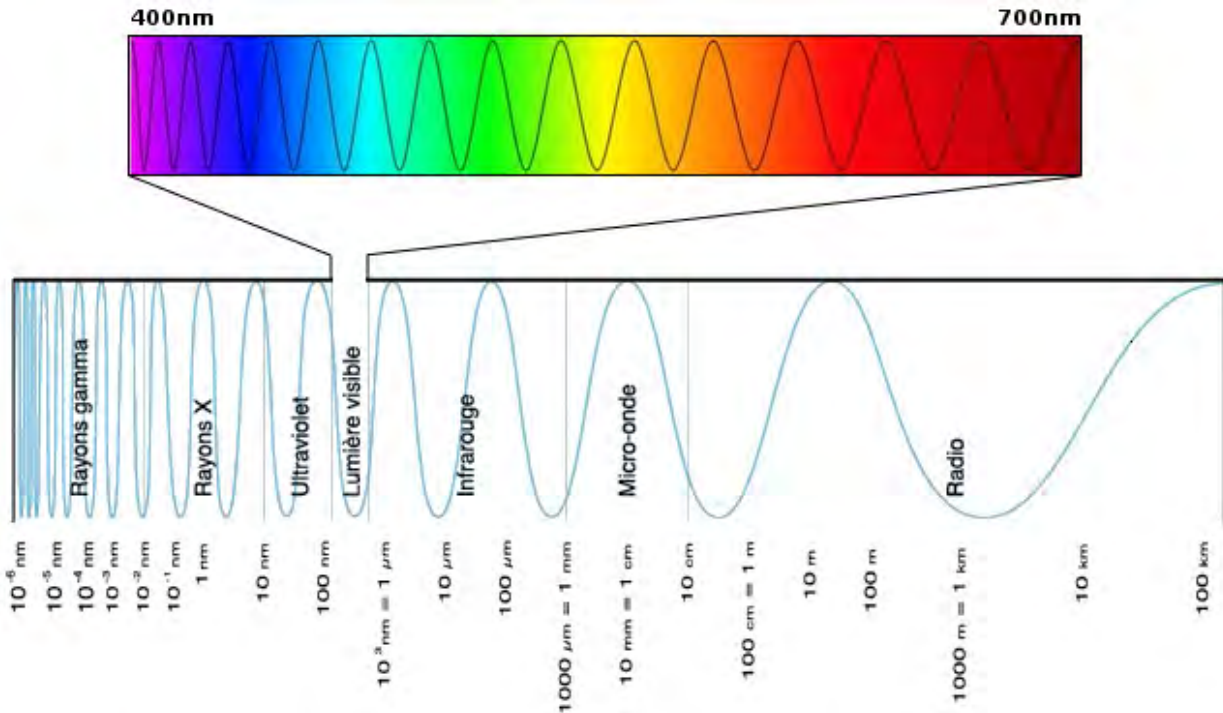


FIGURE 1.39 – Représentation du spectre électromagnétique et des longueurs d'onde associées. Le rayonnement électromagnétique, communément appelé lumière, peut être considéré comme corpusculaire (photons) ou ondulatoire (onde). Dans ce dernier cas, chaque longueur d'onde est associée à une température. Partie haute : détails de la partie visible perçue par l'œil humain.

1.6 Problématiques de la thèse

Le but de cette thèse a été de caractériser le mode de croissance des dunes et de démontrer la faisabilité du problème inverse, c'est à dire de remonter aux vents à l'origine de la formation des dunes d'après la forme de celles-ci. Pour cela, deux approches ont été envisagées. La première a constitué en une expérience à l'échelle des paysages en Chine et la seconde en l'étude de champs de dunes à partir d'images satellitaires martiennes.

En Chine, la problématique était de caractériser, depuis la phase initiale (une surface plate) jusqu'à la phase asymétrique (dunes à face d'avalanche), c'est à dire pendant la phase d'instabilité linéaire, le déphasage entre le maximum (minimum) de topographie et le maximum (minimum) de la vitesse du vent dans la couche interne. Pour cela a été mise en place une expérience à l'échelle des paysages, c'est à dire dans un environnement éolien naturel où les conditions initiales et aux limites étaient connues.

Avec cette idée en tête, 1 hectare du désert de Tengger (Chine) a été aplani en avril 2014. Puis trois campagnes de terrain (novembre 2014, avril 2015 et novembre 2015) ont été effectuées. Pendant chacune, nous mesurons systématiquement la vitesse du vent, à l'aide d'anémomètres soniques et d'anémomètres à coupelles, à différentes hauteurs (5, 10, 50 et 100 cm) le long de profils de dunes. Nous voulions ainsi mesurer précisément le décalage entre le maximum (minimum) de topographie (sommet et creux de la dune) et le maximum (minimum) de la vitesse du vent dans la couche interne (en amont du sommet et du creux de la dune) en fonction du rapport d'aspect de la dune ($R = A/\lambda$) et estimer la valeurs des coefficients aérodynamiques A et B . En parallèle, la

vitesse du vent est mesurée en permanence grâce à une tour météorologique locale et des mesures topographiques sont réalisées régulièrement à l'aide d'un lidar.

Sur Mars, la problématique était d'obtenir des informations sur les vents (le climat) grâce à l'orientation des dunes. Pour cela, il a fallu extraire l'orientation des dunes, dans des champs de dunes martiens où les deux mécanismes de croissance semblaient coexister, puis par calculs retrouver des solutions possibles de vents qui les auraient formées.

Sur cette planète, les dunes présentent un contraste d'albédo élevé entre le matériau qui les compose et le sol non-érodable qui les entoure. Grâce à cette particularité des dunes martiennes, nous avons pu effectuer une analyse quantitative locale de la dépendance de l'orientation des dunes en fonction de la disponibilité sédimentaire. Puis, en nous basant sur la coexistence des deux mécanismes de croissance dunaire (instabilité de lit plat et instabilité de digitation granulaire), nous avons pu estimer les orientations des vents qui en seraient à l'origine (résolution du problème inverse).

Ainsi les trois prochains chapitres de ce manuscrit seront respectivement consacrés à la description des deux mécanismes de croissance dunaire qui sont au cœur de cette recherche puis à celle des travaux de cette thèse en allant d'abord nous promener du côté de l'empire du milieu puis à plusieurs millions de kilomètres de là, sur notre voisine rouge.

Chapitre 2

Deux mécanismes de croissance dunaire

Résumé

Comme évoqué dans le chapitre précédent, il existe deux mécanismes de croissance dunaire.

L'instabilité de lit plat qui se rencontre dans des zones de forte disponibilité sédimentaire lorsque les conditions de transport ne sont limitées que par la force de l'écoulement. Idéalement, elle s'observe sur des lits sédimentaires uniformes et suffisamment plats pour permettre à des ondulations périodiques de se développer sous l'effet combiné du cisaillement imposé par le fluide et des mécanismes de mise à saturation des flux sédimentaires. Durant la phase linéaire de l'instabilité, la fréquence de ces ondulations reste constante mais leur amplitude croît de manière exponentielle. Une fois l'instabilité déclenchée, le rapport d'aspect des ondulations ne peut donc qu'augmenter et celle-ci sort bientôt du régime linéaire. Des détachements tourbillonnaires se produisent au niveau des crêtes et sont à l'origine de boucles de recirculations longitudinales en aval de ces maxima topographiques. Ces zones constituent alors des pièges à sédiments propices au développement de faces d'avalanches. Une grande variété de motifs dunaires sont alors susceptibles d'apparaître au travers de processus de mûrissement hautement non-linéaires. Sous des régimes d'écoulements unidirectionnels, l'instabilité de lit plat produit des trains de dunes dont les crêtes s'orientent perpendiculairement à l'écoulement. Sous des régimes d'écoulements multidirectionnels, lorsque les dunes deviennent assez grandes pour garder la mémoire des écoulements passés, l'instabilité de lit plat sélectionne l'orientation pour laquelle la résultante des flux perpendiculaires à la crête est maximum.

L'instabilité de digitation granulaire qui se rencontre aux limites des zones de forte couverture sédimentaire lorsque la résultante des flux s'oriente vers les zones dépourvues de sédiments. En bordure du lit sédimentaire une ondulation périodique se forme sur le socle non-érodable et croît en amplitude tout en s'allongeant dans une direction proche de celle de la résultante des flux. Dans le cas d'une source de sédiments fixe et de taille finie, les dunes atteignent une largeur et une hauteur d'équilibre tout en pouvant s'allonger sur de très longues distances ([Lucas et al., 2015](#)). Sous des régimes d'écoulements unidirectionnels, toutes les solutions sont stables et le mécanisme de digitation granulaire ne peut produire que des terminaisons dunaires, telle que les cornes de barkhanes. Sous des régimes d'écoulements multidirectionnels, les solutions instables produisent des dunes s'allongeant dans la direction des flux sédimentaires à la crête. Si la source de sédiments à partir de laquelle se développent les dunes doigts est mobile, la forme et la migration de cette zone source modifiera les conditions de stabilité et l'orientation des dunes.

Dans ce chapitre, nous présentons le modèle de croissance dunaire introduit par [Courrech du Pont et al. \(2014\)](#) qui, quel que soit le régime des vents, permet de déduire les flux sédimentaires, de prédire l'orientation des dunes et de calculer les taux de croissance attendus.

2.1 Identification des deux mécanismes de croissance dunaire

Sur Terre, mais aussi sur d'autres objets du Système Solaire, les dunes sont façonnées par des conditions d'écoulement variées sur des échelles de temps trop longues pour être étudiées par des mesures directes. Par conséquent, il reste encore difficile d'établir des relations précises entre les régimes de vents d'un côté et la forme et l'alignement des dunes de l'autre. Ces liens sont pourtant essentiels pour entreprendre la reconstruction des régimes de vents planétaires, passés et présents, qui ne sont pour le moment accessibles qu'au travers de sorties numériques provenant des modèles de circulation générale atmosphérique.

Comme décrit dans l'introduction (Sec. 1.4), les dunes ont d'abord été classées par rapport à leur forme : étoile, barkhane, linéaire, puis par rapport à leur orientation : longitudinale, oblique, transverse (considération de l'angle entre leur crête et le flux résultant).

Néanmoins, malgré le niveau de détail de ces différentes classifications, leur aspect qualitatif n'a jamais permis de prédire l'alignement des dunes à partir d'un régime de vents donné. Il a fallu attendre la fin des années 80 et plus précisément le travail précurseur de *Rubin and Hunter (1987)* pour qu'un premier modèle de croissance dunaire sous des écoulements multidirectionnels soit proposé et validé par des expériences sous-marines. Ce modèle prédit que les dunes s'alignent suivant l'orientation pour laquelle la résultante des flux perpendiculaires à la crête est maximum. Il s'agit donc d'une généralisation de l'instabilité de lit plat communément étudié par (*Kennedy, 1963; Engelund, 1970; Jorgen, 1974; Richards, 1980; Engelund, 1982*) à des régimes d'écoulements multidirectionnels.

En considérant que seuls les flux perpendiculaires contribuent à la croissance des dunes, toutes les orientations sont susceptibles d'exister, mais celle qui dominera sera celle pour laquelle le taux de croissance σ sera le plus important.

Dans un environnement éolien, cette théorie n'a été que récemment validée par *Lü et al. (2014)* grâce à une expérience à l'échelle des paysages menée en Mongolie intérieure sur le site expérimental de l'Académie des Sciences de Chine.

Cet endroit se trouve dans le désert du Tengger qui constitue la partie la plus méridionale du désert de Gobi. Limité au nord-ouest par les monts du Yabrai et au sud par le fleuve Jaune, cette région possède un climat continental aride avec moins de 180 mm de précipitations annuelles. La température moyenne se situe autour de 24.3°C en juillet et -6.9°C en janvier. Dans ce désert, les flux sédimentaires résultent de l'alternance entre un vent dominant issu du nord-ouest (généralisé par les hautes pressions de l'anticyclone de Sibérie en hiver et surtout au printemps) et un vent secondaire provenant de l'est (engendré par la mousson du sud-est asiatique en été).

L'analyse statistique des mesures de vents locaux permet de mettre en évidence un cycle annuel qui se traduit par un angle de divergence d'environ 149° et un rapport d'intensité de 2 en faveur du vent du nord-ouest (Figs. 2.1c et 2.1d). Il s'agit donc d'un site idéal pour l'étude de la formation et de la dynamique des dunes sous un régime de vents bidirectionnels.

Suite à l'aplanissement de 16 hectares en décembre 2007, des relevés topographiques furent régulièrement réalisés entre mars 2008 et octobre 2011. Ces derniers montrent le développement d'une ondulation de surface de longueur d'onde constante (23 m) et d'amplitude croissante (Figs. 2.1 a et b). Ils permettent également de mesurer directement l'orientation des dunes et son évolution au cours du temps. En parallèle, l'acquisition des mesures de vent permet de prédire cette orientation à partir de l'estimation des flux sédimentaires. La comparaison entre ces deux orientations issues de mesures totalement indépendantes a permis à *Lü et al. (2014)* de valider les relations qui existent entre l'alignement des dunes et les conditions de l'écoulement qui les ont produites.

Intégré sur toute la durée de l'expérience, ce travail permet aussi de comparer l'orientation des dunes à la résultante des flux de sable. L'angle de 50° entre ces deux directions constitue alors la première vérification expérimentale de la formation et du développement de dunes obliques en contexte éolien.

Cela valide aussi la théorie de *Rubin and Hunter (1987)* et démontre comment l'orientation des dunes peut intégrer les contributions des différents écoulements auxquels elles sont soumises.

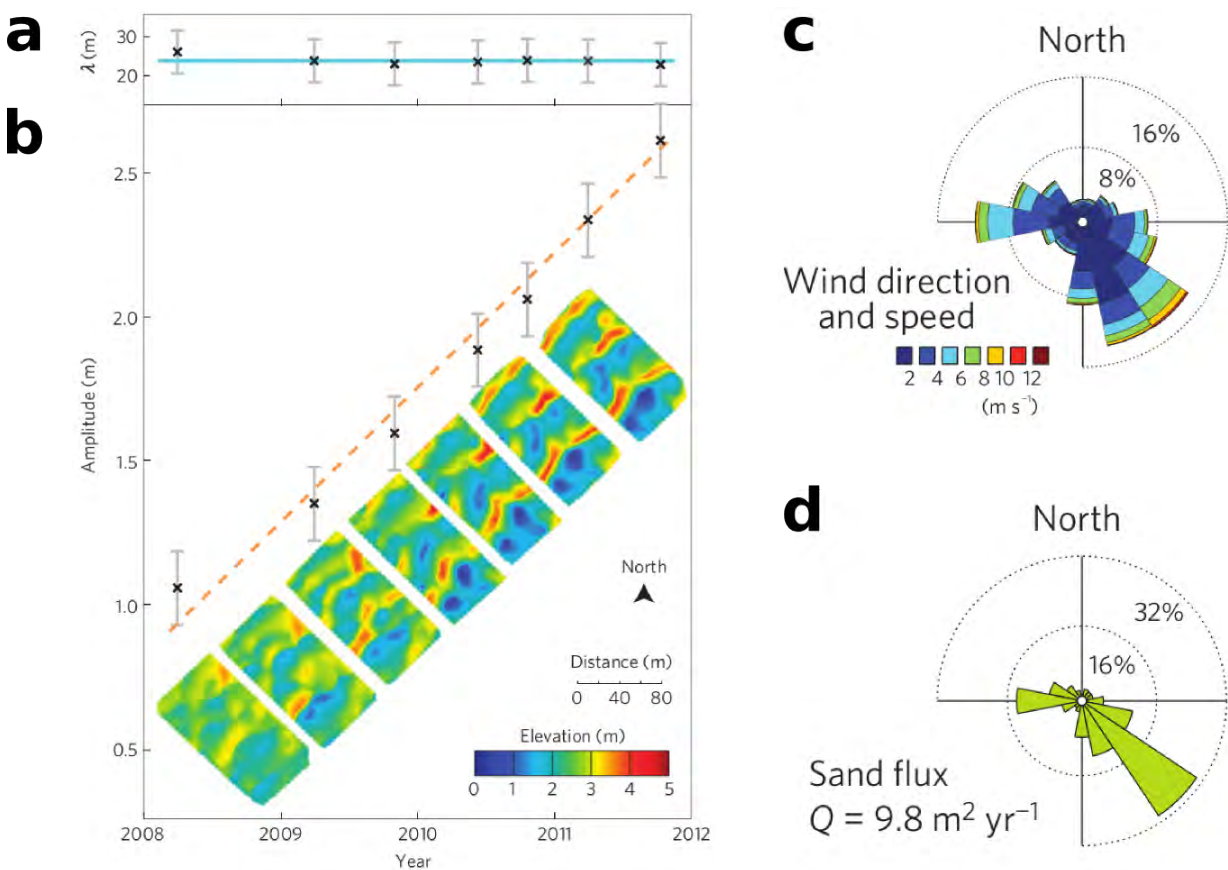


FIGURE 2.1 – Formation de dunes lors d'une expérience à l'échelle des paysages. (© *Lü et al. (2014)*) (a) Longueur d'onde des dunes en fonction du temps. La ligne horizontale correspond à une longueur d'onde constante de 23 m. (b) Amplitude des dunes en fonction du temps. La ligne en pointillés a une pente de 0.41 m/an. Les inserts montrent l'évolution de la topographie. (c) Rose des vents. L'enregistrement des vents (vitesse et direction) se fait à l'aide d'anémomètres et de girouettes placés sur une tour météorologique de 35 mètres de haut située au milieu du site expérimental. Les vents courent de la période du 01/01/2008 au 31/12/2011. (d) Rose des flux calculée d'après les données de vent.

De nos jours, il ne fait aucun doute que la théorie de *Rubin and Hunter (1987)* permet d'expliquer beaucoup de motifs dunaires et que les composantes normales du flux à la crête sont responsables de l'orientation des dunes dans de nombreux environnements sur Terre et sur d'autres

corps telluriques du Système Solaire (*Fenton et al., 2014b*). Cependant, il existe également une accumulation d'observations indiquant que l'alignement des dunes diffère des orientations prédites par cette théorie. Cela pourrait être dû à un changement des régimes de vents récent. Les dunes n'auraient pas eu le temps de s'adapter à ces nouveaux forçages atmosphériques. Sans faire appel à de tels changements cela pourrait également s'expliquer par une description incomplète des mécanismes de croissance dunaires.

Un argument allant dans le sens de l'existence d'un autre mécanisme de croissance se trouve dans la morphodynamique de la barkhane (Fig. 2.2). Observées dans des zones de faible couverture sédimentaire, ces dunes peuvent être symétriques (cornes de la même taille) ou asymétriques (une corne courte et une corne longue). Ces barkhanes asymétriques présentent clairement deux orientations de crête, l'une associée au corps principal de la dune, l'autre associée à l'alignement de la corne la plus longue (Fig. 2.3). Presque perpendiculaires l'une à l'autre, ces deux orientations ne peuvent pas être expliquées simultanément par la seule instabilité de lit plat et le modèle de *Rubin and Hunter (1987)*.

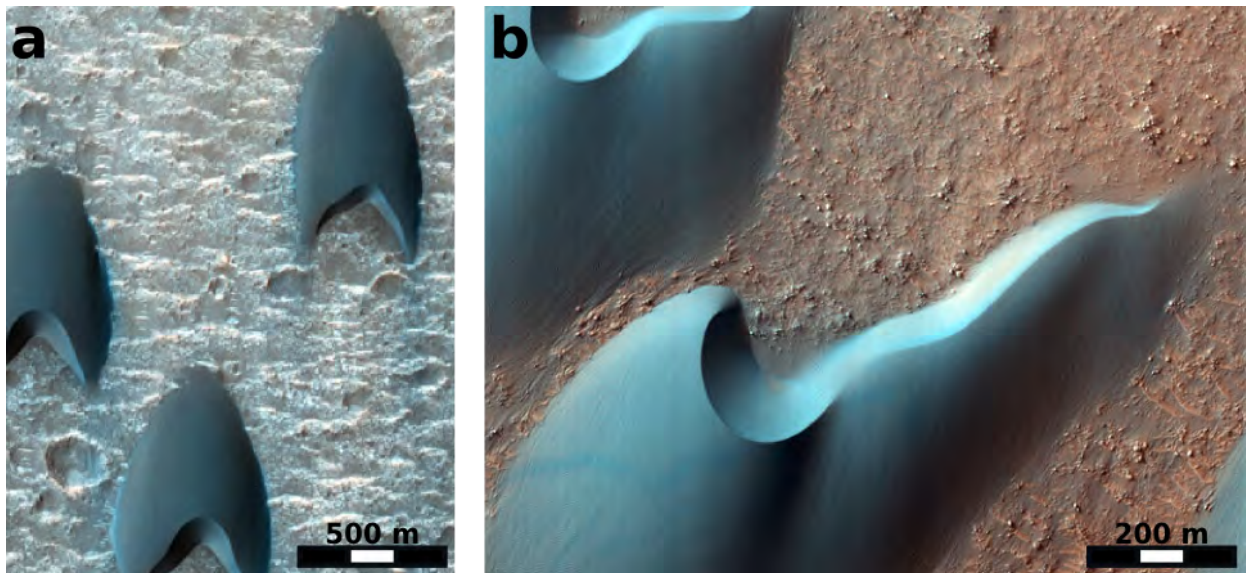
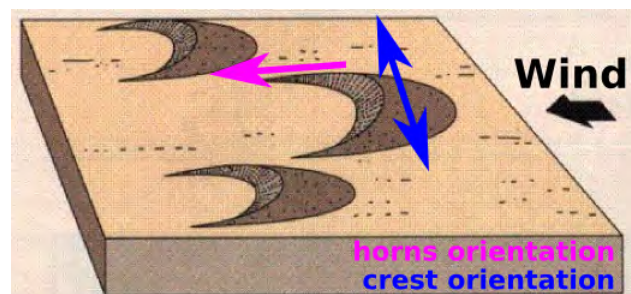


FIGURE 2.2 – **Barkhanes symétriques et asymétrique.** Photographies prises depuis l'orbite martienne par la camera HIRISE à bord du satellite MRO (© NASA). (a) Barkhanes symétriques (près du cratère de Mawrth Vallis). (b) Barkhane asymétrique (Cratère Arkhangelsky dans l'hémisphère sud de Mars).

FIGURE 2.3 – **Mise en évidence des différentes orientations d'une barkhane.** Le vent souffle depuis l'est vers l'ouest. Les cornes des barkhanes sont orientées dans la même direction que le vent et se propagent dans le même sens (flèche rose). En revanche la crête de la dune est orientée perpendiculairement au vent (flèche bleue).



En plus de ces observations, des simulations numériques et des expériences en laboratoire récentes confirment qu'un même régime de vents peut produire deux orientations de dunes. Par exemple, *Parteli et al. (2014)* a utilisé un modèle numérique continu pour montrer qu'une bar-

khane asymétrique peut se former sous des régimes de vents bimodaux dont l'angle de divergence serait supérieur à 90° . Ce qui est cohérent avec les expériences subaquatiques de *Taniguchi and Endo (2007)* qui montrent aussi la formation de cornes aux extrémités d'une dune pour un angle de divergence proche de 60° . Dans tous ces exemples, il est important de noter que nous avons affaire à des dunes isolées se propageant sur un sol non érodable.

L'un des exemples le plus frappant démontrant la non-unicité du mécanisme de croissance de *Rubin and Hunter (1987)* peut être trouvé dans les simulations numériques qui ont étudié la morphologie et la dynamique des dunes étoiles. En utilisant des régimes de vents multidirectionnels symétriques et de résultante nulle, *Zhang et al. (2012)* ont montré que les bras des dunes étoiles peuvent simultanément s'allonger dans des directions différentes dès que la dune s'arrête de grandir en hauteur (Fig. 2.4). L'orientation de ces bras peut même être différente de celle observée sur le corps central de la dune.

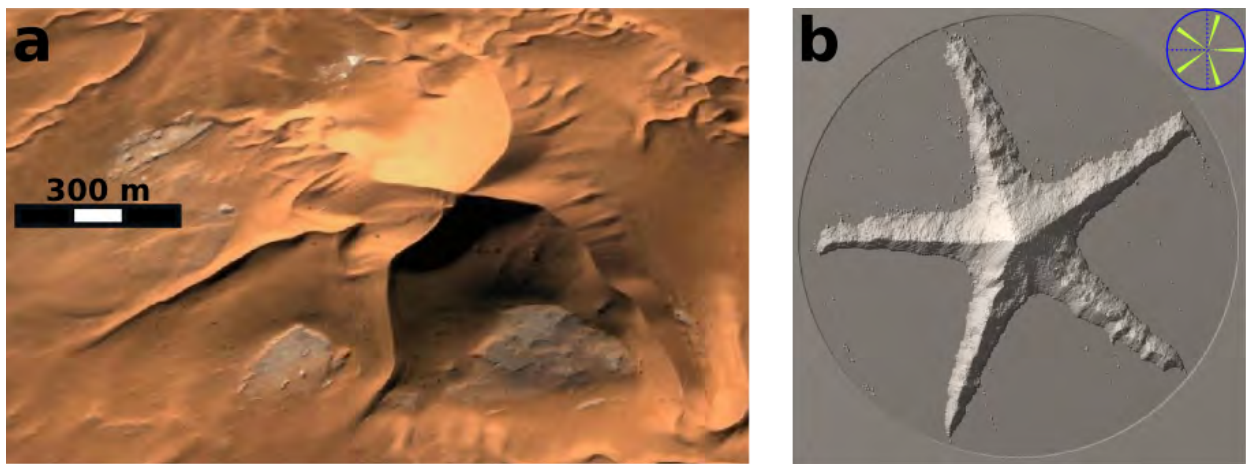


FIGURE 2.4 – **Dunes étoiles.** (a) Dune étoile dans le grand Erg Algérien (© Google Earth). (b) Dune étoile numérique (© *Zhang et al. (2012)*) avec un régime à 5 vents symétriques et de résultante nulle (voir la rose des flux en haut, à droite). Les bras de la dune étoile s'allongent dans des directions qui sont opposées à celles des flux. Pour chaque bras, il s'agit de la direction des flux résultants à la crête. En effet, les rapports d'aspect de la dune vus par les vents contraires sont très petits comparés aux rapports d'aspect de la dune vus par les quatre autres vents. La contribution des vents contraires aux flux résultant est donc négligeable et ce sont les flux associés aux quatre autres vents qui participent à l'allongement des bras. C'est un exemple très pédagogique de la rétroaction de la forme dunaire sur l'écoulement.

Dans le cas des dunes étoiles, comme le flux de sable résultant sur lit plat est nul, la somme des composantes normales du flux sédimentaire à la crête devrait également disparaître et selon la théorie de *Rubin and Hunter (1987)*, aucune orientation dominante ne devrait donc être observée.

Au lieu de cela, *Zhang et al. (2012)* ont montré que les bras des dunes étoiles se propagent dans le sens du flux résultant à la crête. Cela indique qu'intégrés sur la période de réorientation des vents, des flux de sable parallèles à la crête peuvent contribuer au développement des dunes. *Zhang et al. (2012)* montrent également que pour expliquer l'orientation des dunes, il est nécessaire de prendre en compte la rétroaction de la forme de la dune sur la force du vent. Cette rétroaction modifie l'intensité des flux sédimentaires sur la dune en fonction du rapport d'aspect de la structure vue par les vents. Dans des écoulements multidirectionnels, le flux résultant à la crête des dunes change donc aussi en orientation, ce qui explique que des dunes peuvent migrer ou s'allonger suivant des

directions qui ne sont pas celles des flux résultants sur lit plat loin de tout obstacle.

Enfin, il existe également de nombreux champs de dunes actifs sur Terre pour lesquels l'instabilité de lit plat ne permet pas de prédire correctement l'orientation des dunes. La figure 2.5 montre quatre déserts arides de l'hémisphère nord soumis à des régimes de vents bimodaux.

La comparaison visuelle de l'orientation des dunes avec les deux principales directions des flux sédimentaires montre que les orientations des dunes sont plutôt parallèles et non perpendiculaires avec celle du vent dominant (flèche rouge).

Les dunes sont donc plutôt alignées avec le vent dominant, ce qui est contraire aux prédictions du modèle de *Rubin and Hunter (1987)*.

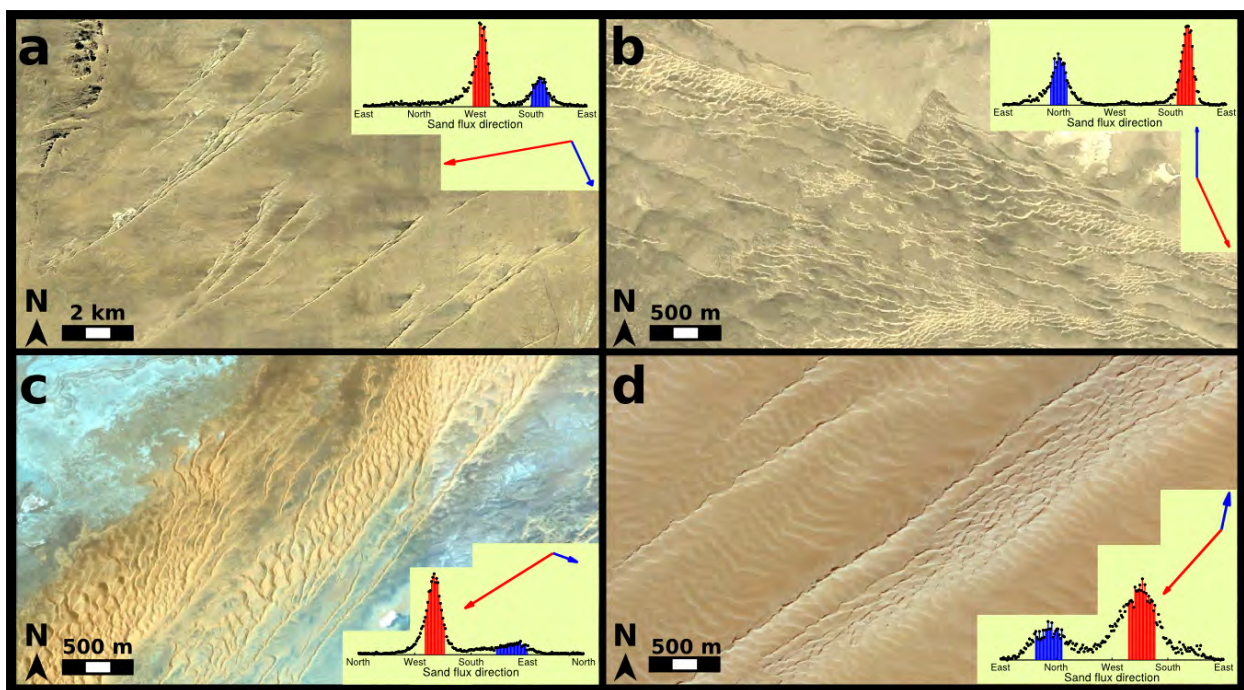


FIGURE 2.5 – Champs de dunes linéaires terrestres soumis à un régime de vent bimodal. (© Xin Gao) (a) Le désert de Tassili Oua-n-Ahaggar ($20^{\circ}24'N-4^{\circ}28'W$, Algérie). (b) Le désert de Dash-e Lut ($29^{\circ}04'N-59^{\circ}00'E$, Iran). (c) Le désert Erg Chech ($23^{\circ}35'N-5^{\circ}03'W$, Mali). (d) Le désert Rub'al Khali ($18^{\circ}45'N-48^{\circ}00'E$, Arabie Saoudite). Estimation des flux de sable d'après les données de vent ERA-Interim-project (01/01/1979 à 31/12/2012). Les flèches rouges et bleues représentent les flux de sable moyen associés, respectivement, aux vents primaire et secondaire. Les histogrammes montrent la distribution d'orientation des flux de sable. Dans tous ces exemples, on peut observer des dunes linéaires susceptibles d'être façonnées par les vents modernes, dont les orientations sont plus parallèles que perpendiculaires au vent (flux) dominant (flèche rouge). Ces alignements sont en désaccord avec les orientations des dunes se développant à partir d'une instabilité de lit plat qui prévoit un alignement des dunes plutôt perpendiculaire au vent (flux) dominant.

Ainsi, toutes ces études théoriques, expérimentales et numériques associées à des observations de terrain montrent que l'instabilité de lit plat proposée par *Rubin and Hunter (1987)* ne peut, seule, expliquer toutes les orientations de dunes dans les régimes de vents multidirectionnels. Il existe donc un autre mécanisme de croissance qui, associé au précédent, peut expliquer ces orientations de dunes. Il s'agit d'une instabilité de digitation granulaire décrite en détail pour la première fois par *Courrech du Pont et al. (2014)*.

2.2 Modèle analytique pour deux mécanismes de croissance dunaire

La découverte qu'un régime de vents multidirectionnels puisse conduire à deux orientations de dunes en fonction de la disponibilité en sédiments a considérablement changé la vision des scientifiques travaillant dans les domaines de recherche des dunes éoliennes et des mers de sable.

Nous présentons ici un modèle analytique décrivant deux mécanismes de croissance, à partir desquels il sera possible de dériver l'orientation des dunes pour deux conditions extrêmes d'approvisionnement en sédiments (*Courrech du Pont et al., 2014*). Par vœu de simplification, nous limiterons l'analyse théorique à des régimes de vents bidirectionnels.

Pour introduire ces deux mécanismes de croissance, quelques précisions sont nécessaires. Faisons l'hypothèse d'une dune linéaire de longueur d'onde (largeur) λ et d'amplitude \mathcal{A} (Fig. 2.6). Le système de coordonnées cartésien (\vec{i}, \vec{j}) , est défini par rapport au vent dominant \vec{W}_N tel que $\vec{W}_N = \|\vec{W}_N\| \vec{i}$. Nous considérons deux vents \vec{W}_N et \vec{W}_1 de même force mais de durées différentes $\{\Delta t_N, \Delta t_1\}$. Le vent primaire \vec{W}_N forme un angle α avec la crête. Le flux saturé sur un lit de sable plat a une valeur constante de Q_0 sur toute la période de réorientation des vents $\Delta t = \Delta t_N + \Delta t_1$. Dans ces conditions, le régime de vent bimodal est entièrement défini par l'angle de divergence $\theta \in [0; \pi]$ entre les deux vents et le rapport de transport $N = \Delta t_N / \Delta t_1$.

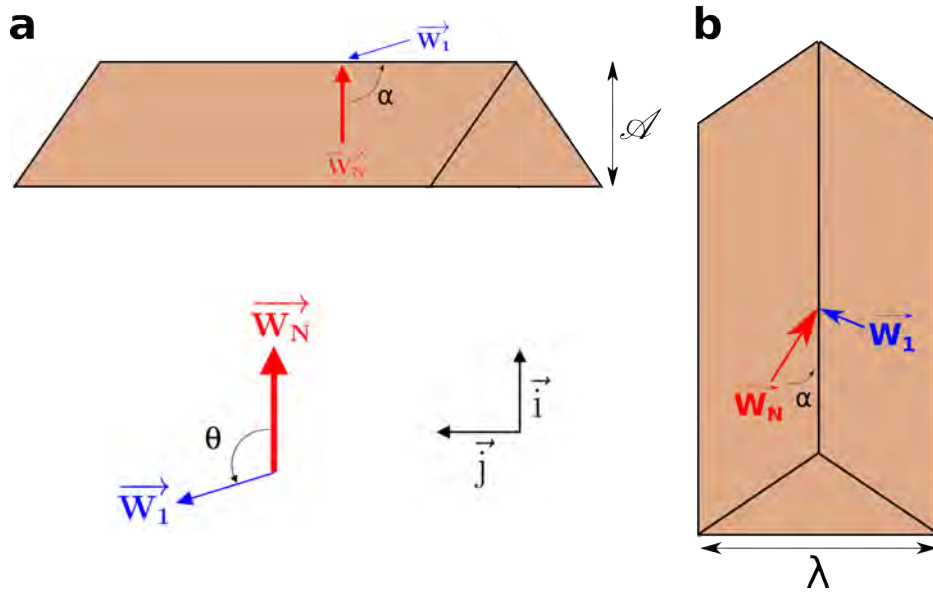


FIGURE 2.6 – Représentation schématique d'une dune linéaire soumise à un régime de vents bidirectionnel et périodique. \vec{W}_N et \vec{W}_1 sont respectivement les vents dominant et secondaire. θ est l'angle formé par ces deux vents. α est l'angle formé par le vent principal et la crête. Lors d'une période complète de réorientation du vent, \vec{W}_N souffle N fois plus longtemps que \vec{W}_1 . (a) Dune vue de profil. (b) Dune vue en plongée.

La valeur Δt est supposée faible par rapport à l'échelle de temps caractéristique de la dune \mathcal{A}^2/Q_0 . Par conséquent, le rapport d'aspect de la dune \mathcal{A}/λ peut être considéré comme une constante pendant toute la période de réorientation du vent, bien que les deux vents soufflent alternativement des deux côtés de la dune et modifient périodiquement sa forme au sommet par des inversions de crête.

Plus important encore, les deux vents ne voient pas le même profil topographique. Si la hauteur de dune \mathcal{A} est la même pour les deux vents, la longueur effective de dune parcourue par les vents individuels peut varier. Elle est petite pour des vents perpendiculaires à la crête et de plus en plus grande à mesure que les vents s'orientent dans l'axe de la dune.

$$L_N = \frac{\lambda}{|\sin \alpha|} \quad \text{et} \quad L_1 = \frac{\lambda}{|\sin(\theta - \alpha)|}. \quad (2.1)$$

Comme détaillé dans l'introduction (Sec. 1.3.7), un obstacle topographique amène les lignes d'écoulement à converger en amont puis à diverger en aval de celui-ci. Par conséquent, il existe un effet d'accélération de l'écoulement au sommet des dunes qui est directement proportionnel au rapport d'aspect de ces obstacles topographiques. Ainsi, le flux de sable à la crête dépend de la forme de la dune et plus exactement de son rapport d'aspect dans la direction du vent. Même s'ils sont de forces égales, les vents primaires et secondaires peuvent donc être associés à différents flux de sable à la crête ([Zhang et al., 2012](#)).

Compte tenu de l'effet d'accélération (au premier ordre) à la crête de la dune, le flux de sable saturé à la crête dû au vent primaire est

$$\vec{Q}_N = Q_0 \left(1 + \beta \frac{\mathcal{A}}{L_N} \right) \vec{i} = Q_0 \left(1 + \beta \frac{\mathcal{A}}{\lambda} |\sin \alpha| \right) \vec{i}, \quad (2.2)$$

avec Q_0 la valeur du flux de sable saturé au-dessus d'un lit de sable plat et β un coefficient sans dimension incluant des ingrédients physiques tels que la rugosité ([Jackson and Hunt, 1975](#); [Britter et al., 1981](#)).

Le flux de sable secondaire à la crête, dérivé du vent secondaire est

$$\vec{Q}_1 = Q_0 \left(1 + \beta \frac{\mathcal{A}}{L_1} \right) (\cos \theta \vec{i} + \sin \theta \vec{j}) = Q_0 \left(1 + \beta \frac{\mathcal{A}}{\lambda} |\sin(\theta - \alpha)| \right) (\cos \theta \vec{i} + \sin \theta \vec{j}). \quad (2.3)$$

Le flux saturé moyen $\langle \vec{Q}_s \rangle$, sur une période complète de réorientation du vent est quant à lui

$$\langle \vec{Q}_s \rangle = \frac{1}{N+1} (N \vec{Q}_N + \vec{Q}_1). \quad (2.4)$$

Il peut également être exprimé en fonction de l'angle α tel que

$$\langle \vec{Q}_s \rangle = \frac{Q_0}{N+1} \left((N(1 + \gamma |\sin \alpha|) + \cos \theta (1 + \gamma |\sin(\theta - \alpha)|)) \vec{i} + \sin \theta (1 + \gamma |\sin(\theta - \alpha)|) \vec{j} \right), \quad (2.5)$$

avec

$$\gamma = \beta \frac{\mathcal{A}}{\lambda}, \quad (2.6)$$

le rapport fractionnaire de l'augmentation du flux de sable (i.e. $\gamma = (Q - Q_0)/Q_0$). Cependant, γ sera toujours défini comme "l'effet d'accélération" dans ce qui suit pour faire référence à l'accélération de l'écoulement à la crête des dunes ([Jackson and Hunt, 1975](#)).

Le taux de croissance d'une dune d'amplitude \mathcal{A} , soumise à un seul vent et ne se propageant pas, peut être défini comme

$$\sigma = \frac{1}{\mathcal{A}} \times \frac{\Delta \mathcal{A}}{\Delta t}. \quad (2.7)$$

Le symbole Δ indique que les changements étudiés sont à l'échelle de la longueur d'une dune. Dans un régime de vents multidirectionnels et pour toute la période de réorientation des vents, cela suppose que la morphologie de la dune n'est pas modifiée de façon significative (rapport \mathcal{A}/λ constant).

En utilisant l'équation de la conservation de la masse $\partial Q/\partial x = -\partial h/\partial t$ à l'échelle de la dune, on peut écrire

$$\frac{\Delta \mathcal{A}}{\Delta t} = -\frac{\Delta Q}{\Delta x}. \quad (2.8)$$

D'où

$$\sigma = -\frac{1}{\mathcal{A}} \times \frac{\Delta Q}{\Delta x}. \quad (2.9)$$

Étant donné que le flux de sédiments est négligeable à la base de la dune, il varie depuis sa valeur maximale à la crête $Q_{\text{crête}}$ jusqu'à 0 sur une distance sous le vent d'environ la longueur de la dune L (i.e. $\Delta Q = -Q$, $\Delta x = L$).

Ainsi, l'équation 2.9 devient

$$\sigma = \frac{Q}{\mathcal{A}L}. \quad (2.10)$$

Une telle expression peut être généralisée à des régimes de vents multidirectionnels en considérant une moyenne pondérée du flux de sédiments à la crête. Pour un régime de vent bimodal, le taux de croissance moyen sur la période complète de ré-orientation des vents est

$$\begin{aligned} \sigma &= \frac{1}{\mathcal{A}(N+1)} \left(N \frac{\|\vec{Q}_N\|}{L_N} + \frac{\|\vec{Q}_1\|}{L_1} \right) \\ &= \frac{Q_0}{(N+1)\mathcal{A}\lambda} \left(|\sin(\theta - \alpha)| + \gamma \sin^2(\theta - \alpha) + N|\sin \alpha| + N\gamma \sin^2 \alpha \right). \end{aligned} \quad (2.11)$$

D'après l'équation précédente, il est ainsi possible de prédire le taux de variation du taux de croissance σ en fonction de l'orientation α de la crête de la dune par rapport au vent principal

$$\frac{d\sigma}{d\alpha} = Q_0 \begin{cases} (+\cos(\theta - \alpha) + N \cos(\alpha) - \gamma \sin(2(\theta - \alpha)) + N\gamma \sin(2\alpha)) & \text{pour } \theta < 90^\circ, \\ (-\cos(\theta - \alpha) + N \cos(\alpha) - \gamma \sin(2(\theta - \alpha)) + N\gamma \sin(2\alpha)) & \text{pour } \theta \geq 90^\circ. \end{cases} \quad (2.12)$$

En fonction des conditions locales de disponibilité en sédiments, l'estimation des flux à la crête (Eq. 2.5) permet de distinguer les deux modes d'orientation dunaires associés aux instabilités de lit plat et de digitation granulaire.

2.2.1 Croissance dunaire à partir d'une instabilité de lit plat

À partir d'un lit plat et continu de sable (disponibilité infinie en sédiments), des dunes se développent sous l'action de vents individuels et s'alignent dans la direction pour laquelle le taux de

croissance est maximum, c'est à dire la direction pour laquelle la résultante des flux perpendiculaires est maximum (Eq. 2.12). Il s'agit de l'instabilité de lit plat généralisé à des régimes de vents multidirectionnels (Fig. 2.7).

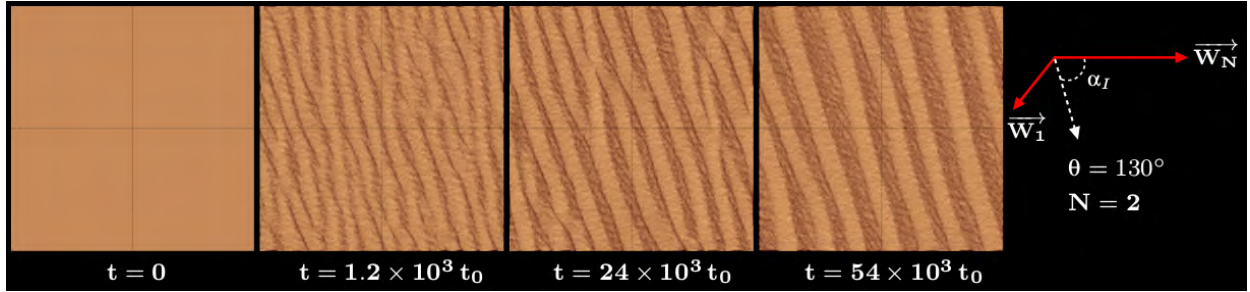


FIGURE 2.7 – Exemples de simulations numériques montrant l'évolution d'un lit plat sous un régime de vents bidirectionnels ($\theta = 150^\circ$, $N = 5$) et pour une source sédimentaire uniforme et infinie. (© Xin Gao) Les flèches rouges indiquent la direction des vents primaire \vec{W}_N et secondaire \vec{W}_1 . La flèche blanche indique l'orientation des dunes à la fin de la simulation. t_0 est le pas de temps au sein de la simulation numérique. Toutes ces images de dunes numériques sont prises après l'action du vent secondaire. On remarque qu'au fur et à mesure de la simulation des dunes se développent. À la fin de celle-ci, les dunes ont une orientation plutôt perpendiculaire avec le vent principal \vec{W}_N .

Comme le montre la figure 2.7, différentes orientations de crête peuvent être successivement observées en début de simulation lorsque les dunes sont trop petites pour intégrer l'effet des deux vents. Finalement, l'orientation pour laquelle le taux de croissance (σ) est le plus élevé dominera le paysage. Dans ce cas, l'instabilité de lit plat sélectionne l'orientation α_I tel que $d\sigma/d\alpha = 0$. α_I est l'angle entre la crête et la direction du vent principal. Nous avons donc

$$0 = \begin{cases} (+\cos(\theta - \alpha_I) + N \cos(\alpha_I) - \gamma \sin(2(\theta - \alpha_I)) + N\gamma \sin(2\alpha_I)) & \text{pour } \theta < 90^\circ, \\ (-\cos(\theta - \alpha_I) + N \cos(\alpha_I) - \gamma \sin(2(\theta - \alpha_I)) + N\gamma \sin(2\alpha_I)) & \text{pour } \theta \geq 90^\circ. \end{cases} \quad (2.13)$$

L'orientation α_I des dunes se développant à partir d'une instabilité de lit plat peut prendre des valeurs différentes en fonction de la valeur du paramètre γ qui permet de prendre en compte l'accélération de l'écoulement à la crête des dunes.

On peut distinguer deux cas extrêmes : $\gamma = 0$ et $\gamma \rightarrow +\infty$.

L'orientation des dunes se développant à partir d'une instabilité de lit plat sans tenir compte de la rétroaction de la dune sur l'écoulement ($\gamma = 0$)

Si $\gamma = 0$, il n'y a pas d'effet d'accélération et, pour une force d'écoulement donnée, le flux de sédiments à la crête est le même que sur un lit de sable plat loin de toute topographie. Dans ce cas, l'orientation α_I des dunes est telle que

$$\begin{cases} (+\cos(\theta - \alpha_I) + N \cos(\alpha_I)) = 0 & \text{pour } \theta < 90^\circ, \\ (-\cos(\theta - \alpha_I) + N \cos(\alpha_I)) = 0 & \text{pour } \theta \geq 90^\circ. \end{cases} \quad (2.14)$$

Or $\cos(A - B) = \cos(A)\cos(B) + \sin(A)\sin(B)$ d'où

$$\begin{cases} (+\cos(\theta)\cos(\alpha_I) + \sin(\theta)\sin(\alpha_I) + N\cos(\alpha_I)) = 0 & \text{pour } \theta < 90^\circ, \\ (-\cos(\theta)\cos(\alpha_I) - \sin(\theta)\sin(\alpha_I) + N\cos(\alpha_I)) = 0 & \text{pour } \theta \geq 90^\circ, \end{cases} \quad (2.15)$$

$$\begin{cases} (\cos(\alpha_I)(N + \cos(\theta)) - \sin(\theta)\sin(\alpha_I)) = 0 & \text{pour } \theta < 90^\circ, \\ (\cos(\alpha_I)(N - \cos(\theta)) - \sin(\theta)\sin(\alpha_I)) = 0 & \text{pour } \theta \geq 90^\circ, \end{cases} \quad (2.16)$$

$$\begin{cases} \left(N + \cos(\theta) - \frac{\sin(\theta)\sin(\alpha_I)}{\cos(\alpha_I)}\right) = 0 & \text{pour } \theta < 90^\circ, \\ \left(N - \cos(\theta) - \frac{\sin(\theta)\sin(\alpha_I)}{\cos(\alpha_I)}\right) = 0 & \text{pour } \theta \geq 90^\circ, \end{cases} \quad (2.17)$$

$$\begin{cases} (N + \cos(\theta) + \sin(\theta)\tan(\alpha_I)) = 0 & \text{pour } \theta < 90^\circ, \\ (N - \cos(\theta) - \sin(\theta)\tan(\alpha_I)) = 0 & \text{pour } \theta \geq 90^\circ, \end{cases} \quad (2.18)$$

$$\begin{cases} \left(\frac{N + \cos(\theta)}{\sin(\theta)} + \tan(\alpha_I)\right) = 0 & \text{pour } \theta < 90^\circ, \\ \left(\frac{N - \cos(\theta)}{\sin(\theta)} - \tan(\alpha_I)\right) = 0 & \text{pour } \theta \geq 90^\circ, \end{cases} \quad (2.19)$$

$$\tan \alpha_I = \begin{cases} \frac{-N - \cos \theta}{\sin \theta} & \text{for } \theta < 90^\circ, \\ \frac{+N - \cos \theta}{\sin \theta} & \text{for } \theta \geq 90^\circ. \end{cases} \quad (2.20)$$

Ce résultat correspond aux prédictions de *Rubin and Hunter (1987)* : l'orientation sélectionnée est celle pour laquelle la résultante des flux perpendiculaires à la crête est maximale. Pour $\gamma = 0$, les lignes pleines de la figure 2.8 montrent les orientations α_I des dunes se développant à partir d'une instabilité de lit plat pour différents angles de divergence $\theta \in \{0; 180\}^\circ$ et différents rapports de transport $N = \{1, 1.5, 2, 5\}$ entre les deux vents.

L'orientation des dunes se développant à partir d'une instabilité de lit plat en tenant compte de la rétroaction de la dune sur l'écoulement ($\gamma \rightarrow +\infty$)

Pour le cas extrême de $\gamma \rightarrow +\infty$, l'effet d'accélération est suffisamment élevé pour négliger la contribution au transport de la vitesse d'écoulement non perturbée sur lit plat. Par conséquent, nous considérons seulement le terme avec le pré-facteur γ dans l'équation 2.12. Dans ce cas, l'orientation α_I des dunes se développant à partir d'une instabilité de lit plat s'écrit

$$-\gamma \sin(2(\theta - \alpha_I)) + N\gamma \sin(2\alpha_I) = 0, \quad (2.21)$$

Or $\sin(A - B) = \sin(A)\cos(B) - \sin(B)\cos(A)$ d'où

$$-(\sin(2\theta)\cos(2\alpha_I) - \sin(2\alpha_I)\cos(2\theta)) + N\sin(2\alpha_I) = 0, \quad (2.22)$$

$$\sin(2\alpha_I)(N + \cos(2\theta)) - \sin(2\theta)\cos(2\alpha_I) = 0, \quad (2.23)$$

$$N + \cos(2\theta) - \frac{\sin(2\theta) \cos(2\alpha_I)}{\sin(2\alpha_I)} = 0, \quad (2.24)$$

$$N + \cos(2\theta) - \frac{\sin(2\theta)}{\tan(2\alpha_I)} = 0, \quad (2.25)$$

$$\frac{N + \cos(2\theta)}{\sin(2\theta)} - \frac{1}{\tan(2\alpha_I)} = 0, \quad (2.26)$$

$$\frac{\sin(2\theta)}{N + \cos(2\theta)} - \tan(2\alpha_I) = 0, \quad (2.27)$$

$$\tan(2\alpha_I) = \frac{\sin(2\theta)}{N + \cos(2\theta)}. \quad (2.28)$$

Pour $\gamma \rightarrow \infty$, les lignes pointillées de la figure 2.8 montrent les orientations α_I des dunes se développant à partir d'une instabilité de lit plat pour différents angles de divergence $\theta \in \{0; 180\}^\circ$ et différents rapports de transport $N = \{1, 1.5, 2, 5\}$ entre les deux vents.

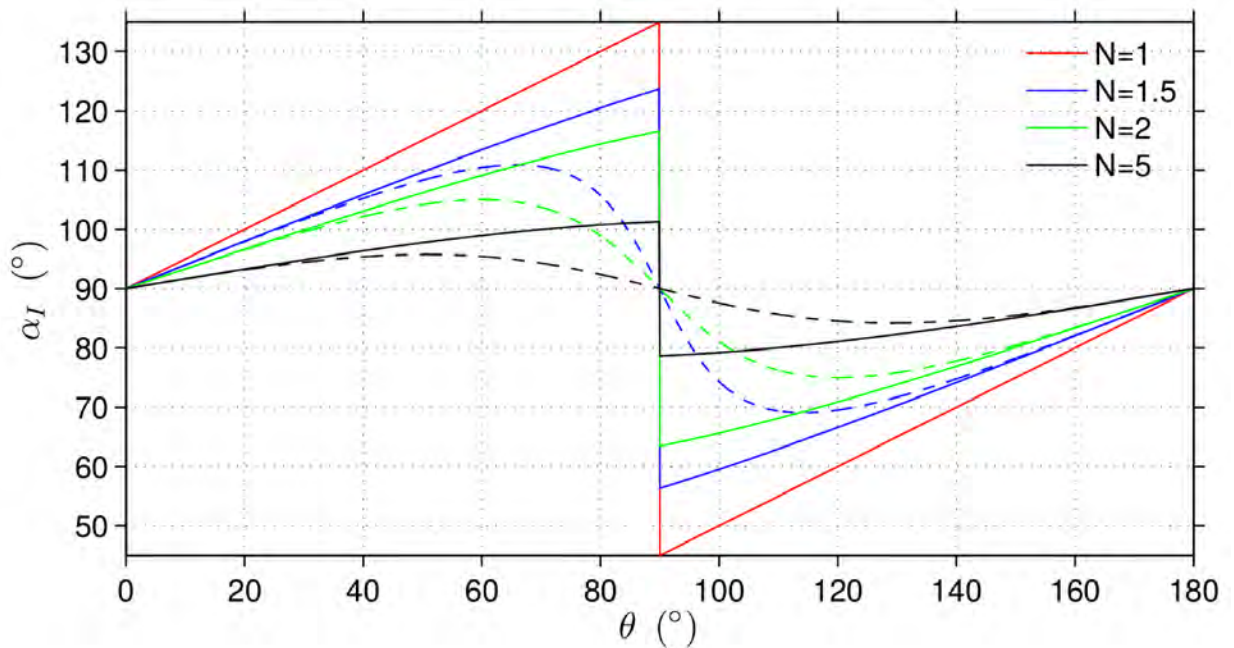


FIGURE 2.8 – Orientations des dunes se développant à partir d'une instabilité de lit plat pour un régime de vent bimodal. (© Xin Gao) L'orientation des dunes est mesurée depuis la direction du vent dominant \vec{W}_N en fonction de l'angle de divergence θ pour $N = \{1, 1.5, 2, 5\}$. Les traits pleins correspondent à $\gamma = 0$ (pas d'accélération de l'écoulement le long de la dune). Les traits en pointillés correspondent à $\gamma \rightarrow +\infty$ (très forte accélération de l'écoulement le long de la dune).

2.2.2 Croissance dunaire à partir d'une instabilité de digitation granulaire

Aux limites des zones de forte couverture sédimentaire, lorsque la résultante des flux s'oriente vers les zones dépourvues de sédiments, des dunes peuvent se former et s'allonger dans la direction de la résultante des flux à leur crête. À partir d'une source de sédiments fixe située sur un lit

non-érodable, une unique dune se développe (Fig. 2.9). Il s'agit d'une dune se développant à partir d'une instabilité de digitation granulaire.

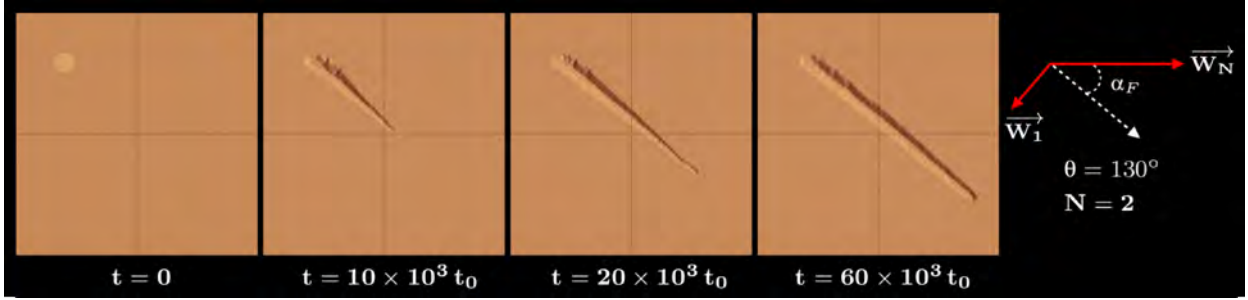


FIGURE 2.9 – Simulations numériques montrant une dune se développant sous un régime de vents bidirectionnels ($\theta = 130^\circ$, $N = 2$) à partir d'une source de sable fixe et sur un lit non-érodable. (© Xin Gao) Les flèches rouges indiquent la direction des vents primaire \vec{W}_N et secondaire \vec{W}_1 . La flèche en pointillés blanche indique l'orientation des dunes prédite par le modèle de [Courrech du Pont et al. \(2014\)](#). t_0 est le pas de temps au sein de la simulation numérique. Toutes ces images de dunes numériques sont prises après l'action du vent secondaire. À la fin de la simulation numérique, la dune a une orientation plutôt parallèle avec le vent principal \vec{W}_N , en excellent accord avec les prédictions du modèle analytique.

En utilisant le flux saturé à la crête $\langle \vec{Q}_s \rangle$ (Eq. 2.5) d'une dune se développant à partir d'une instabilité de digitation granulaire on peut en déduire son orientation α_F

$$\tan \alpha_F = \frac{\langle \vec{Q}(\alpha_F) \rangle \cdot \vec{j}}{\langle \vec{Q}(\alpha_F) \rangle \cdot \vec{i}} = \frac{\sin \theta (1 + \gamma \sin(\theta - \alpha_F))}{N (1 + \gamma \sin \alpha_F) + \cos \theta (1 + \gamma \sin(\theta - \alpha_F))}. \quad (2.29)$$

L'orientation α_F des dunes se développant à partir d'une instabilité de lit plat peut prendre des valeurs différentes en fonction de la valeur du paramètre γ qui permet de prendre en compte l'accélération de l'écoulement à la crête des dunes. On peut distinguer deux cas extrêmes : $\gamma = 0$ et $\gamma \rightarrow +\infty$.

L'orientation des dunes se développant à partir d'une instabilité de digitation granulaire sans tenir compte de l'accélération de l'écoulement le long de la dune ($\gamma = 0$)

$$\tan \alpha_F = \frac{\sin \theta}{N + \cos \theta}. \quad (2.30)$$

L'orientation prédite est la même que la direction de la résultante des flux sur lit plat, c'est à dire la direction de la somme de tous les vecteurs flux associés à chaque vent. Pour $\gamma = 0$, les lignes pleines de la figure 2.10 montrent les orientations α_F des dunes se développant à partir d'une instabilité de digitation granulaire pour différents angles de divergence $\theta \in \{0; 180\}^\circ$ et différents rapports de transport $N = \{1, 1.5, 2, 5\}$ entre les deux vents.

L'orientation des dunes se développant à partir d'une instabilité de digitation granulaire en tenant compte de l'accélération de l'écoulement le long de la dune ($\gamma \rightarrow +\infty$)

Pour le cas extrême de $\gamma \rightarrow +\infty$, l'accélération est suffisamment élevée pour négliger la contribution au transport de la vitesse d'écoulement non perturbée. Par conséquent, nous considérons seulement le terme avec le pré-facteur γ dans l'équation 2.29. Dans ce cas, l'orientation α_F des

dunes s'écrit

$$\tan \alpha_F = \frac{\sin \theta}{\sqrt{N} + \cos \theta}. \quad (2.31)$$

Pour $\gamma \rightarrow +\infty$, les lignes pointillées de la figure 2.10 montrent les orientations α_F des dunes se développant à partir d'une instabilité de digitation granulaire pour différents angles de divergence $\theta \in \{0; 180\}^\circ$ et différents rapports de transport $N = \{1, 1.5, 2, 5\}$ entre les deux vents.

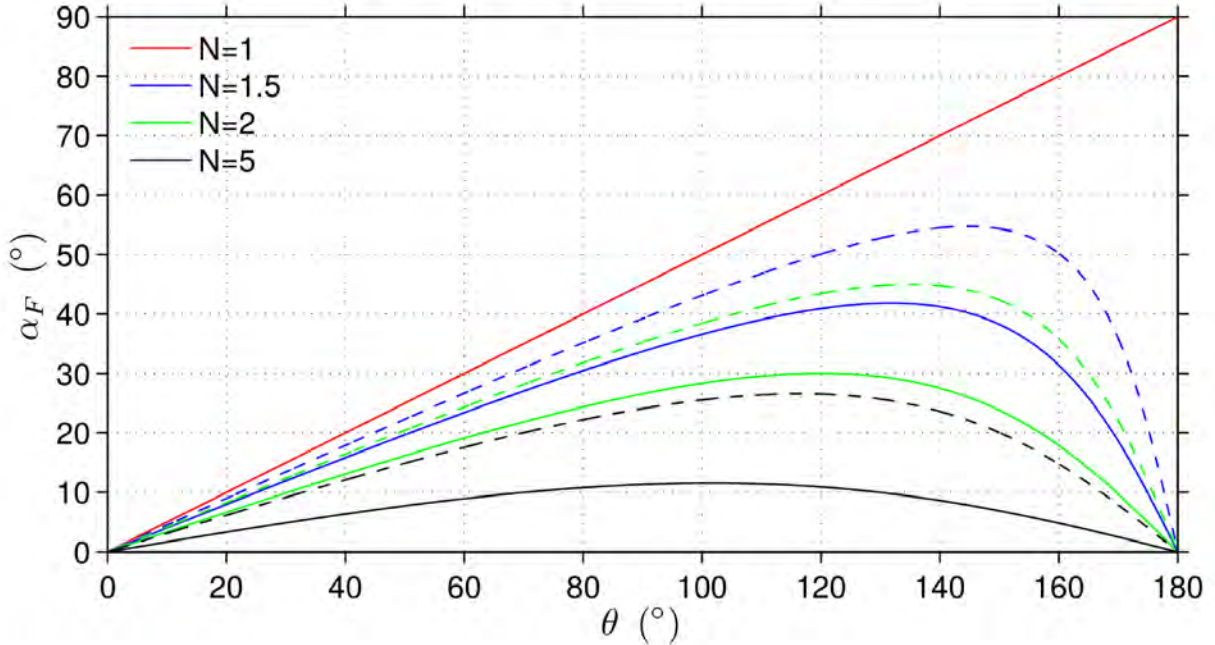


FIGURE 2.10 – Orientations des dunes se développant à partir d'une instabilité de digitation granulaire pour des régimes de vents bidirectionnels. (© Xin Gao) L'orientation des dunes est mesurée depuis la direction du vent dominant \vec{W}_N en fonction de l'angle de divergence θ pour $N = \{1, 1.5, 2, 5\}$. Les traits pleins correspondent à $\gamma = 0$ (pas d'accélération de l'écoulement le long de la dune). Les traits en pointillés correspondent à $\gamma \rightarrow +\infty$ (forte accélération de l'écoulement le long de la dune).

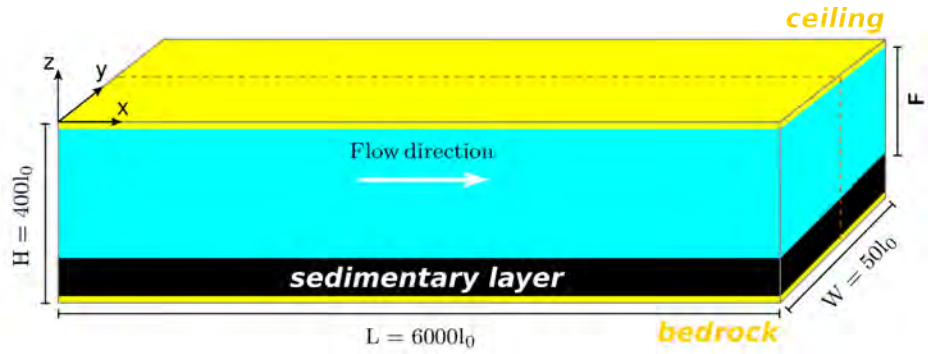
2.2.3 Forme et orientation des dunes sous un régime de vents bidirectionnels

Il est possible d'étudier la forme et l'orientation des dunes se développant à partir des instabilités de lit plat et de digitation granulaire en explorant l'espace des paramètres $\{\theta, N\}$ des vents bidirectionnels. Pour cela, les études numériques sont les plus appropriées pour des raisons évidentes d'efficacité. Le modèle numérique que nous utilisons est un automate cellulaire de l'espace réel dédié à la dynamique dunaire (*Narteau et al., 2001, 2009; Rozier and Narteau, 2014*).

Les simulations présentées ci-dessous sont effectuées dans un espace cellulaire de maille cubique de longueur $L = 600l_0$, de largeur $W = 600l_0$ et de hauteur $H = 100l_0$. l_0 est l'unité de longueur de la cellule élémentaire. Dans la nature, elle correspondrait à 50 cm (*Narteau et al., 2009*). Cet environnement numérique est limité verticalement par un socle rocheux et un plafond plat (Fig. 2.11).

Pour explorer la croissance des dunes à partir d'une instabilité de lit plat, la disponibilité en sable est infinie et répartie de manière homogène sur le socle rocheux. Ainsi les dunes peuvent se développer partout sans aucune limitation d'approvisionnement en sédiments (Fig. 2.12). En revanche, pour explorer la croissance des dunes à partir d'une instabilité de digitation granulaire,

FIGURE 2.11 – Conditions initiales de l'espace cellulaire numérique. Pour l'étude des dunes se développant à partir d'une instabilité de lit plat, l'écoulement F est fini et la couche sédimentaire est épaisse, assurant ainsi un approvisionnement en sédiments infini.



la disponibilité en sable consiste en une source de sable localisée et fixe au milieu d'un socle non érodable. Ces conditions permettent de n'observer qu'une dune se développant depuis cette unique source sédimentaire (Fig. 2.13). Dans les deux cas : lit plat et source localisée, le rapport fractionnaire γ de l'augmentation du flux de sable est fixé à 1.6, la valeur la plus communément observée sur le terrain.

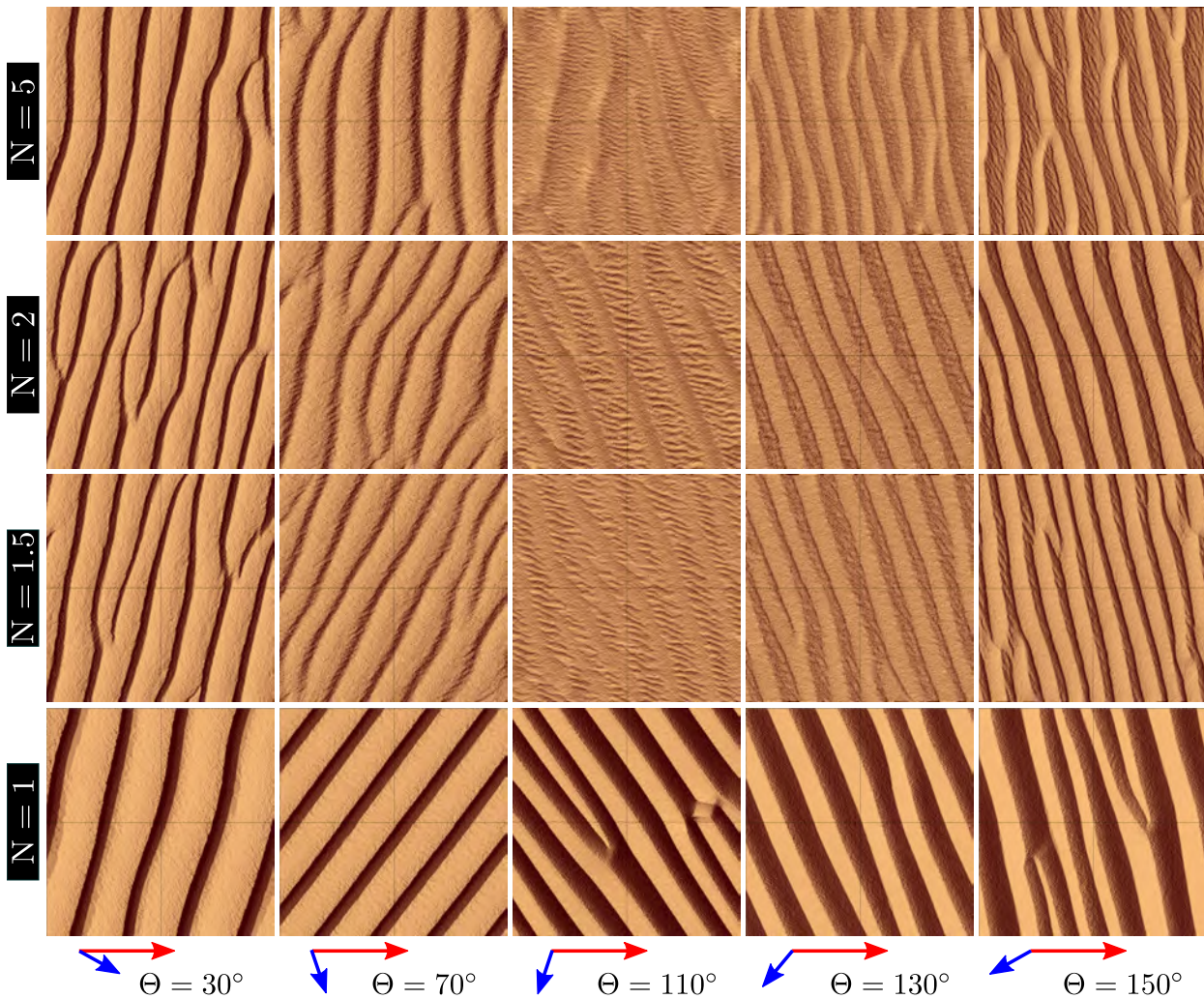


FIGURE 2.12 – Forme et orientation des dunes se développant à partir d'une instabilité de lit plat dans l'espace des paramètres $\{N, \theta\}$ des régimes de vents bidirectionnels. (© Xin Gao) De gauche à droite : $\theta = \{30^\circ, 70^\circ, 110^\circ, 130^\circ, 170^\circ\}$. De bas en haut : $N = \{1, 1.5, 2, 5\}$. Les flèches rouges et bleues montrent respectivement les orientations des vents primaires et secondaires.

Les figures 2.12 et 2.13 donnent une idée de la diversité des orientations et des morphologies de dunes qui peuvent être produites sous des régimes de vents bidirectionnels. Cela montre en retour que la forme et l'orientation des dunes peuvent apporter des informations précieuses sur les régimes des vents qui les ont formées.

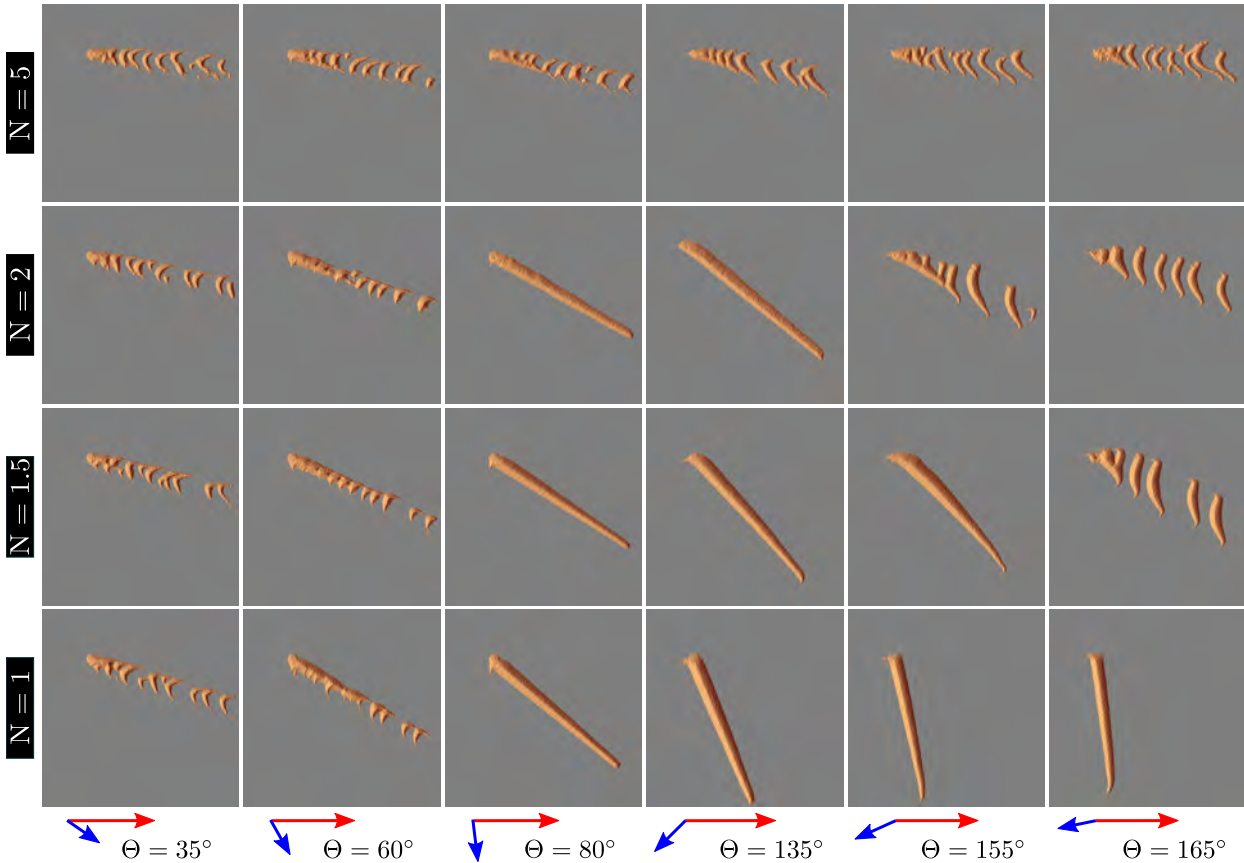


FIGURE 2.13 – **Forme et orientation des dunes se développant à partir d'une instabilité de digitation granulaire dans l'espace des paramètres $\{N, \theta\}$ des régimes de vents bidirectionnels.** (© Xin Gao) De gauche à droite : $\theta = \{35^\circ, 60^\circ, 80^\circ, 135^\circ, 155^\circ, 165^\circ\}$. De bas en haut : $N = \{1, 1.5, 2, 5\}$. Les flèches rouges et bleues montrent respectivement les orientations des vents primaire et secondaire.

La figure 2.12 révèle que toutes les dunes se développant à partir d'une instabilité de lit plat dans les zones de forte couverture sédimentaire sont des dunes linéaires, périodiques et orientées plutôt perpendiculairement au vent dominant. Pour des angles inférieurs à 90° entre les deux vents, les dunes sont asymétriques car les vents soufflent toujours du même côté de la crête. Pour des angles supérieurs à 90° entre les deux vents, les dunes sont davantage symétriques car les vents soufflent à tour de rôle des deux côtés de la crête. Des motifs superposés peuvent se développer durant chaque vent individuel, perpendiculairement à celui-ci sur les faces les plus exposées.

Au contraire, la figure 2.13 révèle que les dunes se développant à partir d'une instabilité de digitation granulaire ont des formes très différentes en fonction de l'angle de divergence θ et du rapport de transport N entre les deux vents. Le domaine de stabilité des dunes doigts est très restreint. Lorsque celle-ci ne se développent pas, elles se cassent en trains de barkhanes. Cela est dû au fait que l'instabilité de lit plat génère un motif secondaire qui se superpose à la dune doigt.

Ce motif grandit comme sur lit plat grâce à des mécanismes de mûrissement (ex. collisions) et finit par atteindre la hauteur de la dune sur laquelle il se développe. Elle se casse alors en un train de barkhanes dont la hauteur caractéristique est proche de celle de la dune initiale.

Dans l'espace des paramètres $\{N, \theta\}$ des régimes de vents bidirectionnels, la figure 2.14 synthétise toutes les orientations α_I et α_F correspondant respectivement aux alignements des dunes se développant à partir des instabilités de lit plat et de digitation granulaire. Ces orientations sont mesurées à partir de la direction du vent primaire.

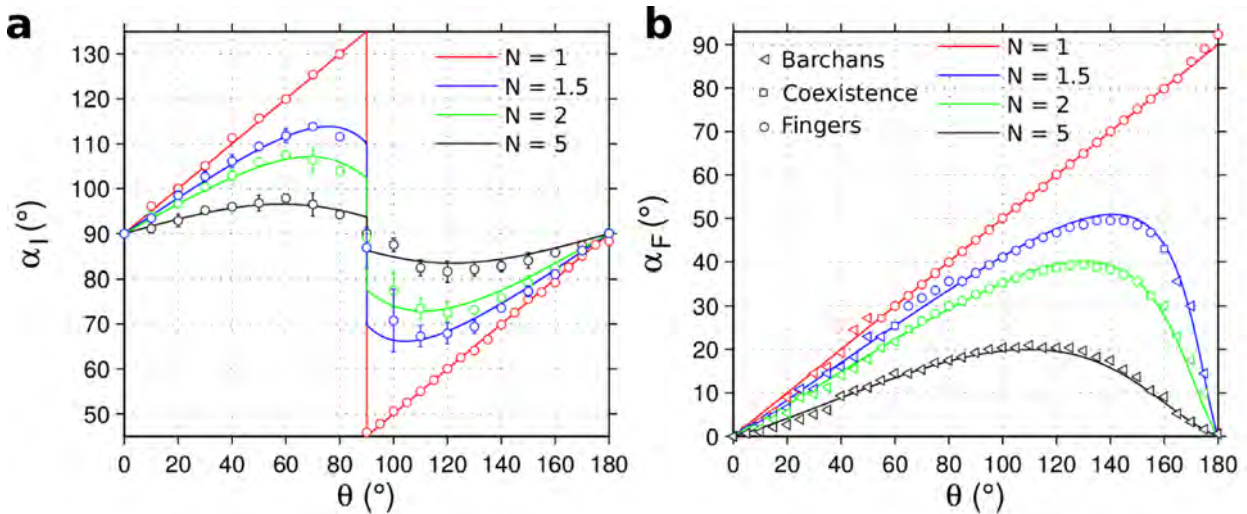


FIGURE 2.14 – Orientations des dunes numériques pour les deux mécanismes de croissance dans l'espace des paramètres $\{N, \theta\}$ des régimes de vents bidirectionnels. (© Xin Gao) L'orientation des dunes est mesurée à partir de la direction du vent primaire. Les couleurs correspondent au rapport de transport N entre les vents primaire et secondaire (rouge : $N = 1$, bleu : $N = 1.5$, vert : $N = 2$, noir : $N = 5$). (a) Orientation des dunes α_I se développant à partir d'une instabilité de lit plat. (b) Orientation des dunes α_F se développant à partir d'une instabilité de digitation granulaire. Les symboles correspondent aux morphologies des dunes : barkhanes (triangles), coexistence barkhanes et dunes linéaires (carrés) et dunes linéaires (cercles).

2.3 Classification dunaire d'après deux mécanismes de croissance

Les domaines de stabilité et les orientations respectives des dunes se développant à partir des instabilités de lit plat et de digitation granulaire peuvent être déduits des simulations numériques.

Si la direction du vent et la force du flux contrôlent l'orientation finale des dunes, c'est la disponibilité et l'approvisionnement en sable qui contrôlent le mécanisme de croissance des dunes.

L'analyse de la zone interdune fournit donc des informations importantes sur la nature et la dynamique de la dune. Si celle-ci est vide de sédiments alors les dunes pourront s'initier à partir d'une instabilité de digitation granulaire. Au contraire si la zone interdune est remplie de sédiments alors les dunes pourront se développer à partir d'une instabilité de lit plat. Certaines dunes peuvent aussi combiner les deux mécanismes de croissance, par exemple les dunes étoiles, les barkhanes et les dunes peignes (*Zhang et al.*, 2010b, 2014; *Lü et al.*, 2017).

Toujours avec l'aide d'une étude numérique, il est possible de construire des diagrammes établissant les domaines de prédominance des instabilités de lit plat et de digitation granulaire dans

l'espace des paramètres $\{N, \theta\}$ des régimes de vents bidirectionnels. Pour cela on utilise soit le rapport σ_F/σ_I entre les taux de croissance des dunes se développant à partir des instabilités de digitation granulaire et de lit plat (Fig. 2.15), soit le rapport $\|\vec{Q}_F\|/\|\vec{Q}_I\|$ entre les flux à la crête de ces dunes (Fig. 2.16).

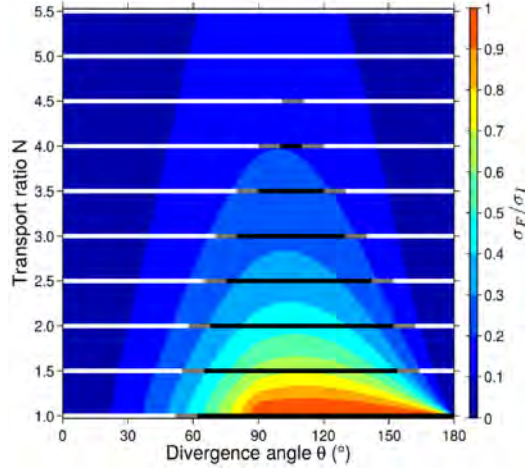


FIGURE 2.15 – Rapport σ_F/σ_I entre les taux de croissance des dunes se développant à partir des instabilités de digitation granulaire et de lit plat dans l'espace des paramètres $\{N, \theta\}$ des régimes de vents bidirectionnels. (© Xin Gao) Dans le même espace des paramètres, ce rapport est comparé à la morphologie des dunes se développant à partir d'une source fixe sur un lit non érodable. Les lignes noires représentent l'espace des paramètres dans lequel des dunes linéaires sont observées. Les lignes blanches représentent l'espace des paramètres dans lequel des dunes linéaires et les barkhanes coexistent. Les lignes grises représentent l'espace des paramètres dans lequel des dunes linéaires sont observées. Le taux de croissance maximum étant par définition celui correspondant à l'instabilité de lit plat $0 < \sigma_F/\sigma_I < 1$. Ces résultats sont obtenus pour $\gamma = 1.6$. Normalisés par $Q_0/(\mathcal{A}\lambda)$, ces taux de croissance sans dimension sont calculés d'après l'équation 2.11 en utilisant les valeurs correspondantes de $\{N, \theta, \alpha_I, \alpha_F\}$.

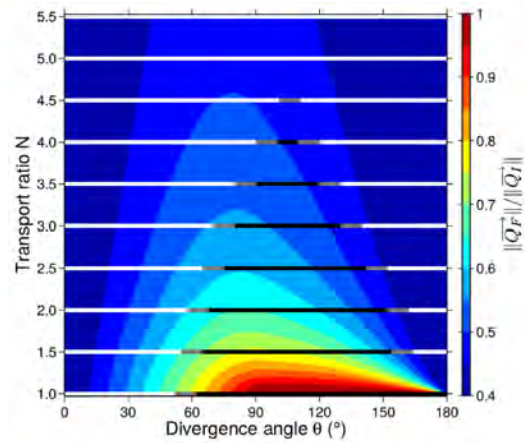


FIGURE 2.16 – Rapport $\|\vec{Q}_F\|/\|\vec{Q}_I\|$ entre les flux à la crête des dunes se développant à partir des instabilités de digitation granulaire et de lit plat dans l'espace des paramètres $\{N, \theta\}$ des régimes de vents bidirectionnels. (© Xin Gao) Dans le même espace des paramètres, ce rapport est comparé à la morphologie des dunes se développant à partir d'une source fixe sur un lit non érodable. Les lignes noires représentent l'espace des paramètres dans lequel des dunes linéaires sont observées. Les lignes blanches représentent l'espace des paramètres dans lequel des barkhanes sont observées. Les lignes grises représentent l'espace des paramètres dans lequel des dunes linéaires et les barkhanes coexistent. Le flux maximum étant par définition celui correspondant à l'instabilité de lit plat $0 < \|\vec{Q}_F\|/\|\vec{Q}_I\|$. Ces résultats sont obtenus pour $\gamma = 1.6$. Normalisés par $Q_0/(\mathcal{A}\lambda)$, ces flux sont calculés d'après l'équation 2.5 en utilisant les valeurs correspondantes de $\{N, \theta, \alpha_I, \alpha_F\}$.

Il est également possible de systématiquement documenter les orientations $\{\alpha_I, \alpha_F\}$ des dunes se développant à partir des instabilités de lit plat et de digitation granulaire dans l'espace des paramètres $\{N, \theta\}$ des régimes de vents bidirectionnels (Fig. 2.17). Les orientations des dunes $\{\alpha_I, \alpha_F\}$ sont mesurées à partir de la direction du vent principal. Avec l'aide des diagrammes de phase présentés dans la figure 2.17 et en connaissant le régime de vents bidirectionnels (c'est à dire leur rapport de transport N et l'angle de divergence θ), il est donc possible de déterminer les orientations des dunes quel que soit leur mécanisme de croissance. Cela peut par exemple nous permettre de confronter les orientations de dunes observées sur le terrain à des orientations issues de données de vent et du modèle analytique. C'est ce qui constitue le modèle direct (vents \rightarrow orientation des dunes)

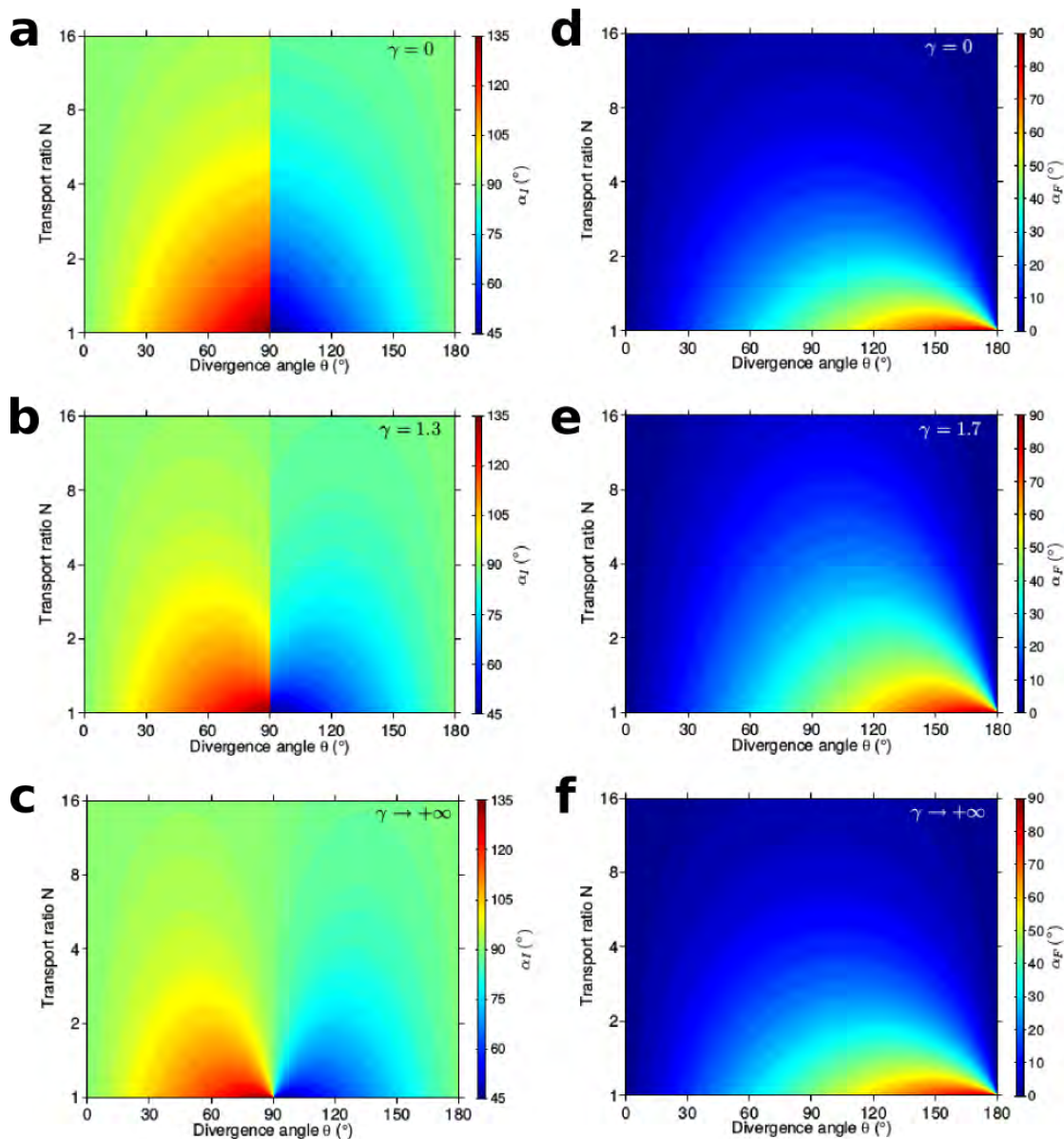


FIGURE 2.17 – Orientation $\{\alpha_I, \alpha_F\}$ des dunes se développant à partir des instabilités de lit plat et de digitation granulaire dans l'espace des paramètres $\{N, \theta\}$ des régimes de vents bidirectionnels. (© Xin Gao) (a), (b) et (c) Orientations pour l'instabilité de lit plat. (d), (e) et (f) Orientations pour l'instabilité de digitation granulaire. Ces résultats sont respectivement obtenus pour $\gamma = \{0, 1.7, +\infty\}$. Le rapport de transport N est exprimé en échelle logarithmique.

2.4 Application du modèle direct sur des données de vent réelles

Comme nous venons de le voir, la disponibilité en sédiments et le régime des vents (direction et vitesse) ont une incidence directe sur la morphologie des dunes. Pour un régime de vents donné, la prédominance d'un mode de croissance dunaire ou d'un autre dépend principalement de la disponibilité en sable.

L'instabilité de lit plat devrait être observée si les dunes se développent sans restriction de sédiments dans l'interdune tandis que l'instabilité de digitation granulaire devrait être observée si les dunes se développent sur un sol non érodable à partir d'une source de sédiments.

Cependant, ces deux mécanismes de croissance dunaire peuvent également coexister. Par exemple, l'instabilité de lit plat peut se manifester comme un motif superposé secondaire sur une dune se développant à partir d'une instabilité de digitation granulaire. Sa propagation se fera de manière oblique ou perpendiculaire à la direction d'allongement de la dune doigt.

En outre, si des dunes linéaires se développent dans le mécanisme de croissance d'instabilité de lit plat commencent à se propager dans une zone de faible couverture sédimentaire, alors elles pourront, en bordure du corps sédimentaire principal, se transformer en barkhanes qui seront peu à peu éjectées de la structure principale.

Dans les mers de sable terrestres, les régimes de vents affichent généralement des propriétés périodiques associées à la saisonnalité climatique. À partir de données de vent et d'une loi de transport (e.g. 3.1) qui permettent de déterminer la valeur Q_0 (le flux saturé sur lit plat), on peut donc estimer le flux de sable à la crête d'une dune d'orientation α en fonction du temps :

$$\vec{Q}(t) = Q_0(t) (1 + \gamma |\sin(\theta(t) - \alpha)|) \left(\cos(\theta(t)) \vec{i} + \sin(\theta(t)) \vec{j} \right), \quad (2.32)$$

avec $\gamma = \beta \mathcal{A} / \lambda$ le rapport fractionnaire de l'augmentation du flux de sable qui prend en compte l'accélération de la vitesse de l'écoulement sur le dos de la dune.

Le flux de sédiments Q à la crête des dunes peut-être relié au taux de croissance σ en généralisant l'équation 2.9 à tous les vents tel que

$$\sigma(\alpha) \propto \frac{\sum_{i=2}^N \left\| \vec{Q}_i \right\| \left(|\sin(\alpha - \theta_i)| + \gamma \sin^2(\alpha - \theta_i) \right) (t_i - t_{i-1})}{\mathcal{A} \lambda \sum_{i=2}^N (t_i - t_{i-1})}, \quad (2.33)$$

avec $\lambda / |\sin(\theta(t) - \alpha)|$ la largeur apparente de la dune pour une certaine direction du vent $\theta(t)$. Le taux de croissance σ s'exprime en unité de fréquence (soit en s^{-1}).

2.4.1 Estimation des orientations et des taux de croissance dunaires

Instabilité de lit plat

Pour trouver l'orientation des dunes se développant à partir d'une instabilité de lit plat, il faut calculer le taux de croissance total $\sigma(\alpha)$ pour toutes les orientations possibles de dunes ($\alpha \in$

$\{0; \pi\}$). En pratique, nous calculons $Q_{\perp}(\alpha)$, le flux de sable total perpendiculaire à la crête

$$Q_{\perp}(\alpha) = \frac{\sum_{i=2}^N \left\| \vec{Q}_i \right\| (1 + \gamma |\sin(\alpha - \theta_i)|) |\sin(\alpha - \theta_i)| (t_i - t_{i-1})}{\sum_{i=2}^N (t_i - t_{i-1})}, \quad (2.34)$$

avec θ_i l'orientation du flux \vec{Q}_i .

α_F est l'orientation pour laquelle le flux sédimentaire perpendiculaire $Q_{\perp}(\alpha)$ est maximal. Les dunes de ce type croissent en hauteur et en largeur et migrent latéralement en fonction de la direction du flux à la crête.

Instabilité de digitation granulaire

Pour trouver l'orientation des dunes se développant à partir d'une instabilité de digitation granulaire, il faut tenir compte du sens d'allongement de la dune, c'est à dire du signe de la composante normale à la crête. En pratique, nous calculons les flux perpendiculaire $Q_{\perp}(\alpha)$ et parallèle $Q_{\parallel}(\alpha)$ à la crête pour toutes les orientations de crêtes possibles ($\alpha_F \in [0; 2\pi]$) :

$$Q_{\perp}(\alpha) = \frac{\sum_{i=2}^N \left\| \vec{Q}_i \right\| (1 + \gamma |\sin(\alpha - \theta_i)|) \sin(\alpha - \theta_i) (t_i - t_{i-1})}{\sum_{i=2}^N (t_i - t_{i-1})}, \quad (2.35)$$

$$Q_{\parallel}(\alpha) = \frac{\sum_{i=2}^N \left\| \vec{Q}_i \right\| (1 + \gamma |\sin(\alpha - \theta_i)|) \cos(\alpha - \theta_i) (t_i - t_{i-1})}{\sum_{i=2}^N (t_i - t_{i-1})}. \quad (2.36)$$

α_F est l'orientation pour laquelle le flux sédimentaire perpendiculaire à la crête s'annule ($Q_{\perp}(\alpha) = 0$) et pour laquelle le flux parallèle est positif ($Q_{\parallel}(\alpha) > 0$). Si plus d'une solution existe, il faut rechercher les angles pour lesquels la valeur Q_{\parallel} est maximale. Par définition, lorsqu'il n'y a pas de rétroaction de la topographie ($\gamma = 0$), l'orientation α_F des dunes se développant à partir d'une instabilité de digitation granulaire correspond à la direction résultante du flux sur lit plat.

2.4.2 Exemple éolien terrestre

Voyons à présent l'expression des deux mécanismes de croissance dans une région aride sur Terre (l'Égypte) et comparons les orientations de dunes réelles aux orientations de dunes prédites par le modèle (Fig. 2.18). D'après la photographie satellite (Fig. 2.18a), deux orientations dunaires (nord-sud et est-ouest) sont clairement observables. Les vents de la région sont extraits du modèle de réanalyse ERA-Interim et les flux sont calculés à partir de ces vents et en utilisant la loi de transport de *Ungar and Haff (1987)* calibrée par *Durán et al. (2011)*. Ces données sont représentées sous la forme d'une rose des vents et d'une rose des flux sédimentaires (Fig. 2.18b). En injectant

ces flux sédimentaires dans les équations nous permettant de prédire l'orientation des dunes nous obtenons une orientation plutôt est-ouest pour le mode instabilité de lit plat et plutôt sud pour le mode doigt (Figs. 2.18 c-f).

Les dunes se développant à partir d'une instabilité de lit plat sont orientées dans une direction qui est souvent proche de la perpendiculaire au flux résultant. Au contraire, les dunes se développant à partir d'une instabilité de digitation granulaire, sont davantage orientées parallèlement au flux résultant. Les orientations prédites sont représentées par les flèches sur la photographie du champ de dune. On remarque que les prédictions sont en excellent accord avec les observations.

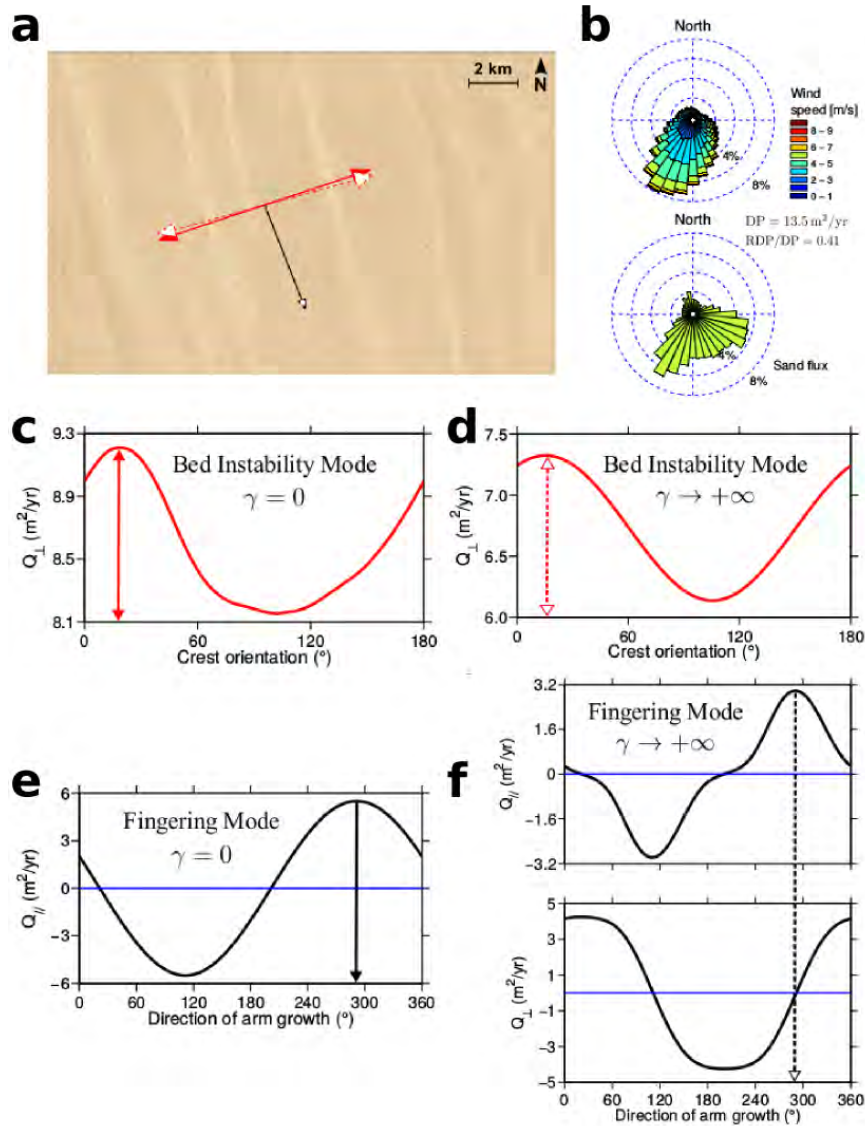


FIGURE 2.18 – Estimation des orientations dunaire pour les deux mécanismes de croissance à partir de données de vent. (© Xin Gao) (a) Portion de la grande mer de sable en Egypte (27°45N, 26°15E). Les flèches rouges et noire montrent respectivement les orientations prédites pour les dunes se développant à partir des instabilités de lit plat et de digitation granulaire. Les solutions pour $\gamma = 0$ et $\gamma \rightarrow +\infty$ sont représentées respectivement par des lignes pleines et en pointillées. (b) Rose des vents et rose des flux établies à partir des données du modèle ERA-Interim (Uppala et al., 2005; Dee et al., 2011) du 01/01/1979 au 31/12/2012. (c) Orientation des dunes pour l'instabilité de lit plat et $\gamma = 0$. (d) Orientation des dunes pour l'instabilité de lit plat et $\gamma \rightarrow +\infty$. (e) Orientation des dunes pour l'instabilité de digitation granulaire et $\gamma = 0$. (f) Orientation des dunes pour l'instabilité de digitation granulaire et $\gamma \rightarrow +\infty$. Pour (c) et (d), nous sélectionnons l'orientation pour laquelle le flux de sable calculé est maximal. Pour (e) et (f) nous sélectionnons l'orientation pour laquelle $Q_{\perp}(\alpha) = 0$ et $Q_{\parallel}(\alpha)$ est maximal.

2.5 Le problème inverse de l'orientation des dunes

Jusqu'à présent, nous avons vu qu'il était possible de prédire l'orientation des dunes en s'appuyant sur deux mécanismes de croissance et en ayant accès à des données de vent, ou plus exactement à la distribution d'orientation des flux sédimentaires. Mais ne pourrait-on pas imaginer faire l'inverse ? C'est à dire, prédire les vents à l'origine de dunes observées ? Sur Terre, de nombreuses stations météorologiques implantées un peu partout sur le globe nous renseignent sur les vents. Cependant cette inversion pourrait s'avérer utile pour avoir des informations sur les vents de régions inaccessibles et/ou inhospitalières (pour cause de climat et/ou de politique). Sur les autres objets du Système Solaire qui possèdent une atmosphère et des dunes, nous avons peu, voir pas, de données climatiques. Grâce aux dunes, nous pourrions acquérir des estimations indirectes des flux sédimentaires et donc des écoulements atmosphériques. En pratique, l'orientation de dunes extraterrestres observées sur des images satellitaires permet de contraindre la distribution d'orientation des flux sédimentaires susceptibles de les avoir formées et donc de remonter à des solutions de vents.

Dans la suite de ce manuscrit, les deux mécanismes de croissance dunaire seront utilisés

- pour prédire les orientations des dunes dans notre étude expérimentale à l'échelle des paysages sur le site de l'Académie des Sciences de Chine (Chap. 3).
- pour remonter aux vents qui ont formé les dunes sur Mars (Chap. 4).

Chapitre 3

Morphogénèse dunaire dans le désert de Tengger, Chine

Résumé

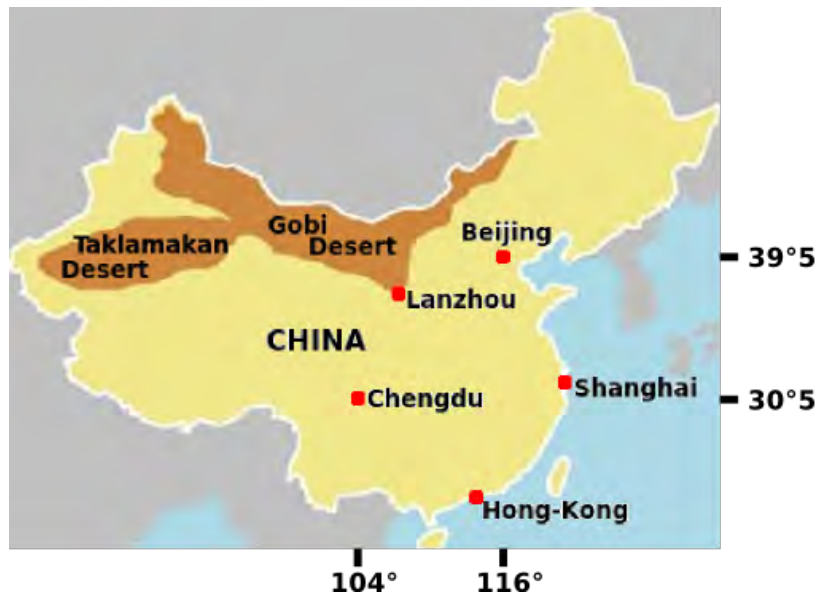
Toute la physique des dunes se construit autour d'équilibres dynamiques entre un écoulement et une topographie sous des conditions de transport sédimentaire. L'augmentation/diminution de la vitesse du vent en amont/aval de la crête d'une dune est due à la compression/décompression de l'écoulement. En conséquence, la face exposée au vent est une zone d'érosion (augmentation de la vitesse de cisaillement et du flux sédimentaire), tandis que la face sous le vent est une zone de dépôt (diminution de la vitesse de cisaillement et du flux sédimentaire). C'est pourquoi, pour que la dune grandisse, il faut que la déposition s'effectue en aval de la crête. Il existe donc un décalage entre le maximum de vitesse des vents dans la couche interne (en amont de la crête) et le maximum de topographie (la crête). La théorie établit que ce décalage dépend du rapport d'aspect de la dune et qu'il diminue à mesure que la pente des dunes augmente. L'enjeu de notre expérience à l'échelle des paysages est de mesurer pour la première fois l'évolution de ce décalage lors de la phase linéaire de l'instabilité de lit plat, c'est à dire la phase durant laquelle, à longueur d'onde constante, les dunes croissent en hauteur. Dans une expérience dédiée à ces mesures au sein d'un site naturel de l'Académie des Sciences de Chine, l'instabilité de lit plat est régulièrement documentée à partir de mesures de vents et de topographie. En parallèle, des profils verticaux de la vitesse des vents sont régulièrement réalisés le long d'ondulations de surface qui se développent. Près de la surface, dans la couche interne pour des hauteurs inférieures à 15 cm, nos mesures montrent qu'il existe un décalage systématique entre les maxima et les minima des vitesses de vents et de topographie. Au-dessus, dans la couche externe pour des hauteurs supérieures à 15 cm, les extrema sont en phase avec la topographie. Nous étudions la dépendance de ce décalage par rapport à l'aspect de la dune, celle-ci passant d'une hauteur de 15 cm (novembre 2014) à 1 m (novembre 2015).

3.1 Introduction aux dunes chinoises

3.1.1 Une expérience à l'échelle des paysages

Sur Terre, les déserts s'étendent sur 36 millions de km², ce qui représente une couverture de 24.1% de la surface continentale de la planète (*Middleton and Thomas, 1997*). La Chine abrite, quant à elle, les déserts de Gobi et du Taklamakan (Fig. 3.1), respectivement, les 5^e et 17^e plus grands déserts au monde. Ils s'étendent entre 19 et 49 degrés de latitude nord et 74 et 119 degrés de longitude est. Ces terres désertiques et arides couvrent une surface de 2.62 millions de kilomètres carrés, soit environ 27.3% de la surface totale de la Chine (*Baoping and Tianzong, 2001*). À l'échelle de la planète, il s'agit d'une zone source principale pour les poussières atmosphériques (*Littmann, 1991; Yang et al., 1994*). Cela souligne l'importance du transport éolien qui, en absence de végétation et de précipitations, conduit inexorablement au développement de formes dunaires dans les principales zones de dépôt où s'accumulent les sédiments (*Chao and Xing, 1994*). Ces mers de sables représentent près de 85% des zones arides du désert du Taklamakan et moins de 30% du désert de Gobi.

FIGURE 3.1 – Carte schématique montrant l'emplacement des deux plus grands déserts chinois.

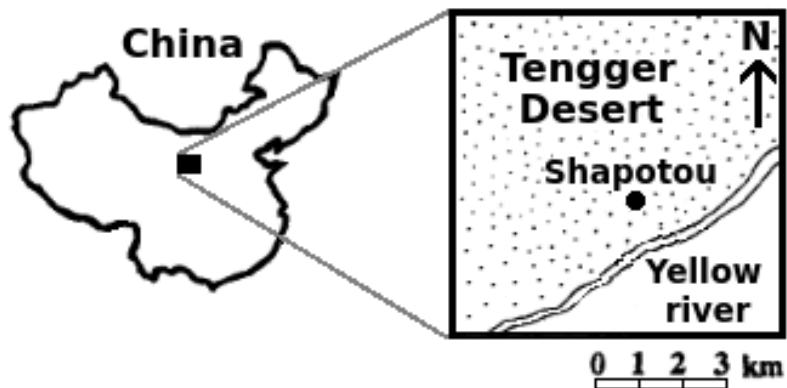


En Chine, le taux de désertification, entre 1975 et 1990, était d'environ 2 250 km²/an. Entre 1990 et 2000, il avait augmenté jusqu'à 3 440 km²/an. Pour stopper ce phénomène, le gouvernement chinois a mis en place dès le début des années 2000 un programme de gestion des zones désertiques, dont l'action la plus emblématique fut la plantation de barrières végétales sur des centaines de kilomètres carrés. Ainsi, entre 2000 et 2005, le taux de désertification était tombé à 1 635 km²/an puis à 1 114 km²/an entre 2005 et 2010 (*Wang et al., 2011*).

La végétalisation des terres arides n'est pas la seule initiative qui fut mise en œuvre par le gouvernement chinois. Un gros effort fut aussi porté sur la caractérisation du transport éolien et la dynamique des dunes. C'est dans ces problématiques que s'inscrit la coopération entre les chercheurs français de l'Institut de Physique du Globe de Paris et les chercheurs de l'Académie des Sciences de Chine. Ces derniers disposent de sites expérimentaux situés au cœur des déserts tel que celui du Tengger en Mongolie intérieure. Ce désert est le quatrième plus grand de Chine.

Appartenant au désert de Gobi, il est situé au milieu du pays ($37^{\circ}27'N - 104^{\circ}57'E$) et s'étend sur près de $36\,700\text{ km}^2$ (Fig. 3.2). Le site expérimental du désert du Tengger dépend de la station de recherche de Shapotou qui se situe à l'extrémité sud de la mer de sable, à l'endroit où la propagation des dunes est limitée par le fleuve Jaune. Fondée en 1955, la station de Shapotou abrita l'un des premiers observatoires dédiés à l'étude des zones désertiques et à l'aménagement des zones dunaires. La station est précisément située à $104^{\circ}57'E - 37^{\circ}27'N$, à 1 250 mètres d'altitude.

FIGURE 3.2 – Carte schématique montrant l'emplacement du désert de Tengger.



3.1.2 Contexte climatique et géologique

Le désert de Tengger est zone de transition entre les parties occidentales arides et les parties orientales semi-arides. La limite sud de ce désert est la partie de plus basse latitude, tous déserts chinois confondus. Située à une altitude de 1 340 m, elle abrite des prairies soumises aux variations climatiques et aux activités humaines.

Cette région peut être décrite comme une steppe désertique avec des précipitations moyennes annuelles de 177 mm et un minimum/maximum de 88/304 mm/an (*Chen et al.*, 1990). Environ 80% de cette pluie tombe entre les mois de mai et septembre, généralement pendant de courts laps de temps, mais avec une forte intensité. Il s'agit le plus souvent des résidus de la mousson est-asiatique. Les hauteurs de précipitation varient énormément suivant les événements pluvieux qui peuvent être classés suivant trois catégories : les faibles : les précipitations sont inférieures à 9.8 mm et représentent 50% des événements pluvieux, les moyens : les précipitations sont comprises entre 10 et 24 mm et représentent 40% des événements, les fortes : les précipitations sont supérieures à 24 mm et représentent les 10% restant. Enfin, l'évaporation annuelle est d'environ 3 000 mm (*Berndtsson et al.*, 1995).

Dans le désert de Tengger, les températures moyennes varient de $-6.9^{\circ}C$ en janvier à $24.3^{\circ}C$ en juillet, avec une température annuelle moyenne d'environ $9.6^{\circ}C$. Cependant les températures maximales à la surface du sable peuvent atteindre $74^{\circ}C$ (*Chen et al.*, 1990).

Comme dans la majorité des déserts, celui du Tengger abrite également des dunes de sable. Leur hauteur relative varie entre 15 et 20 m. Le sable qui les compose est plutôt fin avec des grains de 0.05 à 0.25 mm de diamètre. La teneur en humidité, à une profondeur entre 0 et 60 cm, est en moyenne de 2 à 3%. L'eau souterraine se trouve à une profondeur inférieure à 50 m dans le sable qui, dans ces régions, a une épaisseur d'environ 80 m. La couverture végétale totale dans la zone de sable est inférieure à 1% (*Chen et al.*, 1990).

3.1.3 La thématique éolienne au sein d'un Laboratoire International Associé sur la dynamique des paysages

Notre projet est né en 2008 d'une collaboration initiale entre Zhibao Dong, le directeur du *Key Laboratory of Desert and Desertification* du CAREERI (Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Académie des Sciences de Chine, Lanzhou, Gansu) et Clément Narteau de l'IPGP (Institut de Physique du Globe de Paris). Elle s'inscrivait tout naturellement dans la continuité du programme de recherche établi depuis le début des années 2000 par François Métivier et Baisheng Ye sur le transport sédimentaire et les bilans de masse des zones de forte surrection. Toute ces activités sont maintenant la clef de voûte d'un Laboratoire International Associé sur la dynamique des paysages entre le CNRS et l'Académie des Sciences de Chine.

L'expérience initiale avait consisté à aplanir 16 hectares du désert de Tengger et à suivre la formation et l'évolution des formes dunaires à travers des mesures de topographie et des mesures continues de vents. Cette expérience a permis de valider pour la première fois dans un contexte éolien les modèles d'orientation des dunes sous des régimes de vents multidirectionnels ([Lü et al., 2014](#)). Malheureusement, l'expérience initiale n'a pas permis de bien caractériser la phase linéaire de l'instabilité de lit plat, ni d'apporter des contraintes sur l'écoulement à la surface des dunes.

Ainsi, en avril 2014, une nouvelle expérience a été entreprise. Cette-fois ci, les principaux acteurs étaient Lü Ping (CAREERI), Clément Narteau (IPGP), Sylvain Courrech du Pont (Université Paris Diderot), Sébastien Rodriguez (IPGP) et Philippe Claudin (École Supérieure de Physique et Chimie Industrielles). J'ai pour ma part, intégré ce projet en septembre 2014.

Deux phases d'aplanissement furent initiées à l'automne 2013 et au printemps 2014 (Fig. 3.3a). Un premier hectare fut dédié à l'observation de l'instabilité de digitation granulaire et à la mesure de la longueur de saturation. Pour étudier l'émergence de dunes à partir de l'instabilité de digitation granulaire, des tas de sable furent placés sur un socle non-érodable composé de graviers multacentimétriques (Figs. 3.3 b et c). Pour étudier la longueur de saturation, un lit sédimentaire plat fut situé en aval d'un lit de grain grossier entre les deux tas de sable (Fig. 3.3d). Tout autour de ces expériences et sur une échelle de 10 m, des damiers de paille limitent les flux sédimentaires entrant afin de pouvoir travailler sur l'hypothèse qu'ils sont nuls.

Concernant l'expérience sur l'instabilité de digitation granulaire, il s'agit de comparer l'orientation prédite par les vents locaux à l'alignement observé sur le terrain. Au cours du temps, le sable issu du tas de sable est transporté le long de la résultante des flux au sommet de cette zone source. Peu à peu, une barkhane asymétrique se développe et sa corne la plus allongée peut être considérée comme une dune doigt. Afin que celle-ci puisse croître par élongation en gardant un rapport d'aspect constant, du sable est régulièrement ajouté au sommet du tas initial. Après 30 mois d'expérience, la dune doigt s'étend sur 10 m (Fig. 3.3d).

Concernant l'expérience sur la longueur de saturation, le but était tout simplement d'évaluer la valeur de celle-ci en regardant les profils d'érosion après des périodes de vent associées à du transport sédimentaire.



FIGURE 3.3 – Expérience de croissance dunaire à partir d’une instabilité de digitation granulaire. Ces photographies montrent l’installation de l’expérience et son état après trois ans (© Clément Narteau). (a) Aplatissement de deux hectares du désert. (b) Mise en place des damiers de paille et du gravier pour rendre la surface non érodable, puis disposition des deux tas de sable (vue en plongée depuis la tour de vent du site). (c) Piles de sable symétriques de 2 m de haut et de 5 m de diamètre reposant sur un socle non érodable. (d) Emergence des dunes doigts après 30 mois.

Le second hectare à avoir été aplati fut consacré à l'expérience sur l'instabilité de lit plat. Le but était de suivre la naissance et le développement des dunes à partir d'une surface granulaire uniforme et plate afin de mettre en évidence l'évolution du décalage entre le maximum de vitesse dans la couche interne et le maximum de topographie durant la phase linéaire de l'instabilité. À différents stades de croissance dunaire, les mesures ont consisté à caractériser la vitesse des vents à différentes hauteurs le long des dunes, sur des distances supérieures à la longueur d'onde observée. Ces mesures sont laborieuses et requièrent d'être normalisées par rapport à une mesure de référence afin de s'affranchir des changements de vitesse de vent entre deux mesures indépendantes le long de la dune. Nous avons réalisé trois campagnes de mesures : novembre 2014, avril 2015 et novembre 2015.

Ces expériences, à l'échelle des paysages, sont les premières de leur catégorie. Elles inaugurent une nouvelle façon d'étudier les dunes.

3.1.4 Présentation du site expérimental

Le site expérimental où nous avons réalisé notre étude se situe à $37^{\circ}33'36''\text{N}$ - $105^{\circ}1'59''\text{E}$. La ville la plus proche est celle de Zhongwei, située à une quinzaine de kilomètres de là. D'autres expériences que la notre sont menées sur le site expérimental. Par exemple, certains chercheurs chinois s'intéressent à la dimension des grains de sable et à leur dispersion dans l'atmosphère. Des collecteurs de particules ont donc été installés. Une autre expérience menée sur le même site, concerne la botanique. Des arbres de différentes espèces ont été plantés à quelques mètres d'intervalle les uns des autres, dans le sable, enrichi de matière organique. Grâce à cette étude, il est possible de savoir quelles espèces d'arbres peuvent être plantées en masse dans les déserts car résistantes à la sécheresse et à un sol pauvre en nutriments.

3.2 Méthodologie expérimentale et mesures de terrain

La théorie prévoit que le décalage entre les maxima de topographie et de vitesse du vent ont lieu dans la couche interne (≤ 15 cm). Dans la couche externe (> 20 cm), la topographie et l'écoulement doivent être en phase. Notre but sur le terrain est de vérifier cette théorie et d'estimer le décalage au sein de la couche interne durant la phase linéaire de l'instabilité de lit plat, c'est à dire la période durant laquelle, à longueur d'onde constante, l'amplitude des dunes croît exponentiellement. Le long du profil des dunes et au cours du temps, nous mesurons la vitesse du vent à différentes hauteurs afin d'estimer le déphasage de ces mesures avec la topographie.

3.2.1 Dispositif expérimental

Afin de mener ces mesures à bien, nous disposons du matériel suivant :

- un ordinateur de terrain contenant les logiciels de récolte des données de vent ;
- un décimètre posé au sol dans l'alignement du vent, qui permet de marquer le profil topographique à suivre le long de la dune pour effectuer nos mesures ;
- une boussole pour déduire l'orientation du vent observé ;
- un mât sur lequel sont installés les instruments de mesure de vitesse et de direction du vent ;

- une girouette installée au sommet du mât qui indique la direction du vent ;
- deux anémomètres à coupelles placés sur le mât, à 50 et 100 cm au-dessus du sol qui enregistrent la vitesse du vent (le nombre de tours des coupelles par minute) ;
- deux anémomètres soniques placés sur le mât, à 5 et 10 cm au-dessus du sol qui enregistrent la vitesse du vent (la fréquence des ultrasons qu'ils génèrent est modifiée par le vent) ;
- un enregistreur de données relié aux anémomètres à coupelles et soniques qui recueille la vitesse et la direction du vent ;
- un théodolite permettant d'obtenir le profil topographique de la dune ;
- un autre mât placé à une position fixe à quelques mètres du mât principal, qui porte un anémomètre à coupelles nous servant de référence et permettant d'adimensionner par rapport au temps les vitesses de vents le long du profil dunaire ;
- un autre enregistreur de données relié à l'anémomètre de référence ;
- un cahier d'expériences sur lequel nous notons les caractéristiques associées à chaque mesure.

3.2.2 Procédure expérimentale et acquisition de données

Pour effectuer nos mesures, il était indispensable d'avoir un vent suffisamment fort pour la stabilité des mesures. Celles-ci sont climato-dépendantes et il est souvent difficile de savoir si le vent se lèvera. Toutefois, nous prenions chaque soir le temps de regarder le site suivant <http://www.weather-forecast.com/topographic-maps/ningxia-hui?symbols=cities.forecast.wind> qui indique les conditions météorologiques de la zone (Fig. 3.4). Lorsque le vent était assez fort (voir nombres) et stable (voir direction des flèches) nous pouvions effectuer des mesures. Finalement, afin d'être certain de pouvoir réaliser quelques mesures de vents sur nos dunes, nous sommes demeurés environ trois semaines à Zhongwei.

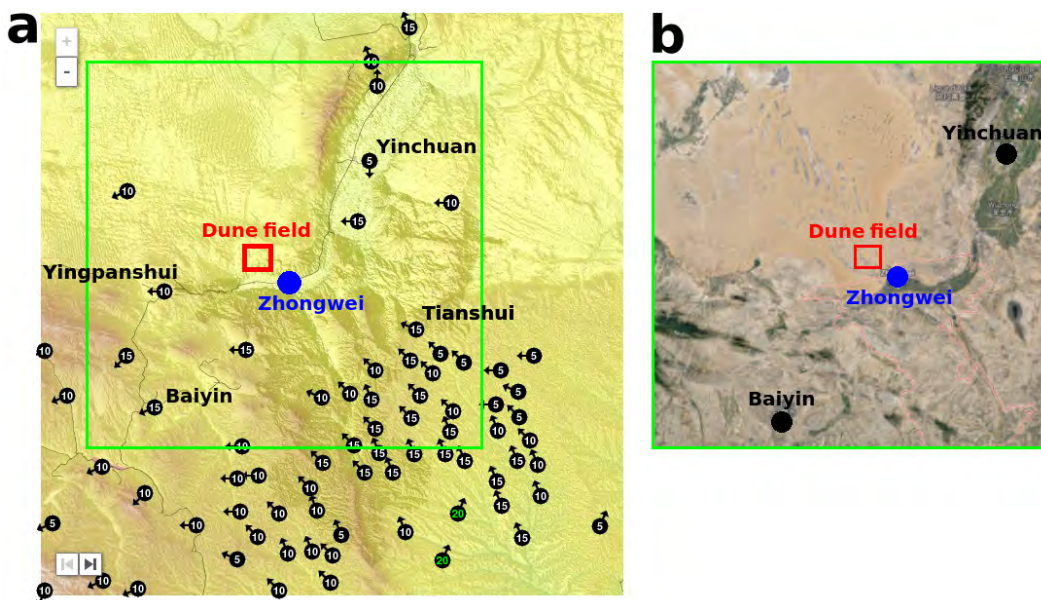
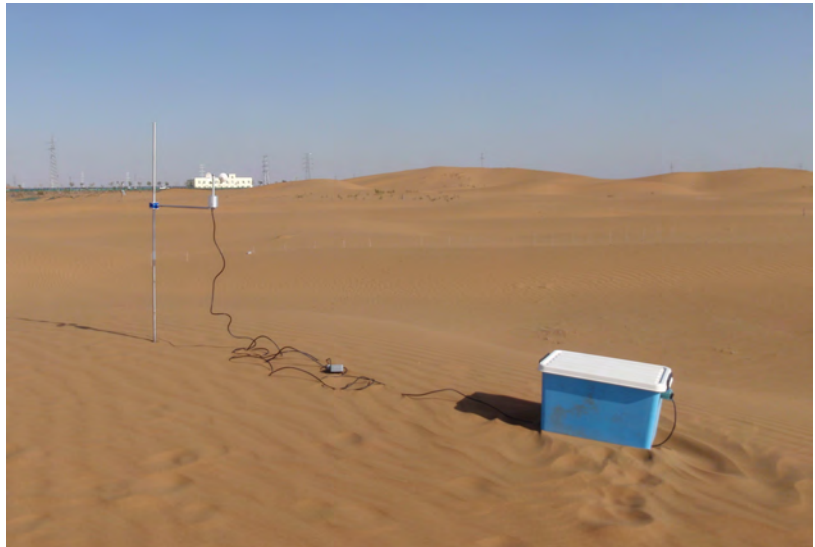


FIGURE 3.4 – Prévisions météorologiques de vent dans la province de Ningxia. (a) Exemple de conditions de vent pour le 14 novembre 2014. Chaque cercle noir correspond à une station météorologique. Le nombre indiqué à l'intérieur est la vitesse du vent. Les flèches indiquent la direction du vent. Ici, le vent est faible et souffle majoritairement du sud - est vers le nord - ouest. (b) Carte géographique de la zone (© Google Earth).

La première chose à faire, en arrivant sur le terrain, était de positionner, le décimètre au sol, dans l'alignement du vent, le long d'une dune. Cette étape était cruciale car elle déterminait le profil dunaire que nous allions suivre pour nos mesures. Le décimètre était ensuite solidement ancré au sol et nous servait de guide et de référence pour positionner nos mesures de vents et de topographie. Une fois cette première phase achevée, il était temps d'installer le matériel.

D'abord nous mettions en place le mât et l'enregistreur de données de référence (Fig. 3.5), hors champ, c'est à dire à une dizaine de mètres du décimètre.

FIGURE 3.5 – Photographie du mât de référence supportant un anémomètre à 1 m du sol. L'enregistreur de données est protégé du sable dans la boîte bleue. (© Laura Fernandez-Cascales)



Venait ensuite l'installation du mât et de l'enregistreur de données du mât principal (Fig. 3.6). Ceux-ci étaient placés au début du décimètre. Nous définissions le début du ruban, comme la position la plus opposée au vent. Les mesures s'effectuent toujours dans le sens inverse à celui de propagation du vent. Nous agissions ainsi afin que les perturbations de la surface du sol engendrées par nos mesures ne perturbent pas les mesures de vents.

À différents endroits le long du profil dunaire, l'expérience consistait à mesurer la vitesse du vent grâce à quatre anémomètres, deux à coupelles situés à des hauteurs de 100 et 50 cm et deux soniques situés à des hauteurs de 10 et 5 cm. La girouette en haut du mât nous permettait d'enregistrer l'orientation du vent et de vérifier que celle-ci restait constante pour chaque mesure de vent le long du profil dunaire. Afin d'avoir des données régulières, nous effectuions ces mesures chaque 30 cm puis chaque 15 cm lorsque nous étions proche des maxima topographiques où le décalage doit être évalué. Pour chaque mesure, afin de s'affranchir des fluctuations atmosphériques turbulentes, nous récoltions 10 minutes de données de vent qui nous permettaient ensuite d'estimer une vitesse moyenne. Bien entendu, nous vérifions que durant cette période les vents ne variaient pas trop en intensité. Sur le cahier d'expérience, nous relevions la position du mât X à partir du décimètre positionné sur le sol. Nous notions également le début de la mesure T et la fin de celle-ci $T + \Delta T$ ($\Delta T \sim 10$ min). À la fin de chaque mesure, nous déplaçons le mât de 30 ou 15 cm en remontant le transect dans le sens opposé à la direction du vent. Nous répétons ensuite la même procédure pour la nouvelle mesure jusqu'à la fin du profil. Lors des "bonnes journées", c'est à dire, lorsque le vent était fort et stable, nous pouvions accumuler jusqu'à 8 heures de mesures. Parfois, suivant les conditions de vent, une journée ne suffisait pas à terminer un profil complet.

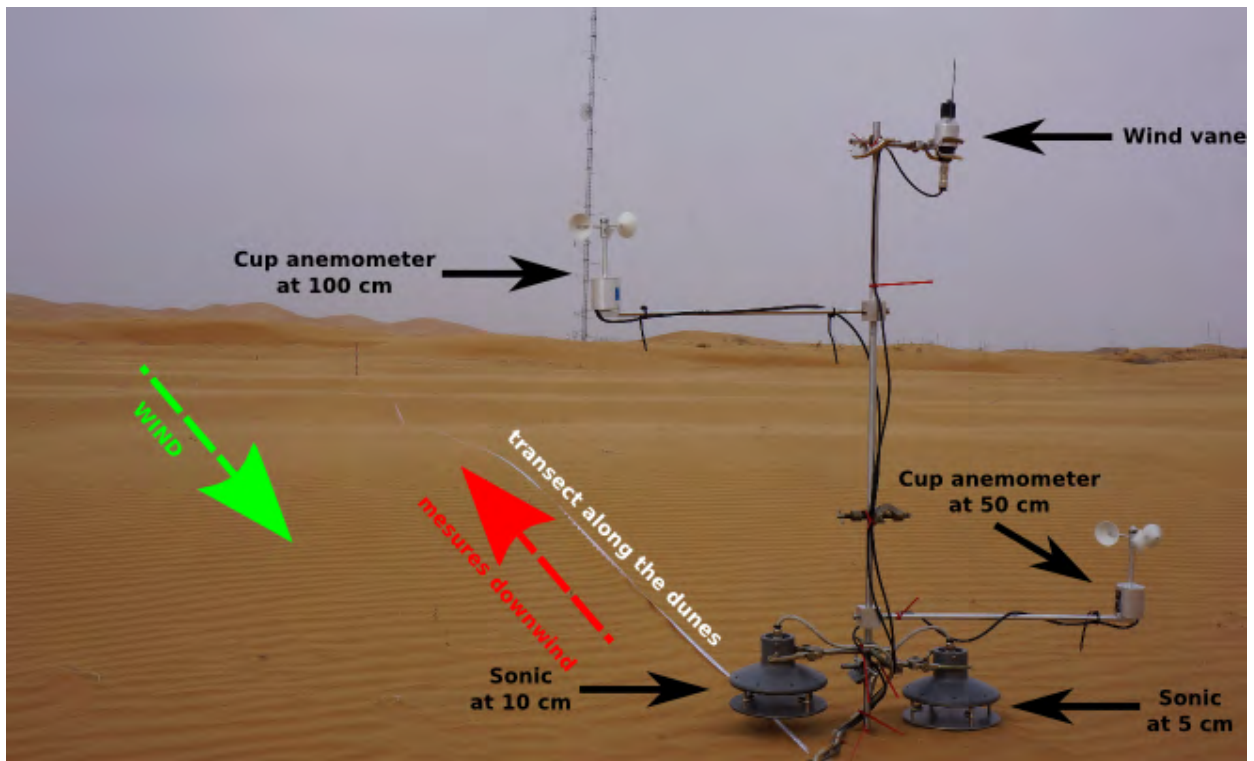


FIGURE 3.6 – Photographie du dispositif de mesure du vent. À 5 et 10 cm : les anémomètres soniques. À 50 et 100 cm : les anémomètres à coupelles. Au sommet : la girouette. (© Laura Fernandez-Cascales).



FIGURE 3.7 – Photographie du dispositif de mesure de la topographie. Pour effectuer ces mesures, nous nous déplaçons le long du transect avec un pas de 10 cm. (© Clément Narteau).

Le lendemain, si le vent soufflait à nouveau suivant la même direction que la veille, nous reprenions les mesures à la position où l'on s'était arrêtés. En revanche, si le vent soufflait selon une autre direction, nous commençons de nouvelles mesures de vents le long d'un nouveau transect aligné avec le vent. Enfin, s'il n'y avait pas de vent, alors nous passions à la mesure de la topographie (Fig. 3.7) le long du transect en utilisant le théodolite.

3.3 Topographie et écoulement durant l'instabilité de lit plat

La présentation de nos résultats sera divisée en trois parties. D'abord nous montrerons les données de vent récoltées depuis la tour météorologique de l'aéroport de Zhongwei puis depuis la petite tour météorologique du site expérimental (Fig. 3.8). Une troisième tour était présente sur le site qui disposait de plusieurs anémomètres entre 0.5 et 50 m au-dessus du sol : malheureusement, nous n'avons pas été en mesure d'exploiter ces données car la girouette ne fournissait pas les bonnes orientations.



FIGURE 3.8 – Vue satellite montrant l'emplacement des trois tours météorologiques. La tour météorologique de l'aéroport culmine à 30 m (en orange). Sur le site, la petite tour météorologique mesure le vent à 2 m (en rose) et la grande à différentes hauteurs entre 0.5 et 50 m (en violet). (© Google Earth).

Après avoir discuté des données de vent, nous aborderons les données de topographie récoltées grâce au lidar et au logiciel Google Earth. Et enfin nous concluons cette partie par la présentation des données que nous avons acquises lors de nos trois missions sur le terrain (novembre 2014, avril 2015, novembre 2015).

3.3.1 Données de vent régionales et locales

3.3.1.1 Les données de vent de l'aéroport de Zhongwei

L'aéroport de Zhongwei a été inauguré 2009. À ses débuts la tour météorologique a connu des ratés. Ainsi les données de vent sont partielles durant les premières années (2009, 2010, 2011, 2012). En mode de fonctionnement normal, cette tour nous fournit une donnée de vent (vitesse et direction) par heure, c'est à dire 24 données par jour. Les vitesses du vent sont précises à l'unité près (soit à 1 m/s) et les orientations du vent varient de 10° à 360° avec un pas de 10° . Les fichiers que nous avons récupérés, se présentaient sous la forme de tableaux mensuels, avec une ligne pour chaque jour et deux colonnes (vitesse et orientation du vent) pour chaque heure. Un mois pouvant être de 31, 30, 29 ou 28 jours, le nombre total de données disponibles devait être de 744 (31×24), 720 (30×24), 696 (29×24) et 672 (28×24). Or ce n'est jamais le cas. La figure 3.9 montre le nombre de données par mois et par année. On remarque nettement que pour les quatre premières années, beaucoup de données sont manquantes. Cependant, le nombre de données augmente avec le temps. On peut estimer les données utilisables à partir de juin 2012.

Pour les deux années (2014 et 2015) durant lesquelles nous nous sommes rendus sur le terrain, nous avons établi les roses des vents à partir des données collectées par la tour météorologique de l'aéroport. Ces résultats sont présentés pour 2014 et 2015, mois par mois (Figs. 3.10 et 3.12), puis par année (Figs. 3.11 et 3.13). Les roses des vents des années 2014 (Fig. 3.11) et 2015 (Fig. 3.13) montrent que cette région de Chine est soumise à deux vents dominants. Ils soufflent, respectivement, du nord-ouest vers le sud-est et de l'est vers l'ouest. Ces vents sont plus puissants au printemps et à l'automne (maximum de vitesse : 14 m/s). C'est pourquoi nous nous rendions sur le terrain à ces périodes.

De ces vents, nous avons pu extraire les flux de sable. Pour cela nous avons utilisé la loi de transport de *Ungar and Haff* (1987) calibrée par *Durán et al.* (2011)

$$Q(u_*) = 25 \frac{\rho_f}{\rho_g} \sqrt{\frac{d}{g}} (u_*^2 - u_{*c}^2). \quad (3.1)$$

Ces flux, nous permettent de prédire les orientations des dunes se développant à partir des instabilités de lit plat (Eqs. 3.2 ($\gamma = 0$), 3.3 ($\gamma \rightarrow +\infty$)) et de digitation granulaire (Eqs. 3.4 ($\gamma = 0$), 3.5 ($\gamma \rightarrow +\infty$)) pour 2014 (Fig. 3.18) et 2015 (Fig. 3.19),

$$\tan \alpha_I = \begin{cases} \frac{-N - \cos \theta}{\sin \theta} & \text{pour } \theta < 90^\circ, \\ \frac{+N - \cos \theta}{\sin \theta} & \text{pour } \theta \geq 90^\circ, \end{cases} \quad (3.2)$$

$$\tan(2\alpha_I) = \frac{\sin(2\theta)}{N + \cos(2\theta)}. \quad (3.3)$$

$$\tan \alpha_F = \frac{\sin \theta}{N + \cos \theta}, \quad (3.4)$$

$$\tan \alpha_F = \frac{\sin \theta}{\sqrt{N} + \cos \theta}. \quad (3.5)$$

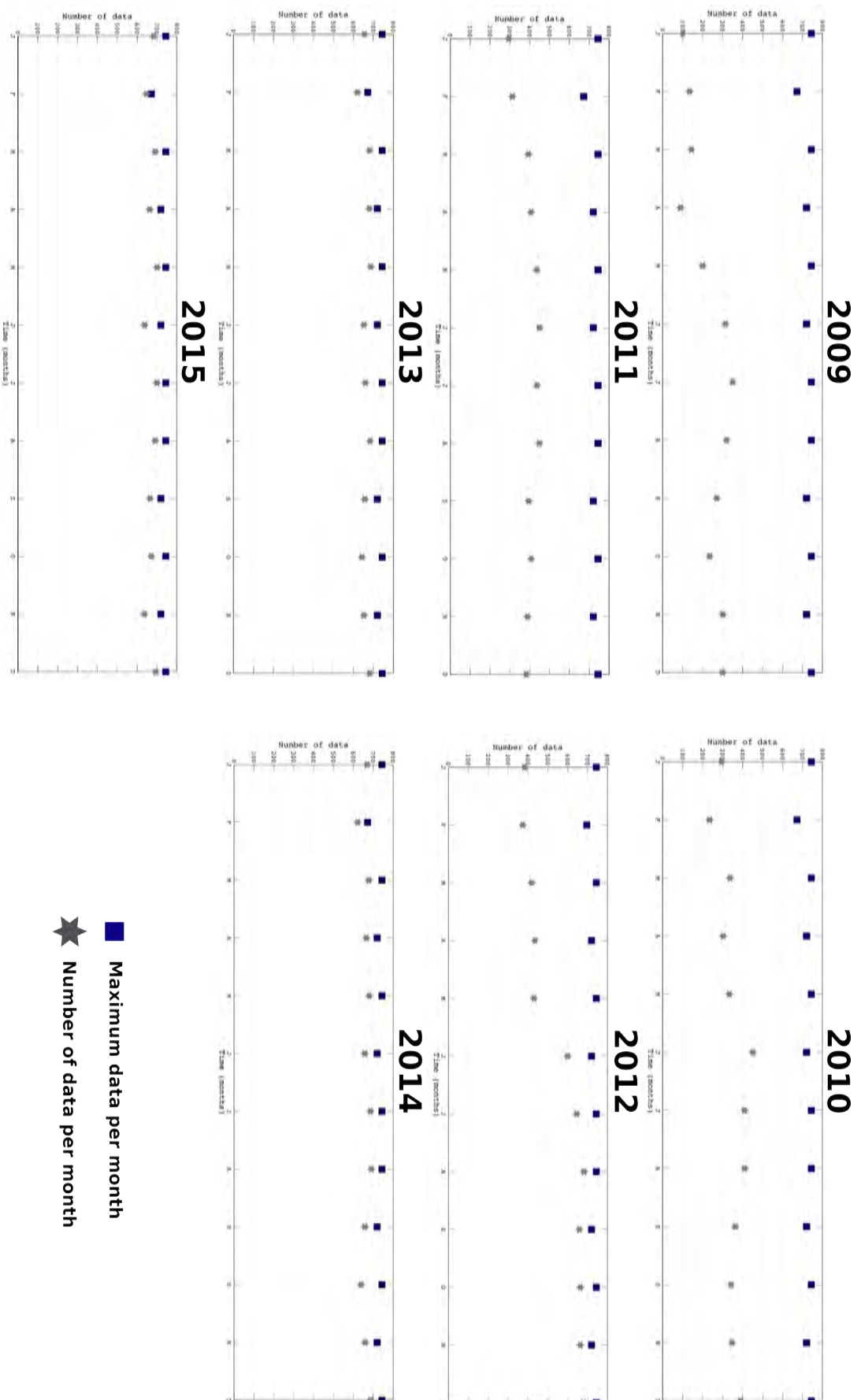


FIGURE 3.9 – Nombre de données de vent par mois et par année pour la tour météorologique de l'aéroport de Zhongwei. En 2009, 2010 et 2011 le nombre de données de vent est trop faible pour espérer avoir une estimation correcte de la direction et de la vitesse du vent sur l'année. À partir de juin 2012, ces données deviennent pertinentes. Pour 2013, 2014 et 2015, les données sont assez nombreuses pour qu'elles nous donnent de bonnes indications au sujet de l'orientation et de la vitesse des vents.

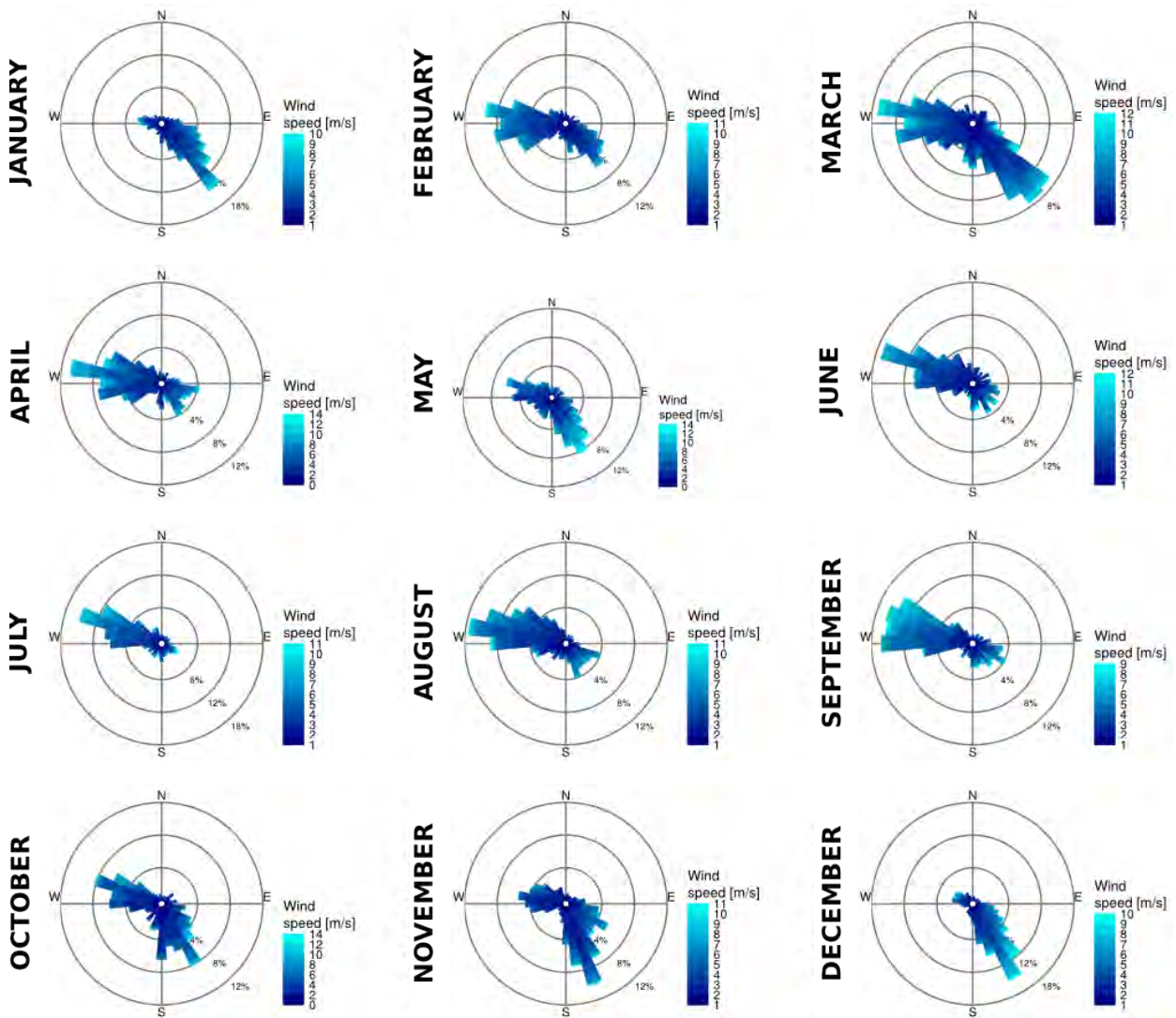


FIGURE 3.10 – Roses des vents issues de la tour météorologique de l'aéroport, pour chaque mois de 2014.

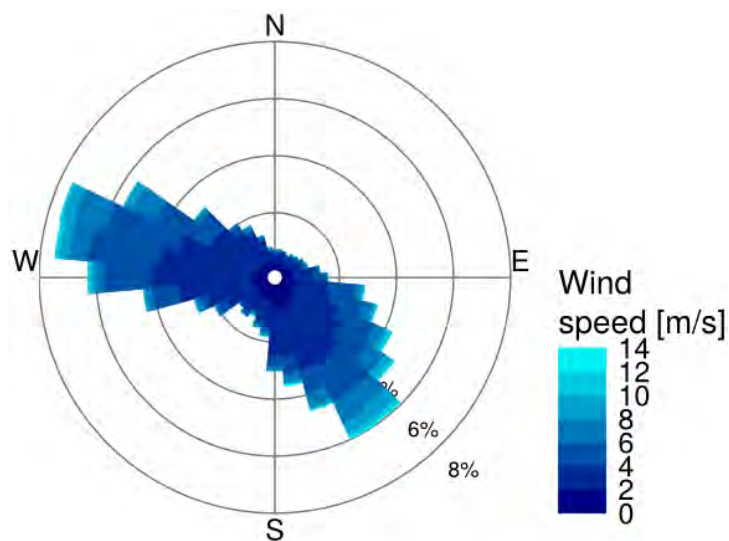


FIGURE 3.11 – Roses des vents issues de la tour météorologique de l'aéroport, pour l'année 2014.

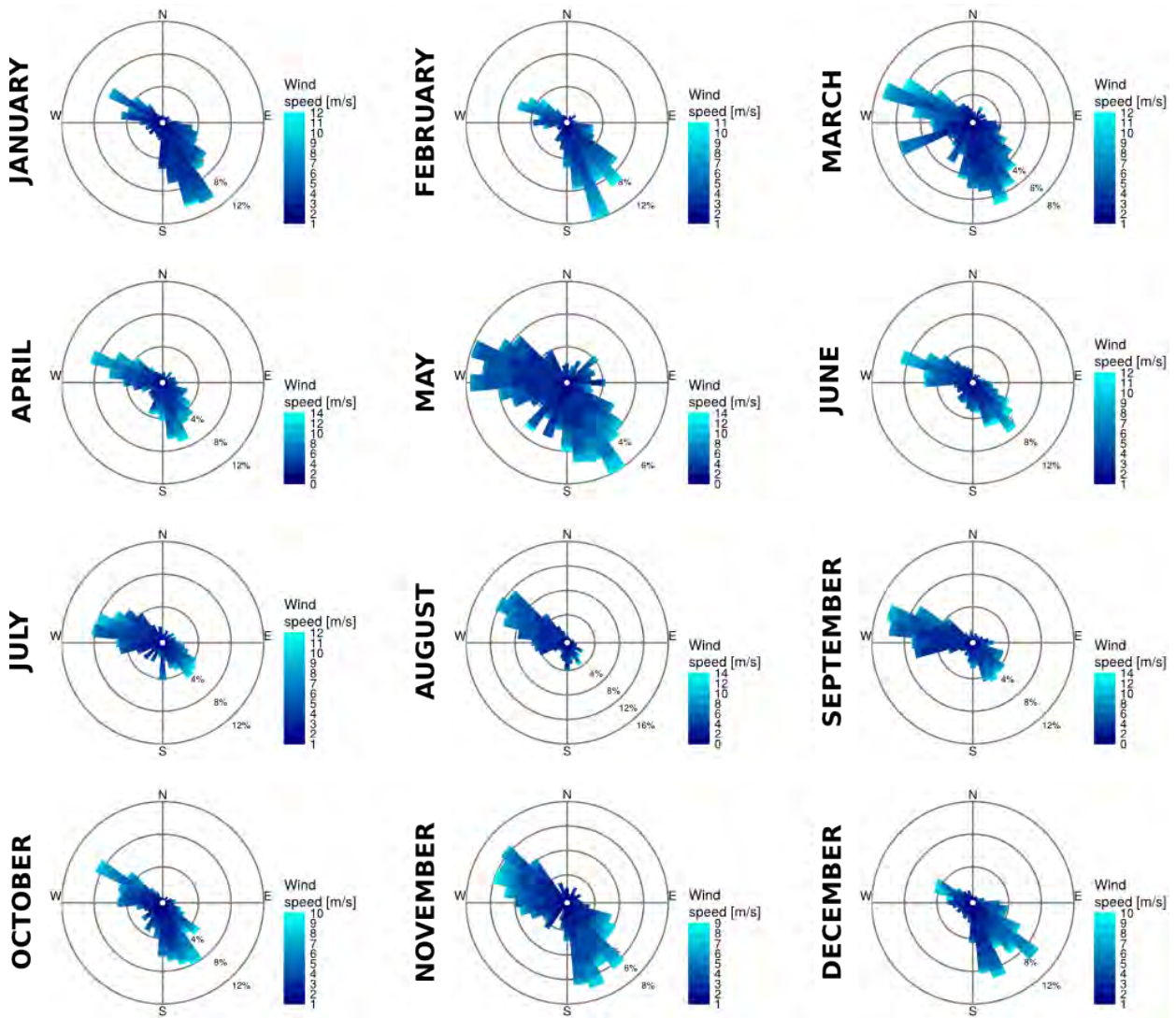


FIGURE 3.12 – Roses des vents issues de la tour météorologique de l’aéroport, pour chaque mois de 2015.

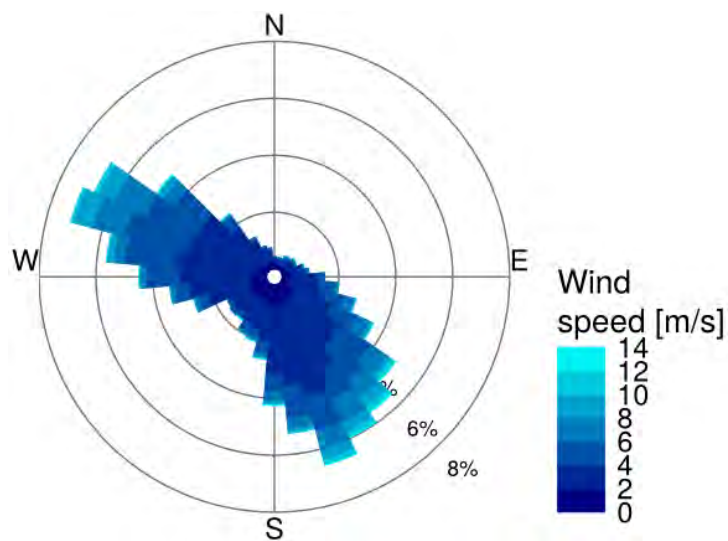


FIGURE 3.13 – Roses des vents issues de la tour météorologique de l’aéroport, pour l’année 2015.

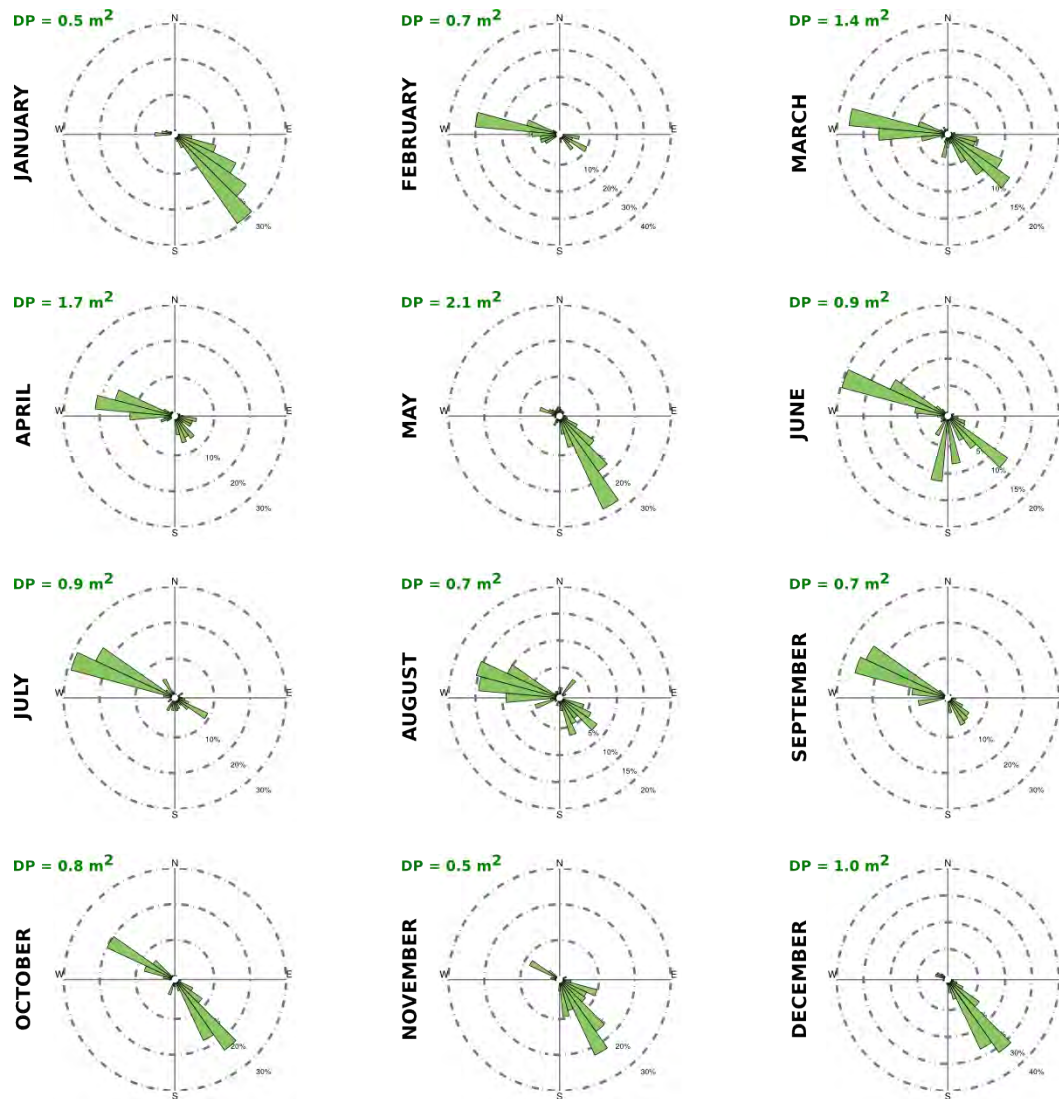


FIGURE 3.14 – Roses des flux calculées à partir des vents issus de la tour météorologique de l'aéroport, pour chaque mois de 2014.

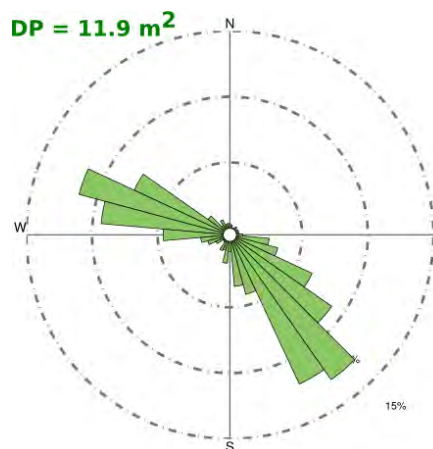


FIGURE 3.15 – Roses des flux calculées à partir des vents issus de la tour météorologique de l'aéroport, pour l'année 2014.

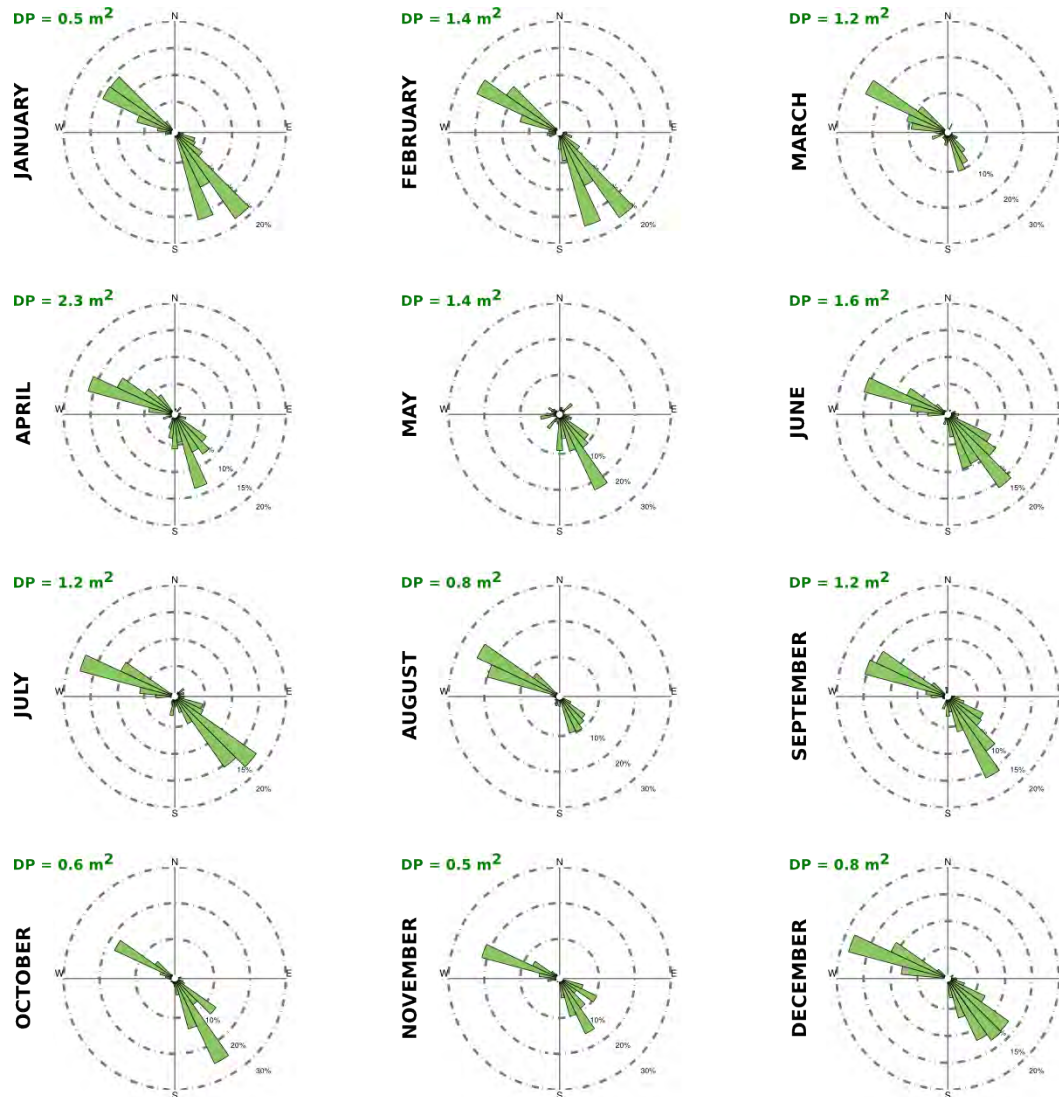


FIGURE 3.16 – Roses des flux calculées à partir des vents issus de la tour météorologique de l'aéroport, pour chaque mois de 2015.

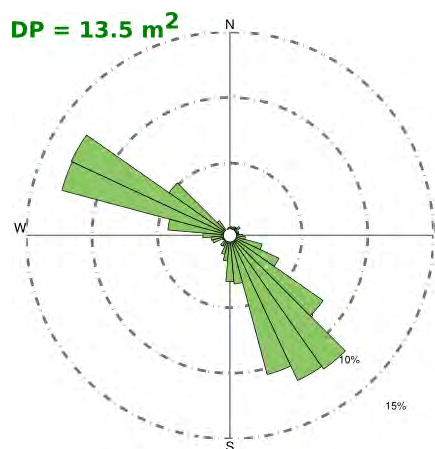


FIGURE 3.17 – Roses des flux calculées à partir des vents issus de la tour météorologique de l'aéroport, pour l'année 2015.

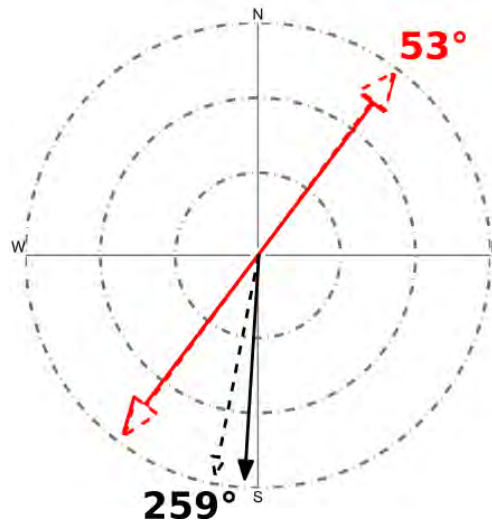


FIGURE 3.18 – Prédiction des orientations des dunes pour les deux mécanismes de croissance et l'année 2014. Flèches rouges : instabilité de lit plat. Flèches noires : instabilité de digitation granulaire. Flèches pleines : $\gamma = 0$. Flèches en pointillés : $\gamma \rightarrow +\infty$.

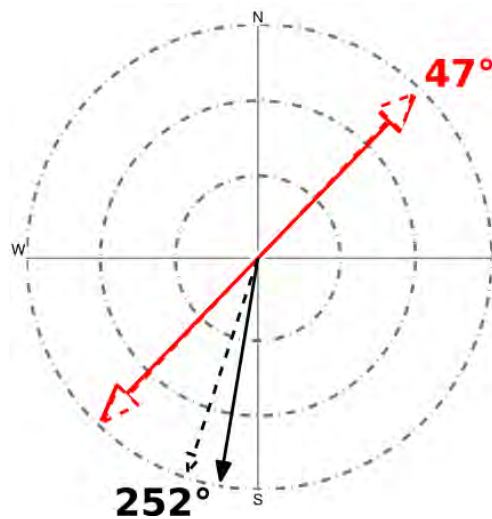


FIGURE 3.19 – Prédiction des orientations des dunes pour les deux mécanismes de croissance et l'année 2015. Flèches rouges : instabilité de lit plat. Flèches noires : instabilité de digitation granulaire. Flèches pleines : $\gamma = 0$. Flèches en pointillés : $\gamma \rightarrow +\infty$.

La distribution d'orientation des flux est très analogue à la distribution d'orientation des vents, soulignant que, pour chaque orientation, les vents sont d'intensité similaire. Quant aux prédictions des orientations des dunes, on trouve des orientations moyennes, respectivement pour l'instabilité de lit plat et l'instabilité de digitation granulaire de 50 et 255.5° . Ces orientations seront confrontées plus tard à celles mesurées sur le terrain et à celles prédites en utilisant les données de vent de la petite tour météorologique du site expérimental.

Pour faire la synthèse des données de vent issues de la tour météorologique de l'aéroport de Zhongwei, nous pouvons les représenter par saison pour les deux années, c'est à dire de l'été 2014 à l'automne 2015 (Fig. 3.20). Les roses des vents, les roses des flux, les orientations prédites des dunes et les flux de sable à leurs crêtes permettent de constater comment la saisonnalité affecte le transport de sable et l'édification des dunes.

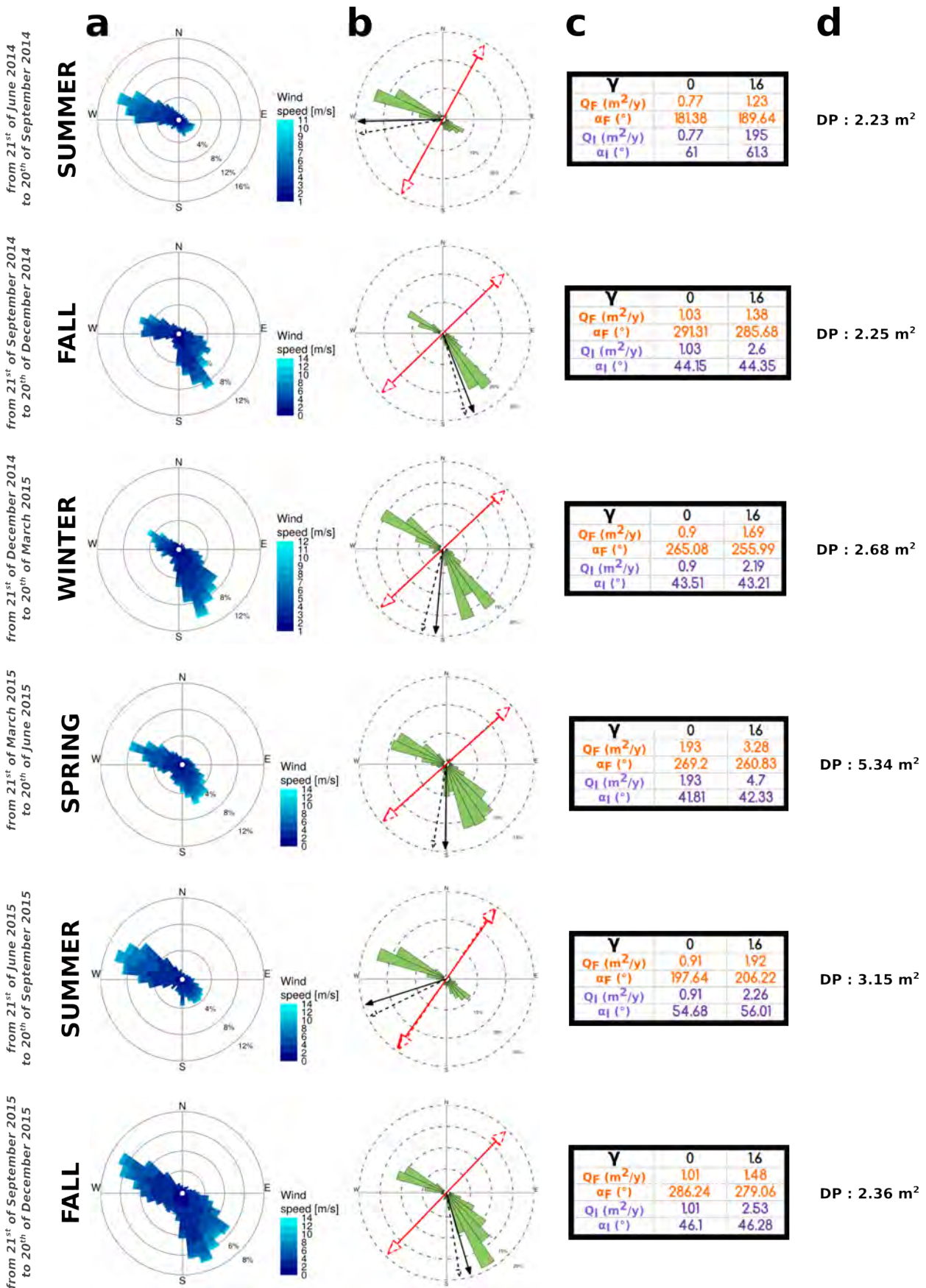


FIGURE 3.20 – Récapitulatif saisonnier des données éoliennes extraites de la tour météorologique de l'aéroport de Zhongwei de l'été 2014 à l'automne 2015. (a) Roses des vents. (b) Roses des flux et prédictions des orientations des dunes. (c) Calculs des flux et des orientations des dunes pour $\gamma = 0$ et $\gamma \rightarrow +\infty$. (d) Flux de sable saisonniers moyens (DP).

Selon les saisons, on constate que les vents restent assez stables dans la région, avec toujours les deux mêmes orientations dominantes : vers l'ouest et vers le sud-est. Cependant, ces vents ne soufflent pas en permanence dans ces deux directions. En été, c'est le vent d'est qui domine, tandis qu'en hiver, c'est le vent du nord-ouest. C'est seulement en automne et au printemps que les deux vents coexistent. Les distributions d'orientation des flux sont très semblables aux vents, soulignant la régularité de la force de ces derniers.

Au sujet des orientations de dunes prédites, l'orientation de l'instabilité de lit plat ne change pas en fonction des saisons et conserve une valeur constante autour de 50° . En revanche, l'orientation de l'instabilité de digitation granulaire couvre une gamme angulaire beaucoup plus importante. L'orientation de la résultante des flux est généralement aux alentours de 270° , excepté pour l'été où elle tend vers 180° . On observe aussi que l'effet d'accélération des vents sur la dune (i.e. la valeur de γ) joue peu quelle que soit la saison. Bien entendu, ce n'est pas le cas pour les valeurs de flux Q_F et Q_I . Enfin, la valeur de DP nous indique que la saison pendant laquelle le flux de sable moyen est le plus important est le printemps, avec un taux dépassant les $5 \text{ m}^2/\text{s}$.

3.3.1.2 Les données locales de vents

La petite tour météorologique du site expérimental (Fig. 3.21) a été installée en avril 2014 sur le terrain qui venait d'être aplati. Les deux premiers mois de mesures ne sont pas complets en raison de problèmes techniques. L'anémomètre enregistre les vents à 2 mètres au-dessus du sol. Il fournit la vitesse et l'orientation du vent toutes les minutes.

Les fichiers que nous avons récupérés se présentaient sous la forme d'un tableau avec pour chaque ligne, sept colonnes pour la date (année, mois, jour, heure, minute), la vitesse du vent et l'orientation du vent. Les vitesses du vent sont précises au millième près et les orientations du vent varient de 1° à 360° avec un pas de 1° . Ainsi, en fonction de la durée du mois (31, 30, 29 ou 28 jours), le nombre total de données disponibles devait être de 44640 ($31 \times 24 \times 60$), 43200 ($30 \times 24 \times 60$), 41760 ($29 \times 24 \times 60$) et 40320 ($28 \times 24 \times 60$). Malheureusement ce n'était pas toujours le cas. Il pouvait manquer des journées entières ou parfois seulement quelques minutes. Dans les cas où il manque beaucoup de jours, cela pose un souci car les roses des vents mensuelles établies à partir de ces données ne sont plus très pertinentes. S'il ne manque que quelques minutes, vu le pas d'échantillonnage, alors nous considérons que la rose des vents reste valable.

Les figures 3.22 et 3.23 montrent respectivement les roses des vents mois par mois et pour toute l'année 2014. Les figures 3.24 et 3.25 montrent respectivement les roses des vents mois par mois et pour toute l'année 2015.

La petite tour météorologique du site expérimental ne fut installée qu'en avril 2014. Pour les mois d'avril et de mai, il n'y a respectivement que 12 et 13 jours d'acquisition. Les roses des vents de ces premiers mois de mesure ne sont donc pas représentatives car il manque plus de la moitié des données. Pour 2015, il manque 2 jours de données en janvier, ce qui est négligeable, mais 16 jours en juillet ce qui est plus de la moitié du mois. La rose des vents de juillet ne peut pas être considérée comme significative.

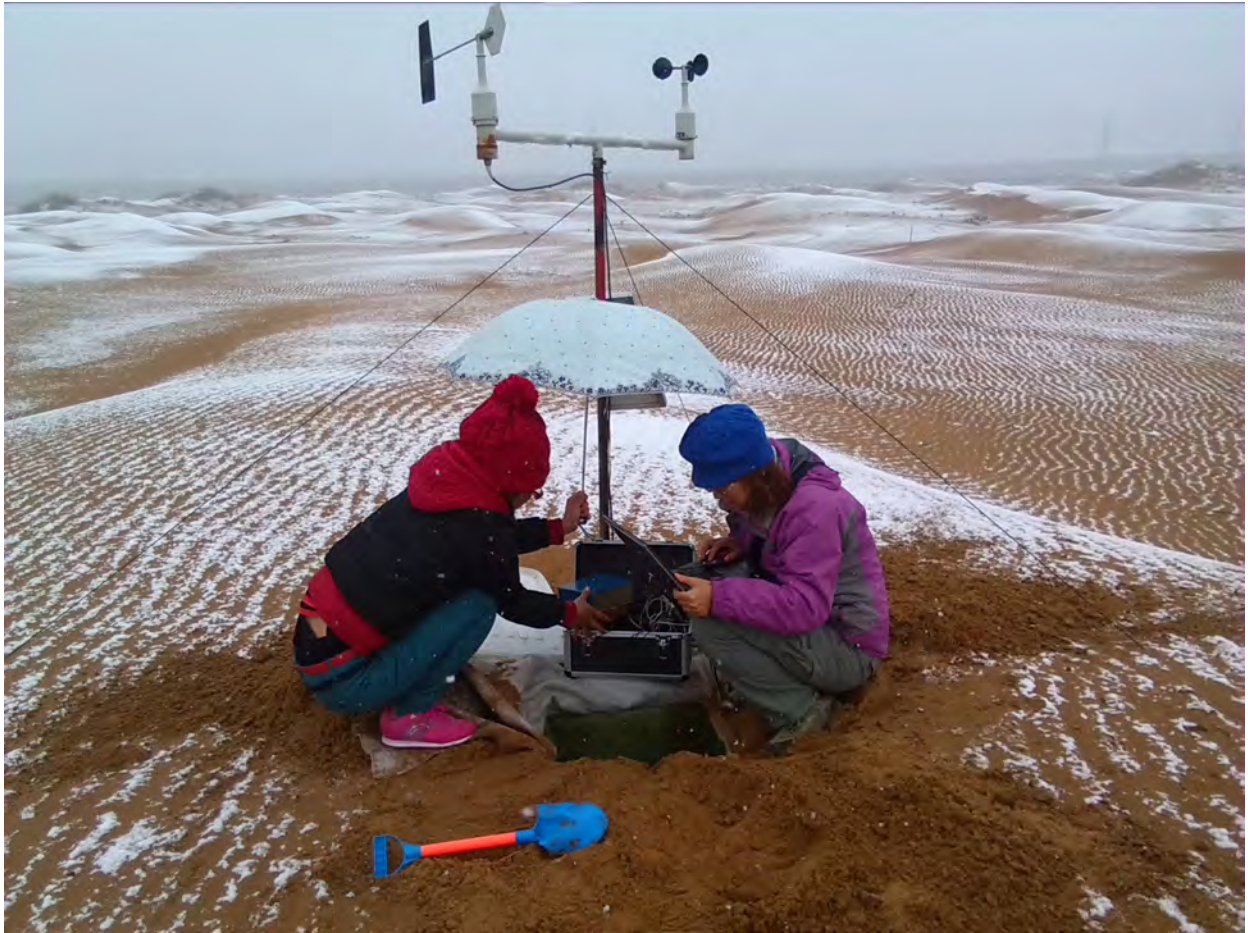


FIGURE 3.21 – Lü et son étudiante Mä collectant les données de vent acquises par la petite tour météorologique du site expérimental en novembre 2015. (© Laura Fernandez-Cascales) L'anémomètre culmine à 2 mètres au-dessus du sol. Les dunes que l'on aperçoit derrière elles sont celles sur lesquelles nous effectuons nos mesures morphodynamiques.

Les vents issus de la petite tour météorologique du site expérimental apportent les mêmes informations que ceux provenant de la tour météorologique de l'aéroport, c'est à dire que dans cette région de la Chine, deux vents dominant, l'un orienté à l'ouest et l'autre orienté au sud-est. La vitesse du vent maximal enregistrée est de 14 m/s.

Comme précédemment, de ces données de vent, nous avons pu extraire les roses des flux mensuels et annuels pour 2014 (Figs. 3.26 et 3.27) et 2015 (Figs. 3.28 et 3.29).

Une fois encore les roses des flux donnent des distribution d'orientation très similaires à celles des vents. De la même façon qu'avec les données de vent provenant de l'aéroport, nous avons calculé des valeurs de flux de sable et des orientations pour des dunes se développant à partir de l'instabilité de lit plat (Eqs. 3.2 ($\gamma = 0$), 3.3 ($\gamma \rightarrow +\infty$)) et de digitation granulaire (Eqs. 3.4 ($\gamma = 0$), 3.5 ($\gamma \rightarrow +\infty$)) pour 2014 (Fig. 3.30) et 2015 (Fig. 3.31).

Les orientations prédites depuis les vents de la petite tour météorologique du site expérimental sont respectivement de 59° et 252.5° pour les instabilités de lit plat et de digitation granulaire. Elles sont très proches de celles calculées à partir des vents de l'aéroport $\{50^\circ - 255.5^\circ\}$.

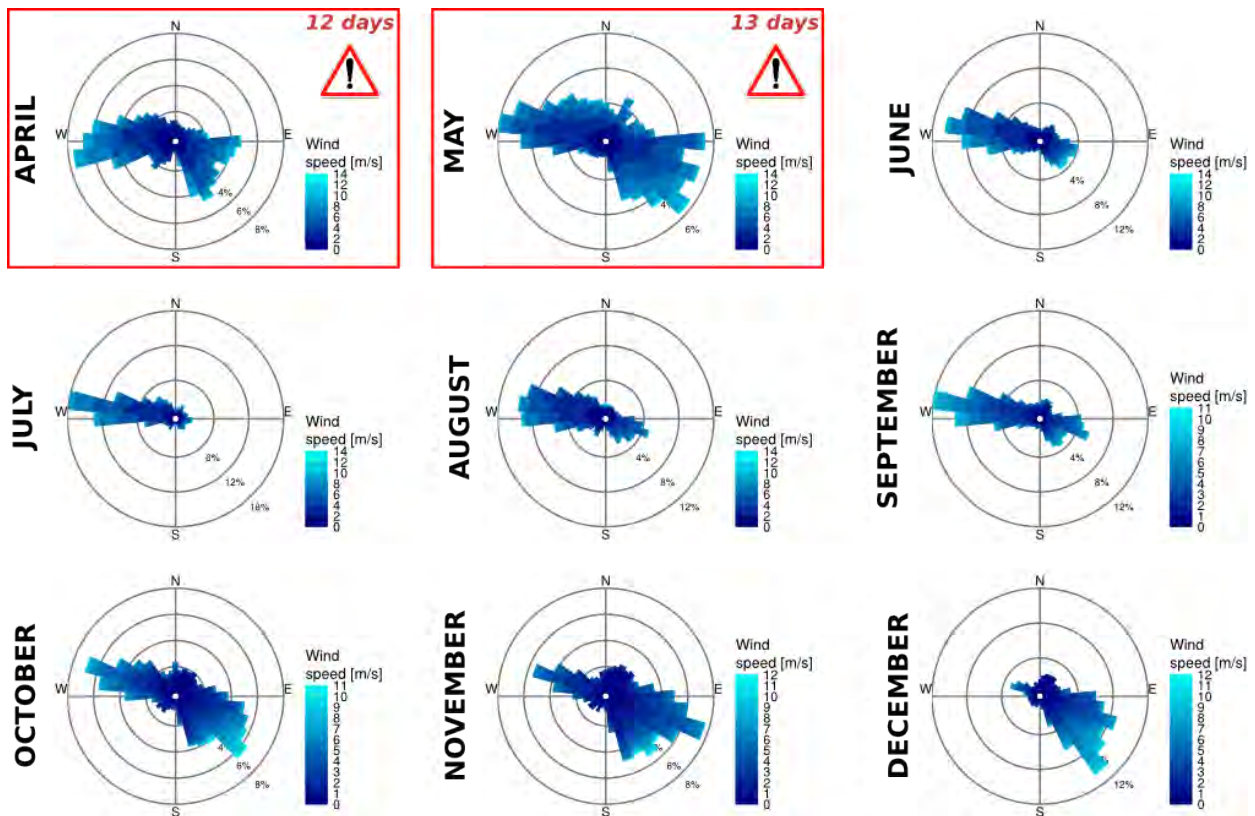


FIGURE 3.22 – Roses des vents issues de la petite tour météorologique du site expérimental, pour les mois d’avril à décembre 2014. Les nombres de jours indiqués en rouge sont ceux durant lesquels des données furent collectées.

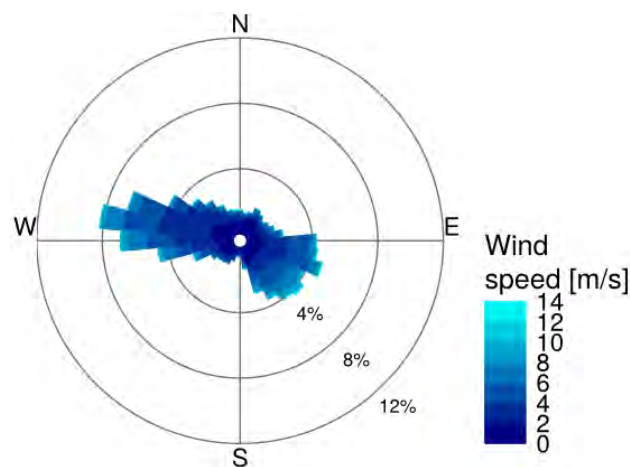


FIGURE 3.23 – Roses des vents issues de la petite tour météorologique du site expérimental, pour l’année 2014, d’avril à décembre.

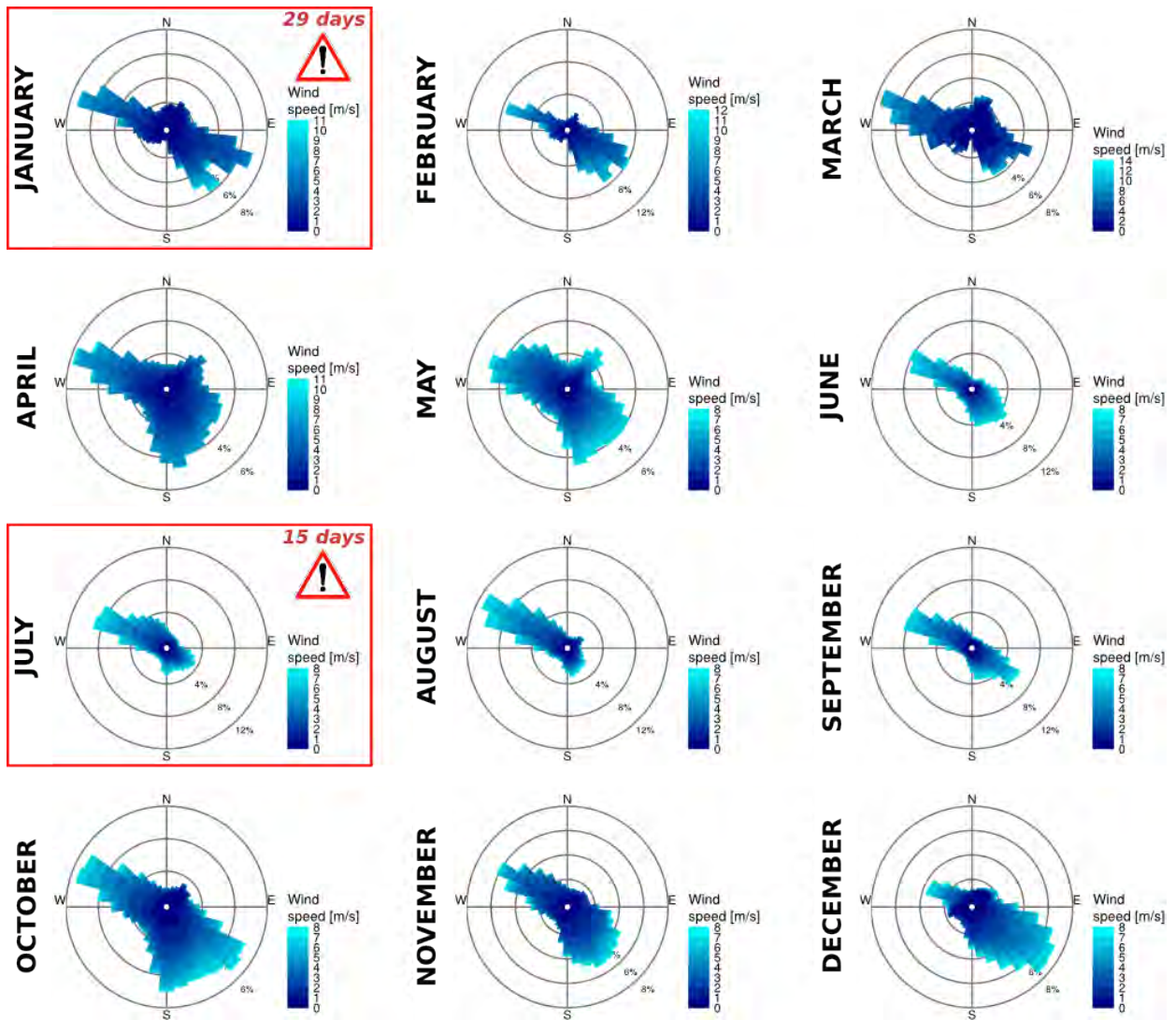


FIGURE 3.24 – Roses des vents issues de la petite tour météorologique du site expérimental, pour chaque mois de 2015. Les nombres de jours indiqués en rouge sont ceux durant lesquels des données furent collectées.

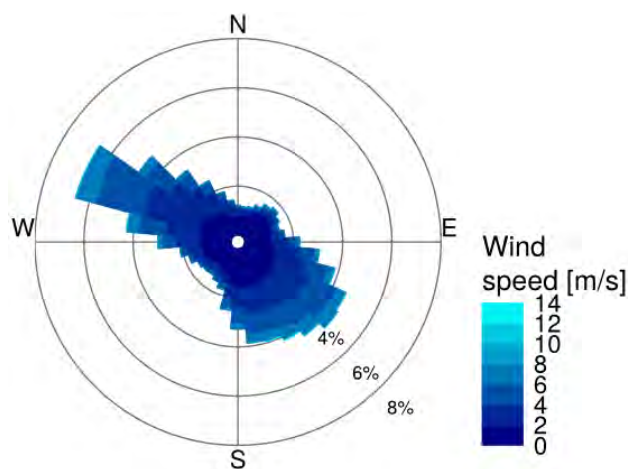


FIGURE 3.25 – Roses des vents issues de la petite tour météorologique du site expérimental, pour l'année 2015.

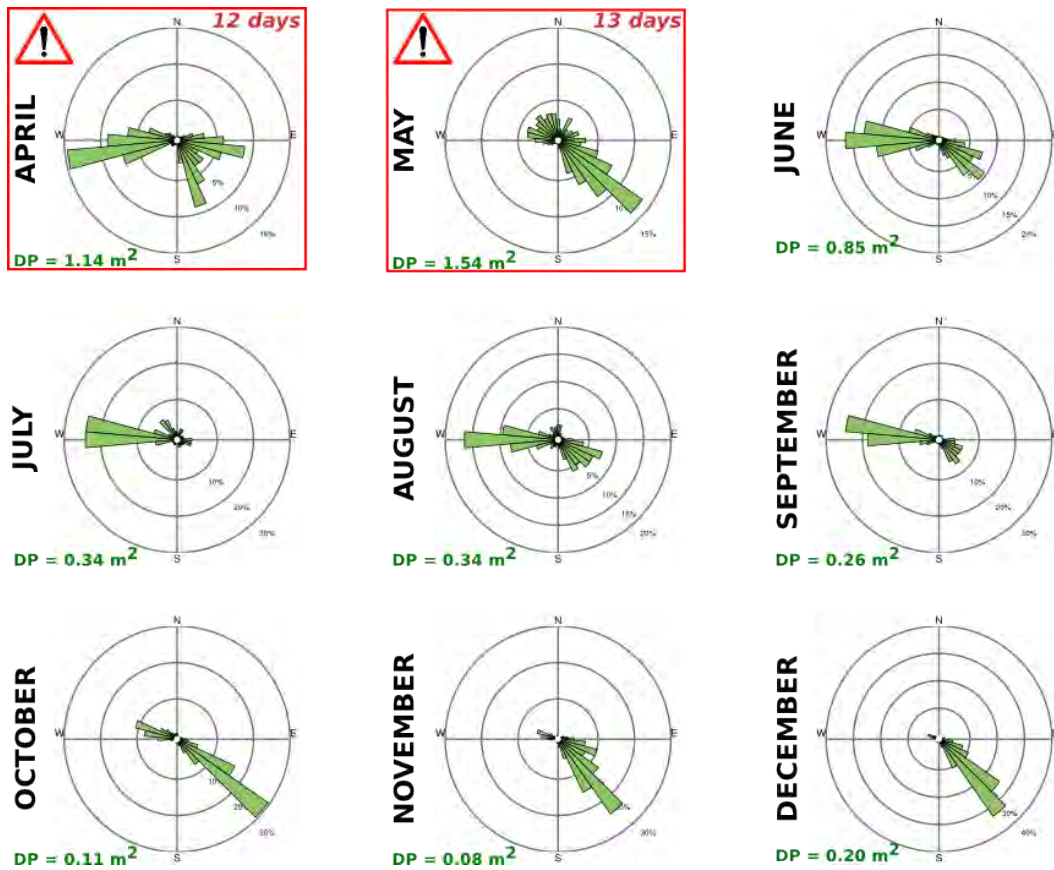


FIGURE 3.26 – Roses des flux calculées à partir des vents issus de la petite tour météorologique du site expérimental, pour chaque mois de 2014.

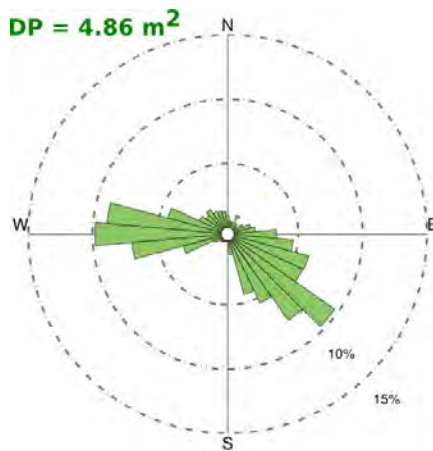


FIGURE 3.27 – Roses des flux calculées à partir des vents issus de la petite tour météorologique du site expérimental, pour l'année 2014.

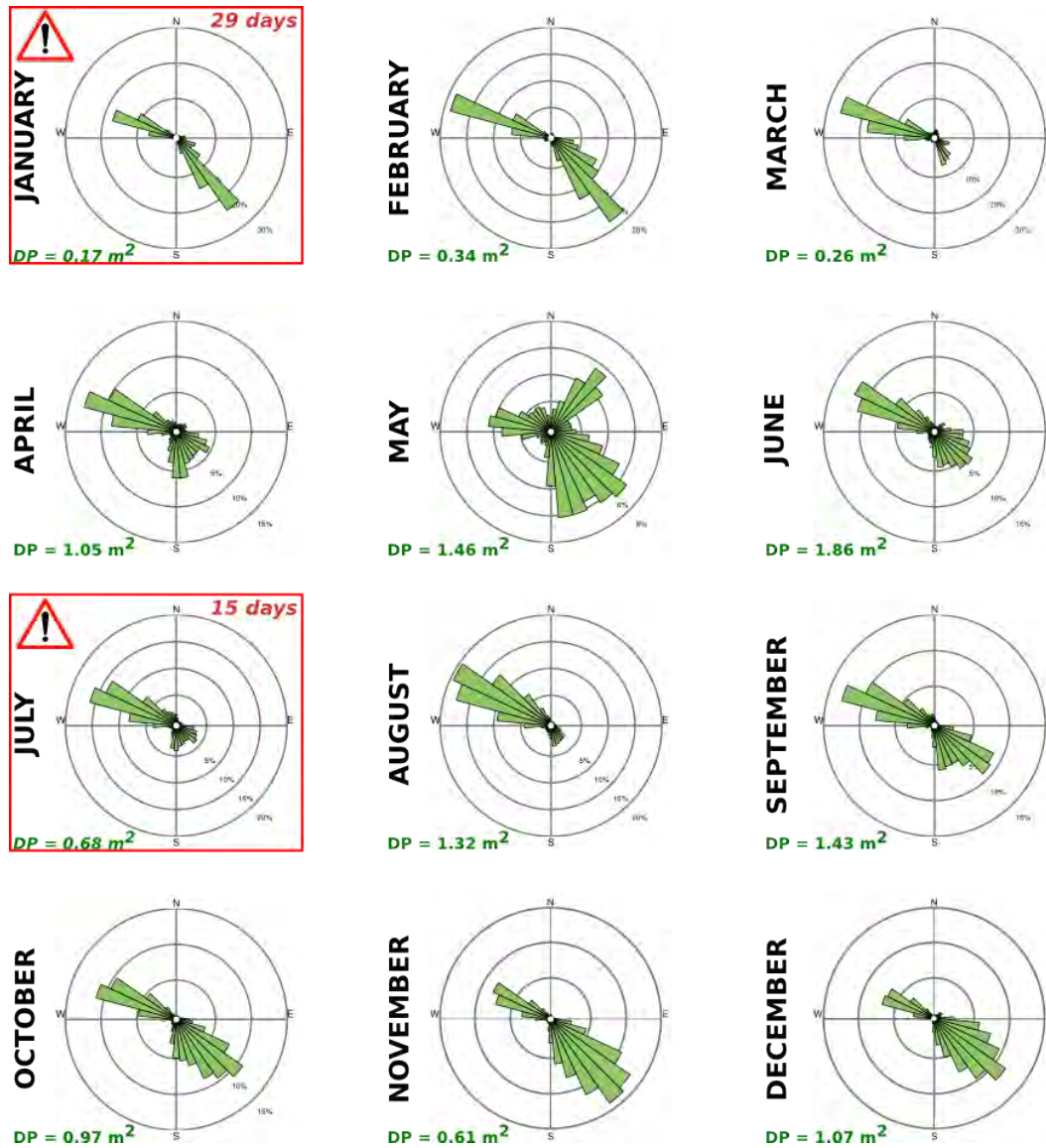


FIGURE 3.28 – Roses des flux calculées à partir des vents issus de la petite tour météorologique du site expérimental, pour chaque mois de 2015.

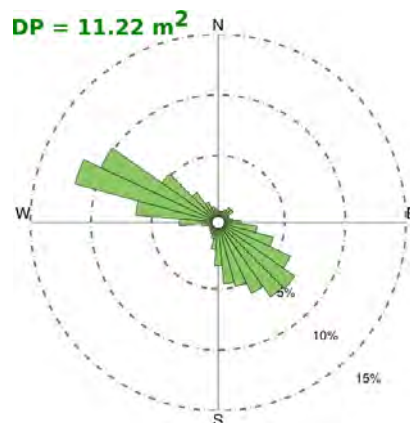


FIGURE 3.29 – Roses des flux calculées à partir des vents issus de la petite tour météorologique du site expérimental, pour l'année 2015.

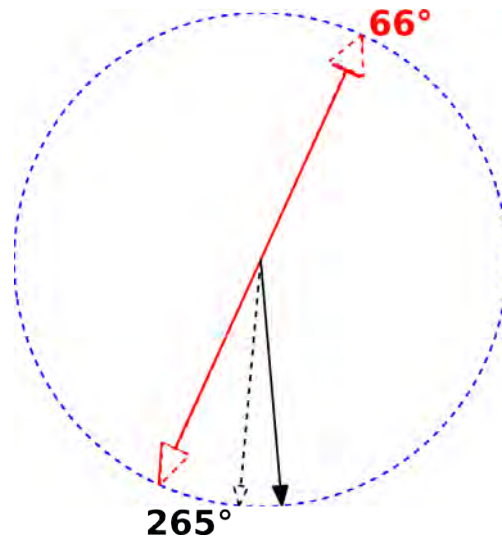


FIGURE 3.30 – Prédictions des orientations des dunes dans les deux mécanismes de croissance pour l'année 2014. Flèches rouges : instabilité de lit plat. Flèches noires : instabilité de digitation granulaire. Flèches pleines : $\gamma = 0$. Flèches en pointillés : $\gamma \rightarrow +\infty$.

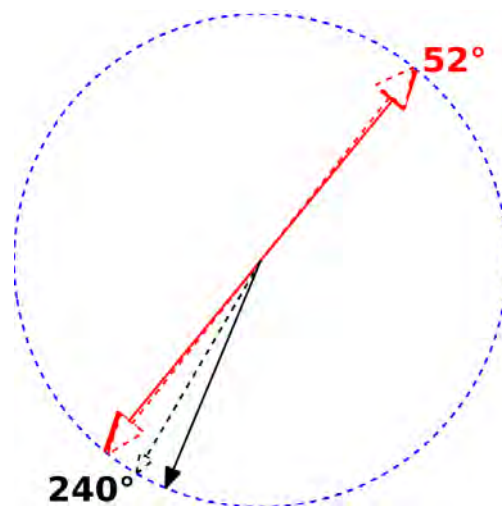


FIGURE 3.31 – Prédictions des orientations des dunes dans les deux mécanismes de croissance pour l'année 2015. Flèches rouges : instabilité de lit plat. Flèches noires : instabilité de digitation granulaire. Flèches pleines : $\gamma = 0$. Flèches en pointillés : $\gamma \rightarrow +\infty$.

La figure 3.32 montre les données saisonnières. Les roses des vents et des flux ressemblent beaucoup à celles obtenues à partir des données de l'aéroport. Nous retrouvons les mêmes tendances pour les vents dominants, la direction des flux de sable et les orientations de dunes. C'est encore au printemps que le flux de sable est maximum $\{Q_{\text{aéroport}}; Q_{\text{site}}\} = \{5.34\text{m}^2/\text{an} ; 4\text{m}^2/\text{an}\}$.

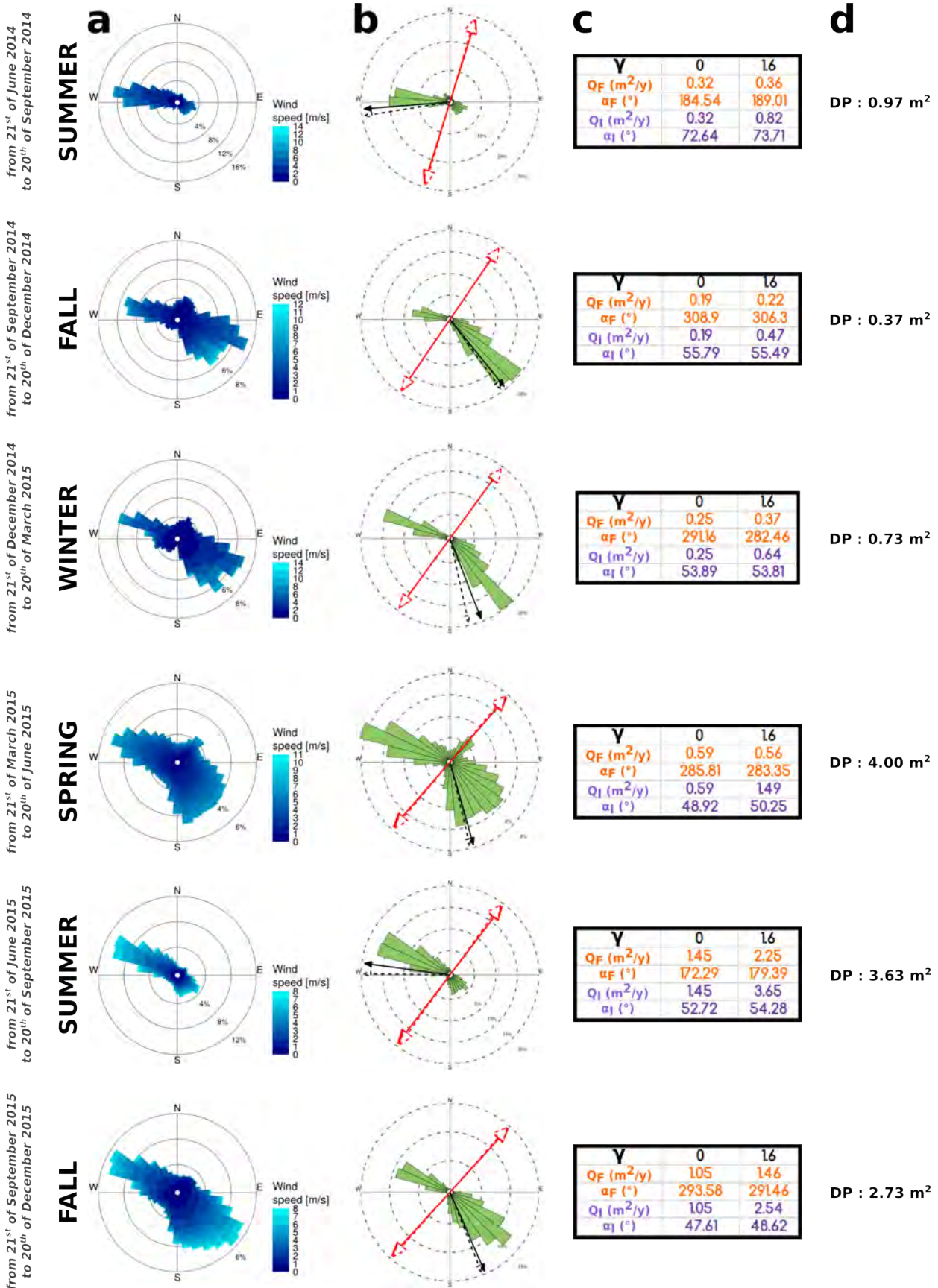


FIGURE 3.32 – Récapitulatif saisonnier des données éoliennes extraites de la petite tour météorologique du site expérimental de l’été 2014 à l’automne 2015. (a) Roses des vents. (b) Roses des flux et prédictions des orientations des dunes. (c) Calculs des flux et des orientations des dunes pour $\gamma = 0$ et $\gamma \rightarrow +\infty$. (d) Flux de sable saisonniers moyens (DP).

3.3.2 Évolution de la topographie

En ce qui concerne la topographie de notre site expérimental, nous avons pu la suivre grâce à des images satellites et grâce à des mesures in-situ au lidar. Ces deux approches nous permettent de suivre l'évolution de la topographie du site depuis son aplanissement jusqu'à l'émergence de phase d'avalanche.

Google Earth

Le logiciel Google Earth permet d'observer la Terre depuis le ciel grâce à un assemblage de photographies satellitaires. Pour un même endroit, il peut y avoir plusieurs images qui ont été prises à des dates différentes. En ce qui concerne notre site expérimental, nous avons eu de la chance car cette partie du désert a été photographiée à six reprises entre 2013 et 2017 (Fig. 3.33).

Janvier 2013, le désert n'a encore subi aucune transformation. Avril 2014, un premier morceau du désert est aplati et deux tas de sable sont installés à cet endroit : c'est l'expérience cherchant à caractériser l'instabilité de digitation granulaire (en bleu). Quelques mois plus tard une parcelle adjacente à la première est également aplanie : c'est l'expérience cherchant à caractériser l'instabilité de lit plat (en rouge). Au fur et à mesure du temps on voit que ces terrains évoluent. Deux ans après le début des expériences, des dunes possédant des faces d'avalanche apparaissent.

Lidar

Afin de suivre précisément l'évolution des dunes dans les deux mécanismes de croissance, des relevés topographiques au lidar ont été effectués depuis l'aplanissement du désert en avril 2014 ($t = 0$) jusqu'en octobre 2015 (Fig. 3.34).

3.3.3 Caractérisation de l'écoulement durant l'instabilité de lit plat

Dans cette partie, nous ne présentons pas toutes les données acquises sur le terrain. Nous montrons uniquement celles qui sont les plus pertinentes. Pour chaque campagne de mesure, il est important de noter que nous disposons de séries de mesures de vent et de topographie acquises suivant les deux principales directions du vent.

La procédure de traitement de nos données de terrain est la suivante : d'abord nous nous intéressons à la topographie. En règle général, lors d'une journée de mesure, nous remontons le vent sur au moins une bosse et un creux. Mais ceux-ci ne décrivaient que rarement, voire jamais, une belle sinusoïde de longueur d'onde constante. Pour nos analyses, nous examinons donc séparément tous les extremums topographiques qu'il s'agisse d'une bosse ou d'un creux. Nous pouvons ainsi obtenir pour chacun d'eux un ajustement par une sinusoïdale d'équation

$$y = \mathcal{A}\cos(kx + \phi) + \chi, \quad (3.6)$$

avec $k = 2\pi/\lambda$. De cet ajustement, nous extrayons la longueur d'onde λ , l'amplitude \mathcal{A} , le déphasage ϕ et la hauteur moyenne χ du profil topographique.

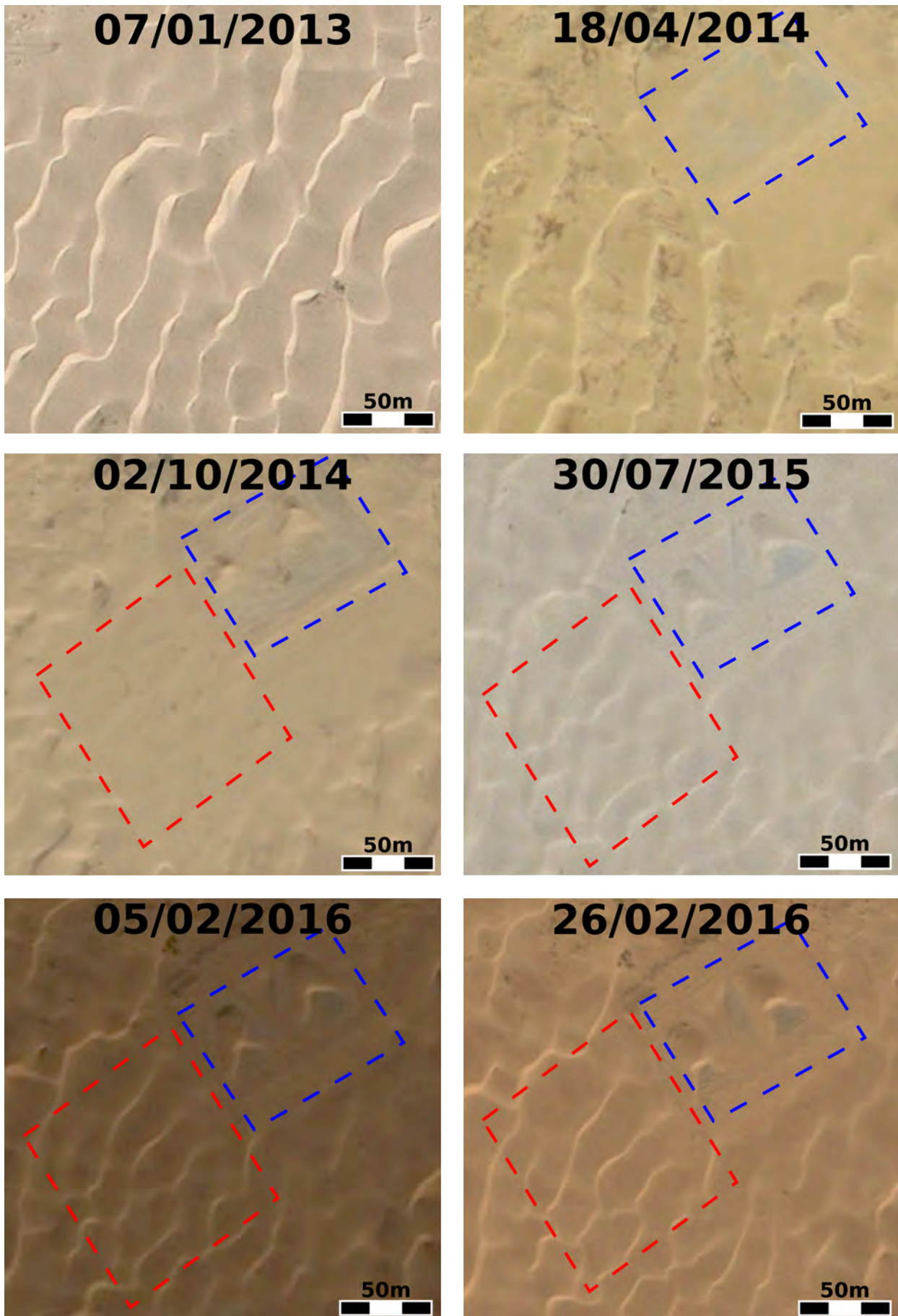


FIGURE 3.33 – Suivi topographique satellitaire du site expérimental. Grâce au logiciel Google Earth, il est possible de suivre temporellement notre site expérimental. La transformation du terrain entre la première image et la dernière image est flagrante. Les cadres bleu et rouge entourent, les zones expérimentales dédiées, respectivement, à l'instabilité de digitation granulaire et à l'instabilité de lit plat.

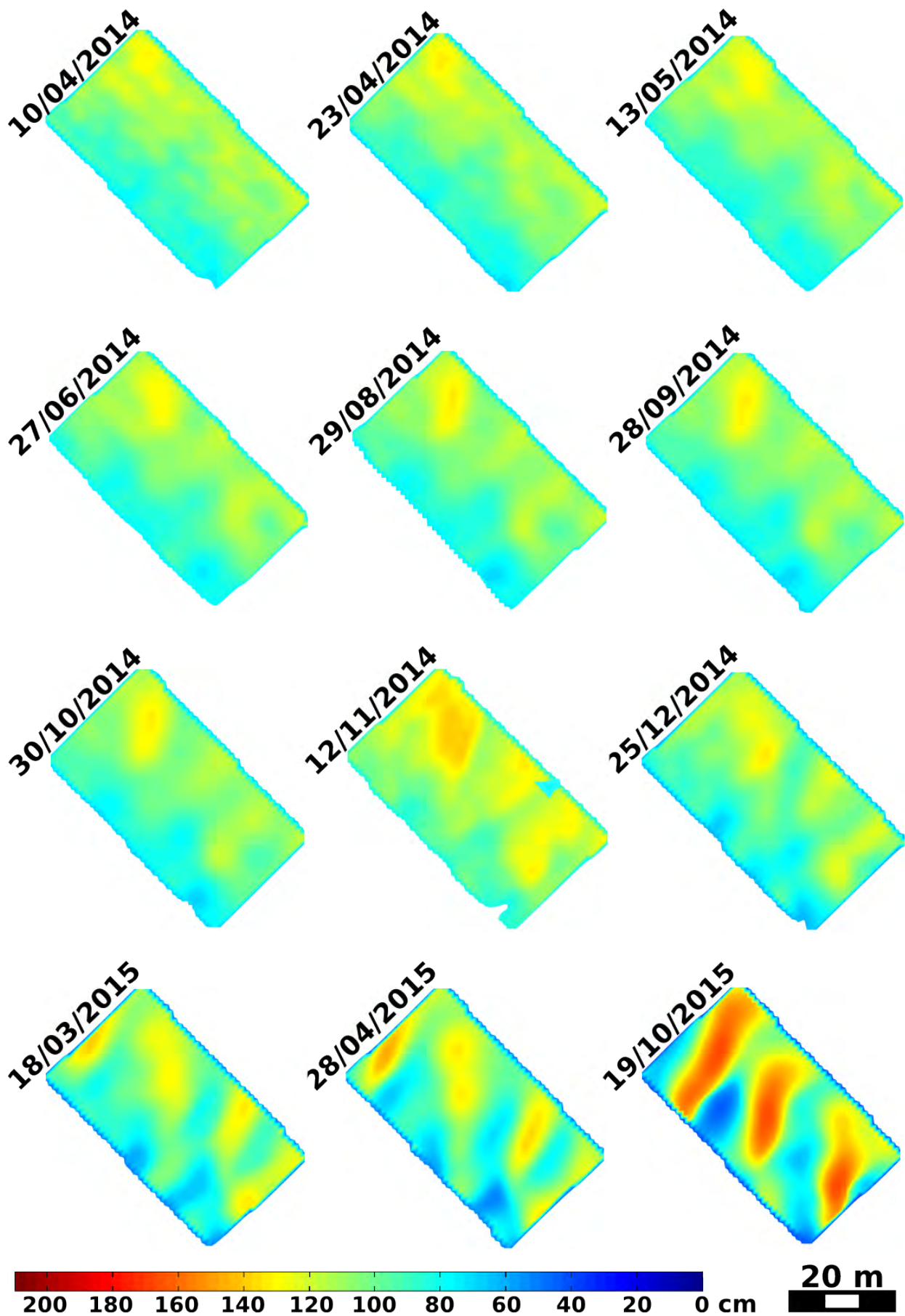


FIGURE 3.34 – Suivi topographique au lidar du site expérimental sur l'instabilité de lit plat. Le relief de la zone aplatie en avril 2014 a été suivi régulièrement pendant toute la durée de l'étude. On remarque que le sol quasiment plat, à l'origine, s'est progressivement couvert d'une ondulation de surface. Après une année et demie, trois dunes ont émergé.

Ensuite nous analysons les données de vent. Pour chaque série de mesure, la première étape consiste à adimensionner la vitesse des vents afin de pouvoir comparer des mesures réalisées à des temps différents le long du profil. En pratique, nous divisons les valeurs des vitesses du vent obtenues sur le mât mobile (anémomètres à coupelles et soniques) par les valeurs de vitesse mesurées aux mêmes instants en un point fixe par l'anémomètre de référence. Si les enregistreurs de données ne sont pas réglés précisément à la même heure, il faut corriger un jeu de données d'un laps de temps qui est directement estimé à partir des horloges de chaque enregistreur et/ou par corrélation croisée des deux signaux de vitesse (Figs. 3.35c et 3.36). L'adimensionnement permet de s'affranchir des fluctuations de la vitesse du vent pendant toute la durée de nos mesures et de comparer les mesures réalisées en différents points le long du profil topographique. Dès lors, toutes les mesures de vitesse que nous présentons seront proches de 1 et le plus souvent inférieures, tout simplement parce que l'anémomètre de référence était placé en un point haut de la parcelle.

Lors d'une journée de mesures, nous nous déplaçons le long d'un transect par pas de 30 à 50 cm. Pour chaque point de mesure, nous enregistrons la vitesse du vent pendant au moins 10 minutes afin de s'affranchir des fluctuations turbulentes des écoulements atmosphériques de surface. Pour chaque déplacement le long du transect, nous arrêtons l'enregistreur de données afin d'avoir l'intervalle de temps précis de la mesure. En chaque point, la valeur adimensionnée de la vitesse du vent est obtenue par moyennage sur toute la durée de la mesure.

Ici nous n'étudions pas indépendamment chaque mesure de vent à différentes hauteurs. Nous faisons aussi la moyenne des anémomètres à coupelles et des anémomètres soniques dans le but de stabiliser le signal. Finalement, nous ajustons toutes les mesures le long du profil par une sinusoïde de même longueur d'onde $2\pi/k$ que la topographie (Eq. 3.6). De cet ajustement, nous extrayons les mêmes paramètres que précédemment mais pour les vents moyens dans la couche externe (anémomètres à coupelles) et la couche interne (anémomètres soniques). Nous disposons alors d'une amplitude $\mathcal{A}_{e;s}$, d'un déphasage $\phi_{e;s}$ et d'une vitesse moyenne $\chi_{e;s}$.

Enfin, que ce soit pour la topographie ou pour le vent, nous regardons le maximum (sommet de la sinusoïde) ou le minimum (creux de la sinusoïde) pour chaque ajustement. Nous comparons ces valeurs afin de voir si le maximum de topographie est bien alignée avec le maximum des anémomètres à coupelles (idem pour les creux) et si le maximum des anémomètres soniques est bien en amont du maximum de la topographie (idem pour les creux). Cette différence est censée diminuer avec un rapport d'aspect qui augmente (*Claudin et al., 2013*).

3.3.3.1 Campagne de mesure de novembre 2014

Durant la première campagne de mesures qui eut lieu en novembre 2014, les dunes avaient une amplitude d'une dizaine de centimètres et n'étaient pas symétriques. Ainsi, il est impossible de faire passer une sinusoïde par ces données. Nous présenterons donc les données de vent et de topographie acquises au cours de cette campagne, mais nous ne procéderons pas à leur analyse. On remarquera cependant que ces petites dunes asymétriques présentent une pente plus douce du côté où le vent souffle. En fait c'est comme si on ne voyait que le dernier coup de vent dans leur morphologie.

Mesure du vent primaire

Le vent primaire (du sud-est vers le nord-ouest) a soufflé pendant deux jours : les 10 et 11 novembre. Cela nous a permis d'acquérir des données de vent le long d'un profil topographique se composant de trois bosses et de deux creux (Fig. 3.35).

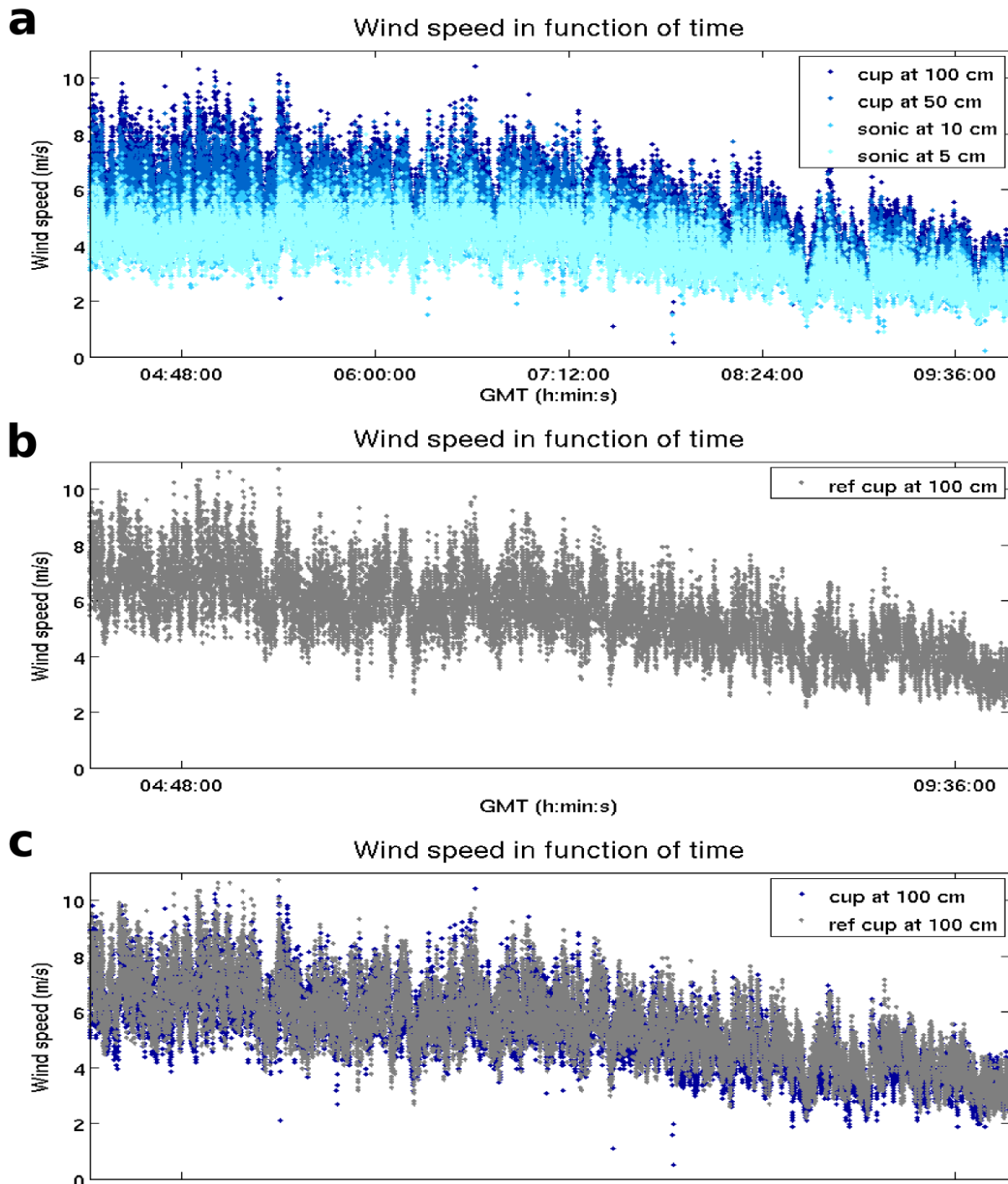


FIGURE 3.35 – Vitesses des vents, le long du transect, à différentes hauteurs lors de la journée du 10 novembre 2014. (a) Vitesse des anémomètres à coupelles et soniques sur le mât se déplaçant le long du transect. (b) Vitesse de l'anémomètre à coupelles de référence sur le mât fixe, situé à quelques mètres du mât mobile. (c) Superposition des données de vent de l'anémomètre à coupelles à 100 cm et de l'anémomètre à coupelles de référence.

Les mesures de vents nous permettent de vérifier que les deux enregistreurs de données ne sont pas réglés à la même heure. Il y a un léger décalage qui peut être déterminé précisément en utilisant la corrélation croisée entre les deux signaux (Fig. 3.36). Une fois corrigé de ce décalage, les données du mât fixe permettront d'obtenir une adimensionnalisation optimale des données de vent.

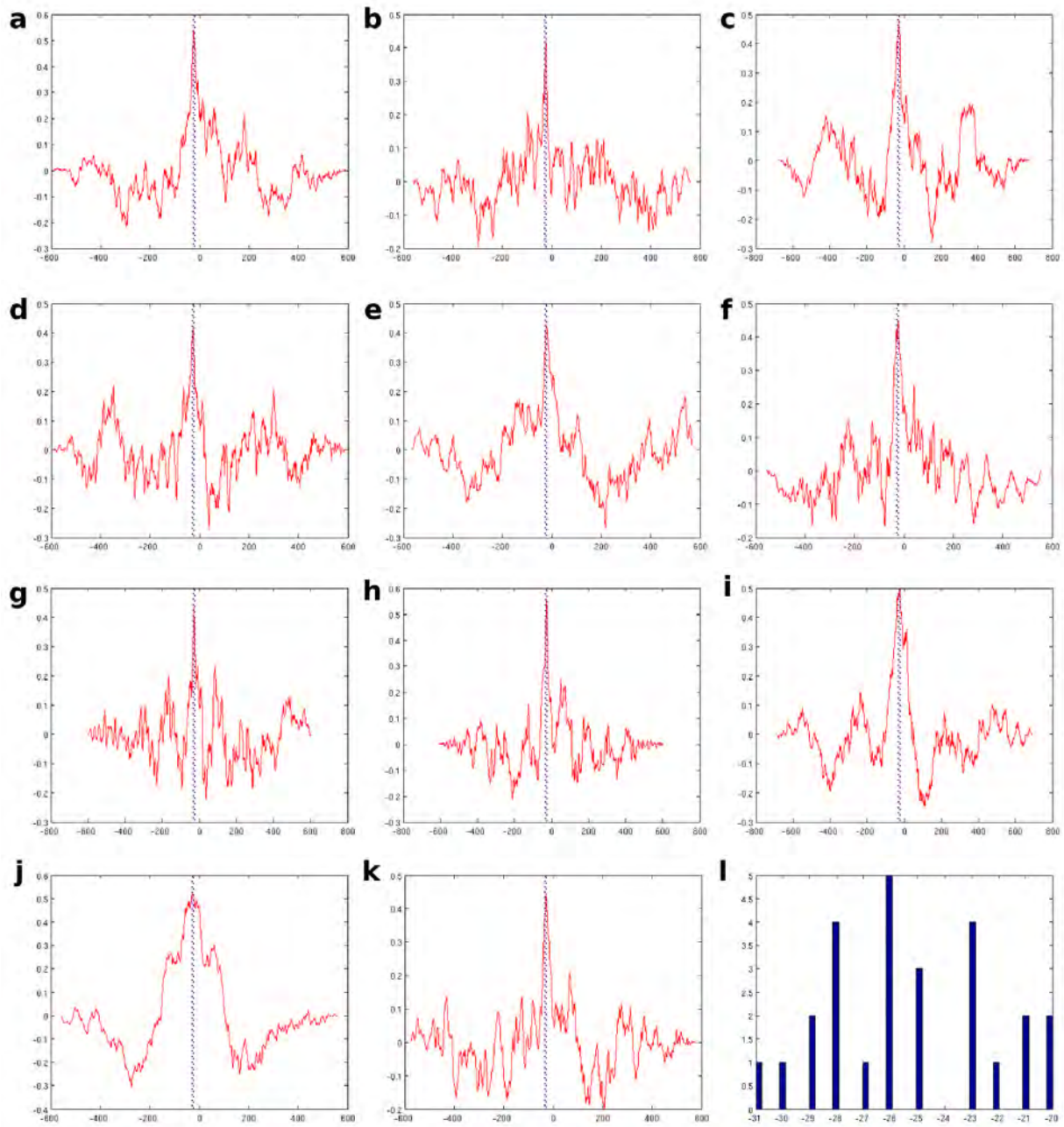


FIGURE 3.36 – **Corrélation croisée des signaux enregistrés par les deux enregistreurs de données.** (a, b, c, d, e, f, g, h, i, j, k) Exemples de diagrammes de corrélation croisée entre les vents enregistrés par l'anémomètre à coupelles à 100 cm sur le mât mobile et l'anémomètre à coupelles de référence situé également à 100 cm mais sur le mât fixe. Un graphique correspond à 10 min de mesures, soit à un point le long du transect. On remarque qu'il y a un décalage (maximum du pic) compris entre -31 et -20 s suivant la mesure. S'il n'y avait pas de décalage, le pic maximum serait à 0. (l) Histogramme de ces maximums. La valeur la plus élevée correspond au décalage de temps entre les deux enregistreurs de données. Ici il correspond à -26 s. Ce décalage sera pris en compte pour adimensionnaliser les vents.

Pour chaque point le long du transect, les vents étaient enregistrés pendant 10 min formant autant de blocs de temps que le nombre de mesures (Fig. 3.37).

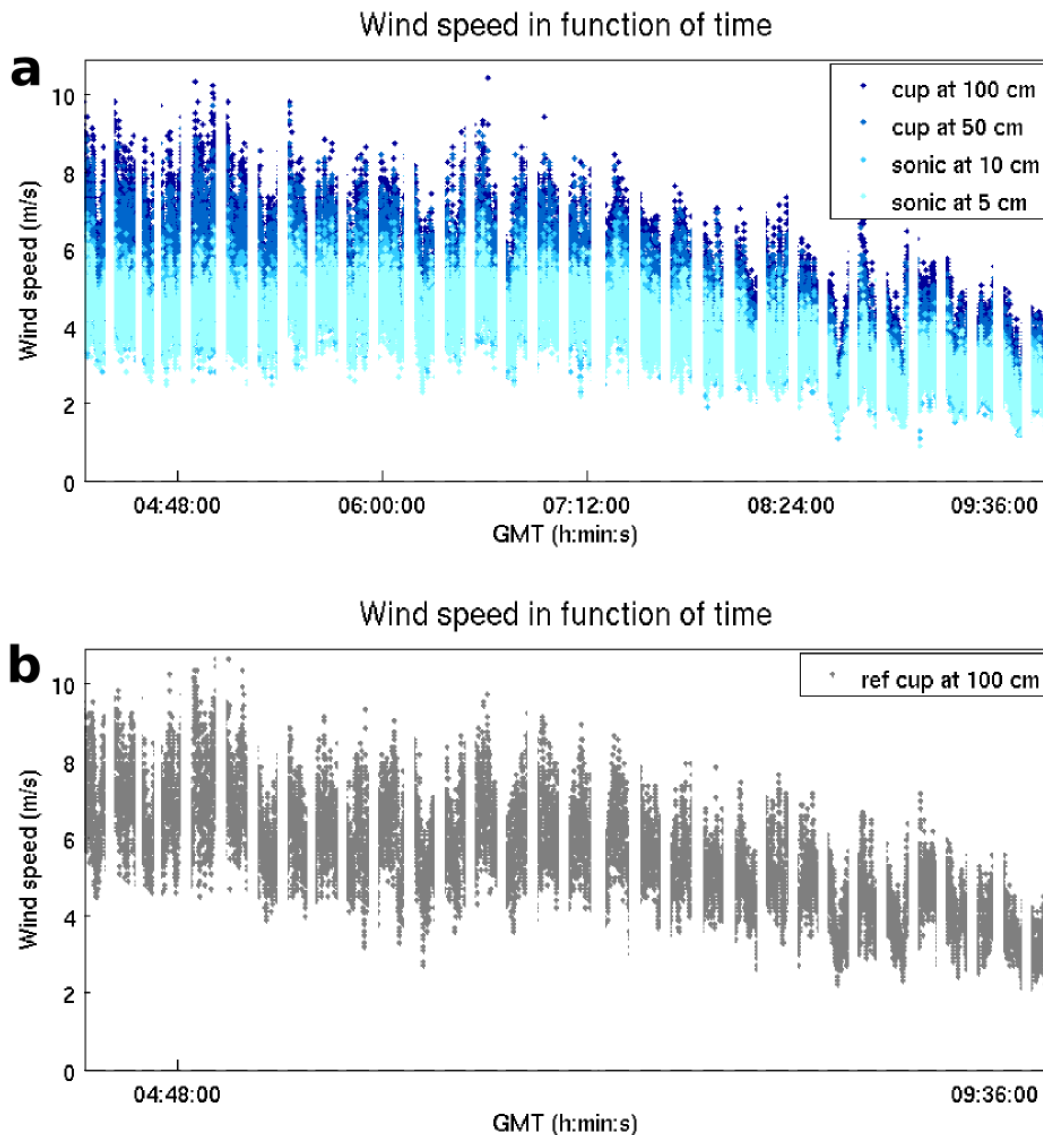


FIGURE 3.37 – **Blocs de temps.** (a) Blocs de temps correspondant aux mesures de vents sur le mât se déplaçant le long du transect. (b) Blocs de temps correspondant aux mesures de vents sur le mât fixe.

Pour chacun de ces blocs de temps, nous calculons la moyenne des vents pour les quatre anémomètres séparément (Fig. 3.38a), puis la moyenne pour les 2 anémomètres à coupelles et pour les 2 anémomètres soniques (Fig. 3.38b) et enfin nous les comparons à la topographie du transect (Fig. 3.38c).

Cette procédure est répétée de la même façon pour chaque journée de mesure durant chaque campagne. Pour chaque campagne (novembre 2014, avril 2015 et novembre 2015) le décalage du temps entre les deux enregistreurs de données était respectivement de 26 s, 193 s et 26 s.

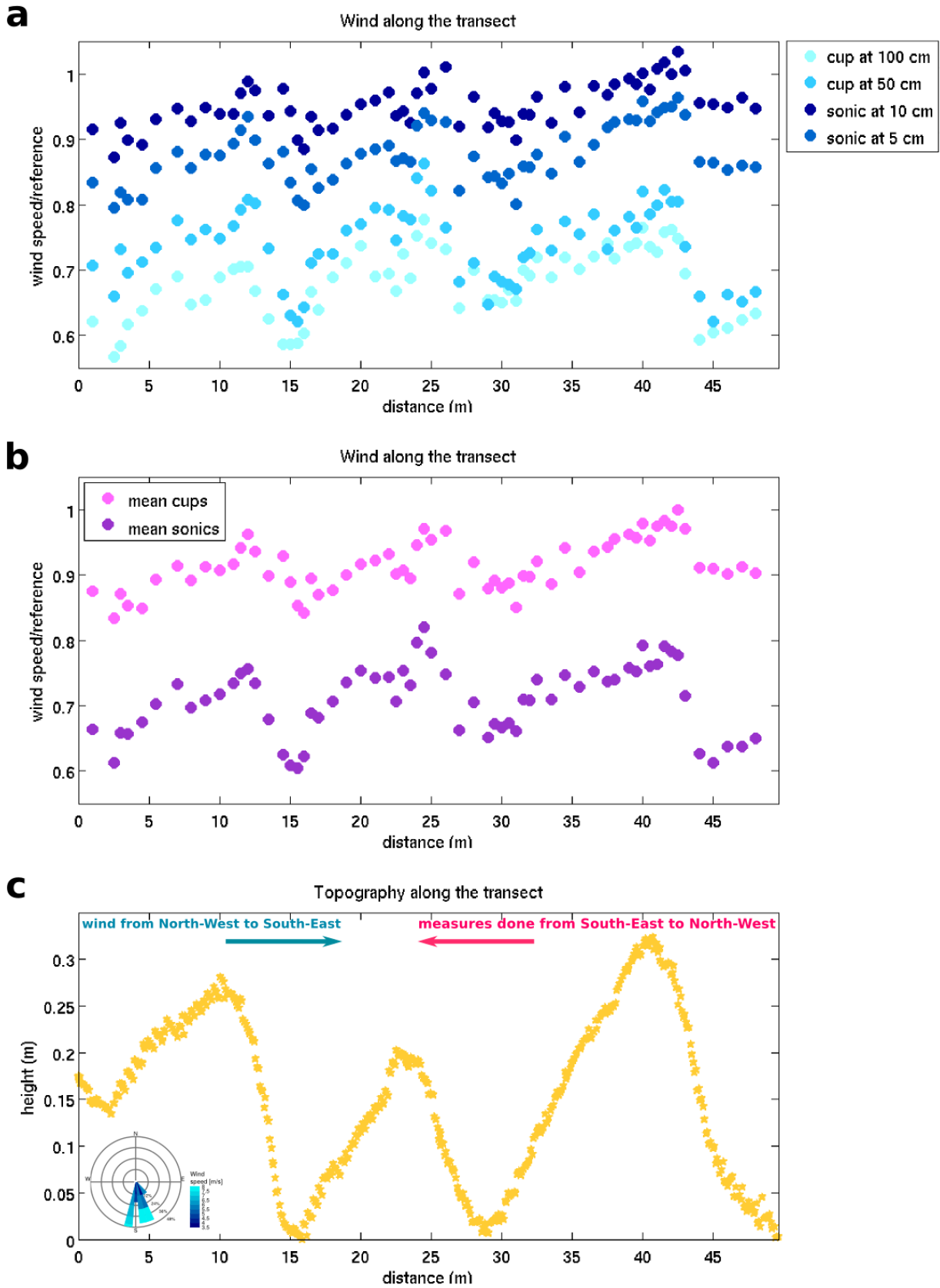


FIGURE 3.38 – Vents et topographie du 10 et 11 novembre correspondant à un transect aligné au vent primaire. (a) Vitesses moyennes normalisées des vents pour chaque bloc de temps à quatre altitudes le long du transect. (b) Vitesses moyennes normalisées des vents pour les anémomètres à coupelles et soniques le long du transect. (c) Topographie le long du transect.

Mesure du vent secondaire

Le vent secondaire (de l'ouest vers l'est) a soufflé pendant une journée : le 8 novembre. Cela nous a permis d'acquérir des données de vent le long d'un profil topographique se composant de deux bosses et d'un creux (Fig. 3.39). Dans ce cas aussi, les dunes n'étaient pas symétriques. Les mesures de vents n'ont pu être effectuées que sur une partie du transect.

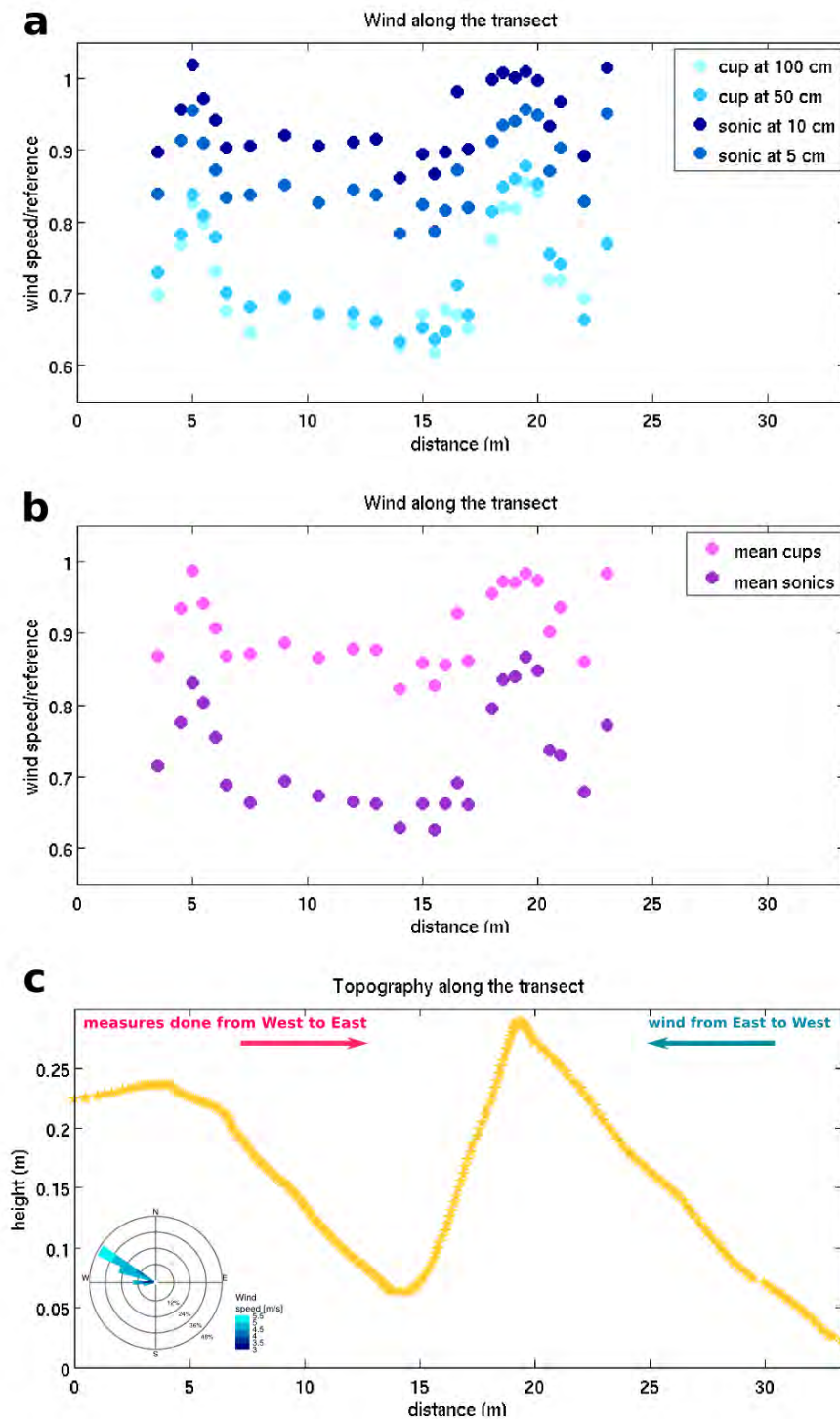


FIGURE 3.39 – Vents et topographie du 8 novembre correspondant à un transect aligné selon le vent secondaire. (a) Vitesses moyennes normalisées des vents pour chaque bloc de temps à quatre altitudes le long du transect. (b) Vitesses moyennes normalisées des vents pour les anémomètres à coupelles et soniques le long du transect. (c) Topographie le long du transect.

3.3.3.2 Campagne de mesure d'avril 2015

La seconde campagne de mesures eut lieu en avril 2015. Les dunes avaient alors une amplitude d'environ 30 cm et étaient symétriques. Ainsi, il a été possible de traiter ces données comme décrit dans l'introduction de cette sous-section. Nous présentons les résultats de ces analyses ci-dessous.

Mesure du vent primaire

Les profils de topographie et de vents du 14 avril 2015 sont présentés figure 3.40.

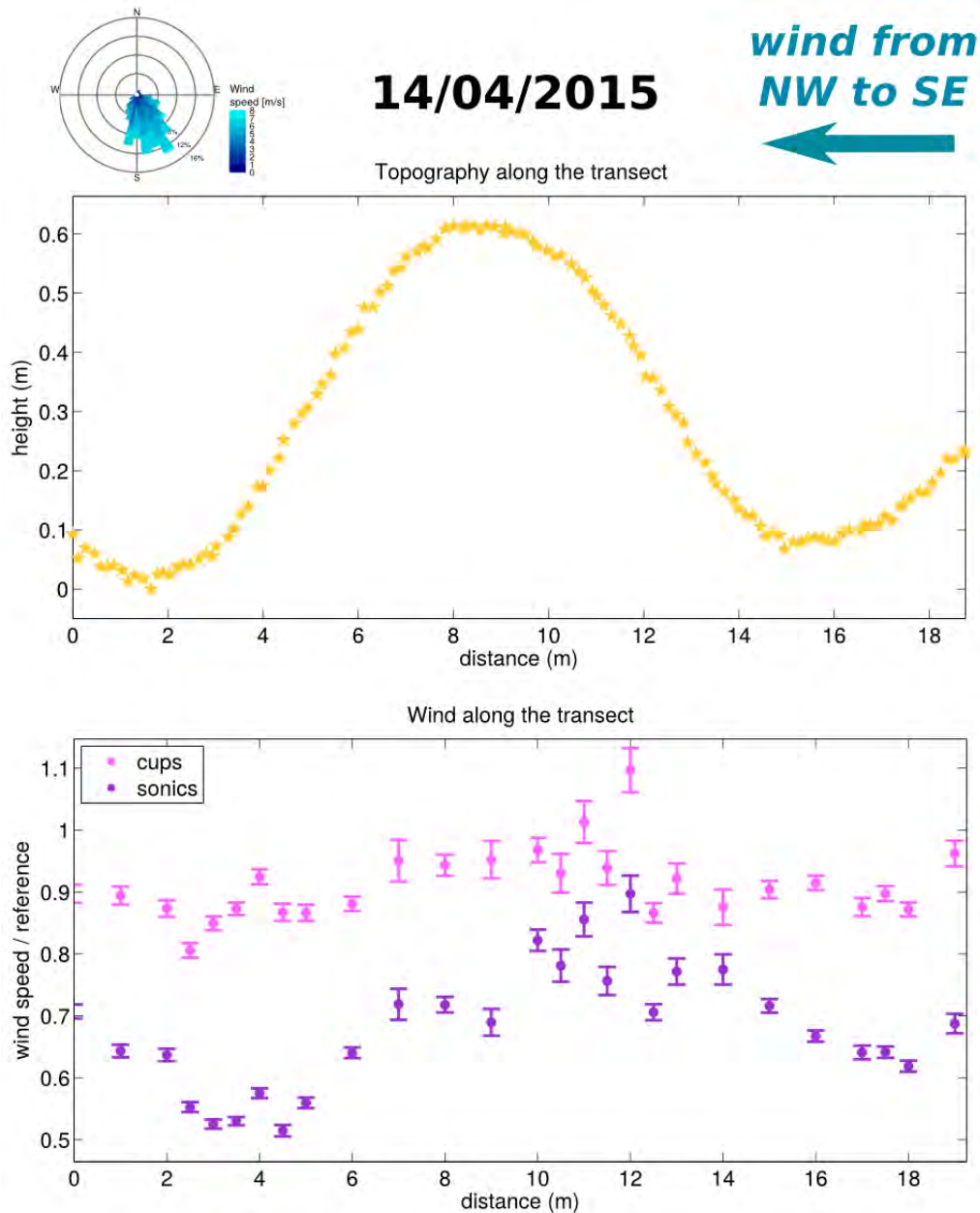


FIGURE 3.40 – Topographie et vitesses moyennes de vent du 14 avril 2015 correspondant à un transect aligné au vent primaire. Une bosse se détache.

La bosse montre une belle symétrie entre sa face amont et sa face aval. Cependant nous l'isolons des creux qui l'entourent car le plus souvent ils ne décrivent pas ensemble un bon comportement sinusoïdal, à partir duquel nous pourrions extraire une longueur d'onde. Si le maximum

topographique de la bosse n'est ni aligné, ni en aval (donc s'il est en amont) par rapport au maximum de vitesse des vents dans la couche externe, nous effectuerons un ajustement. Nous considérons dans ce cas qu'il y a eu un problème au niveau de la référence commune des mesures de topographie et des vents. Nous corrigeons donc ce décalage pour aligner le maximum des vents dans la couche externe avec le maximum de topographie. Cet ajustement n'affecte pas les valeurs de longueur d'onde λ et d'amplitude \mathcal{A} . En revanche, il modifie la valeur des paramètres aérodynamiques A et B .

La dispersion sur les mesures de vents correspond à l'écart-type de la distribution d'échantillonnage des vitesses moyennes en divisant, pour chaque bloc de temps, l'écart-type des mesures de vitesse par la racine carrée du nombre de mesure.

Bosse (Fig. 3.41).

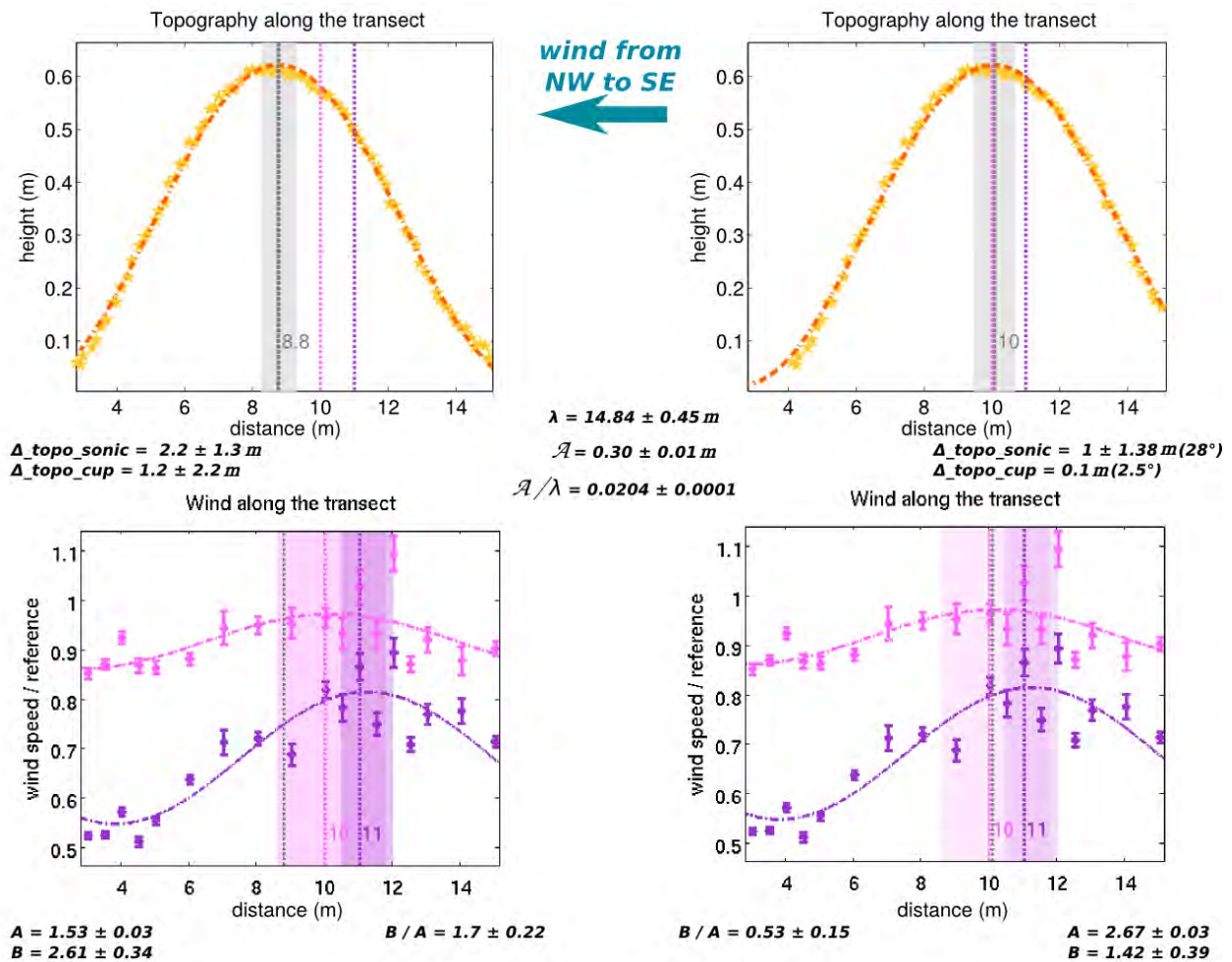


FIGURE 3.41 – Analyse de la bosse du 14 avril 2015 entre 2.81 et 15.14 m. Un décalage de 1.2 m a été appliqué (figures de droite).

Pour ce graphique et pour les prochains de cette catégorie, les lignes en pointillés gris représentent les maximums ou les minimums de topographie, celles en pointillés rose les maximums ou les minimums de la vitesse de vent dans la couche externe et celles en pointillés violet les maximums ou les minimums de la vitesse de vent dans la couche interne. Les rectangles colorés spécifient eux

les erreurs sur la mesure des maximums et des minimums issus directement de l'ajustement.

L'amplitude \mathcal{A} de cette bosse est de 0.30 ± 0.01 m, sa longueur d'onde λ de 14.84 ± 0.45 m et son rapport d'aspect de 0.0204 ± 0.0001 .

Les paramètres aérodynamiques A et B valent quant à eux, respectivement, après correction du décalage, 2.67 ± 0.03 et 1.42 ± 0.39 . Leur rapport B/A est de 0.53 ± 0.15 .

Les erreurs sur A et B ont été calculées d'après les propagations d'incertitudes provenant des autres paramètres nécessaires à les estimer.

Les profils de topographie et de vent du 15 avril 2015 sont présentés figure 3.42.

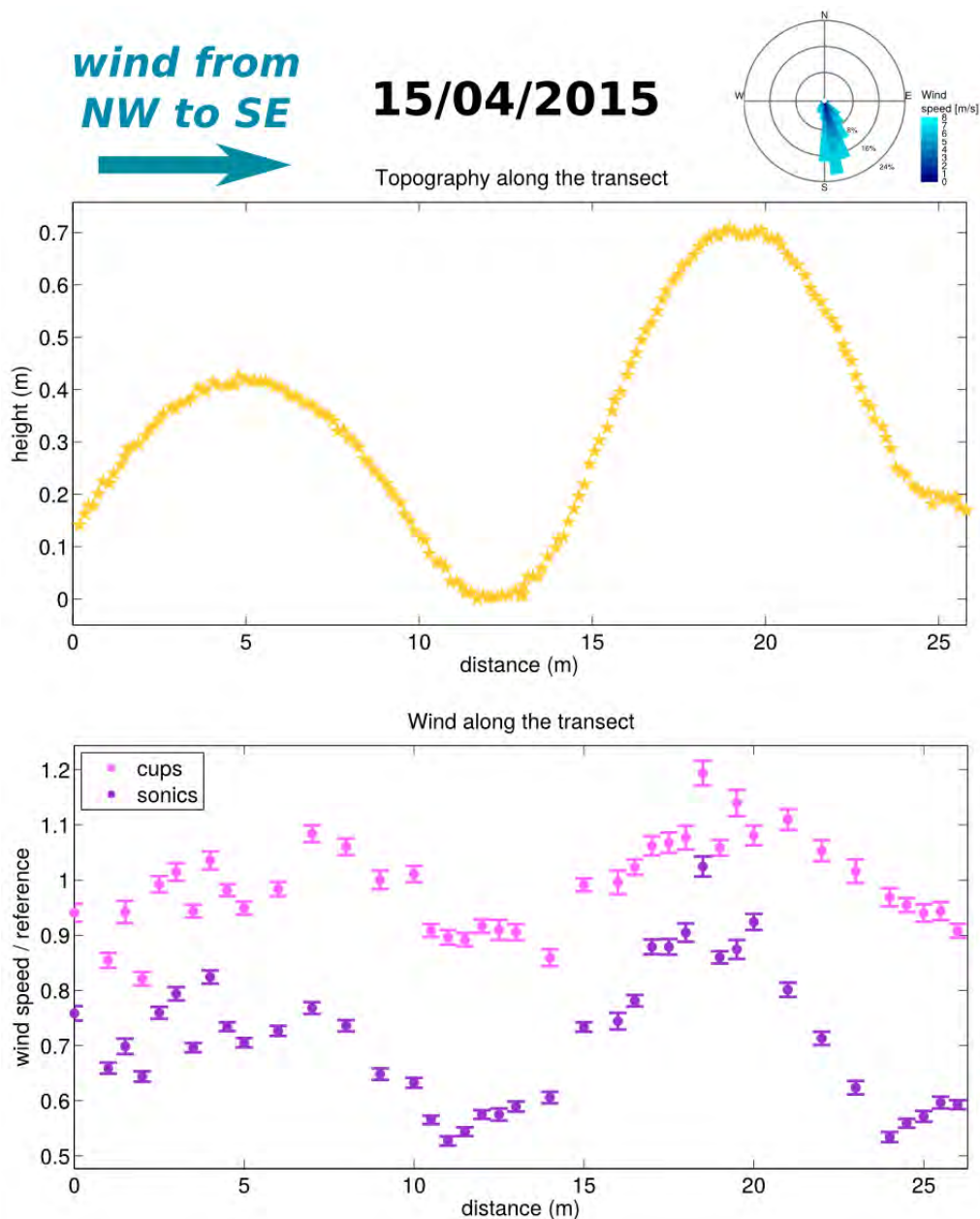


FIGURE 3.42 – Topographie et vitesses moyennes de vent du 15 avril 2015 correspondant à un transect aligné au vent primaire. Deux bosses et un creux se détachent.

De même que précédemment, nous analysons séparément les bosses et le creux.

Bosse de gauche (Fig. 3.43).

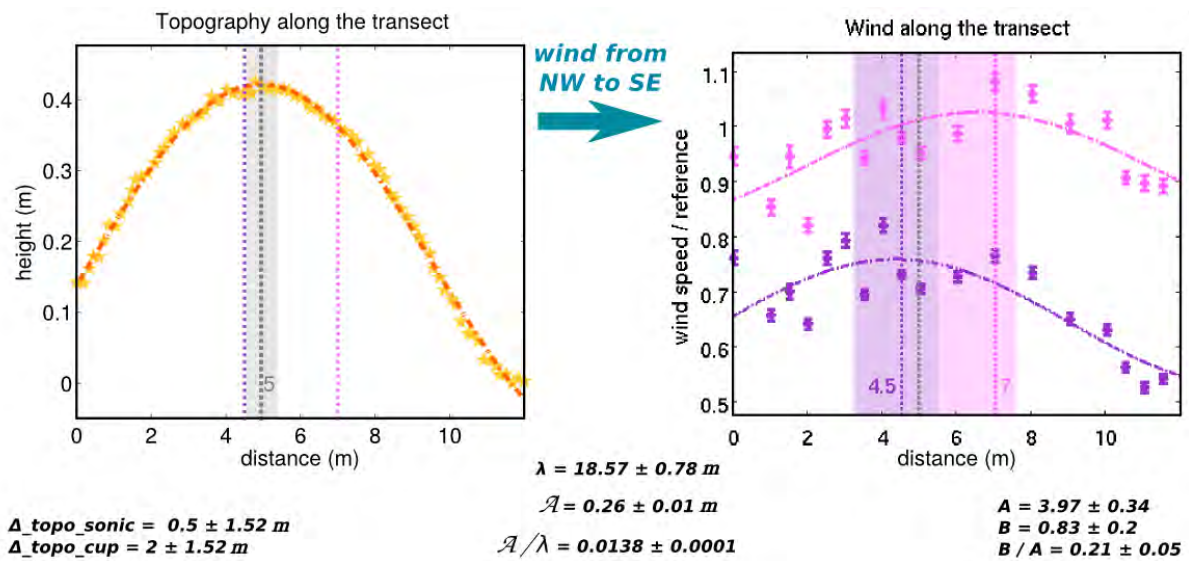


FIGURE 3.43 – Analyse de la bosse de gauche du 15 avril 2015 entre 0 et 11.99 m.

L'amplitude \mathcal{A} de cette bosse est de $0.26 \pm 0.01 \text{ m}$, sa longueur d'onde λ de $18.57 \pm 0.78 \text{ m}$ et son rapport d'aspect de 0.0138 ± 0.0001 .

Les paramètres aérodynamiques A et B valent quant à eux, respectivement 3.97 ± 0.34 et 0.83 ± 0.20 . Leur rapport B/A est de 0.21 ± 0.05 .

Creux (Fig. 3.44).

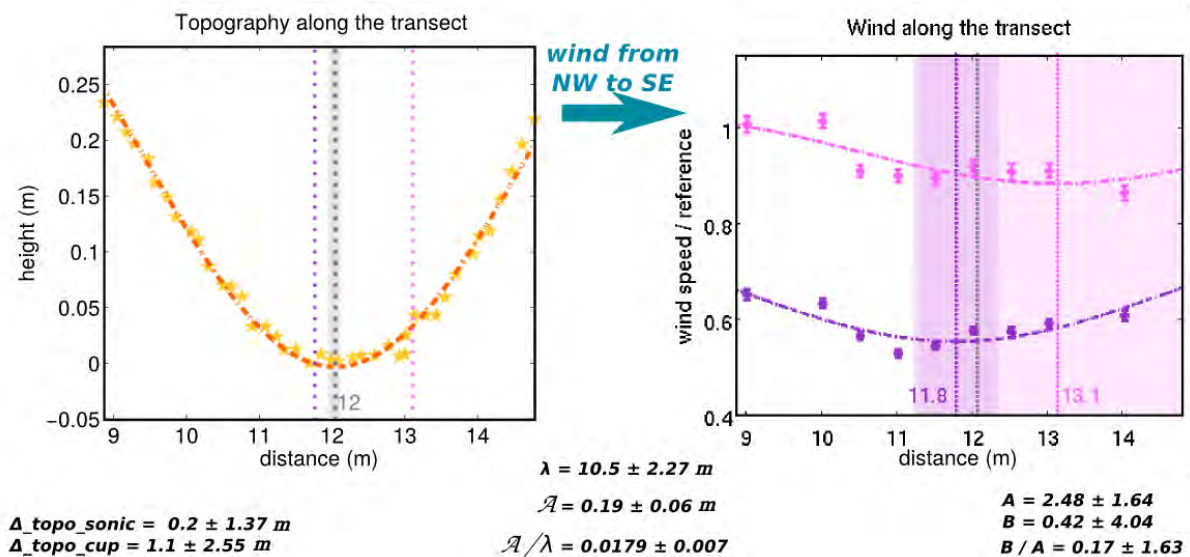


FIGURE 3.44 – Analyse du creux du 15 avril 2015 entre 8.67 et 14.78 m.

L'amplitude \mathcal{A} de ce creux est de $0.19 \pm 0.06 \text{ m}$, sa longueur d'onde λ de $10.5 \pm 2.27 \text{ m}$ et son rapport d'aspect de 0.0179 ± 0.007 .

Les paramètres aérodynamiques A et B valent quant à eux, respectivement 2.48 ± 1.64 et 0.42 ± 4.04 . Leur rapport B/A est de 0.17 ± 1.63 .

Bosse de droite (Fig. 3.45).

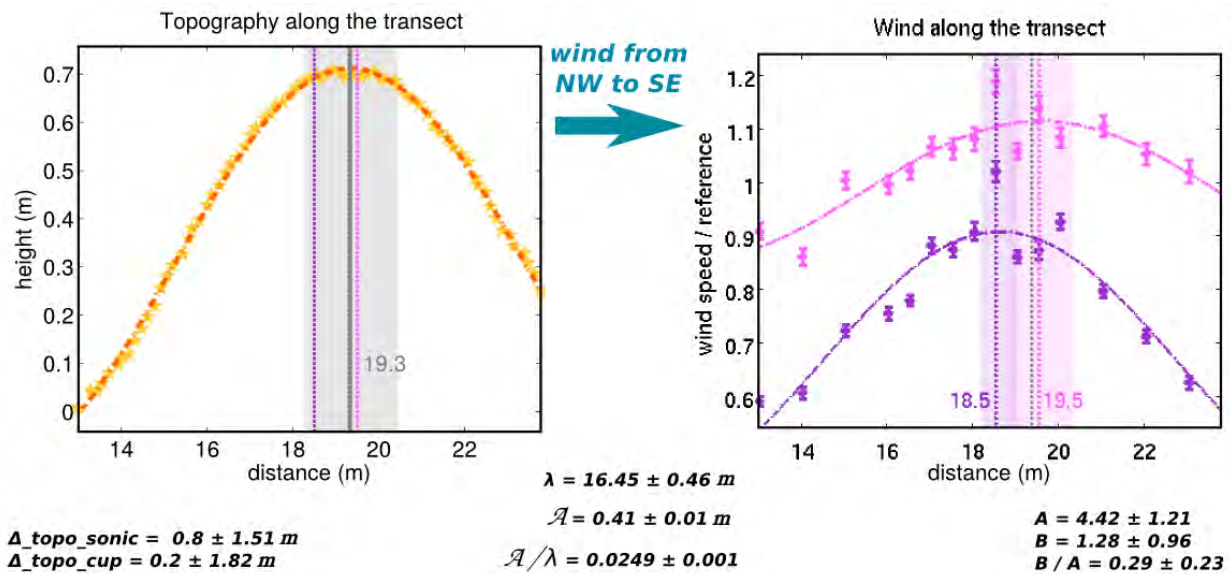


FIGURE 3.45 – Analyse de la bosse de droite du 5 avril 2015 entre 13 et 23.77 m.

L'amplitude \mathcal{A} de cette bosse est de $0.41 \pm 0.01 \text{ m}$, sa longueur d'onde λ de $16.45 \pm 0.46 \text{ m}$ et son rapport d'aspect de 0.0249 ± 0.0001 .

Les paramètres aérodynamiques A et B valent quant à eux, respectivement 4.42 ± 1.21 et 1.28 ± 0.96 . Leur rapport B/A est de 0.29 ± 0.23 .

Une dernière mesure du vent primaire a pu être acquise le 18 avril 2015 (Fig. 3.46).

Il s'agit à nouveau d'une bosse isolée plutôt symétrique.

Bosse (Fig. 3.47).

L'amplitude \mathcal{A} de cette bosse est de $0.33 \pm 0.01 \text{ m}$, sa longueur d'onde λ de $14.51 \pm 0.24 \text{ m}$ et son rapport d'aspect de 0.0228 ± 0.0001 .

Les paramètres aérodynamiques A et B valent quant à eux, respectivement 2.41 ± 0.42 et 0.47 ± 0.42 . Leur rapport B/A est de 0.20 ± 0.18 .

Mesure du vent secondaire

L'unique journée où l'on a pu mesurer le vent secondaire fut celle du 16 avril 2014 (Fig. 3.48).

Le vent secondaire souffle depuis l'est vers l'ouest, une orientation qui peut être comparée à celle des dunes et bien entendu à celle du vent primaire. On sait que les dunes se développant à partir d'une instabilité de lit plat ont plutôt tendance à s'orienter perpendiculairement au vent primaire. On le vérifie sur le terrain pour les plus grandes dunes loin de leurs terminaisons et des défauts qui se propagent sur leurs dos.

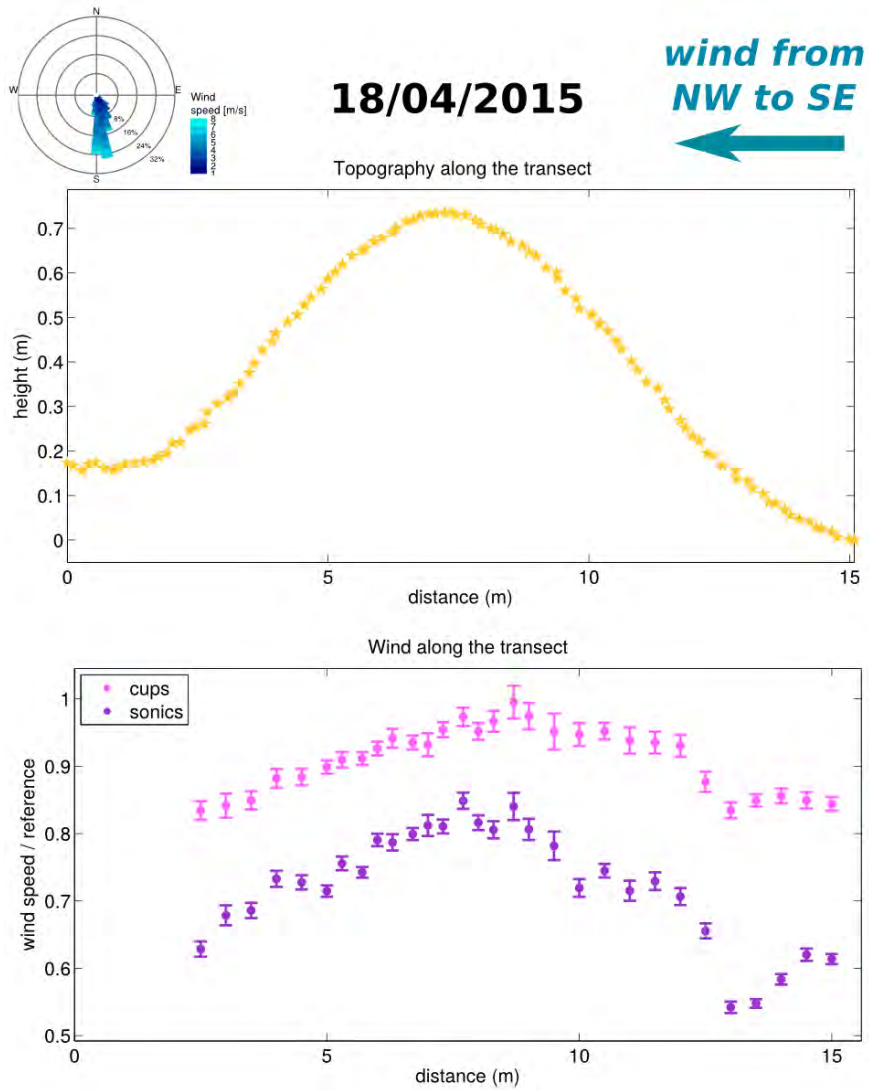


FIGURE 3.46 – Topographie et vitesses moyennes de vent du 18 avril 2015 correspondant à un transect aligné au vent primaire. Une bosse se détache.

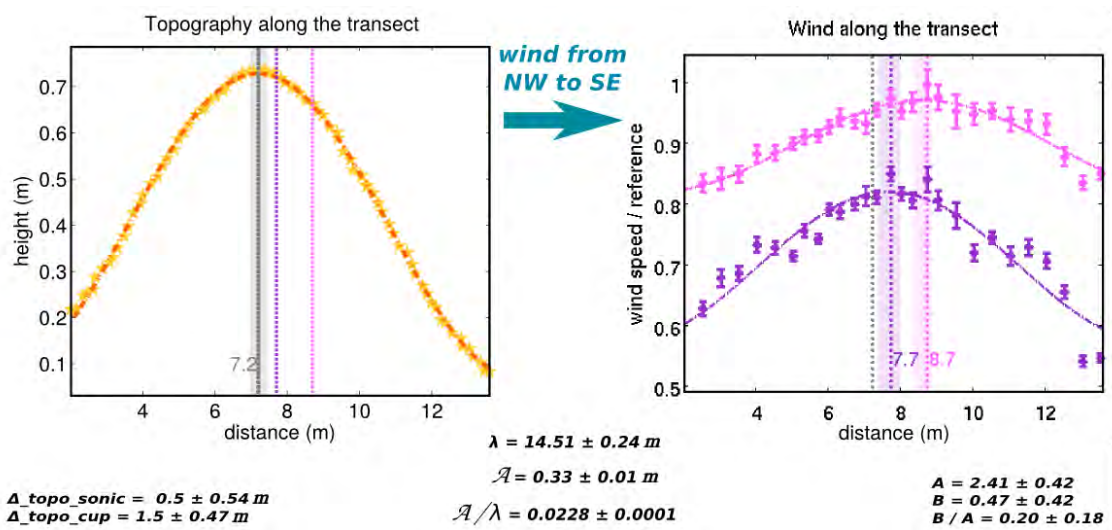


FIGURE 3.47 – Analyse de la bosse du 18 avril 2015 entre 2.01 et 13.58 m.

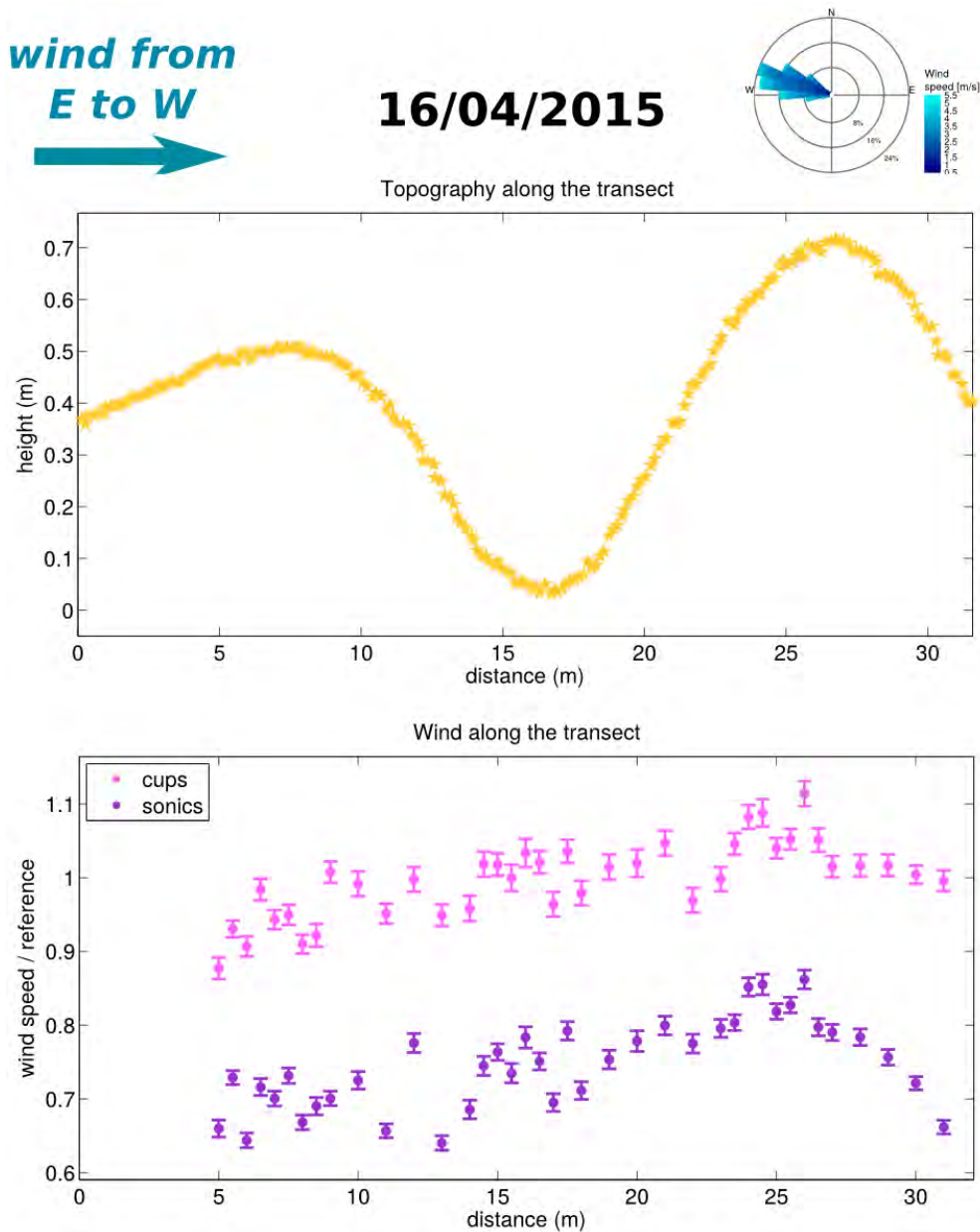


FIGURE 3.48 – Topographie du 16 avril correspondant à un transect aligné au vent secondaire. Deux bosses et un creux se détachent.

Bosse (Fig. 3.49).

L'amplitude A de cette bosse est de 0.35 ± 0.01 m, sa longueur d'onde λ de 21.92 ± 0.30 m et son rapport d'aspect de 0.0160 ± 0.0001 .

La longueur d'onde observée est donc plus grande que pour les mesures du vent primaire. Ce n'est pas une surprise étant donné que pour l'instabilité de lit plat, les dunes s'orientent plutôt dans une direction perpendiculaire au vent principal. Le vent secondaire voit donc une dune plus large et de plus petit rapport d'aspect.

Les paramètres aérodynamiques A et B valent quant à eux, respectivement 2.24 ± 0.66 et 0.75 ± 0.71 . Leur rapport B/A est de 0.34 ± 0.33 .

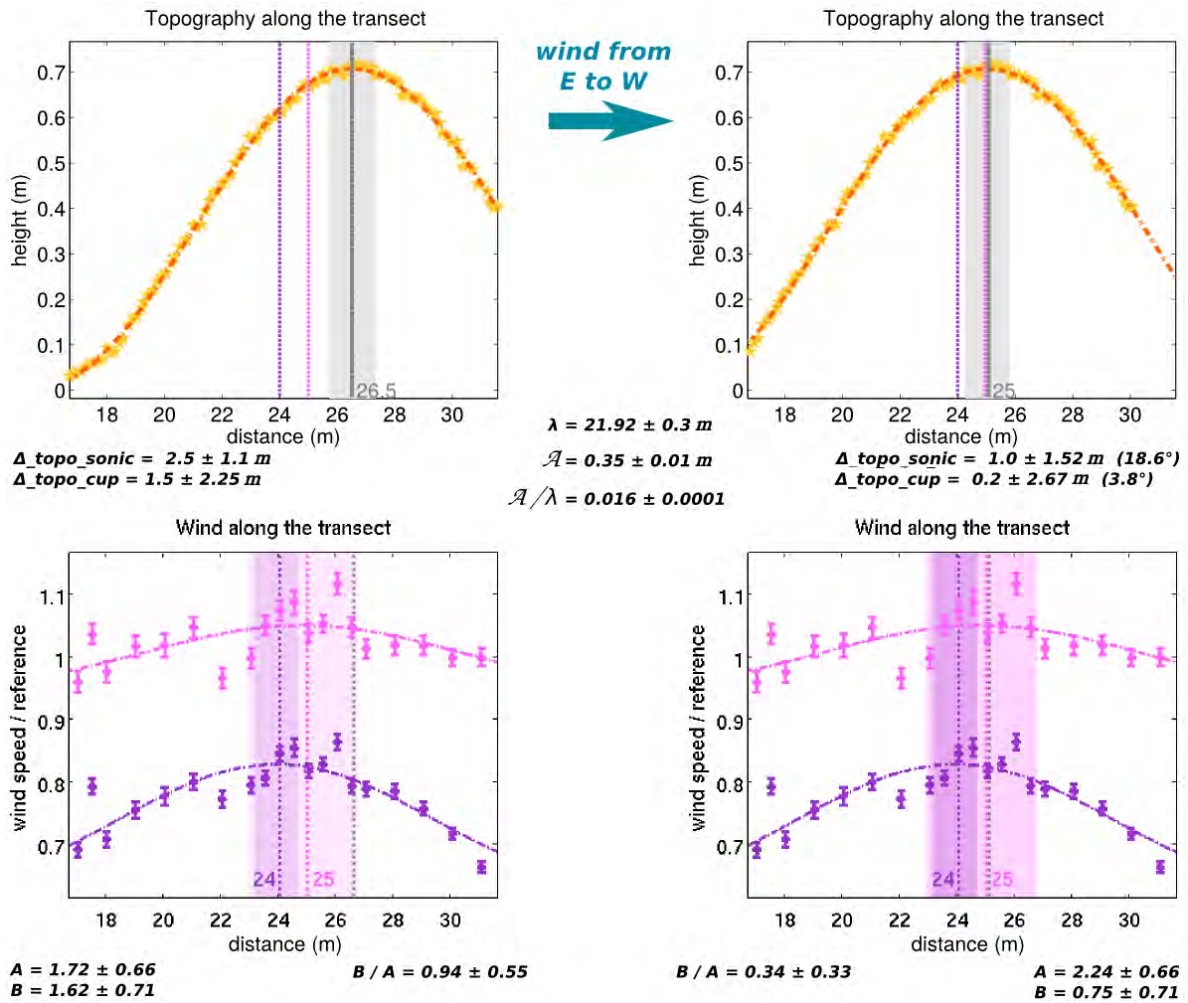


FIGURE 3.49 – Analyse de la bosse de droite du 16 avril 2015 entre 16.70 et 31.58. Un décalage de 1.5 m a été appliqué (figures de droite).

Pour conclure sur cette campagne de mesures d’avril 2015, nous pouvons dire que les dunes sont bien symétriques, ce qui nous permet d’ajuster une fonction sinusoïdale à ces profils topographiques et donc de mesurer les paramètres aérodynamiques. En revanche il y a parfois un problème d’acquisition de la topographie, car nous avons observé dans certains cas que le maximum de vitesse dans la couche externe était en avance par rapport au maximum de topographie lorsque l’on se déplace dans le sens du vent. C’était par exemple le cas des 14 et 16 avril 2015. Nous pensons que le problème vient de la position du point de référence lors des mesures de vents et de topographie et nous nous sommes permis de le corriger.

3.3.3.3 Campagne de mesure de novembre 2015

La troisième et dernière campagne de mesures eut lieu en novembre 2015. Les dunes avaient encore grandi et atteignaient à présent une amplitude d’environ 50 cm.

Le vent primaire a soufflé pendant deux jours de manière stable en vitesse et direction, les 3 et 14 novembre. Durant le 3, les mesures de vents ont été acquises de 18 à 0 m le long du transect. Le 14 ces mesures de vents ont été complétées en reprenant le transect à 17.4 m et en le poursuivant jusqu’à 31 m (Fig. 3.50).

Mesure du vent primaire

Comme précédemment et pour les mêmes raisons, nous analysons les bosses et les creux séparément.

Bosse (Fig. 3.51).

L'amplitude \mathcal{A} de cette bosse est de 0.66 ± 0.1 m, sa longueur d'onde λ de 25.05 ± 2.3 m et son rapport d'aspect de 0.0262 ± 0.0045 .

Les paramètres aérodynamiques A et B valent quant à eux, respectivement 6.42 ± 1.24 et 1.29 ± 1.28 . Leur rapport B/A est de 0.20 ± 0.20 .

Creux (Fig. 3.52).

L'amplitude \mathcal{A} de ce creux est de 0.32 ± 0.4 m, sa longueur d'onde λ de 14.49 ± 1.4 m et son rapport d'aspect de 0.0224 ± 0.0037 .

Les paramètres aérodynamiques A et B valent quant à eux, respectivement 2.94 ± 1.63 et 1.02 ± 0.76 . Leur rapport B/A est de 0.35 ± 0.32 .

Bosse (Fig. 3.53).

L'amplitude \mathcal{A} de cette bosse est de 0.26 ± 0.01 m, sa longueur d'onde λ de 21.06 ± 0.67 m et son rapport d'aspect de 0.0124 ± 0.0001 .

Les paramètres aérodynamiques A et B valent quant à eux, respectivement 4.43 ± 1 et 1.39 ± 1.19 . Leur rapport B/A est de 0.35 ± 0.32 .

Mesure du vent secondaire

Le vent secondaire soufflant d'est vers l'ouest a soufflé pendant la journée du 15 novembre (Fig. 3.54).

Bosse (Fig. 3.55).

L'amplitude \mathcal{A} de cette bosse est de 0.36 ± 0.02 m, sa longueur d'onde λ de 14.33 ± 0.58 m et son rapport d'aspect de 0.0249 ± 0.0002 .

Les paramètres aérodynamiques A et B valent quant à eux, respectivement 3.30 ± 0.60 et 0.57 ± 0.38 . Leur rapport B/A est de 0.17 ± 0.12 .

Les tableaux 3.1 et 3.2 font la synthèse de toutes les mesures et résultats présentés dans les figures précédentes. Ils présentent les caractéristiques morphologiques et aérodynamiques des bosses et des creux étudiés lors des campagnes de mesures en Chine.

Les graphes ci-dessous récapitulent : l'amplitude de la topographie (Fig. 3.56), la longueur d'onde de la topographie (Fig. 3.57) et les paramètres A et B (Fig. 3.58).

wind from
NW to SE



03&14/11/2015

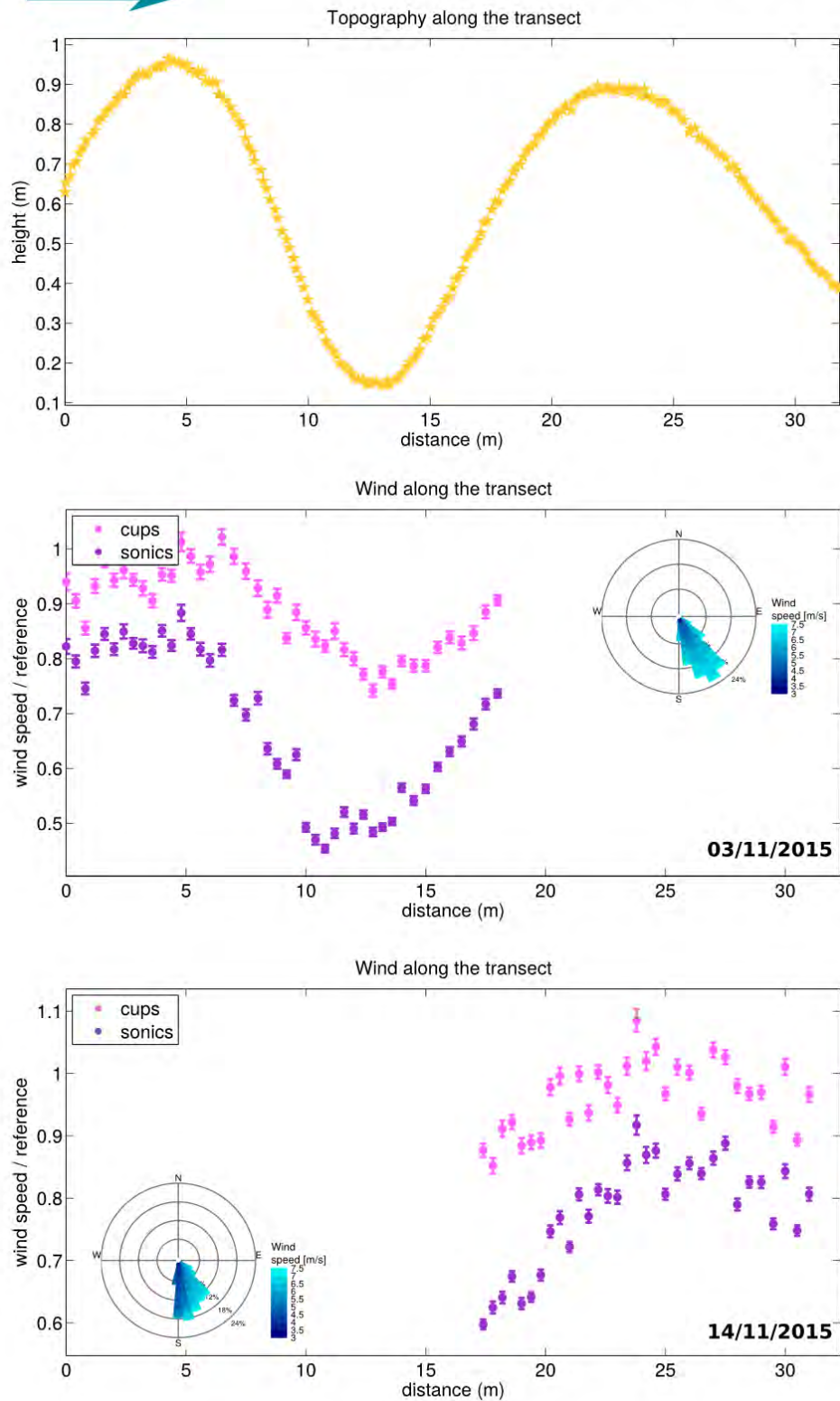


FIGURE 3.50 – Topographie du 3 et 14 novembre correspondant à un transect aligné au vent primaire. Deux bosses et un creux se détachent.

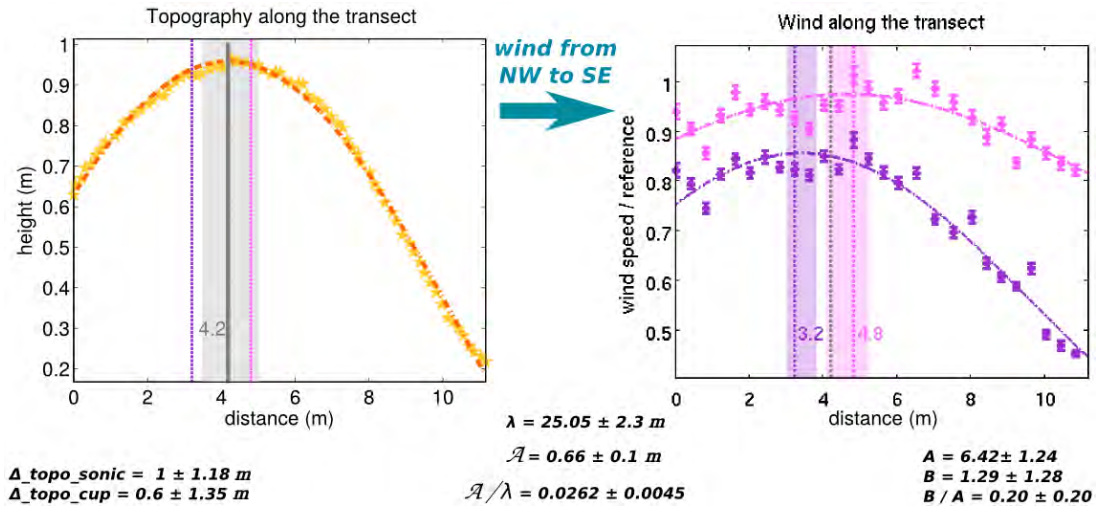


FIGURE 3.51 – Analyse de la bosse du 3 novembre 2015 entre 0 et 11.15 m.

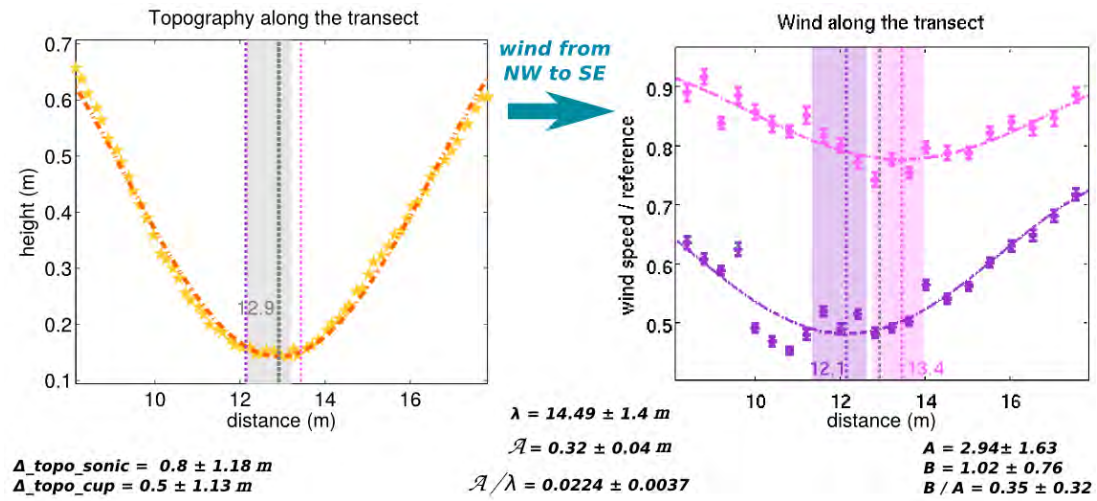


FIGURE 3.52 – Analyse du creux du 3 novembre 2015 entre 8.14 et 17.82m.

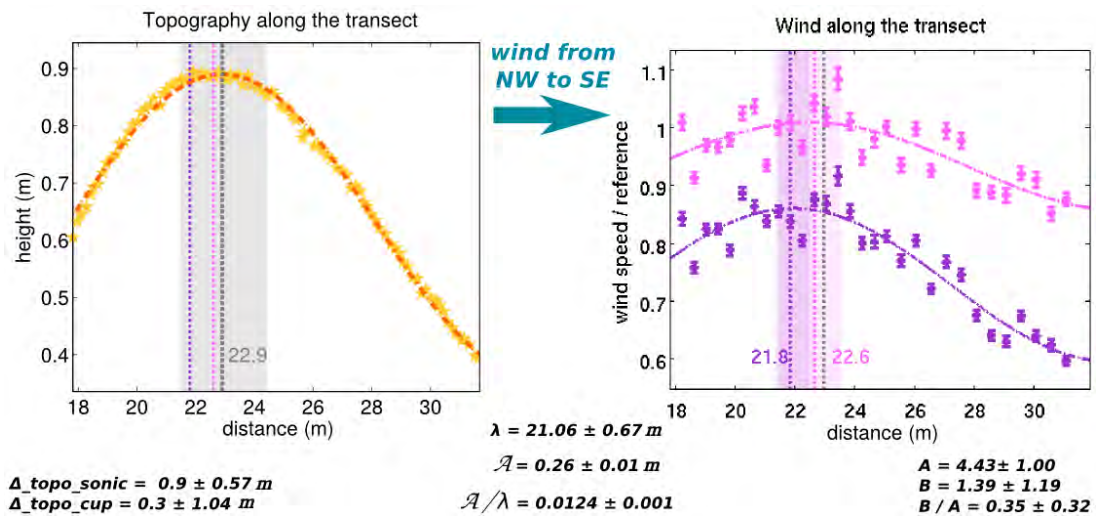


FIGURE 3.53 – Analyse de la bosse du 14 novembre 2015 entre 17.82 et 31.81.

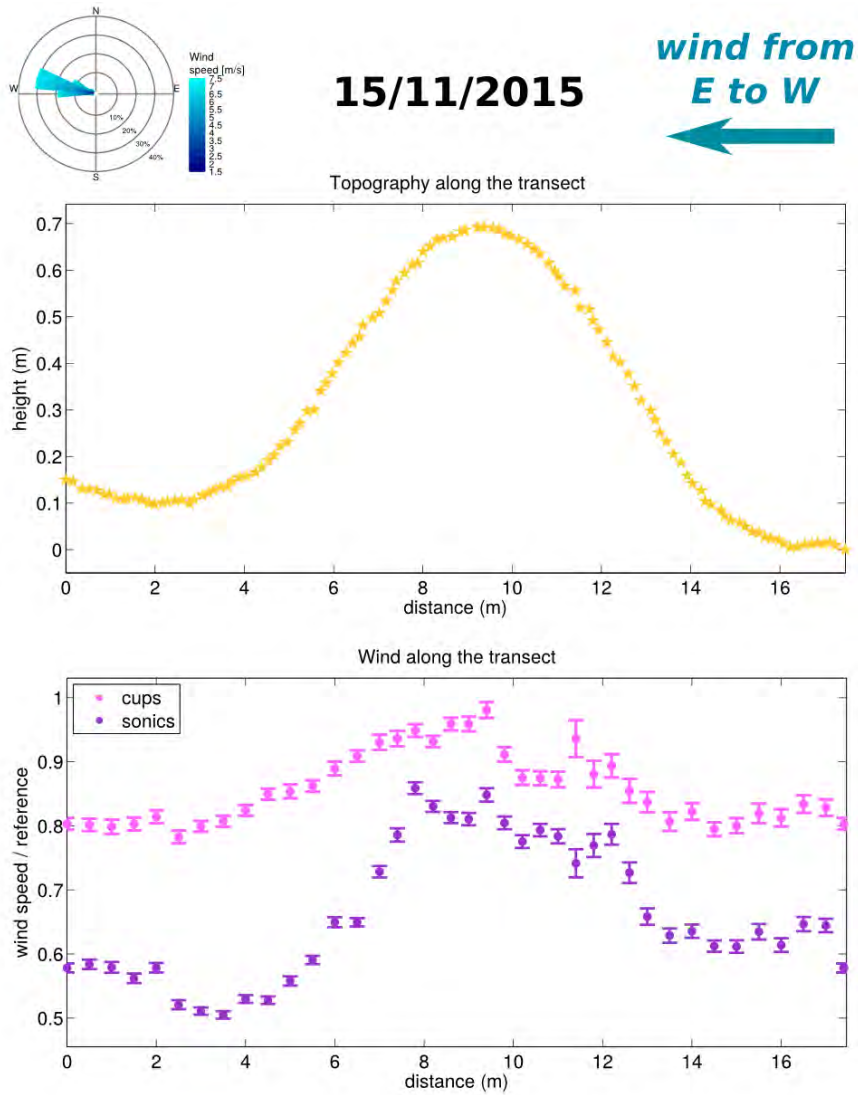


FIGURE 3.54 – Topographie du 15 novembre correspondant à un transect aligné au vent primaire. Une bosse se détache.

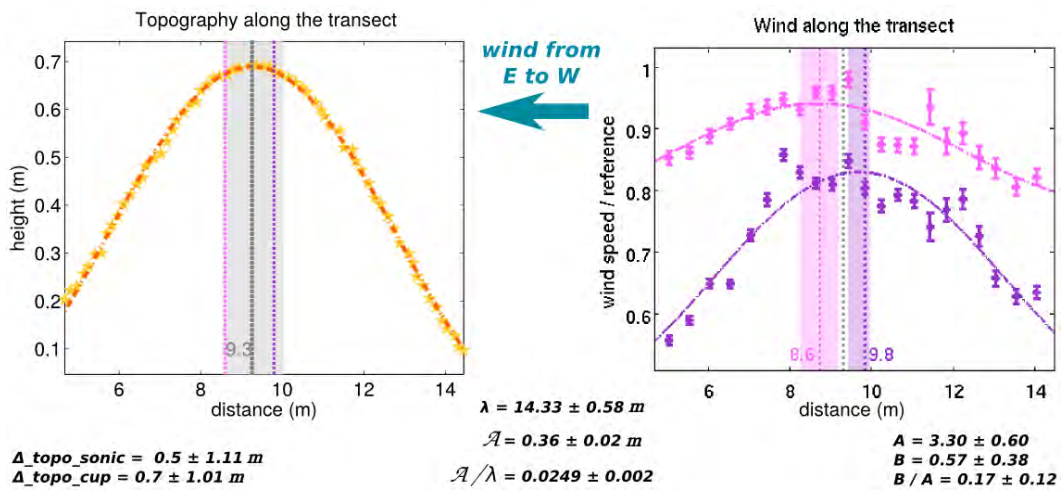


FIGURE 3.55 – Analyse de la bosse du 15 novembre 2015 entre 4.67 et 14.45.

Variable	Unité	Description
Topographie		
λ	m	longueur d'onde de la dune
$\Delta\lambda$	m	erreur sur la longueur d'onde de la dune
k	m^{-1}	nombre d'onde
Δk	m^{-1}	erreur sur le nombre d'onde
\mathcal{A}	m	amplitude de la dune
$\Delta\mathcal{A}$	m	erreur sur l'amplitude de la dune
$R = \mathcal{A}/\lambda$		rapport d'aspect de la dune
ΔR		erreur sur le rapport d'aspect de la dune
m_T	m	maximum ou minimum de topographie de la dune
Δm_T	m	erreur sur le maximum ou minimum de topographie de la dune
Écoulement		
m_C	m	maximum ou minimum de la vitesse des vents dans la couche externe
Δm_C	m	erreur sur le maximum ou minimum de la vitesse des vents dans la couche externe
m_S	m	maximum ou minimum de la vitesse des vents dans la couche interne
Δm_S	m	erreur sur le maximum ou minimum de la vitesse des vents dans la couche interne
\mathcal{A}_S	m	amplitude de la vitesse des vents dans la couche interne
$\Delta\mathcal{A}_S$	m	erreur sur l'amplitude de la vitesse des vents dans la couche interne
χ_S	m	vitesse moyenne des vents dans la couche interne
$\Delta\chi_S$	m	erreur sur la vitesse moyenne des vents dans la couche interne
Écoulement vs Topographie		
ϕ_{TS}	°	déphasage entre le maximum (minimum) de topographie et de la vitesse du vent dans la couche interne
$\Delta\phi_{TS}$	°	erreur sur le déphasage entre le maximum (minimum) de topographie et de la vitesse du vent dans la couche interne
A		paramètre aérodynamique
ΔA		erreur sur le paramètre aérodynamique
B		paramètre aérodynamique
ΔB		erreur sur le paramètre aérodynamique
B/A		rapport entre les paramètres aérodynamiques
$\Delta B/A$		erreur sur le rapport entre les paramètres aérodynamiques

TABLE 3.1 – Rappel des variables utilisées dans le tableau suivant.

Variable	14/04	15/04 BL	15/04 H	15/04 BR	16/04	88/04	03/11 BL	03/11 H	14/11	15/11
Topographie										
λ	14.84	18.57	10.50	16.45	21.92	14.51	25.05	14.49	21.06	14.33
$\Delta\lambda$	0.45	0.78	2.27	0.46	0.3	0.24	2.3	1.4	0.67	0.58
k	0.42	0.34	0.60	0.38	0.29	0.43	0.25	0.43	0.30	0.44
Δk	0.0263	0.0350	0.0444	0.0415	0.0191	0.0137	0.0231	0.0424	0.0095	0.0176
\mathcal{A}	0.30	0.26	0.19	0.41	0.35	0.33	0.66	0.32	0.26	0.36
$\Delta\mathcal{A}$	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.10	0.04	0.1	0.02
$R = \mathcal{A}/\lambda$	0.0204	0.0138	0.0179	0.0249	0.016	0.0228	0.0262	0.0224	0.0124	0.0249
ΔR	0.0001	0.0001	0.007	0.001	0.0001	0.0001	0.005	0.004	0.0001	0.002
m_T	10	5	12	19.3	25	7.2	4.2	12.9	22.9	9.3
Δm_T	0.61	0.41	0.08	1.08	0.76	0.23	0.77	0.53	1.47	0.74
Écoulement										
m_C	10	7	13.1	19.5	25	8.7	4.8	13.4	22.6	8.6
Δm_C	1.62	1.1	1.75	0.74	1.91	0.24	0.58	0.6	1.04	0.47
m_S	11	4.5	11.8	18.5	24	7.7	3.2	12.1	21.8	9.8
Δm_S	0.77	1.1	0.57	0.43	0.34	0.31	0.41	0.65	0.57	0.27
\mathcal{A}_S	0.13	0.11	0.09	0.24	0.09	0.12	0.3	0.14	0.13	0.17
$\Delta\mathcal{A}_S$	0.0334	0.0521	0.0590	0.0573	0.0283	0.0204	0.0466	0.0272	0.0225	0.0337
χ_S	0.68	0.65	0.65	0.67	0.74	0.7	0.56	0.62	0.73	0.66
$\Delta\chi_S$	0.0263	0.0350	0.0444	0.0415	0.0191	0.0137	0.0387	0.0181	0.0178	0.0219
Écoulement vs Topographie										
ϕ_{TS}	28.03	11.83	9.61	16.14	18.61	11.05	11.33	19.17	17.38	9.86
$\Delta\phi_{TS}$	0.46	0.45	1.89	0.37	0.33	0.18	0.20	0.68	0.39	0.28
A	2.67	3.97	2.48	4.42	2.24	2.41	6.42	2.94	4.43	3.3
ΔA	0.03	0.34	1.64	1.21	0.66	0.42	1.24	1.63	1	0.6
B	1.42	0.83	0.42	1.28	0.75	0.47	1.29	1.02	1.39	0.57
ΔB	0.39	0.20	4.04	0.96	0.71	0.42	1.28	0.76	1.19	0.38

TABLE 3.2 – Résultats issus des mesures de topographie et de vents effectués en avril et novembre 2015.

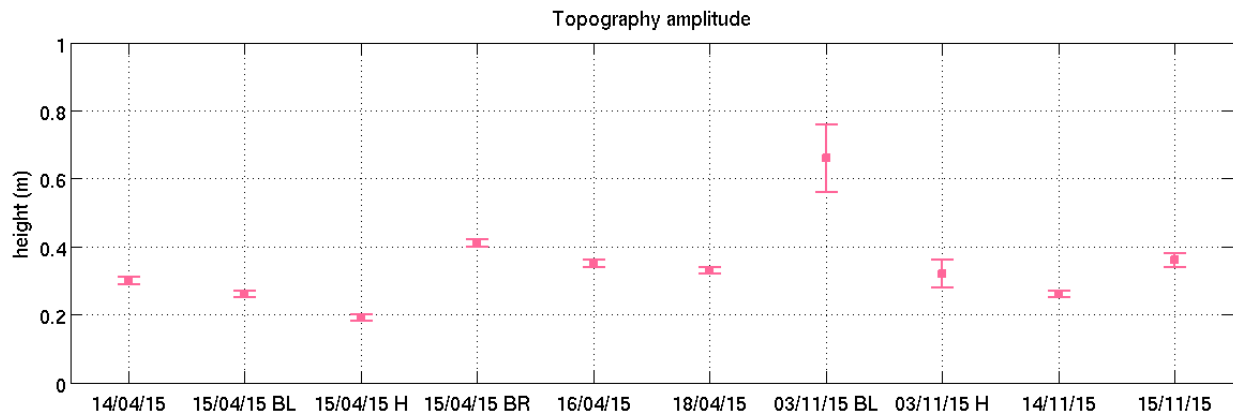


FIGURE 3.56 – Amplitude de la topographie pour chaque mesure d’avril et de novembre 2015.

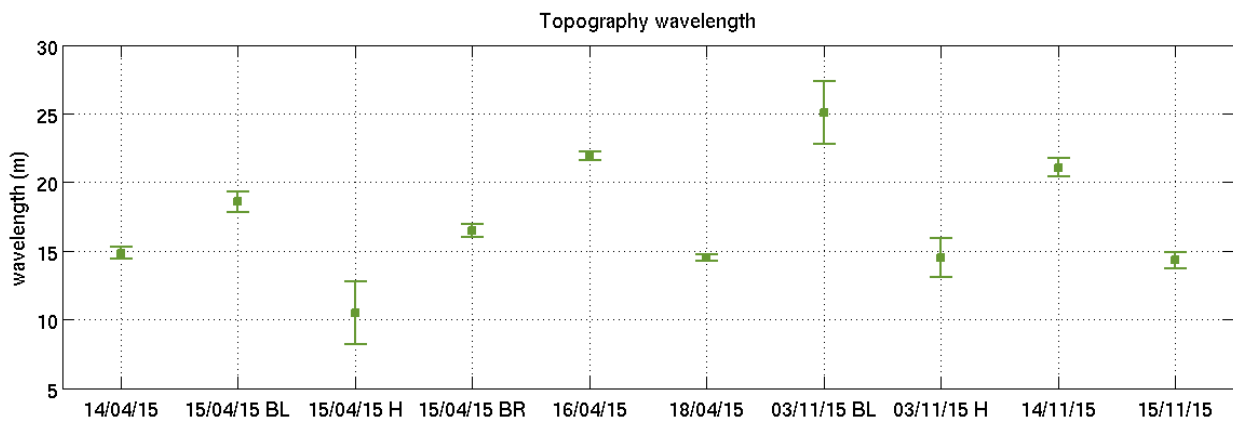


FIGURE 3.57 – Longueur d’onde de la topographie pour chaque mesure d’avril et de novembre 2015.

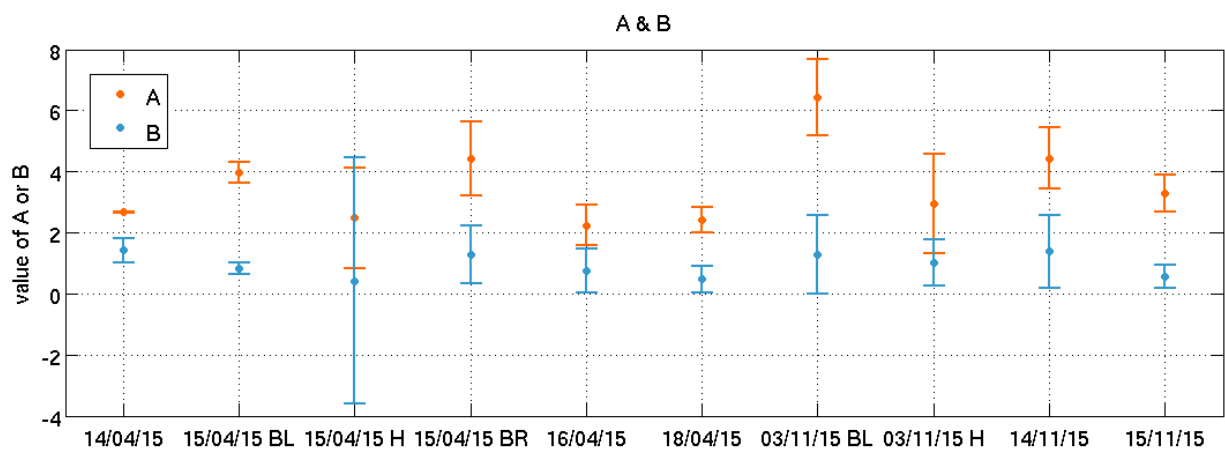


FIGURE 3.58 – A et B pour chaque mesure d’avril et de novembre 2015.

3.4 Discussion

Le désert du Tengger qui fait partie du désert de Gobi, se trouve dans la région de Ningxia, au nord de la Chine. Cette mer de sable et le désert du Taklamakan plus à l'ouest constituent les plus grandes zones de dépôt sédimentaire non consolidé du monde oriental. Elles sont notamment à l'origine des tempêtes de sable qui s'abattent sur Pékin plusieurs fois par an. Afin de contrôler ces déserts, les scientifiques chinois ont engagé de nombreuses expériences. Parmi elles se distinguent les plantations d'arbres, les dépôts de cyanobactéries ou encore la mise en place de stations photovoltaïques. Ces tentatives de recouvrement du désert fonctionnent plutôt bien. Cependant, pour les rendre optimales, il est important de connaître les grandes voies de transport empruntées par le sable afin de pouvoir prévoir la dynamique des zones arides. C'est là qu'entre en jeu une collaboration étroite entre chercheurs chinois et français. Les premiers ont entre leurs mains un terrain expérimental de plusieurs centaines de milliers de kilomètres carrés tandis que les seconds apportent avec eux de nouvelles compétences théoriques sur la dynamique des dunes qui permettent notamment de remonter à l'intensité des flux sédimentaires. Cette collaboration franco-chinoise est donc fructueuse et s'illustre parfaitement au travers de l'expérience à l'échelle des paysages qui est exploitée tout au long de ce chapitre.

Les vents sont enregistrés régulièrement par la petite tour météorologique du site expérimental et celle de l'aéroport située à quelques kilomètres de là. Deux directions de vent dominant, l'une vers l'ouest et l'autre vers le sud-est. Ces vents sont les plus forts au printemps et à l'automne. En été et en hiver, la région est plutôt calme et les dunes migrent très peu. De plus, lors de la saison hivernale, il arrive qu'elles soient recouvertes par de la neige, qui se comporte comme un bouclier, empêchant le transport.

La théorie exposée dans le chapitre précédent prédit l'orientation des dunes à partir des données de vent (vitesse et direction). Sur le terrain, l'observation de la formation des dunes à partir d'un lit plat a permis de confirmer cette théorie à l'échelle des paysages mais aussi d'estimer les flux sédimentaires qui y sont associés. Cela a aussi été l'occasion de caractériser le taux de croissance des dunes et les caractéristiques de l'instabilité dunaire durant sa phase initiale jusqu'à la formation des faces d'avalanches. Afin de progresser, il fallait maintenant estimer des propriétés de l'écoulement et notamment mesurer le décalage entre le maximum de topographie et le maximum de vitesse des vents dans la couche interne permettant la détermination des paramètres aérodynamiques A et B .

Malheureusement, lors de la première campagne de mesures en novembre 2014, les dunes mesuraient une dizaine de centimètres et étaient asymétriques. Il était difficile de le constater à l'œil nu et seul le profil de topographie établi grâce au théodolite a permis de s'en rendre compte. Des mesures de vents ont malgré tout été effectuées le long de deux transects, alignés respectivement dans la direction du vent d'est (vent secondaire) et du vent du nord-ouest (vent primaire). Ces acquisitions étaient difficiles, car il fallait éviter de piétiner et de déformer les dunes qui étaient de très faible amplitude (≈ 15 cm). On peut facilement déduire de la théorie que les petites dunes sont plus sensibles au dernier coup de vent que les grosses. Cependant, cela n'explique pas le caractère asymétrique des dunes qui est susceptible de remettre en question la nature même de l'instabilité

de lit plat durant sa phase initiale. À ce stade, et au regard de la dynamique à plus long terme, il semble plus raisonnable d’imaginer que ce sont des conditions particulières liées aux vents ou aux propriétés de subsurface du milieu granulaire qui sont à l’origine de cette asymétrie.

Six mois plus tard, en avril 2015, les mêmes dunes avaient doublé de taille et étaient devenues symétriques. La théorie qui prédit une longueur d’onde de 10 à 20 m pendant la phase linéaire de l’instabilité de lit plat dans un contexte éolien sur Terre se voit ici confirmée par les observations de terrain. Elles révèlent en effet des dunes dont la longueur d’onde oscille entre 10 et 22 m (distances crête-à-crête). De nouveau, six mois plus tard, en novembre 2015, les dunes ont une amplitude moyenne de 40 cm avec des longueurs d’ondes oscillant entre 14 et 25 m.

Nous avons pu voir dans la section précédente que, pour chaque mesure de l’écoulement le long d’un profil dunaire (bosse ou creux), le maximum ou le minimum de vent dans la couche interne est toujours en avance par rapport au maximum ou au minimum de vent dans la couche externe si l’on se déplace dans le sens du vent. C’est en parfait accord avec la théorie et la seule mesure de ce décalage est un résultat important étant donné le faible nombre de données similaires. En revanche, le maximum ou le minimum de topographie qui, d’après la théorie être, devrait aligné avec le maximum ou le minimum de la vitesse du vent dans la couche externe, l’est rarement. Celui-ci peut être avant ou après. S’il est avant le résultat remet en question la cohérence entre les mesures de vent et les mesures de topographie.

À partir de nos données, il est intéressant d’étudier comment évolue le décalage entre les maxima de topographie et de vitesse du vent dans la couche interne en fonction du rapport d’aspect de la dune (le rapport entre l’amplitude et la longueur de la dune). La théorie prédit que ce décalage diminue à mesure que ce rapport d’aspect augmente. Malheureusement, la figure 3.59 montre que nos mesures ne permettent pas d’établir une dépendance très nette entre ces deux variables. Cela peut-être dû au fait que tous les rapports d’aspects observés sont très proches les uns des autres ($\in [0.012; 0.026]$) et que la dispersion de la mesure est telle qu’il est impossible de faire ressortir le signal du bruit. C’est peut être aussi qu’il faut prendre en compte toute la topographie pour caractériser l’écoulement et pas seulement l’amplitude locale de l’obstacle sur lequel nous avons effectué les mesures.

Un autre nombre adimensionné intéressant à regarder est le rapport B/A qui caractérise l’écoulement au-dessus de la topographie. Plus exactement, il peut être utile d’estimer sa variation en fonction du rapport d’aspect de la dune (Fig. 3.60). Dans le cas présent, on s’attend une nouvelle fois à ce qu’il y ait une dépendance négative entre ces deux variables. Il est impossible d’observer cette tendance à partir de nos mesures bien que les rapports B/A explorent une gamme de valeur comprise entre 0.17 et 0.53.

Finalement, nous étudions comment nos valeurs de A et de B varient en fonction du produit kz_0 du nombre d’onde et de la rugosité. Nous pouvons ainsi comparer nos résultats à la compilation des données réalisée par *Charru et al.* (2013) en plaçant directement nos points dans leur diagramme (Fig. 3.61). Celle-ci confirme que nos valeurs de A et B ont une grande dispersion et se distribuent sur une gamme de valeurs trop petite de kz_0 . Cela rend très difficile, voire impossible d’en extraire une tendance et de la comparer aux prédictions théoriques.

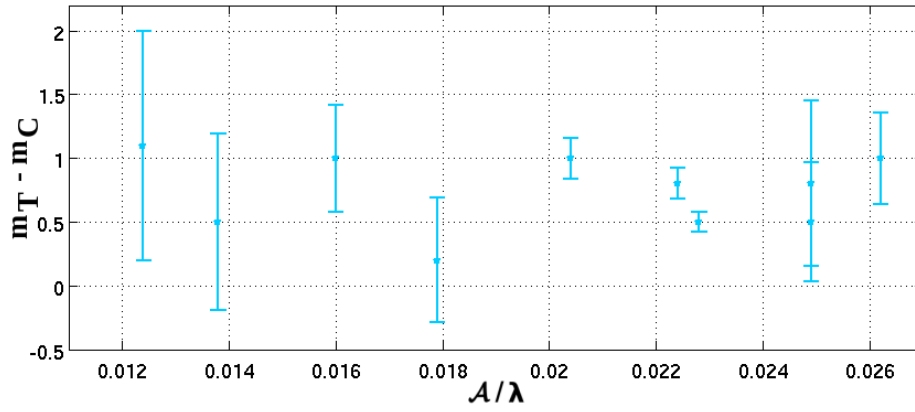


FIGURE 3.59 – Évolution du décalage entre les maxima de topographie et de vitesse du vent dans la couche interne en fonction du rapport d’aspect de la dune. Cette figure fait la synthèse de toutes les mesures présentées dans le tableau 3.1.

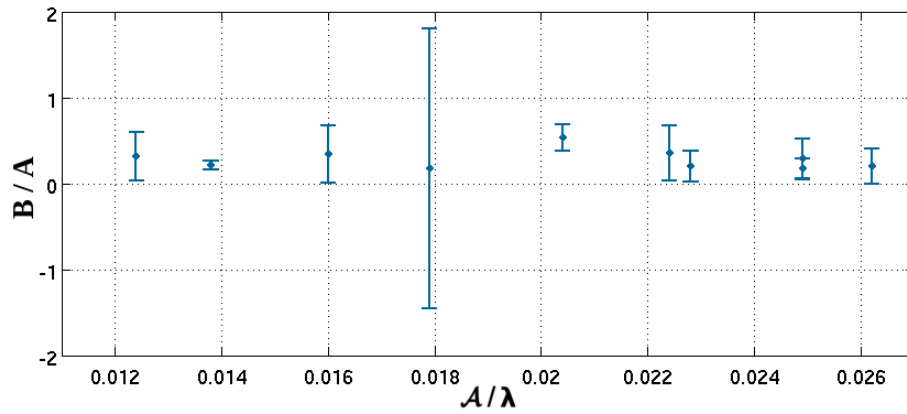


FIGURE 3.60 – Évolution du rapport B/A en fonction du rapport d’aspect de la dune.

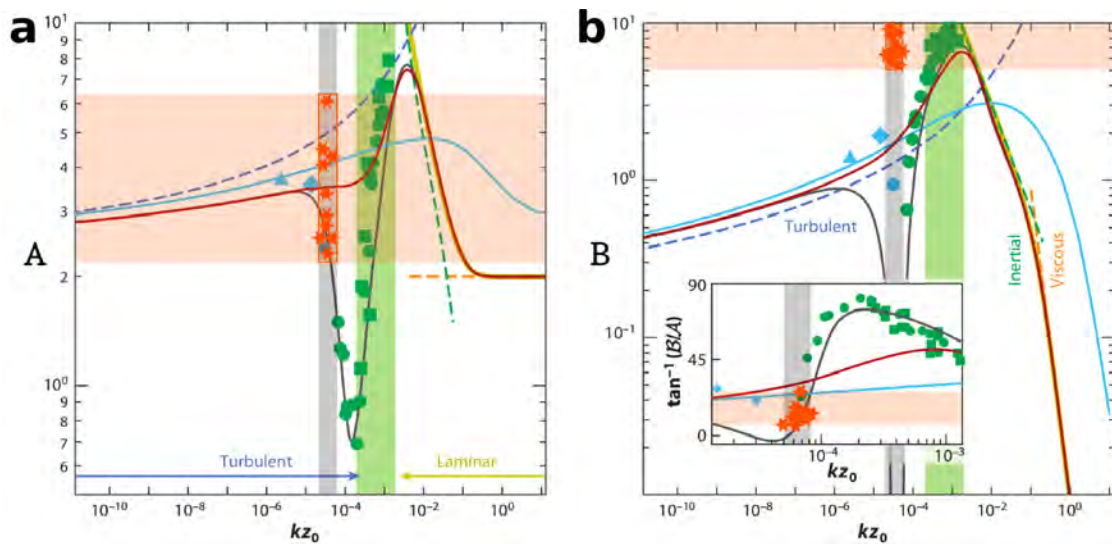


FIGURE 3.61 – Évolution du rapport B/A en fonction du rapport d’aspect de la dune. (© Charru *et al.* (2013)) (a) Nos données de A sont reportées en tant qu’étoiles oranges dans la zone grisée (gamme de nos valeurs de kz_0) et orangée (gamme de nos valeurs de A). (b) Nos données de B sont incluses dans le rectangle grisé-orangé.

3.5 Conclusion

Les données de vent issues de l'aéroport et de la petite tour météorologique du site expérimental nous renseignent sur la présence de deux principaux vents (l'un vers l'ouest, l'autre vers le sud-est) dans cette région. Ceux-ci soufflent de manière plus importante durant les saisons du printemps et de l'automne.

Les mesures de vents et de topographie dans cette partie du désert du Tengger montrent un décalage systématique entre les maxima de vitesse des vents dans la couche interne (≤ 15 cm) et la couche externe (> 20 cm). Aux crêtes ou dans les creux, les maxima de la couche interne sont toujours en avance lorsque l'on se déplace dans le sens du vent. Cependant, les maxima de topographie et de vitesse du vent dans la couche externe sont rarement alignés.

Après analyse de ces données, il est impossible de conclure sur la dépendance des paramètres aérodynamiques A et B en fonction du rapport d'aspect de la dune.

Chapitre 4

Des dunes au transport sédimentaire sur Mars

Résumé

Les dunes fournissent de précieuses informations sur les régimes de vents à la surface des planètes et des satellites possédant une atmosphère. De ces objets extraterrestres, il n'existe que très peu de données météorologiques directes. Souvent, il ne s'agit que d'informations parcellaires et locales, à partir desquelles il est difficile d'extraire de fortes contraintes sur la circulation atmosphérique. C'est là que les dunes interviennent. À la surface de Mars, elles apparaissent très sombres comparées au socle sur lequel elles reposent. Ainsi, en utilisant le contraste d'albédo élevé entre ce dernier et le matériel sédimentaire qui compose les dunes, nous fournissons ici une analyse quantitative de la dépendance de l'orientation des dunes par rapport à la couverture sédimentaire (i.e. la disponibilité sédimentaire). De plus, en bordure des mers de sable, nous observons deux principales orientations de dunes, suggérant que les deux mécanismes de croissance dunaire (i.e. instabilité de lit plat et instabilité de digitation granulaire) proposés par [Courrech du Pont et al. \(2014\)](#) sont actuellement à l'œuvre sur Mars. Nous mettons ainsi en évidence que, dans les zones où la couverture sédimentaire varie, les mécanismes de réorientation dunaire dépendent de la direction des flux sédimentaires :

- Si les sédiments s'échappent de zones sédimentaires denses, les réorientations des dunes sont douces et s'opèrent sur de longues distances en faisant intervenir de multiples interactions entre les dunes.
- Si les sédiments convergent vers des zones de forte couverture sédimentaire, les dunes changent spontanément d'orientation sous l'effet des processus de collision et de coalescence.

Ces deux comportements dynamiques peuvent être analysés dans le cadre du modèle théorique qui relie l'orientation des dunes à la distribution de l'orientation des flux sédimentaires. Nos observations permettent également de résoudre le problème inverse consistant à déterminer la distribution de l'orientation des flux sédimentaires à partir de l'alignement des dunes. Nous limitons ici la résolution de ce problème inverse à des régimes de vents bidirectionnels. Nous montrons que la coexistence des deux mécanismes de croissance dunaire permet de considérablement réduire l'espace des solutions. Celles-ci sont comparées aux prédictions des modèles de circulation générale (GCM, General Circulation Model) afin de discuter des forces et des faiblesses de ces simulations numériques dans les régions polaires nord de Mars.

4.1 Introduction aux dunes martiennes

Les dunes sont nombreuses sur Mars. Leur découverte remonte au début des années 70 grâce aux images de la mission spatiale Mariner 9 (*McCauley et al., 1972; Cutts and Smith, 1973*). Cet orbiteur de la NASA fut le premier à tourner autour d'une autre planète que la Terre. Il s'agissait aussi du premier satellite artificiel de Mars. Sa durée de vie fut d'un an. Depuis, les dunes martiennes furent observées par plusieurs autres engins spatiaux. Actuellement, elles sont encore sous la surveillance de plusieurs orbiteurs et rovers : 2001 Mars Odyssey de la NASA (depuis 2001), Mars Express de l'ESA (depuis 2003), Mars Reconnaissance Orbiter de la NASA (depuis 2005), ExoMars de l'ESA (depuis 2016), Opportunity de la NASA (depuis 2004) et Curiosity de la NASA (depuis 2012). La figure 4.1 montre la diversité des objets dunaires observée par ces différentes missions spatiales.

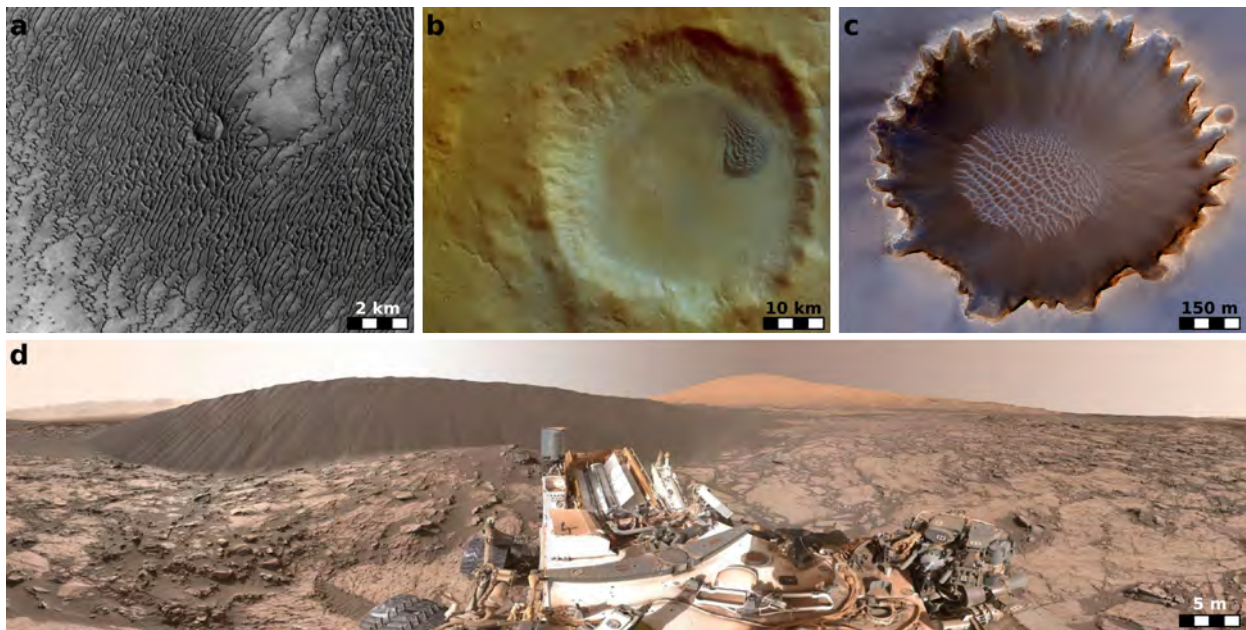


FIGURE 4.1 – Les dunes martiennes vues par des orbiteurs martiens et un rover. (a) Champ de dunes localisé au pôle nord (79.1°N-245.5°E) photographié par le satellite Mars Odyssey en août 2010. (b) Champ de dunes localisé dans le cratère Argire Planitia (43°S-303°E) photographié par le satellite Mars Express en mai 2004. (c) Champ de dunes localisé dans le cratère Victoria (2°S-355°E) photographié par le satellite Mars Reconnaissance Orbiter en juillet 2009. (d) Dune localisée dans le champs de dune de Bagnold dans le cratère de Gale (4°S-137°E) photographiée par le rover Curiosity (NASA) en décembre 2015.

Plus de cinquante ans d'observations ont permis d'obtenir une couverture complète de la surface de Mars à une résolution sub-décamétrique et d'estimer que les dunes recouvrent presque 1% de sa surface. Cela représente environ 975 000 km² (*Hayward et al., 2007, 2008; Fenton and Hayward, 2010*) dont 87% appartiennent à la région polaire nord. Ces observations de longue durée prouvent aussi que les dunes sont toujours actives sur Mars (e.g. *Bourke et al., 2008*). Cependant, dans les régions de hautes latitudes, les dunes ne sont pas actives toute l'année martienne¹ en raison de la calotte polaire saisonnière de dioxyde de carbone qui les recouvre pendant environ 30% du temps, plus précisément de la fin de l'automne au début du printemps (*Piqueux et al., 2015*). Cela im-

1. Une année martienne se compose de 668 sols. Un sol est le nom donné à un jour martien. Sa durée est de 24h 39min 35.244147s. Par conséquent, une année martienne équivaut à quasiment deux années terrestres.

plique que le transport sédimentaire ne peut se produire que de la mi-printemps à la mi-automne. Ainsi, comme sur Terre, les dunes que nous observons aujourd’hui sur Mars sont la mémoire des vents contemporains, mais aussi des conditions locales d’approvisionnement en sédiments, de leur disponibilité et de leur mobilité (*Ewing et al., 2006*).

Dans les déserts arides sur Terre, les mers de sable modernes se caractérisent par des champs de dunes actifs dont la morphodynamique est principalement contrôlée par des processus éoliens. Ces mers de sable se situent principalement dans des zones de dépôts le long des voies de transport sédimentaire. À l’origine, ces sédiments proviennent essentiellement de dépôts lacustres, fluviaux ou côtiers. Sur les autres objets du Système Solaire où des dunes ont été observées, ces sources de sédiments peuvent être de natures différentes. Cependant, en présence de circulation atmosphérique, dès que le transport éolien est possible, il peut engendrer le développement de mers de sable. En ce qui concerne les dunes extraterrestres, nos connaissances des régimes de vents à leur origine restent partielles. Et faire appel aux prédictions des GCM n’est pas forcément indiqué car ils ne sont pas conçus pour capturer l’entière complexité des régimes de vent à de petites échelles spatiales. Ainsi, compte tenu du manque de données fiables sur les régimes de vent locaux, la distribution de l’orientation des flux sédimentaires, dérivée des GCM, ne peut pas être utilisée seule pour discriminer différents scénarios de formation et d’évolution des champs de dunes. À l’inverse, les informations dérivées du développement à long terme des mers de sable peuvent être associées à des observations sur la dynamique à court terme pour obtenir de nouvelles estimations sur le transport des sédiments. Elles constituent également de nouvelles contraintes importantes pour l’amélioration des modèles d’écoulement atmosphérique.

Les dunes étudiées sur Mars se situent le plus souvent dans des cratères (*Fenton, 2006; Hayward et al., 2007*). Ces environnements génèrent des écoulements de surface extrêmement complexes sous l’effet combiné de leur morphologie et du confinement des dépôts sédimentaires. Par conséquent, les formes et les orientations de ces dunes sont souvent difficiles à relier aux régimes de vent prédits par les GCM qui n’ont pas une résolution suffisante pour modéliser avec précision la circulation des écoulements dans ces derniers. Pour cette raison, nous nous concentrons ici sur des dunes appartenant aux mers de sable de la région polaire nord, dont la superficie de plusieurs centaines de kilomètres carrés est davantage compatible avec la résolution des GCM.

À ce jour, les principaux défis scientifiques au sujet des dunes planétaires concernent les seuils de mise en mouvement des sédiments et la classification des dunes dans ces environnements exotiques au sein desquels les propriétés des sédiments et des fluides peuvent changer. Sur Mars, en ne travaillant que sous l’hypothèse de vents unidirectionnels, la plupart des estimations de flux sédimentaires proviennent de la dynamique des faces d’avalanche et des ondulations de surface d’une longueur d’onde de quelques mètres souvent associées à des rides éoliennes (*Fenton, 2006; Sullivan et al., 2008; Sylvestro et al., 2010; Bridges et al., 2012; Ayoub et al., 2014*). Cependant, pour des échelles de temps plus longues, des régimes de vent unidirectionnels ne peuvent expliquer la diversité des motifs dunaires observés sur Mars. Dans ce cas, les distributions d’orientation des flux sédimentaires ont été estimés à partir de l’orientation des crêtes en inversant le modèle de *Rubin and Hunter (1987)*, qui ne considère qu’un seul mécanisme de croissance des dunes (l’in-

stabilité de lit plat) et néglige la rétroaction de la topographie dunaire sur les flux sédimentaires (*Fenton et al.*, 2014a,b; *Runyon et al.*, 2017). De plus, ces études n'arrivent à résoudre ce problème inverse qu'en faisant de fortes hypothèses sur la direction de la résultante des flux sédimentaires.

Une étape importante dans la compréhension de la physique du transport sédimentaire a toujours été de prédire l'alignement des dunes dans des régimes d'écoulements multidirectionnels. Afin de lever toute incertitude liée à la loi de transport qui permet de relier la force de l'écoulement aux flux sédimentaires, il s'agit surtout de déterminer cet alignement à partir d'une distribution donnée de l'orientation des flux sédimentaires. Jusqu'aux années 80, toutes les études étaient fondées sur des considérations empiriques montrant que les dunes pouvaient être soit perpendiculaires, soit parallèles à la direction de la résultante des flux sédimentaires. En 1987, *Rubin and Hunter (1987)* proposèrent un modèle qui marqua une percée importante dans ce domaine de recherche. Intuitivement, ils avaient compris que la principale contribution à la croissance des dunes était le flux perpendiculaire à la crête. Par la suite, ils ont effectué des expériences subaquatiques et développé une théorie pour montrer que dans les zones de forte disponibilité sédimentaire, l'alignement des dunes est préférentiellement l'orientation pour laquelle les flux perpendiculaires à la crête sont maximum. Ce modèle a été appliqué avec succès pour prédire l'orientation des dunes dans de nombreux endroits sur Terre et même sur d'autres corps du Système Solaire (*Rubin and Carter, 1987; Lancaster, 1991; Bourke, 2010; Rubin et al., 2008; Rubin, 2012; Fenton et al., 2014b; Lucas et al., 2014; Ping et al., 2014*). Cependant, comme nous l'avons vu dans le chapitre 2, il existe également une accumulation d'observations indiquant que l'alignement de nombreuses dunes n'est pas en accord avec cette théorie (*Lancaster, 2010; Gardin et al., 2012; Zhang et al., 2012; Lucas et al., 2014*). Pour lever le voile sur ce paradoxe, *Courrech du Pont et al. (2014)* ont montré à partir d'observations de terrains, d'expériences en laboratoire et de simulations numériques qu'un même régime de vents multidirectionnels pouvait produire des dunes d'orientations différentes suivant la couverture sédimentaire (*Zhang et al., 2012; Gao et al., 2015a*). Ils démontrèrent plus exactement qu'il existe deux mécanismes de croissance, chacun d'eux étant associé à un mode d'orientation spécifique.

Pour rappel, les deux mécanismes de croissance dunaire sont les suivants :

- l'instabilité de lit plat : lorsque la disponibilité en sédiments est illimitée, les dunes croissent en hauteur en s'alignant dans la direction pour laquelle les flux perpendiculaires à la crête sont maximum. Pour estimer ces flux et afin de compléter le modèle proposé par *Rubin and Hunter (1987)*, il est nécessaire de prendre en compte l'effet d'accélération de l'écoulement induit par la topographie de la dune.
- l'instabilité de digitation granulaire : lorsque les dunes se développent sur un lit non-érodable à partir d'une source de sédiments, elles s'allongent dans la direction de la résultante des flux sédimentaires à leurs crêtes (*Lucas et al., 2015; Gao et al., 2015a*). Il s'agira de l'alignement pour lequel les composantes des flux sédimentaires perpendiculaires à la crête se compensent pour ne conserver au total qu'une composante longitudinale au flux résultant.

Ces deux mécanismes de croissance déterminent à la fois la forme et l'orientation des dunes. Lorsqu'ils coexistent, ils peuvent ensemble fournir deux estimations indépendantes du flux sédimentaire à la crête des dunes (Lü *et al.*, 2017) en utilisant tout le contexte théorique décrit au chapitre 2.

Dans ce chapitre, en tirant avantage des caractéristiques des champs de dunes martiens dans les régions polaires, permettant d'estimer leur couverture en sédiments, nous démontrerons qu'il est possible de fournir de nouvelles contraintes sur les régimes de vents à partir des seules mesures de l'orientation des dunes dans des endroits où les deux mécanismes de croissance ont été identifiés. Cela représente de précieuses informations dans les contextes extraterrestres où il reste très difficile d'obtenir des mesures météorologiques in-situ.

La section suivante présente la méthodologie de recherche utilisée pour extraire l'orientation des dunes et la couverture sédimentaire dans la région polaire nord martienne à partir d'images satellites. Cette section contient également des informations sur le GCM que nous utilisons pour calculer la distribution des flux de sédiments et prédire les orientations des dunes basées sur les deux mécanismes de croissance. La section 3 est consacrée aux résultats obtenus sur deux sites séparés de 140 km de distance. La relation entre l'orientation des dunes et la couverture sédimentaire est discutée dans la section 4. Enfin, ce chapitre se conclura par la résolution du problème inverse de l'orientation des dunes en considérant des régimes de vents bidirectionnels. Cette étape consistera à inverser le modèle dunaire décrit dans le chapitre 2 pour estimer les distributions d'orientation des flux sédimentaires susceptibles de produire les alignements dunaires observés sur Mars. Finalement, afin de compléter cette étude et de montrer comment elle peut contribuer à une meilleure connaissance des climats martiens, nous comparerons les solutions du problème inverse aux distributions d'orientation des flux sédimentaires prédites par le GCM.

4.2 Champs de dunes et régimes de vents au pôle nord de Mars

4.2.1 Contexte et imagerie des dunes

Lors de cette étude, nous nous sommes concentrés sur des champs de dunes situés dans la zone circumpolaire nord en bordure de la plus grande mer de sable martienne (zone en jaune sur la figure 4.2). Nous avons utilisé des images provenant de la caméra ConTeXt (CTX) à bord de l'orbiteur MRO, étalonnées radiométriquement et naviguées à partir du logiciel ISIS (Integrated Software for Imagers and Spectrometers) de l'USGS (United States Geological Survey). La résolution spatiale de l'image est de 6 m et la taille des images au sol d'environ 30 km. Sur ces clichés (Figs. 4.3 et 4.4), le matériel sédimentaire qui compose les dunes apparaît bien plus sombre que les terrains environnants. L'apparente brillance de certaines zones interdunes ne signifie pas qu'elles sont complètement dépourvues de sédiments. Elle suggère juste que le régo lithe se compose de particules bien plus fines et potentiellement de composition différente que le matériel sédimentaire qui compose les dunes. Comme sur Terre, il semble donc que, sur Mars, les processus éoliens soient à l'origine d'une forte ségrégation granulaire favorisant le développement des champs de dunes. Dans la suite de ce travail, nous utiliserons le terme de *couverture sédimentaire* pour qualifier la

proportion de la surface martienne recouverte par le matériel sédimentaire composant les dunes.

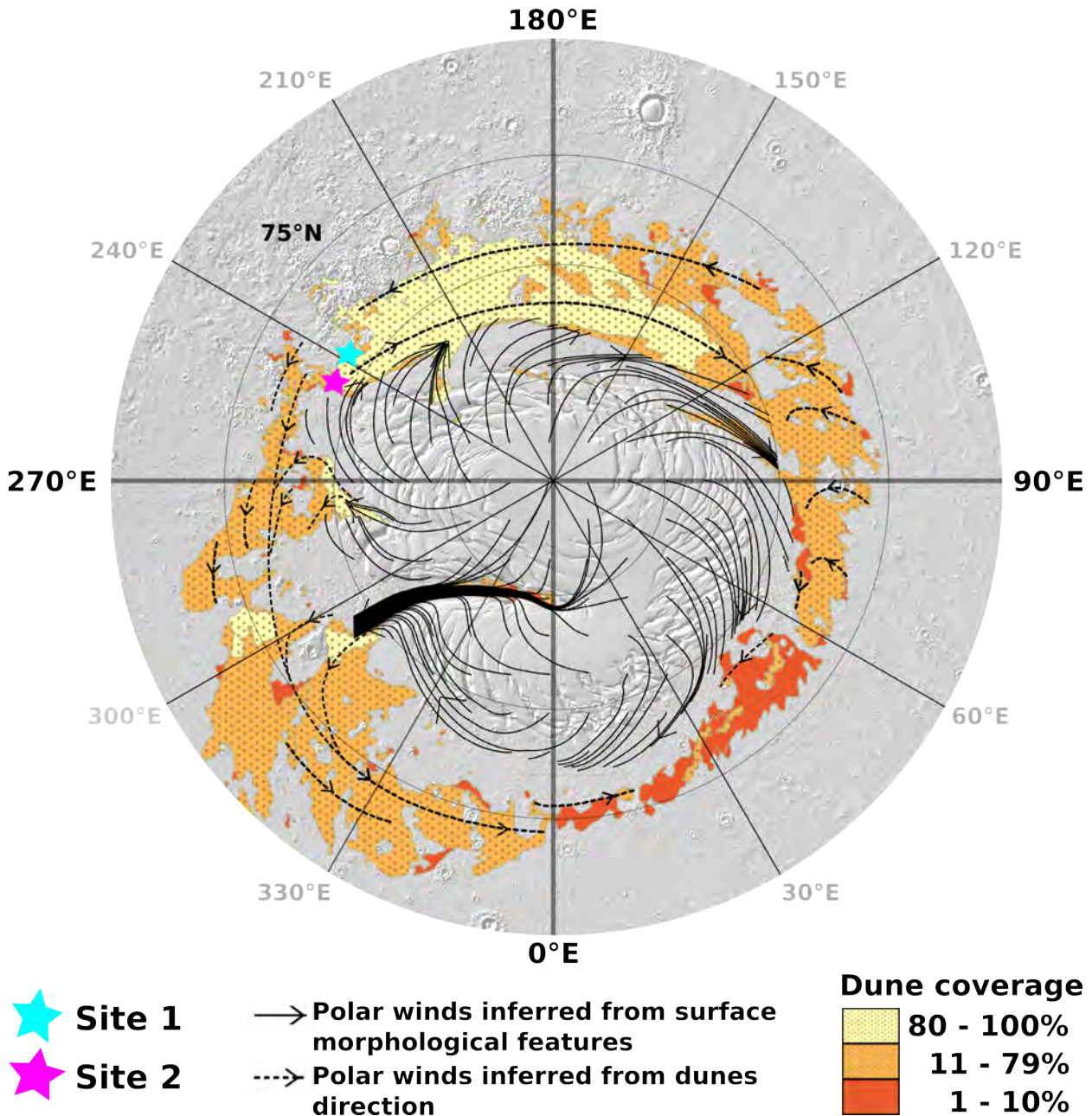


FIGURE 4.2 – Mers de sable dans la région polaire nord martienne. Localisation des sites sélectionnés (sites 1 et 2). Couverture dunaire. Directions des vents (flèches noires pleines et pointillées) déduites de la topographie et de la morphologie des dunes par *Massé et al. (2012)*.

Ici, nous nous intéressons tout particulièrement à deux sites se situant à moins de 140 km de distance (Fig. 4.2). Ces deux sites ont été sélectionnés pour trois raisons. D'abord, ils sont dans une zone de transition en terme de couverture sédimentaire et on y observe à la fois des dunes se propageant sur un socle non-érodable et sur un lit sédimentaire. Ensuite les sites se situent dans de grandes plaines, plutôt plates (pas de montagnes, pas de cratères, etc.) ce qui implique qu'à l'exception des dunes, les vents ne subissent pas de perturbations dues à un quelconque relief. Enfin dans ces deux régions, on peut observer différents types de dunes et des changements de forme et d'orientation sur des distances relativement courtes (< 10 km).

Les images des deux sites qui ont été analysés sont présentées figures 4.3 et 4.4.

Site 1

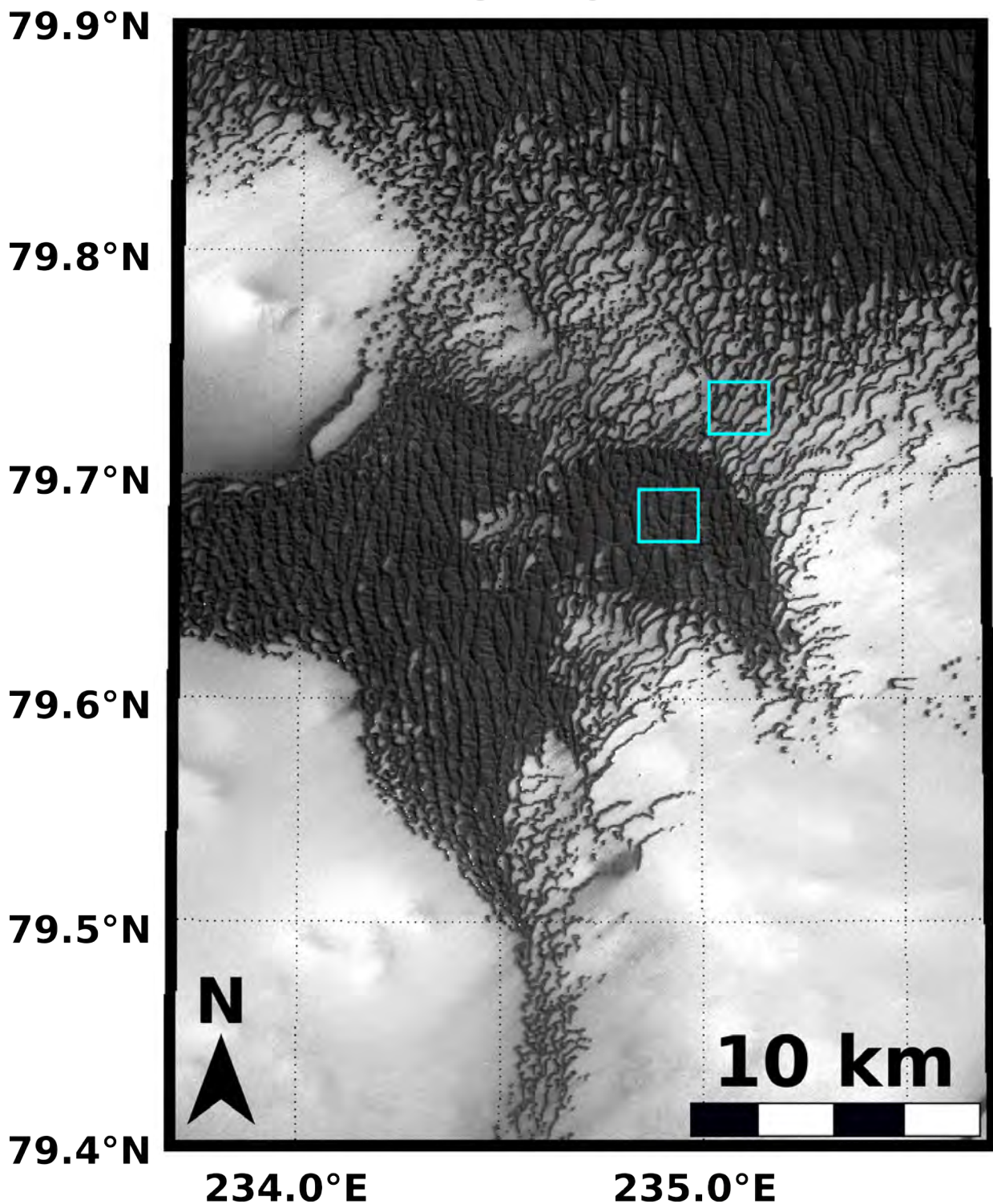


FIGURE 4.3 – Image CTX du site 1. Le sédiment qui compose les dunes apparaît plus sombre que le socle rocheux sur lesquelles elles se propagent. Dans les zones de forte disponibilité sédimentaire, un motif de dunes linéaires périodiques est systématiquement observé. Dans les zones de faible disponibilité sédimentaire, les motifs dunaires sont différents et leur périodicité incertaine. Ce changement de forme s'accompagne également d'un changement d'orientation. On notera aussi la présence de barkhanes symétriques ou asymétriques. Les cadres colorés sont agrandis figure 4.5.

Site 2

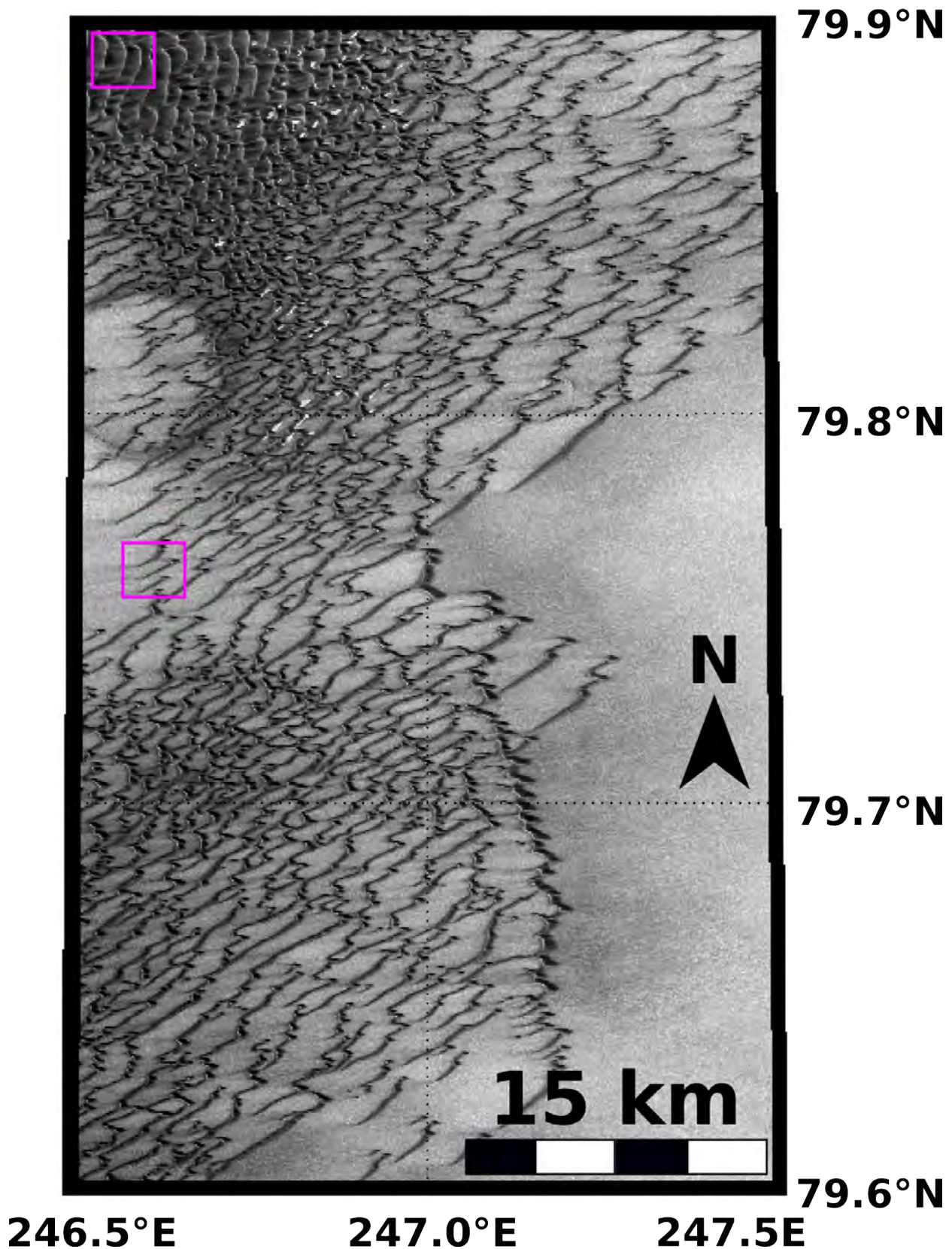


FIGURE 4.4 – Image CTX du site 2. Le sédiment qui compose les dunes apparaît plus sombre que le socle rocheux sur lesquelles elles se propagent. Dans les zones de forte disponibilité sédimentaire, un motif de dunes linéaires périodiques est systématiquement observé. Dans les zones de faible disponibilité sédimentaire, les motifs dunaires sont différents et leur périodicité incertaine. Ce changement de forme s'accompagne aussi d'un changement d'orientation. On notera aussi la présence de barkhanes asymétriques. Les cadres colorés sont agrandis figure 4.5.

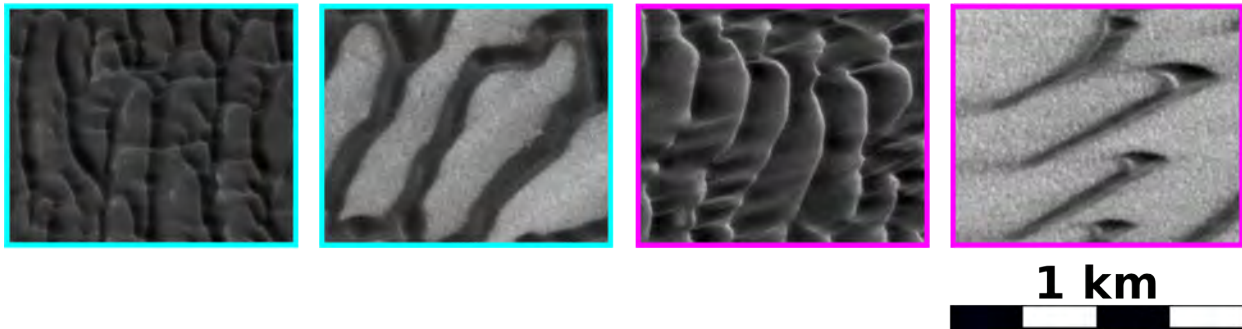


FIGURE 4.5 – Principaux types de dunes au sein des mers de sable polaires. Deux types de dunes se distinguent, des dunes linéaires et des barkhanes.

Dans les zones de forte disponibilité sédimentaire, un motif de dunes linéaires périodiques est systématiquement observé. Les motifs dunaires sont différents et leur périodicité moins évidente dans les zones de faible disponibilité sédimentaire. Ce changement de forme s'accompagne aussi d'un changement d'orientation. On notera aussi la présence de barkhanes symétriques ou asymétriques.

Grâce à ces barkhanes, il est d'ailleurs possible d'estimer les grandes voies de transport sédimentaire par identification de leur direction de migration (Fig. 4.6)

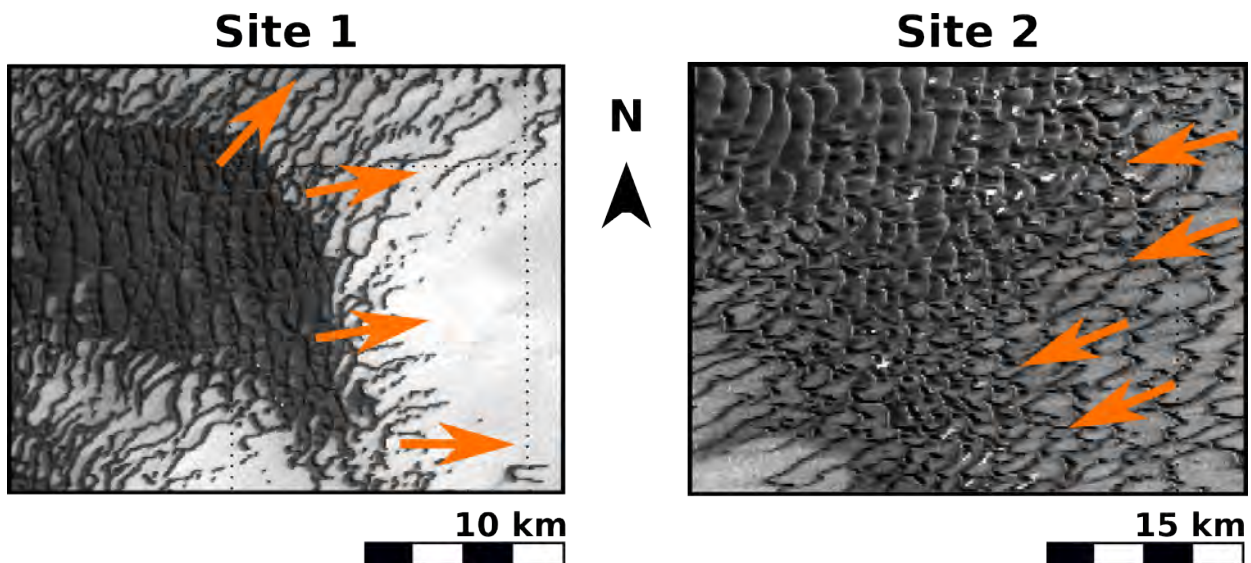


FIGURE 4.6 – Déplacement des dunes pour les sites 1 et 2. Les flèches oranges montrent le mouvement des dunes. Dans le site 1 elles se propagent depuis l'ouest vers l'est. Inversement, dans le site 2, les dunes migrent d'est en ouest.

4.2.2 Couverture sédimentaire et orientation des dunes

Extraction de la couverture sédimentaire

Afin d'évaluer précisément la couverture sédimentaire sur les deux sites, chaque pixel des images a été associé à une variable binaire : sombre ou brillante. Le seuil de brillance qui distingue ces deux classes est déterminé à partir de la distribution de la brillance des pixels au sein de chaque image (Fig. 4.7). Celle-ci étant systématiquement bimodale en raison du fort contraste d'albédo entre le matériel sédimentaire et le terrain environnant, le seuil est défini comme le minimum local entre les deux maxima de la distribution.

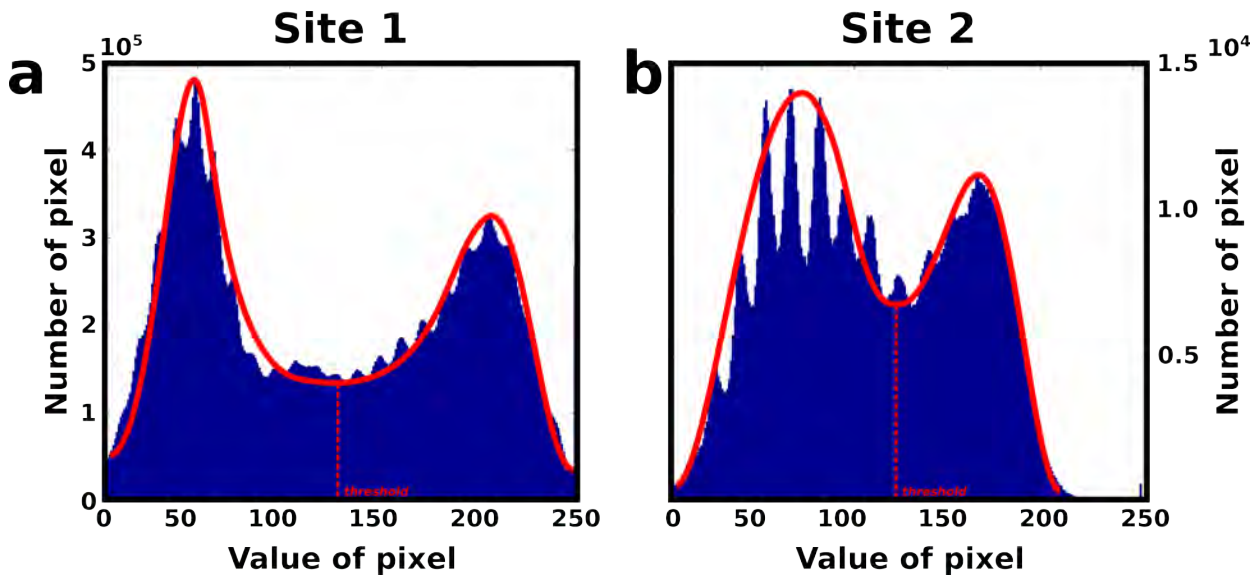


FIGURE 4.7 – Distribution de la brillance des pixels des images CTX couvrant les sites 1 et 2. Les distributions bimodales traduisent la coexistence des zones de forte et de faible disponibilité sédimentaires. Les lignes continues rouges indiquent l'enveloppe des distributions. Le seuil de brillance (clair ou sombre) est défini comme le minimum entre les deux valeurs modales (ligne rouge en pointillés).

La couverture sédimentaire est calculée localement à partir du rapport entre le nombre de pixels sombres et le nombre total de pixels. Pour moyenniser cette valeur jusqu'aux plus grandes échelles de longueurs des mécanismes de croissance dunaire, ce rapport est calculé pour chaque pixel dans un cercle de rayon égal à la longueur d'onde des dunes géantes. Cette longueur d'onde est d'environ 200 m sur Mars et correspond à la distance crête-à-crête systématiquement observée dans les mers de sable de la zone circumpolaire nord. Cette procédure permet d'estimer la quantité de sédiments autour de chaque crête de dune.

La figure 4.8 montre la couverture sédimentaire au sein des sites 1 et 2. Celle-ci couvre dans les deux cas toute la gamme de valeurs de 0 (socle non-érodable, absence de matériel dunaire) à 1 (100% de la surface est couverte par le matériel sédimentaire qui compose les dunes).

Concernant le site 1, nous observons deux larges étendues totalement recouvertes de sédiments (en rouge). Entre ces deux corps sédimentaires, une bande recouverte partiellement de sédiments (en jaune - vert) montre une alternance entre des dunes linéaires et un socle non-érodable (79.75°N-234.5°E). On remarque également que les limites orientales des principaux corps sédimentaires sont le siège de nombreuses interactions entre les dunes, à mesure que la couverture sédimentaire diminue le long de la direction du transport sédimentaire.

Concernant le site 2, nous observons un vaste corps sédimentaire au sein duquel les interdunes sont totalement recouvertes du matériel sédimentaire qui compose les dunes (zone rouge). À l'est et au sud de celui-ci, la couverture sédimentaire est partielle (zone jaune/verte). Cela correspond à une région au sein de laquelle les barkhanes asymétriques se propagent sur un socle non-érodable en interagissant les unes avec les autres.

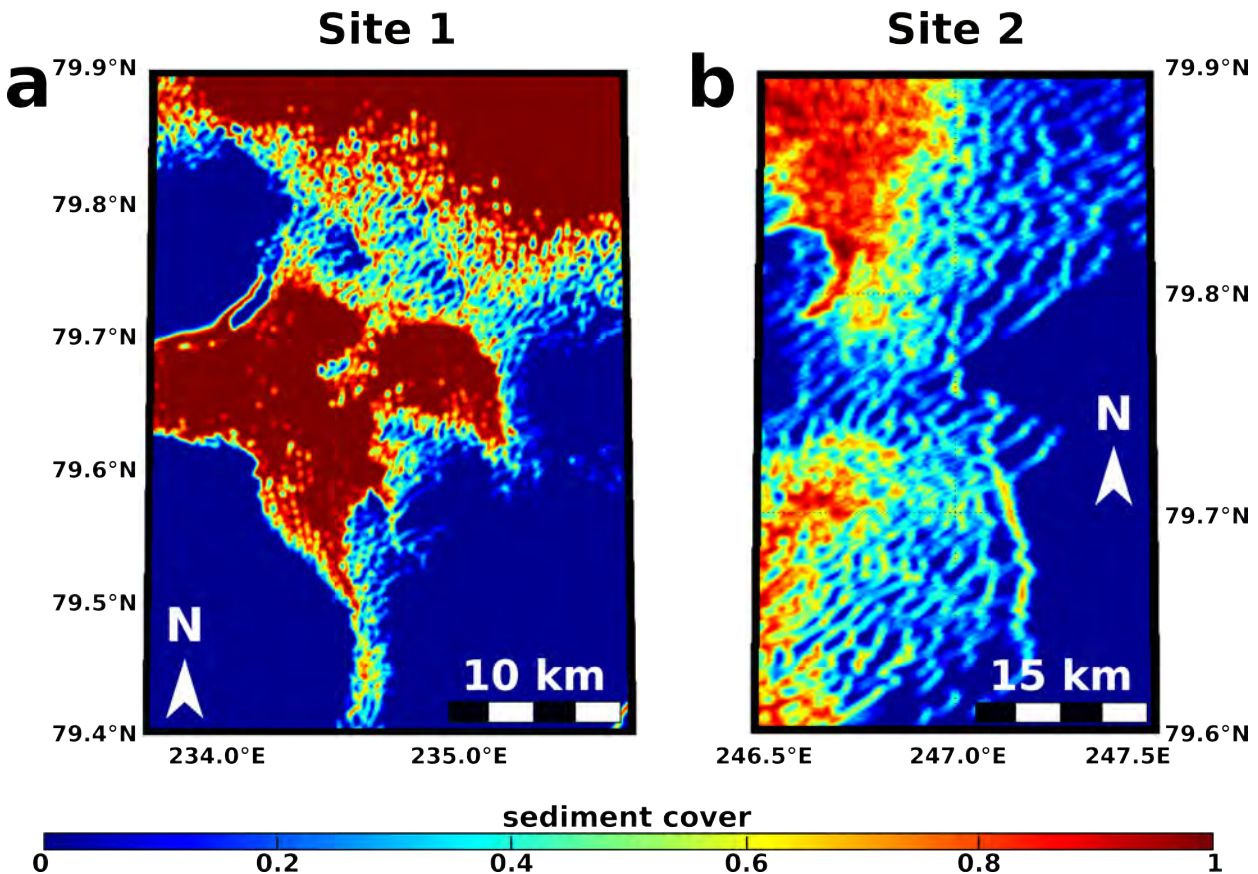


FIGURE 4.8 – Couverture sédimentaire sur les sites 1 et 2. Les sites 1 et 2 sont présentés figures 4.3 et 4.4. La couverture sédimentaire est localement estimée à partir de la proportion de pixels foncés dans un cercle de rayon égal à la longueur d'onde des dunes géantes observée dans cette région (≈ 200 m). Elle varie de 0 (bleu / aucun sédiment dunaire) à 1 (rouge / 100% de matériel dunaire) à mesure que la surface considérée se couvre du matériel sédimentaire composant les dunes.

Extraction de l'orientation des dunes

Pour chaque site, nous déterminons visuellement les positions et les orientations des crêtes des dunes en y superposant des segments de droite (Fig. 4.9 a et b).

Les coordonnées des extrémités de ces segments et la position du centre sont archivés sous format SIG (Système d'Information Géographique) pour la visualisation et les analyses.

La distribution de l'orientation des crêtes des sites 1 et 2 est clairement bimodale (Fig. 4.9 c et d). Les deux orientations dominantes sont la direction nord/sud ($\sim 90^\circ \pm 180^\circ$) associée aux dunes linéaires périodiques composant les principaux corps sédimentaires et la direction nord-est/sud-ouest ($\sim 30^\circ \pm 180^\circ$) correspondant aux dunes se propageant sur le socle non-érodable. L'est est défini comme l'origine (0°) et nous considérons le sens trigonométrique.

Le sens de cette migration n'est pas le même pour les deux sites et il apparaît évident que les dunes isolées s'échappent des principaux corps sédimentaires dans le site 1 (flux sortant) alors qu'elles impactent ceux-ci dans le site 2 (flux entrant).

En bordure de ces principaux corps sédimentaires, il devient alors légitime de s'interroger sur la relation entre la forme et l'orientation des dunes en fonction de la couverture sédimentaire.

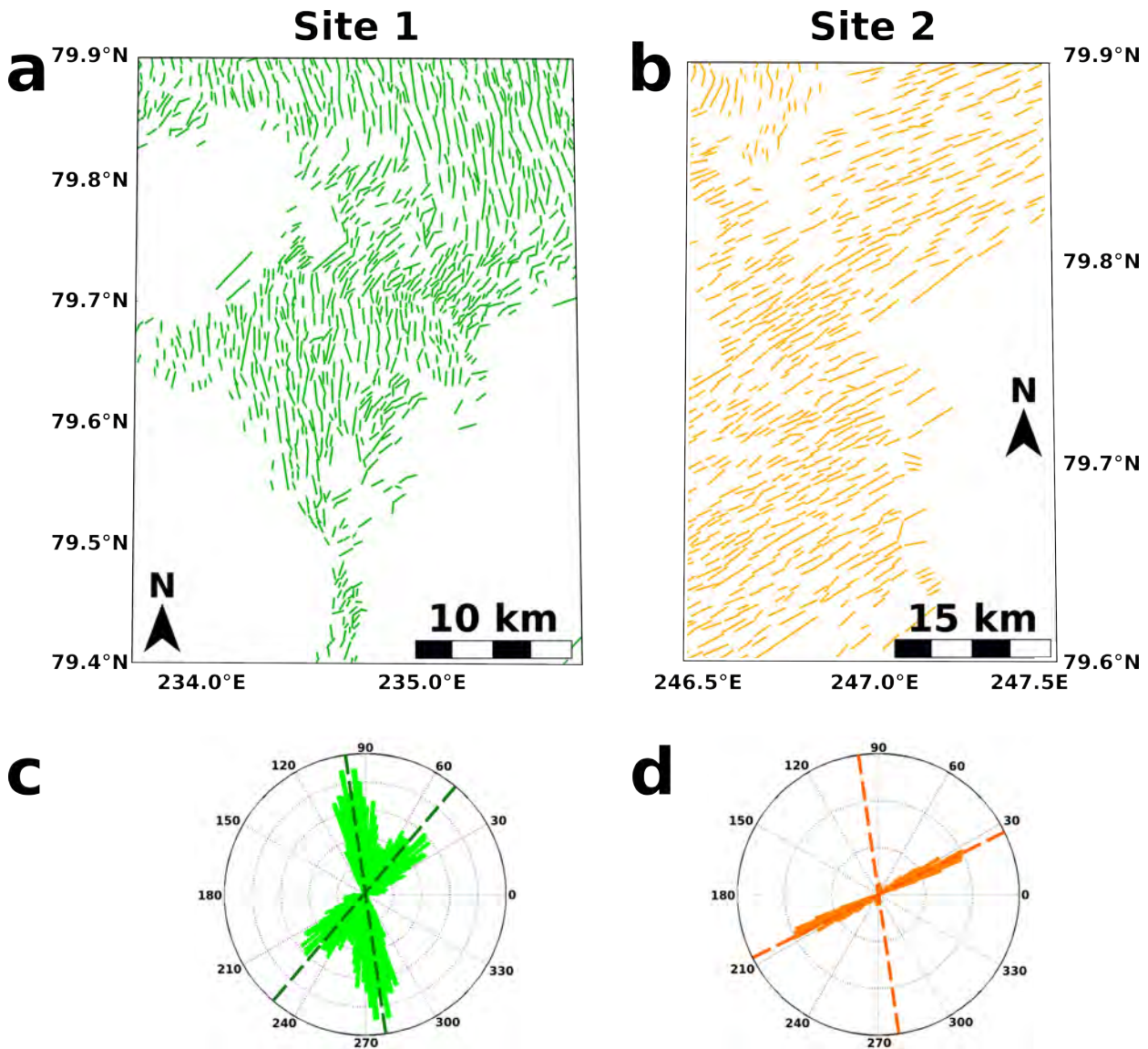


FIGURE 4.9 – Extraction des orientations des dunes sur les sites 1 et 2. Les sites 1 et 2 sont présentés figures 4.3 et 4.4. Les crêtes des dunes ont été extraites manuellement depuis les images CTX/MRO. Chaque segment est caractérisé par sa position, sa longueur et son orientation. Ils sont respectivement au nombre de 2535 et 1004 pour les sites 1 et 2. Les roses présentent la distribution de l'orientation des segments.

Avant d'avoir recours à cette méthode manuelle, une méthode automatique avait été testée (*Grompone Von Gioi et al., 2012*). Fâcheusement l'algorithme LSD (Linear Segment Detection) ne s'est pas révélé efficace dans notre cas, alors qu'il l'avait été en ce qui concerne la détection des crêtes de dunes sur Titan, la plus grosse lune de Saturne (Fig. 4.10) (*Lucas et al., 2014*).

Cela s'explique par la résolution des images. Celles de Titan ont une résolution assez faible (0.35 à 1.7 km) comparée à celle de l'instrument CTX (6 m). Cette basse résolution est idéale pour mesurer l'orientation des dunes géantes car cette mesure n'est pas contaminée par des dunes superposées, potentiellement d'orientation différente. Ce n'est pas le cas sur Mars, où la détection automatique répertorie aussi des motifs secondaires. Par définition, ces derniers sont toujours dans la zone de forte disponibilité sédimentaire (Fig. 4.11b) et se superposent aux motifs primaires, constituant des faux positifs, ce que l'on cherche à éviter.

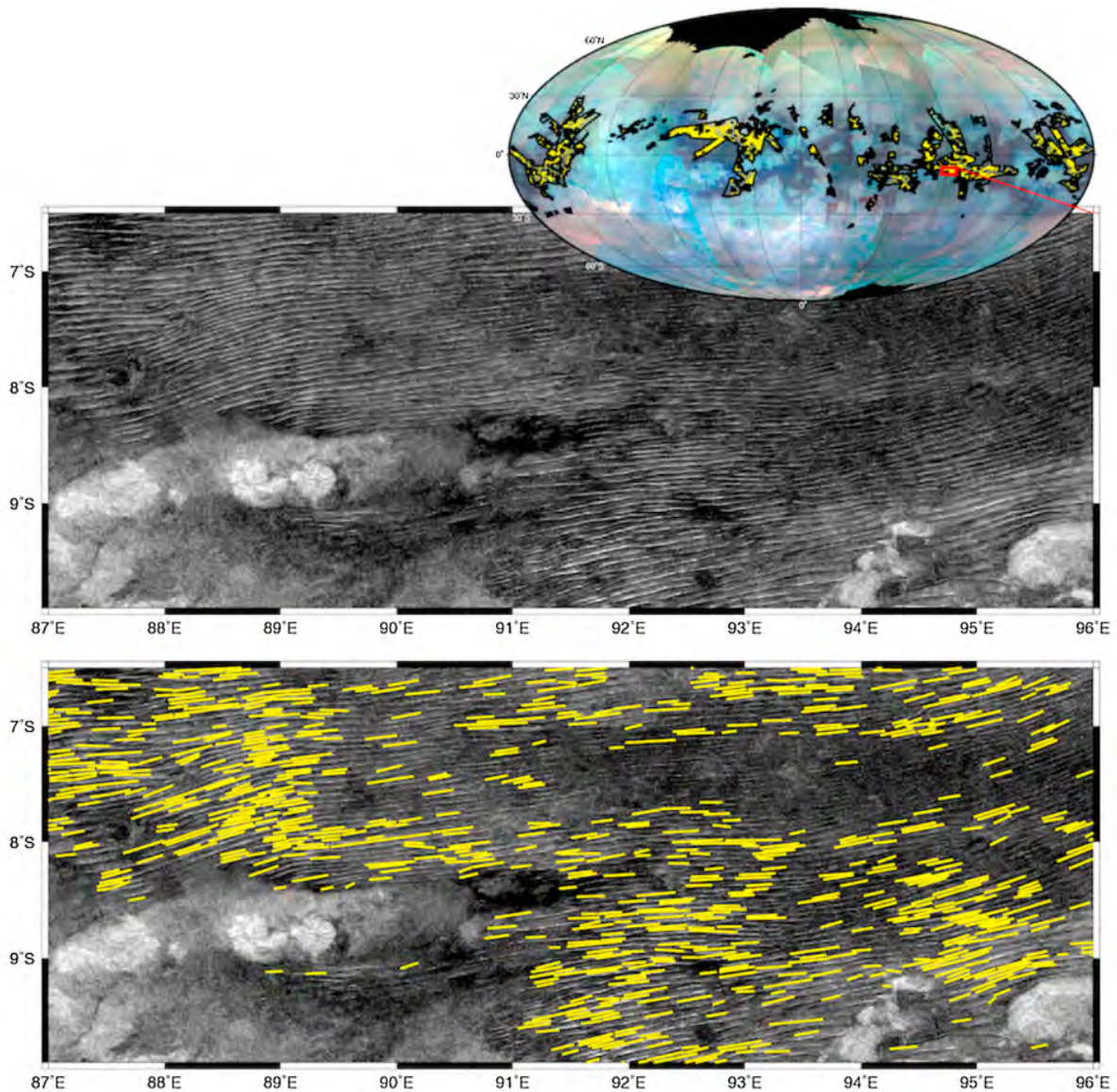


FIGURE 4.10 – **Détection automatique des segments dans les champs de dunes de Titan.** Champs de dunes et segments détectés automatiquement par le logiciel LSD (segments jaunes). Comme les dunes peuvent s'étendre dans certains cas sur plusieurs centaines de kilomètres, elles peuvent intégrer plusieurs segments (Lucas *et al.*, 2014). L'encart montre la carte infrarouge de la surface de Titan (réalisée par le spectro-imageur embarqué sur l'orbiteur Cassini). Les polygones noirs enveloppent les champs de dunes. L'encadré rouge indique l'emplacement du champ de dune considéré ici (image RADAR).

De plus, suivant nos choix de paramètres de contrôle (S : résolution minimum, Σ : tolérance anti-aliasing, ρ : magnitude seuil, τ : tolérance de magnitude, D : tolérance de l'alignement des points et ε : bruit) pour le LSD, la détection automatique peut également déceler des segments qui ne correspondent pas à des crêtes de dunes (Fig. 4.11 e et f) ou encore un trop faible échantillonnage de celles-ci (Fig. 4.11d). Ainsi après avoir testé des dizaines de configurations sans grand succès, nous nous sommes rabattus sur la manière manuelle, plus laborieuse mais finalement plus efficace. De la sorte, tous les segments relevés se rapportent à des crêtes de dunes primaires et l'échantillonnage est complet et uniforme dans l'espace. Cependant, si jamais cette étude devait être complétée à l'échelle de la planète entière, il faudrait envisager d'utiliser la méthode automatique en minimisant les erreurs de détection.

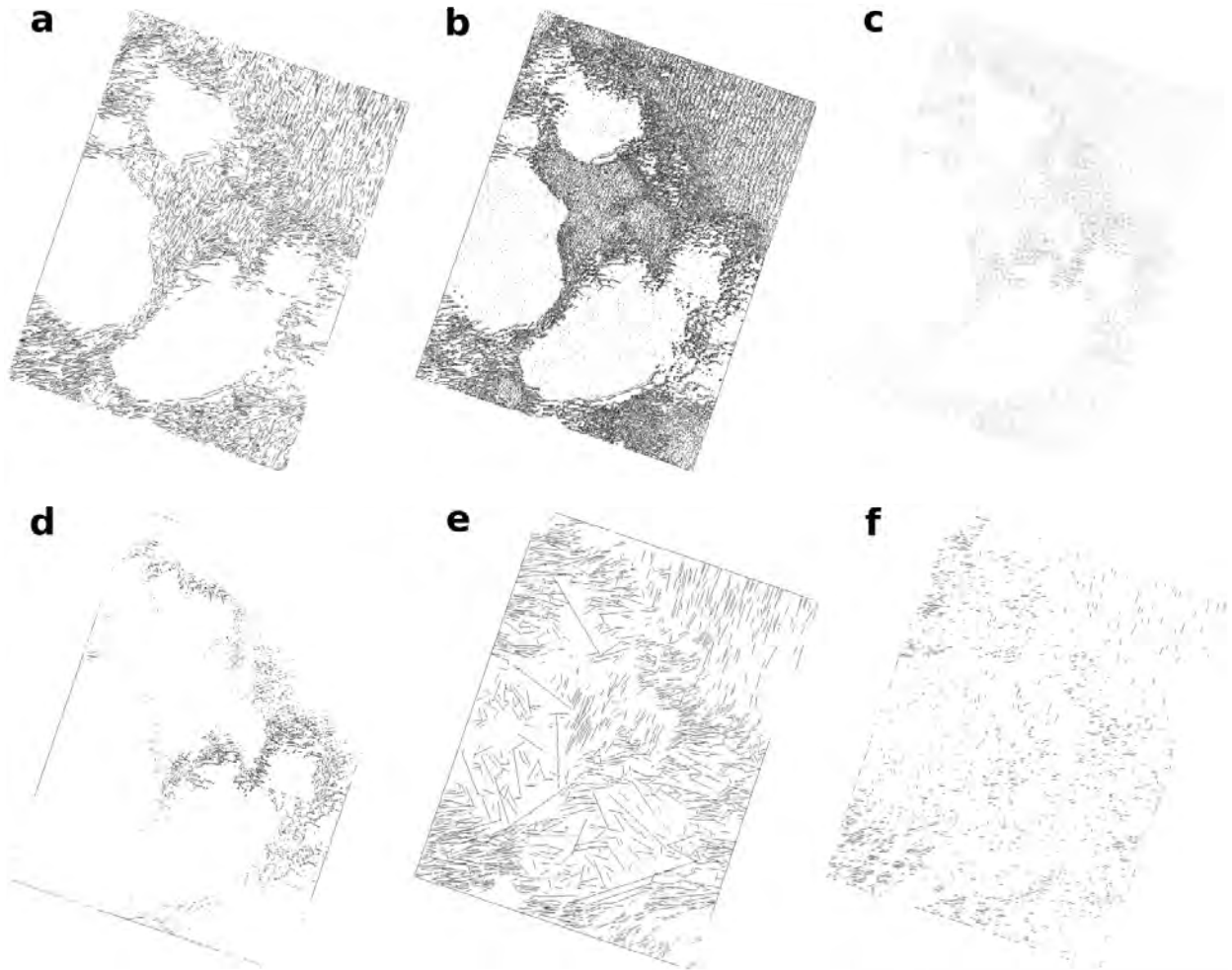


FIGURE 4.11 – **Détection automatique des segments sur le site 1.** (a) Extraction de segments optimale. (b) Extraction de segments excessive (paramètre S trop grand). (c) Extraction de trop petits segments (paramètre Σ trop petit) (d) Extraction trop partielle de segments (paramètre τ trop petit). (e) Extraction de trop de faux segments (paramètre ε trop petit). (f) Extraction de trop courts et faux segments (paramètre D trop grand).

Pour ces raisons, nous préférons ici nous limiter à une extraction manuelle nous permettant de nous concentrer sur les caractéristiques des dunes primaires à partir d'une population robuste de segments, pour laquelle il sera possible d'obtenir une distribution des orientations et des longueurs.

4.2.3 Prédictions des vents à partir du GCM

Compte tenu de la rareté des mesures du vent près de la surface sur Mars, nous utilisons les prédictions des vents martiens produites par le GCM du Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) pour dériver les flux sédimentaires et l'orientation des dunes à partir du modèle de *Courrech du Pont et al. (2014)*. Le LMD-GCM a une résolution spatiale de 5.625° (331 km) en longitude et 3.75° (39 km) en latitude. Il prend en compte une grande variété de phénomènes atmosphériques tels que le transfert radiatif, l'action des particules de poussière et de glace, la microphysique des nuages, la sédimentation et les changements de phase (e.g. *Forget et al., 1999; Madeleine et al., 2012; Navarro et al., 2014*). Les régimes de vents de surface sont extraits de la version 5.2 de la base de données du climat martien (Martian Climate Database - MCD), qui est une compilation de prédictions moyennes appelées *climatologies* du LMD-GCM (*Lewis et al., 1999*). La MCD permet

d'accéder à l'environnement atmosphérique martien en tout lieu et en tout temps. Les données de température, de densité, de pression et de vent dans la MCD ont été largement validées par les données orbitales et in-situ disponibles.

Afin de générer des flux sédimentaires réalistes, nous incorporons de la dispersion aux vents martiens extraits du modèle à 5 m de la surface à diverses échelles spatiales et temporelles. Pour chaque site d'intérêt, nous prenons en compte :

- (i) la variabilité inter-annuelle du vent correspondant aux années martiennes avec et sans tempête globale de poussières,
- (ii) la variabilité saisonnière de la circulation globale à l'échelle planétaire,
- (iii) la variabilité quotidienne causée par des systèmes météorologiques tels que les perturbations baroclines (perturbations du champ de pression),
- (iv) la variabilité turbulente, en particulier pendant les heures chaudes de la journée.

La variabilité inter-annuelle du vent (i) est obtenue en considérant les champs atmosphériques de la MCD durant huit années martiennes de MY24 à MY31 (du 14 juillet 1998 au 30 juillet 2013). Chaque scénario MY (i.e. Martian Year) correspond à une simulation du GCM qui utilise des cartes saisonnières de la distribution des poussières ([Montabone et al., 2015](#)). Alors que MY25 et MY28 sont typiques d'années martiennes à tempêtes de poussières globales, les autres années sont plus représentatives des conditions nominales.

La variabilité saisonnière (ii) est obtenue directement à partir des champs atmosphériques de la MCD.

La variabilité quotidienne (iii) fait appel aux données mensuelles et journalières de la MCD.

La turbulence de haute fréquence (iv) n'est pas incluse dans la MCD. Ici, elle est introduite en ajoutant une variation stochastique de l'amplitude du vent à une fréquence d'échantillonnage de 0.5 Hz. Comme le suggèrent des simulations numériques des turbulences atmosphériques ([Fenton and Micheals, 2010](#)), nous utilisons pour cela une loi de Weibull avec la vitesse moyenne du vent pour paramètre d'échelle et un paramètre de forme égal à 2. Ainsi, nous obtenons des prédictions de vents à une altitude de 5 mètres (point de grille vertical le plus bas) toutes les 2 secondes pour les huit années martiennes au dessus de nos deux sites.

4.2.4 Calcul des flux sédimentaires à partir des prédictions de vents du GCM

Pour obtenir le flux sédimentaire à partir de prédictions de vents, nous suivons la même procédure que dans [Courrech du Pont et al. \(2014\)](#) et [Gao et al. \(2015a\)](#). Pour chaque vitesse du vent u_i correspondant à un instant t_i , nous calculons la vitesse de cisaillement

$$u_*^i = \frac{u_i \kappa}{\log(z/z_0)}, \quad (4.1)$$

avec $z = 5$ m la hauteur à laquelle la prédiction du vent a été extraite dans le LMD-GCM, $z_0 = 10^{-3}$ m la rugosité caractéristique du lit sédimentaire et $\kappa = 0.4$ la constante de von-Kármán.

La valeur de la vitesse de cisaillement seuil pour la mise en mouvement des grains est donnée

par

$$u_c = 0.1 \sqrt{\frac{\rho_g}{\rho_f} g d}, \quad (4.2)$$

avec $g = 3.71 \text{ m.s}^{-2}$ l'attraction gravitationnelle martienne, $\rho_g/\rho_f = 3200/0.02$ le rapport entre les densités (en kg/m^3) des grains et du fluide et $d = 100 \text{ }\mu\text{m}$ le diamètre d'un grain (*Claudin and Andreotti, 2006*). D'où $u_c = 0.77 \text{ m/s}$, ce qui correspond à une vitesse de vent de 7.3 m/s à 10 m .

Comme les champs de dunes que nous avons sélectionnés pour notre étude sont localisés au pôle nord, ils se retrouvent recouverts par la calotte saisonnière de dioxyde de carbone (*Prettyman et al., 2009*) pendant presque une demie année martienne. Ainsi lorsque le dépôt de glace de CO_2 recouvre la surface, nous considérons que les sédiments sont piégés et qu'ils ne peuvent donc pas être mobilisés. Par conséquent, les flux sont fixés à zéro pour ces périodes là.

Afin de déterminer si les champs de dunes que nous observons sont recouverts par de la glace ou pas, nous avons regardé pour chaque sol (jour martien) de l'année martienne si la "crocus line" (limite de glace) était inférieure (présence de glace) ou supérieure (absence de glace) à 79°N (*Titus, 2009*).

Le flux sédimentaire saturé correspondant à un instant t_i est

$$\|\vec{Q}_i\| = \begin{cases} 25 \frac{\rho_f}{\rho_g} \sqrt{\frac{d}{g}} (u_*^i - u_c) (u_*^i + u_c) & \text{pour } u_* \geq u_c \text{ et pas de glace de } \text{CO}_2, \\ 0 & \text{autrement.} \end{cases} \quad (4.3)$$

De plus, une topographie positive accélère le vent, de sorte que le flux de sédiments au sommet d'une dune dépend de la forme de celle-ci. Pour des écoulements turbulents sur des collines sinusoïdales de faible rapport d'aspect, l'augmentation de la vitesse du vent au sommet de la colline est proportionnel à ce rapport d'aspect. Par conséquent, au premier ordre du rapport d'aspect de la dune et en négligeant le seuil de transport, le flux de sédiments à la crête d'une dune linéaire est

$$\vec{Q}_i^c = \vec{Q}_i (1 + \gamma |\sin(\theta_i - \alpha)|), \quad (4.4)$$

avec α et θ_i respectivement l'orientation de la dune et du flux de sédiments saturés Q_i .

Le facteur d'accélération γ s'écrit quant à lui

$$\gamma = \beta \frac{\mathcal{A}}{\lambda}, \quad (4.5)$$

avec \mathcal{A} et λ respectivement l'amplitude et la longueur d'onde (largeur) de la dune et β un coefficient sans dimension qui dépend d'ingrédients physiques affectant l'écoulement, comme par exemple la rugosité du lit sédimentaire. Dans les champs de dunes terrestres, aussi bien que dans les expériences en laboratoire et numériques, $\gamma = 1.6$ donne des estimations raisonnables de l'orientation des dunes (*Gao et al., 2015a; Lucas et al., 2015; Lü et al., 2017*).

4.2.5 Estimation de l'orientation des dunes à partir de la distribution de l'orientation des flux sédimentaires

Compte tenu des orientations θ_i des flux \vec{Q}_i , nous déduisons $Q_{\perp}(\alpha)$ le flux sédimentaire perpendiculaire à la crête pour toutes les orientations de crêtes possibles $\alpha \in [0; \pi]$. La valeur maximale de $Q_{\perp}(\alpha)$ donne l'orientation du taux de croissance maximum et donc l'orientation dunaire α_I correspondant au mode instabilité de lit plat (*Courrech du Pont et al., 2014; Gao et al., 2015a*).

Si $\gamma = 0$ dans l'équation 4.4, l'orientation prédite sera celle de *Rubin and Carter (1987)* qui ne tient pas compte de la rétroaction de la forme de la dune sur l'écoulement. Mais ici, nous considérons $\gamma = 1.6$ pour tenir compte de l'augmentation de la vitesse du vent le long de la face amont des dunes (i.e. effet d'accélération).

Si les dunes se développent à partir d'une source de sédiments fixe et d'une instabilité de digitation granulaire, alors elles s'allongent dans la direction du flux sédimentaire à leurs crêtes. Dans la pratique, nous estimons cette direction en calculant $Q_{\perp}(\alpha)$ et $Q_{\parallel}(\alpha)$, respectivement les flux sédimentaires perpendiculaire et parallèle à la crête pour toutes les orientations de crêtes possibles $\alpha \in [0; 2\pi]$. L'orientation α_F des dunes doigts sera celle pour laquelle la composante normale du flux sédimentaire s'annule (i.e. $Q_{\perp}(\alpha) = 0$) et pour laquelle la composante longitudinale est positive (i.e. $Q_{\parallel}(\alpha) > 0$). Si plus d'une solution existe, nous recherchons l'orientation pour laquelle la valeur de Q_{\parallel} est maximale. Par définition, quand il n'y a pas de rétroaction de la topographie sur le flux (i.e. $\gamma = 0$ dans l'équation 4.4), l'orientation de la dune doigt est la direction du flux résultant sur lit plat. Comme pour la valeur α_I , la valeur α_F dépend de la valeur γ lorsque l'accélération du vent est prise en compte.

Tous les flux de sédiments perpendiculaires à la crête contribuent à la croissance des dunes. Compte tenu des orientations des dunes $\alpha_{\{I,F\}}$, nous utilisons la composante normale du transport à la crête pour calculer le taux de croissance caractéristique $\sigma_{\{I,F\}}$ des instabilités de lit plat et de digitation granulaire (*Courrech du Pont et al., 2014; Gao et al., 2015a*) :

$$\sigma_{\{I,F\}} = \frac{1}{\mathcal{A}\lambda} \times \frac{\sum_i \|\vec{Q}_i\| \left(1 + \gamma \left| \sin(\theta_i - \alpha_{\{I,F\}}) \right| \right) \left| \sin(\theta_i - \alpha_{\{I,F\}}) \right| \delta t_i}{\sum_i \delta t_i}. \quad (4.6)$$

Pour chaque mécanisme de croissance, ce taux est l'inverse du temps nécessaire pour construire une dune linéaire d'amplitude \mathcal{A} et de longueur d'onde (largeur) λ .

4.3 Lien entre orientation des dunes et couverture sédimentaire

Dans la région circumpolaire boréale, à la frontière orientale de la plus grande mer de sable martienne (Fig. 4.2), nous nous sommes intéressés à deux systèmes dunaires situés à 79.7°N-235°E et 79.7°N-247°E (Figs. 4.3 et 4.4). Ces deux régions sont localisées à moins de 140 km de distance l'une de l'autre et à la même latitude. Elles se trouvent aux deux extrémités d'un vaste champ de dunes composé majoritairement de dunes linéaires périodiques aux orientations très similaires (Fig. 4.5). Pour notre étude, nous analysons conjointement la couverture sédimentaire (Fig. 4.8)

et l'orientation des crêtes des dunes (Fig. 4.9) au sein de ces deux sites puis nous les comparons.

Pour chacun des sites, une comparaison visuelle entre l'orientation des crêtes et la couverture sédimentaire révèle une dépendance potentielle entre ces deux variables. Afin d'explorer cette possible relation, nous considérons la couverture sédimentaire autour de chacune des crêtes que nous avons identifiée. Les figures 4.12 et 4.13 montrent l'orientation des segments en fonction de la couverture sédimentaire, respectivement pour les sites 1 et 2. Nous remarquons que pour chacun, il existe une réorientation significative de l'alignement des dunes lorsque la couverture sédimentaire change. La relation prend la forme d'une transition douce pour le site 1 et d'une transition abrupte pour le site 2.

Pour les deux sites, un alignement nord/sud ($\sim \pi/2 [\pi]$) est observé pour une couverture totale en sédiments (100%). Pour le site 2, l'orientation nord-est/sud-ouest est bien établie dès que la couverture sédimentaire devient inférieure à 60%. Au contraire, pour le site 1, même si le processus de réorientation est évident, celui-ci s'opère de manière plus continue sur une gamme de couverture sédimentaire allant de 90% à 30%. Ces deux types de relation, entre l'orientation des dunes et la couverture sédimentaire, peuvent aussi être analysés en fonction de l'orientation des flux sédimentaires (flèches bleues sur les figures 4.12 et 4.13), notamment en bordure des principaux corps sédimentaires. Afin d'explorer la spontanéité du processus de réorientation des dunes dans les zones où la couverture sédimentaire varie, la fonction erreur (Erf) est arbitrairement ajustée aux données. Le choix de cette fonction est purement empirique et n'a ici aucune base physique. Cette fonction a été choisie car elle est capable de capturer à la fois le changement soudain de l'alignement des crêtes observée sur le site 2 (Fig. 4.13) et la transition plus continue de l'orientation des dunes observée sur le site 1 (Fig. 4.12).

Comme nous l'avons suggéré ci-dessus, de telles transitions peuvent être directement reliées à la direction des flux sédimentaires en considérant les direction de migration et d'allongement des dunes aux limites des principaux corps sédimentaires. Dans le site 1, les dunes s'échappent d'une zone de forte disponibilité sédimentaire vers une zone dépourvue en ressource sédimentaire. Lorsque les dunes se propagent et s'allongent sur des socles non-érodables, nous remarquons que leur orientation change à mesure que l'apport en sédiments de la zone interdune diminue. Au contraire dans le site 2, les dunes qui migrent sur le socle non-érodables, rencontrent brutalement une vaste étendue de sédiments. Leur orientation va spontanément changer sous l'effet de collisions avec des dunes de plus grande taille et une redistribution des sédiments entre la dune impactante et la dune impactée va se produire. Il devient alors évident que la dépendance de l'orientation des dunes dépend non seulement de la quantité de sédiments disponible mais aussi de la direction des flux dans les zones où les ressources sédimentaires évoluent.

Ainsi, on peut clairement distinguer les dunes éjectées d'une zone de forte disponibilité sédimentaire, des dunes s'étant formées puis propagées sur des surfaces non-érodables. Si elles peuvent avoir des comportements différents en fonction des régimes de vents, c'est surtout leur dynamique collective aux bordures des principaux corps sédimentaires qui va les différencier. Celles-ci sont discutées en fonction des deux mécanismes de croissance dunaire dans la section suivante.

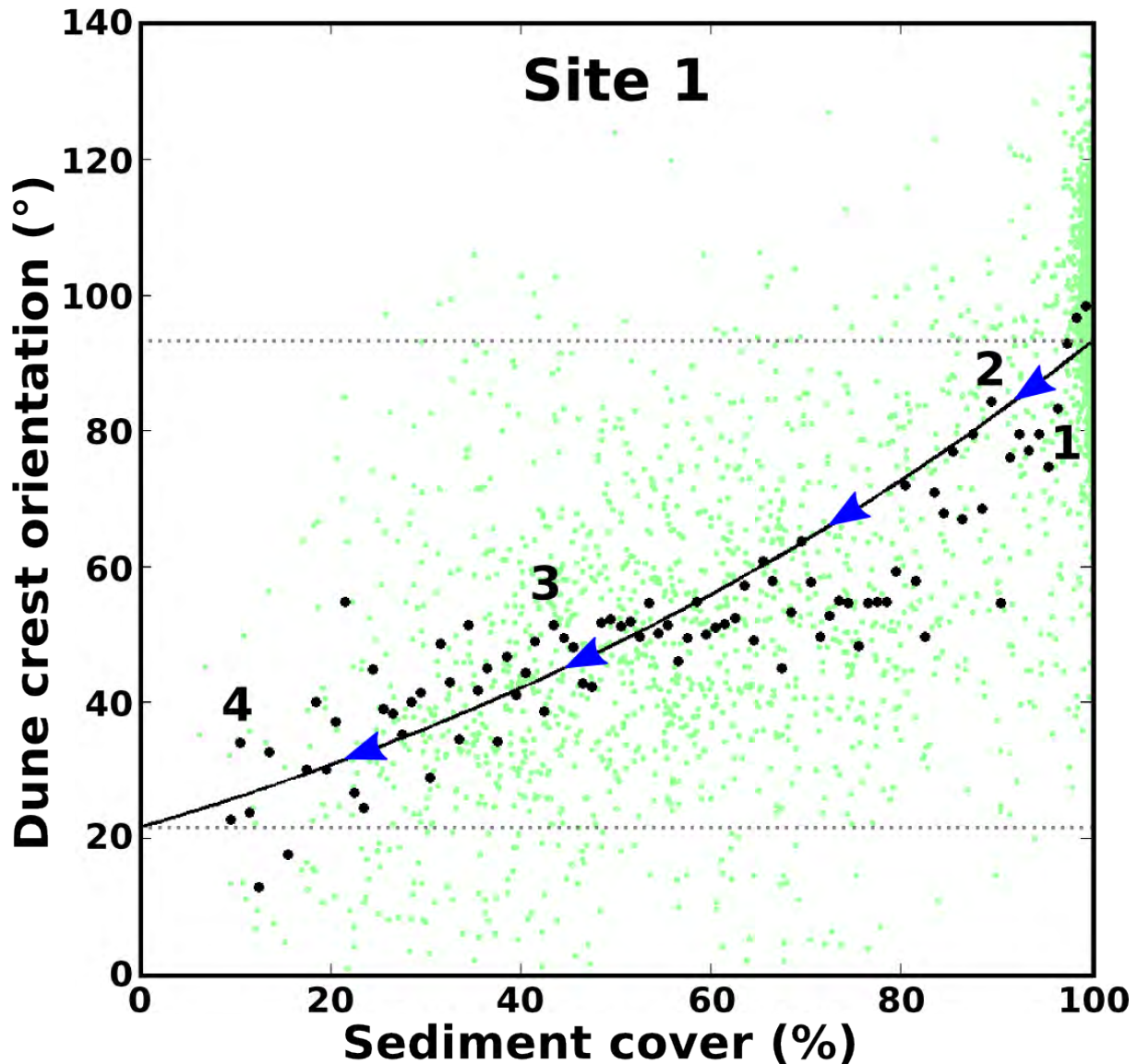
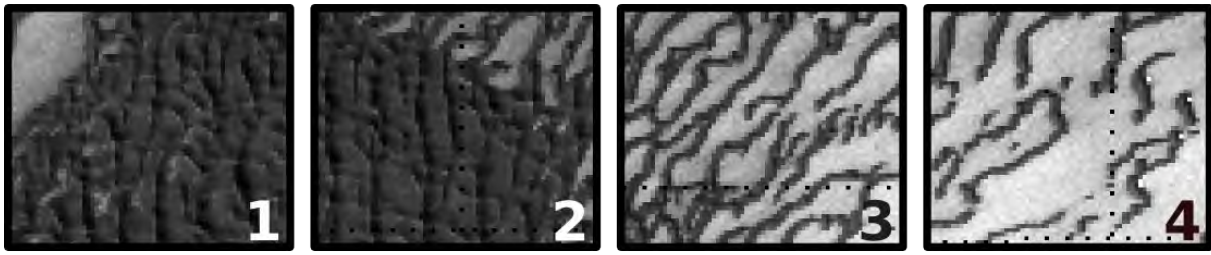


FIGURE 4.12 – Orientation des crêtes des dunes en fonction de la couverture sédimentaire pour le site 1. Le site 1 est présenté dans la figure 4.3. Chaque point coloré représente un segment répertorié sur la figure 4.9a. Les points noirs sont la moyenne des orientations obtenue sur une fenêtre glissante non-chevauchante de largeur 1% en couverture sédimentaire. Toutes les orientations s'expriment modulo π et sont mesurées dans le sens trigonométrique depuis l'est (0°). Les valeurs de l'axe y ont été choisies en fonction de la direction de migration ou d'élongation des dunes afin de souligner la direction des flux sédimentaires. Pour mettre en relief la spontanéité de la transition de l'orientation des dunes le long des voies de transport sédimentaire, une fonction erreur (Erf) est ajustée aux données. Les flèches bleues sur ces courbes montrent la direction des flux sédimentaires. Les lignes en pointillés donnent l'orientation des dunes se développant à partir des instabilités de lit plat (forte couverture sédimentaire) et de digitation granulaire (faible couverture sédimentaire). Des exemples illustrent la diversité des structures dunaires observées.

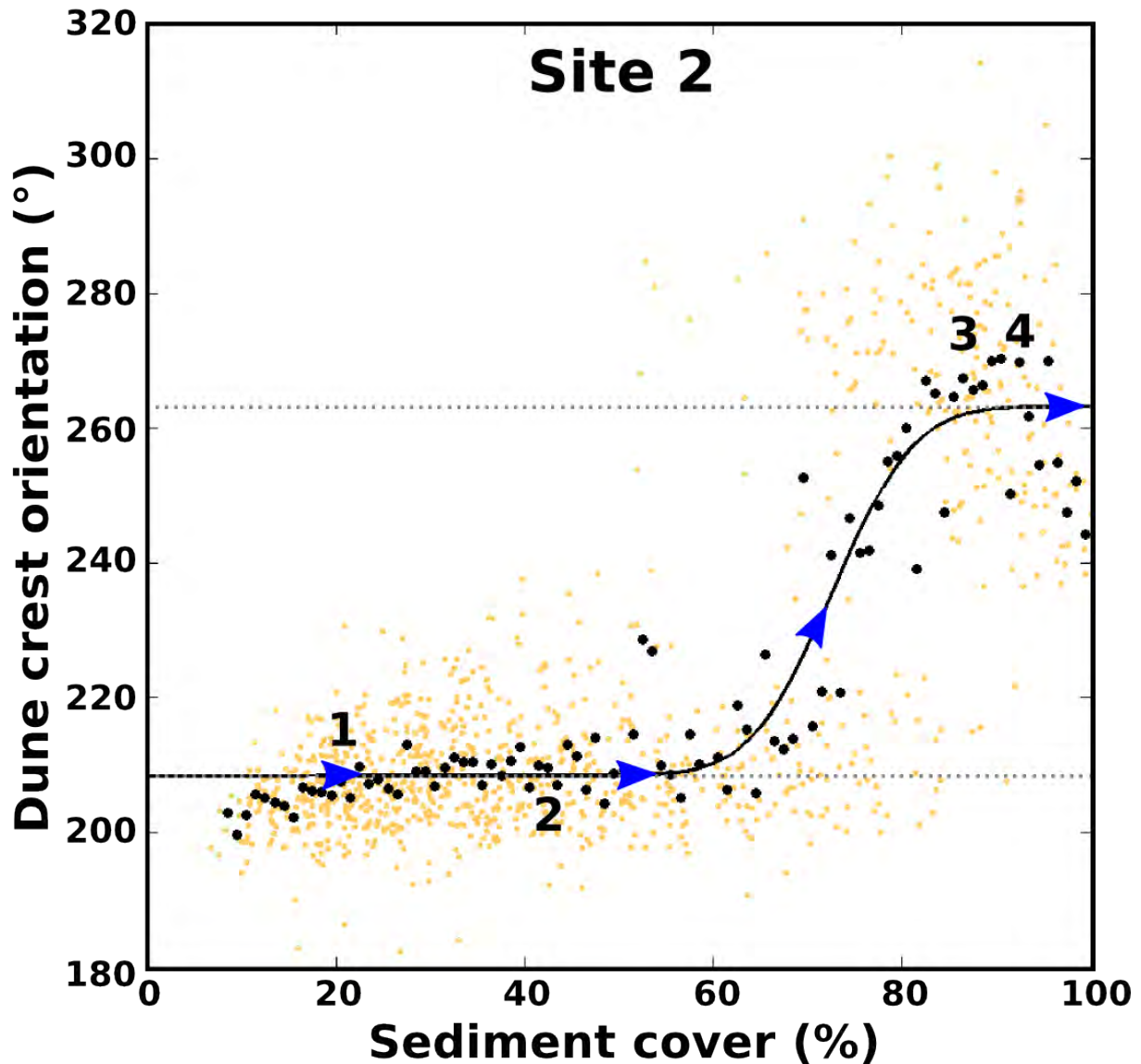
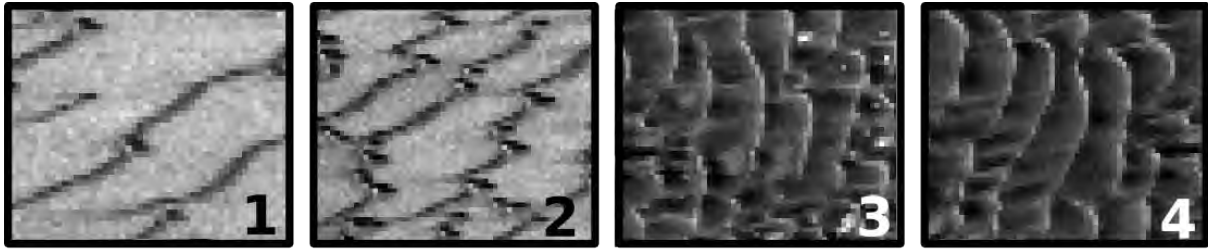


FIGURE 4.13 – Orientation des crêtes des dunes en fonction de la couverture sédimentaire pour le site 2. Le site 2 est présenté dans la figure 4.4. Chaque point coloré représente un segment répertorié sur la figure 4.9b. Les points noirs sont la moyenne des orientations obtenue sur une fenêtre glissante non-chevauchante de largeur 1% en couverture sédimentaire. Toutes les orientations s'expriment modulo π et sont mesurées dans le sens trigonométrique depuis l'est (0°). Les valeurs de l'axe y ont été choisies en fonction de la direction de migration ou d'élongation des dunes afin de souligner la direction des flux sédimentaires. Pour mettre en relief la spontanéité de la transition de l'orientation des dunes le long des voies de transport sédimentaire, une fonction erreur (Erf) est ajustée aux données. Les flèches bleues sur ces courbes montrent la direction des flux sédimentaires. Les lignes en pointillés donnent l'orientation des dunes se développant à partir des instabilités de lit plat (forte couverture sédimentaire) et de digitation granulaire (faible couverture sédimentaire). Des exemples illustrent la diversité des structures dunaires observées.

4.4 Discussion

Dans la région circumpolaire nord de Mars, la diversité des dunes et le fort contraste d'albédo entre le matériel dunaire et le sol non-érodable permet d'établir une relation entre l'alignement des dunes et la couverture sédimentaire (Figs. 4.12 et 4.13). C'est la première fois qu'une telle dépendance est observée et étudiée à une échelle régionale. Cependant, la dépendance de l'orientation des dunes à la couverture sédimentaire prend différentes formes dans les deux systèmes dunaires considérés (Figs. 4.12 et 4.13). Par conséquent, la couverture sédimentaire n'est pas le seul paramètre de contrôle pour l'orientation des dunes. Les conditions aux limites des champs de dunes ainsi que les taux d'érosion et de dépôt jouent également un rôle dans le développement des dunes (Kocurek and Lancaster, 1999; Ewing and Kocurek, 2010). Pour cette raison, la couverture sédimentaire et l'alignement des crêtes devraient être considérés comme deux expressions couplées de la croissance et de la dynamique dunaire dans les zones où la disponibilité et l'approvisionnement en sable évoluent en permanence. Ce travail consiste à commencer à documenter ces couplages en profitant des progrès récents de la physique des dunes.

4.4.1 Deux modes d'orientation dunaire en bordure des mers de sable

Les deux mécanismes de croissance dunaire proposés par Courrech du Pont *et al.* (2014) et le modèle qui leur est dédié offrent tout naturellement un cadre théorique pour l'analyse de la relation entre la couverture sédimentaire et l'orientation des dunes. En effet, les instabilités de lit plat et de digitation granulaire sont associées à des orientations qui représentent potentiellement les deux modes d'orientation qui devraient être observés le long des voies de transport sédimentaire dans les zones où la couverture sédimentaire varie.

Dans les zones de forte couverture sédimentaire, l'alignement des crêtes des dunes peut être associée à l'instabilité de lit plat et des dunes linéaires périodiques et sensiblement de même taille devraient être observées.

Dans les zones où la couverture sédimentaire est partielle, c'est à dire dans les zones où les interdunes sont dépourvus de sédiments mobilisables par le vent, l'alignement des crêtes peut être associé à l'instabilité de digitation granulaire. Dans ce cas, la forme et l'orientation des dunes dépendent du rapport du taux de croissance des dunes, σ_F/σ_I et des conditions spécifiques d'approvisionnement en sédiments (Gao *et al.*, 2015a). En conséquence, des systèmes de dunes linéaires orientés suivant le mode doigt ne sont pas systématiquement observés dans les zones de faible couverture sédimentaire. Au lieu de cela, on peut y retrouver des barkhanes ou des dunes isolées sans alignement spécifique ou face d'avalanche apparente (i.e. des dunes dômes).

Dans les zones où la couverture sédimentaire évolue, on peut s'attendre à une transition systématique d'un mode d'orientation dunaire à l'autre. Nous montrons ici que ces transitions prennent différentes formes et qu'il faut tenir compte de la direction des flux sédimentaires pour identifier s'il s'agit de zones d'augmentation ou de diminution de la couverture sédimentaire. Pour cela, il suffit de distinguer les directions de migration et d'allongement des dunes. Ces directions de migration

sont bien identifiées sur le terrain car le temps caractéristique requis pour remodeler une dune est souvent de plusieurs ordres de grandeur supérieur à l'échelle de temps caractéristique associée à chaque vent.

Dans le système dunaire du site 2, les barkhanes asymétriques (i.e. les dunes doigts à tête mobile) migrent vers le sud-ouest sur un lit non-érodable pour finalement entrer en collision avec un corps sédimentaire de grande taille. Cette mer de sable se compose de dunes linéaires d'orientation nord-sud se développant à partir d'une instabilité de lit plat. La coexistence de ces différents types de dunes aux orientations différentes est un bel exemple, simple et illustratif, de l'expression simultanée des deux mécanismes de croissance dunaire sous un régime de vents multidirectionnels.

Dans ce cas particulier, il y a une variation rapide de la couverture sédimentaire qui est associée à un changement brutal de l'orientation des dunes. Ces transitions sont possibles car, en amont du corps sédimentaire, dans la zone de faible disponibilité sédimentaire, les dunes isolées migrent et s'allongent à partir de l'instabilité de digitation granulaire.

Au contraire, en aval, au sein de la mer de sable, les dunes se développent à partir de la couche de sédiments sous-jacente à partir de l'instabilité de lit plat. Les dunes doigts de plus petites tailles migrant vers le corps sédimentaire, les collisions sont inévitables. Elles sont responsables de la transition rapide de l'alignement des dunes. La spontanéité de cette transition peut être attribuée à l'aspect collisionnel, mais aussi à la différence significative de taille entre les dunes impliquées. Les sédiments qui composent les dunes doigts impactantes sont simplement redistribués sur les pentes en amont des dunes impactées se développant à partir d'une instabilité de lit plat, sans effet sur leur forme et leur orientation.

De telles collisions conduisant à la fusion de dunes ont été décrites précédemment dans des régimes de vents unidirectionnels pour des barkhanes et des dunes linéaires (*Gao et al., 2015a*). L'originalité du processus de collision et de fusion décrit ici est qu'il se produit sous un régime de vents multidirectionnels entre des dunes d'orientations différentes. Comme le montre la figure 4.13, ces conditions spécifiques sont idéales pour observer la variation rapide et simultanée de l'orientation des dunes et de la couverture sédimentaire.

Le système de dunes étudié dans le site 1 diffère sensiblement de l'exemple précédent. Le site 1 illustre comment les mers de sable se propagent et se développent dans les zones environnantes à partir de la dynamique dunaire. Dans notre cas précis, les dunes qui composent les principaux corps sédimentaires ont une orientation nord-sud, compatible avec le mécanisme d'instabilité de lit plat. Aux limites orientales de ces champs de dunes, les dunes linéaires présentent une réorientation continue dans le sens horaire lorsqu'elles se propagent et s'allongent sur des zones de faible couverture sédimentaire. Les dunes qui se séparent du corps sédimentaire principal ont tendance à s'aligner dans une direction est-ouest, avant de se segmenter en plus petites dunes (e.g. barkhanes, dômes) qui finissent par disparaître. Sous l'action combinée d'un régime de vents multidirectionnels et de la réduction de la couverture sédimentaire, ces transitions continues de la forme et de l'alignement des dunes peuvent refléter une évolution systématique d'un mécanisme de croissance à l'autre, d'une instabilité de lit plat vers une instabilité de digitation granulaire. Cette interprétation est en accord avec la relation entre l'orientation des dunes et la couverture sédimentaire

(Fig. 4.13), à partir de laquelle les alignements des dunes associés aux deux mécanismes de croissance peuvent être estimés. Néanmoins, entre ces deux valeurs extrêmes, toutes les orientations des dunes peuvent être observées.

Mais pourquoi observe-t-on une transition aussi douce de l'orientation des dunes et pas un changement brutal entre les deux alignements prédits par la théorie dans le site 1 ? Trois raisons peuvent être invoquées :

1. La première est liée à la dynamique des terminaisons dunaires. Comme les crêtes des barhannes qui se réorientent de la partie centrale de la dune vers les cornes, les dunes se développant à partir d'une instabilité de lit plat peuvent voir leurs crêtes changer progressivement d'orientation en bordure des zones de forte disponibilité sédimentaire.
2. La deuxième raison est liée au rôle des défauts, qui sont les moteurs de toute réorientation des motifs dunaires. Lorsque ces défauts migrent à travers le champ de dunes par un mécanisme de collision et d'éjection, ils se propagent et s'alignent dans la direction du flux de sédiments à la crête des dunes se développant à partir d'une instabilité de lit plat. Cette direction est à la fois proche de l'orientation des dunes se construisant à partir d'une instabilité de digitation granulaire et de celle du flux résultant sur lit plat (*Courrech du Pont et al.*, 2014; *Lü et al.*, 2017).
3. La troisième raison est liée à la migration et à la collision des dunes doigts. Les sources de sédiments à partir desquelles elles se développent étant mobiles, elles migrent dans une direction qui est différente de celle dans laquelle elles s'allongent dans le cas d'un régime de vents multidirectionnels asymétriques. Dans ce cas, elles s'alignent le long d'une direction intermédiaire qui dépend de l'orientation relative des deux mécanismes de croissance dunaire. Cette différence entre les directions de migration et d'allongement est aussi à l'origine de collisions qui peuvent également produire des orientations transitoires.

Ensemble, les deux systèmes dunaires étudiés figures 4.12 et 4.13 reflètent la diversité des formes et des orientations dunaires produites par des régimes de vents multidirectionnels dans des zones où la couverture sédimentaire n'est pas uniforme dans l'espace et le temps. Nous n'avons pas encore les moyens de fournir une description précise de tous ces motifs dunaires, nonobstant, aux limites des mers de sable, on peut maintenant distinguer deux grand types de systèmes dunaires en prenant en compte la dépendance de l'orientation des dunes à la couverture sédimentaire :

- Les mécanismes de collision/fusion des dunes doigts se propageant des zones de faible aux zones de forte couverture sédimentaire. En choisissant comme référentiel les zones de forte disponibilité sédimentaire, ces mécanismes sont associés à des flux de sédiments entrant et à une variation brutale de l'orientation des dunes et de la couverture sédimentaire (Fig. 4.12).
- La formation de dunes doigts se développant par allongement à partir des zones de forte couverture sédimentaire. En choisissant comme référentiel les zones de forte disponibilité sédimentaire, ces mécanismes sont associés à des flux de sédiments sortants et à une réorientation progressive des dunes à mesure que la couverture sédimentaire diminue (Fig. 4.13).

Ces deux types de systèmes dunaires peuvent être identifiés puis étudiés afin de fournir de nouvelles contraintes sur les conditions climatiques sous lesquelles ils se sont développés. En utilisant des modèles de croissance dunaire ils peuvent aussi être utilisés pour reconstruire les régimes de vents responsables de leur formation et de leur apparente stabilité.

4.4.2 Résolution du problème inverse de l'orientation des dunes

Le problème inverse de l'orientation des dunes consiste à reconstruire les régimes de vents qui pourraient avoir façonné les systèmes dunaires. Ils ne se bâtissent qu'à partir d'observations portant sur la forme, l'orientation et la dynamique des dunes. Sans aucune hypothèse sur la loi de transport sous-jacente, ce problème revient à déterminer la distribution de l'orientation des flux sédimentaires. Malheureusement, une recherche complète dans l'espace des paramètres des régimes de vents multidirectionnels n'est pas imaginable. Pour cette raison, nous ne considérons dans ce travail préliminaire que des régimes de vents bidirectionnels. Cela nous permet de limiter le nombre de degrés de liberté du problème inverse et de proposer des solutions simples et particulièrement pertinentes eu égard aux conditions climatiques.

Sous l'hypothèse d'un régime de vents bidirectionnels, l'espace des paramètres de la distribution des flux sédimentaires se réduit à trois variables :

1. l'orientation Θ_N du flux sédimentaire primaire (i.e. la direction du vent dominant),
2. l'angle de divergence Θ entre les deux flux sédimentaires (i.e. l'angle entre les deux vents, le dominant et le secondaire),
3. le rapport N entre la capacité de transport des flux sédimentaires primaire et secondaire.

Les données d'entrée du problème inverse sont les deux orientations observées α_I et α_F associées respectivement aux instabilités de lit plat et de digitation granulaire. Contrairement à l'approche de *Fenton et al.* (2014a), nous n'émettons ici aucune hypothèse sur la direction de la résultante des flux. Au lieu de cela, afin de tenir compte de la dynamique à grande échelle des systèmes dunaires étudiés, les valeurs de α_I et α_F sont extraites de la relation entre l'orientation des dunes et la couverture sédimentaire (Figs. 4.12 et 4.13).

α_I est l'orientation des dunes se développant à partir de l'instabilité de lit plat, c'est à dire dans les zones pour lesquelles la couverture sédimentaire est totale.

α_F est l'orientation des dunes se développant à partir de l'instabilité de digitation granulaire, c'est à dire dans les zones pour lesquelles la couverture sédimentaire est partielle ($\rightarrow 0$).

Comme le montrent les lignes en pointillées figures 4.12 et 4.13, $\{\alpha_I, \alpha_F\} = \{93.2^\circ, 21.6^\circ\}$ pour le site 1 et $\{\alpha_I, \alpha_F\} = \{83.2^\circ, 208.4^\circ\}$ pour le site 2.

Toutes ces orientations sont mesurées dans le sens trigonométrique depuis l'est. Ces valeurs sont exprimées modulo π pour les dunes se développant à partir de l'instabilité de lit plat, $0^\circ < \alpha_I < 180^\circ$. En ce qui concerne les dunes se développant à partir de l'instabilité de digitation granulaire, la valeur α_F est choisie en fonction de la direction de migration des dunes sur le

terrain. Cette direction s’observe très facilement à partir de critères morphologiques tels que l’asymétrie des dunes ou l’orientation des faces d’avalanche sur les tas mobiles à l’origine des dunes doigts. Nous ne considérons pas ici de dispersion sur les données d’entrée. Nous limitons donc la résolution du problème inverse à des valeurs finies de α_I et α_F en utilisant le modèle de croissance dunaire proposé par [Courrech du Pont et al. \(2014\)](#) qui tient compte de l’effet d’accélération dû à la topographie de la dune ($\gamma = 1.6$).

Dans le modèle direct, un ensemble de données $\{\Theta_N, \Theta, N\}$ conduit à une solution unique pour α_I et α_F . Le problème inverse est moins facile car, pour chaque mécanisme de croissance dunaire, différents régimes de vents peuvent produire le même alignement dunaire. Il n’existe donc pas de solution unique mais plutôt des familles de solutions pour chaque mécanisme de croissance et chaque orientation mesurée sur le terrain.

En partant des valeurs de α_I et α_F , l’exercice consiste alors à identifier dans l’espace des paramètres $\{\Theta_N, \Theta, N\}$ du modèle, toutes les familles de solutions conduisant à ces orientations spécifiques. C’est à ce stade que l’analyse simultanée des deux mécanismes de croissance dunaire représente un précieux avantage pour limiter le nombre de solutions. En effet, chaque orientation α_I et α_F fournit un ensemble indépendant de solutions dans l’espace des paramètres $\{\Theta_N, \Theta, N\}$ du modèle. Le problème inverse global couplant les deux mécanismes de croissance, les solutions se réduisent alors aux intersections des solutions obtenues pour chaque orientation α_I et α_F .

En pratique, pour chaque valeur $0^\circ < \Theta_N < 360^\circ$ de l’orientation du vent dominant, nous cherchons dans l’espace des paramètres $\{\Theta, N\}$ du modèle les solutions qui correspondent aux valeurs de α_I et α_F mesurées sur le terrain. Étant donné que l’on considère uniquement des valeurs précises de α_I et α_F , les familles de solutions associées à chaque mécanisme sont des trajectoires dans l’espace des paramètres $\{\Theta, N\}$ du modèle. Pour un couple de données $\{\alpha_I, \alpha_F\}$, les intersections entre ces trajectoires sont alors des points. La figure 4.14 montre deux exemples de la résolution numérique du problème inverse pour le site 1 ($\Theta_N = 6^\circ$) et le site 2 ($\Theta_N = 179^\circ$).

Pour les sites 1 et 2, la figure 4.15 montre les solutions du problème inverse de l’orientation des dunes pour un régime de vent bidirectionnel. Pour les deux sites, les solutions couvrent des gammes très réduites, de quelques degrés, de l’orientation Θ_N du vent dominant. Une telle précision provient bien évidemment du fait que l’on ne considère que des valeurs fixes pour α_I et α_F . Cependant, elle indique aussi la faisabilité de notre approche et le gain de performance par rapport aux méthodes basées uniquement sur l’instabilité de lit plat ([Fenton et al., 2014c,a](#)).

Si l’orientation du vent dominant peut être inversée de manière assez précise, les gammes de solutions pour la caractérisation du vent secondaire restent toutefois assez larges.

L’angle de divergence Θ entre les deux vents peut varier sur une gamme angulaire de près de 90° pour des rapports N des capacités de transport variant de 1 à 7. De telles gammes de solutions sont associées à différents types de dune et, a posteriori, toutes ces solutions peuvent être filtrées en regardant la forme des dunes et la stabilité des dunes se développant à partir d’une instabilité de digitation granulaire.

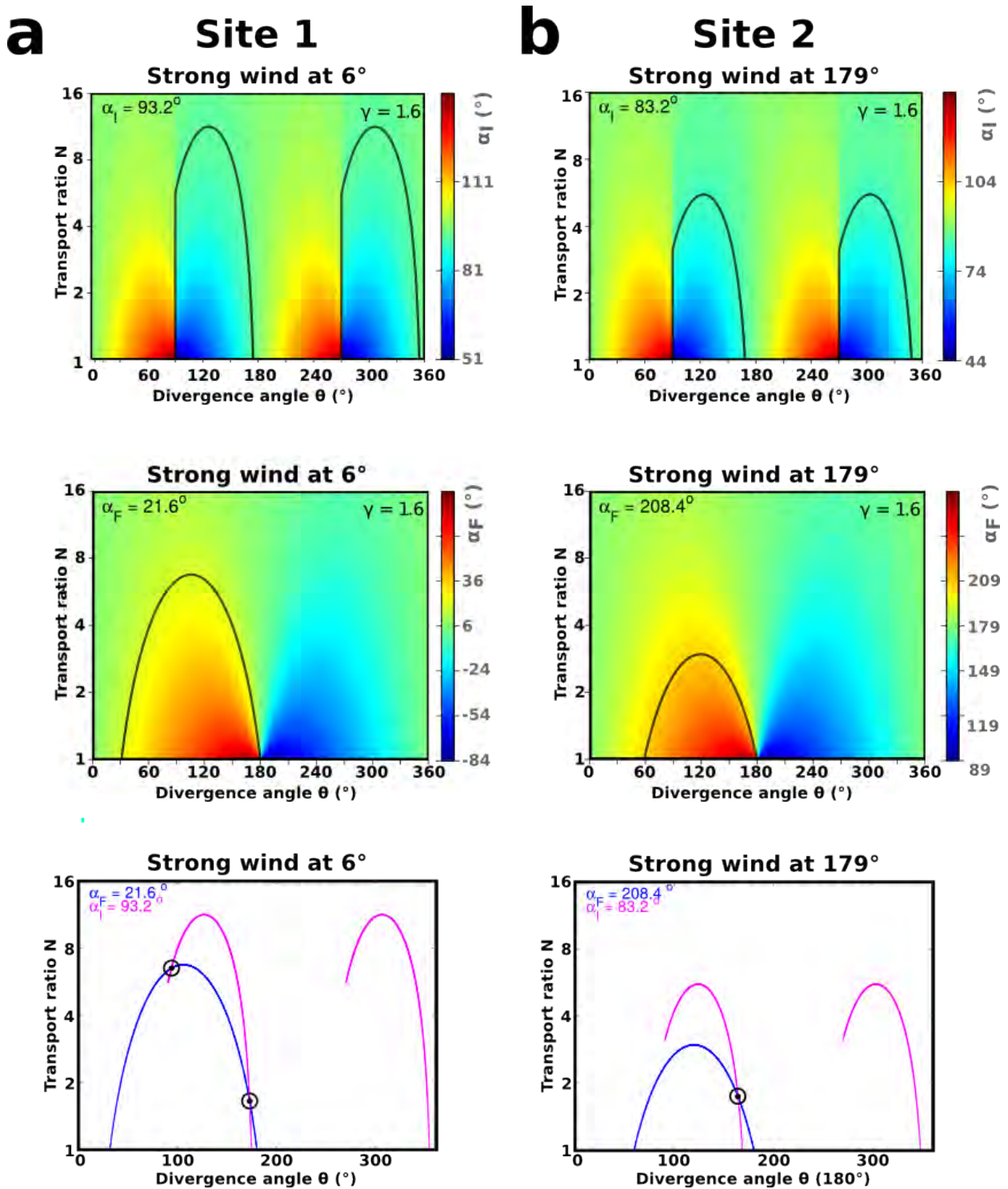


FIGURE 4.14 – Exemple de solutions du problème inverse appliqué aux sites 1 et 2. Pour une valeur donnée de l'orientation Θ_N du vent dominant, chaque figure montre l'espace des paramètres $\{\Theta, N\}$ du modèle et les différentes familles de solutions obtenues pour les instabilités de lit plat (haut), de digitation granulaire (milieu) et la combinaison des deux (bas). Étant donné que l'on considère des valeurs précises de $\{\alpha_I$ et $\alpha_F\}$, les familles de solutions associées à chaque mécanisme sont des trajectoires dans l'espace des paramètres $\{\Theta, N\}$ du modèle. (a) Résolution du problème inverse pour le site 1. Pour un vent dominant dont l'orientation Θ_N est de 6° , deux solutions sont trouvées car il y a deux intersections entre les solutions obtenues pour chaque mécanisme de croissance. (b) Résolution du problème inverse pour le site 2. Pour un vent dominant dont l'orientation est de 179° , une solution est trouvée car il n'y a qu'une intersection entre les solutions obtenues pour chaque mécanisme de croissance.

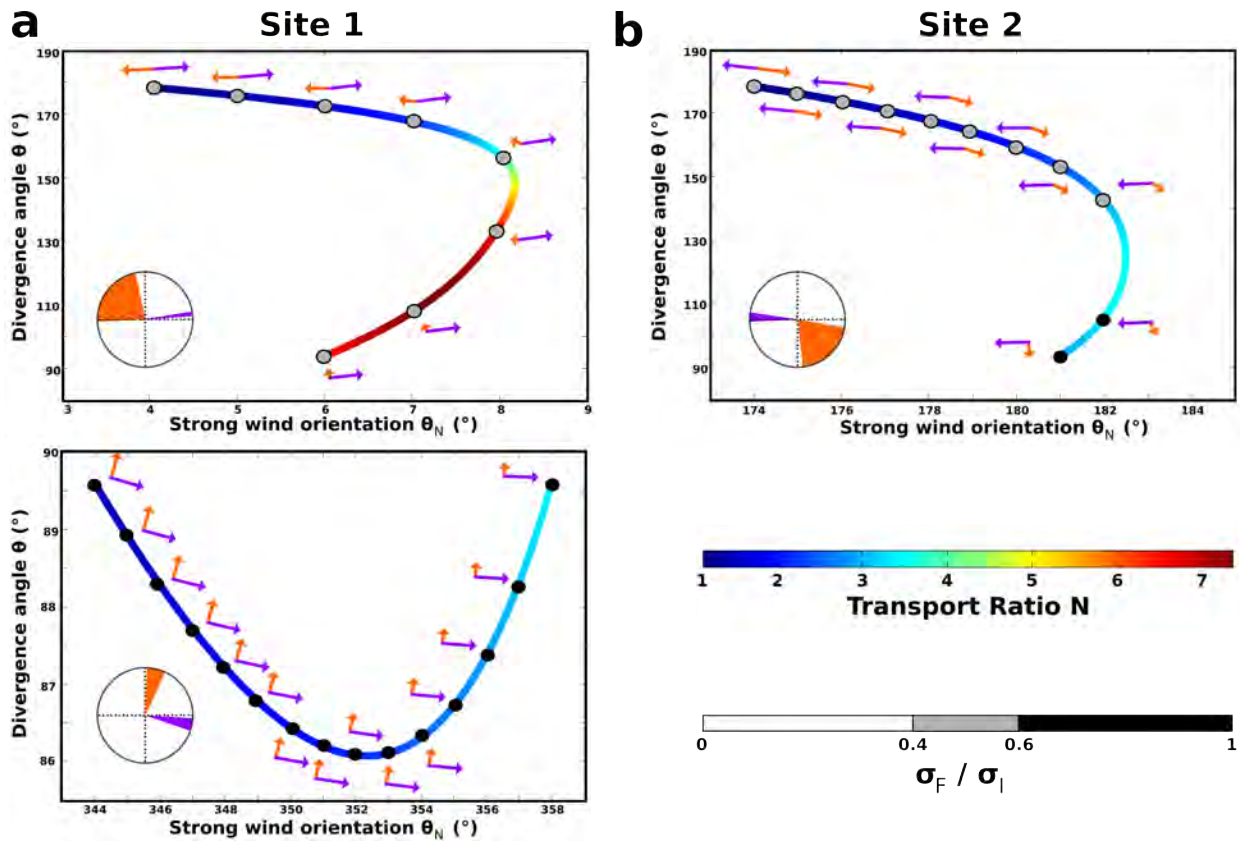


FIGURE 4.15 – Solutions du problème inverse : des orientations des dunes aux vents qui les ont formées. Les sites 1 et 2 sont présentés dans les figures 4.3 et 4.4. En ne considérant que des régimes de vents bidirectionnels et le modèle de *Courrech du Pont et al. (2014)*, chaque figure montre les distributions de l'orientation des flux sédimentaires qui peuvent être à l'origine des alignements de dunes observés (lignes en pointillés dans les figures 4.12 et 4.13). Le rapport N des capacités de transport est représenté en couleur le long des trajectoires solutions dans l'espace des paramètres $\{\theta_N, \theta\}$ du modèle. Pour illustrer ces solutions, les flèches violette et orange montrent respectivement les flux primaire et secondaire. La longueur du vecteur est associée au flux primaire normalisé. Suivant le même code de couleurs, les diagrammes circulaires représentent les gammes de solutions pour l'orientation des flux primaire et secondaire. Afin de réduire ces solutions, nous pouvons calculer pour chacune d'elle le rapport des taux de croissance σ_F/σ_I entre les deux mécanismes de croissance (couleur des cercles le long des trajectoires solutions). Chaque valeur peut être comparée localement à la stabilité des dunes doigts sur le terrain. *Gao et al. (2015a)* prédisent que les dunes doigts se cassent en trains de barkhanes pour $\sigma_F/\sigma_I < 0.4$ et sont stables pour $\sigma_F/\sigma_I > 0.6$. Pour des valeurs intermédiaires les deux types de dunes peuvent coexister.

Avec l'aide de simulations numériques et sur le terrain, *Gao et al. (2015a)* ont montré que, dans les zones de faible disponibilité sédimentaire soumises à des régimes de vents bidirectionnels, les dunes linéaires peuvent coexister avec des trains de barkhanes. Cette coexistence se produit sous des conditions particulières dans lesquelles les deux mécanismes de croissance dunaire s'expriment simultanément. Ces conditions se rencontrent lorsque le rapport σ_F/σ_I entre les taux de croissance de chacun des mécanismes atteint des valeurs proches de 0.5. En explorant systématiquement l'espace des paramètres des régimes de vents bidirectionnels, *Gao et al. (2015a)* ont décrit trois régimes de stabilité en fonction de la valeur de σ_F/σ_I :

- $0.6 < \sigma_F/\sigma_I$: dunes linéaires se développant à partir d'une instabilité de digitation granulaire.
- $0.4 < \sigma_F/\sigma_I < 0.6$: coexistence de dunes linéaires et de barkhanes traduisant la coexistence des deux mécanismes de croissance dunaire.
- $\sigma_F/\sigma_I < 0.4$: barkhanes se développant à partir d'une instabilité de lit plat.

À partir du calcul de ce ratio pour les solutions du problème inverse, nous pouvons exclure celles pour lesquelles la forme des dunes observée et la valeur σ_F/σ_I ne sont pas en accord. Par exemple, dans le site 1, les dunes doigts provenant des limites orientales du principal corps sédimentaire ne sont pas stables. Elles s'affinent à mesure qu'elles se séparent du corps sédimentaire et finissent par se segmenter pour finalement former des barkhanes qui lentement disparaissent. Ainsi, nous pouvons exclure les distributions de l'orientation du flux de sédiments pour lesquelles $\sigma_F/\sigma_I > 0.6$. Ce qui conduit à éliminer pour le site 1 toutes les solutions pour lesquelles l'angle de divergence Θ est inférieur ou égal à 90° (i.e. les points noirs dans la figure 4.15a).

En ce qui concerne le site 2, aucune solution ne peut être exclue car toutes ont une valeur σ_F/σ_I supérieure 0.4 (Fig. 4.15b) compatibles avec le développement de barkhanes asymétriques, soit de dunes doigts à tête mobile.

La résolution du problème inverse de l'orientation des dunes indique que les régimes de vents bidirectionnels les plus probables sont dominés par des vents zonaux sur les deux sites. Comme indiqué dans la section suivante (Sec. 4.4.3), ces vents circumpolaires sont en accord avec les prédictions des GCM. Néanmoins, si la composante zonale domine toujours, il existe une rotation de 180° de la direction de la résultante des flux sédimentaires entre ces deux sites séparés par moins de 140 km.

Les solutions du problème inverse de l'orientation des dunes montrent qu'un tel renversement de la résultante des flux dépend uniquement de l'équilibre entre les composantes est et ouest de la distribution de l'orientation des flux sédimentaires (Fig. 4.15). Ainsi, il n'est pas nécessaire d'invoquer de fortes variations des régimes de vents pour expliquer l'ensemble des morphologies dunaires observées.

4.4.3 Les dunes, une contrainte pour les GCM

La figure 4.16 représente les flux sédimentaires calculés à partir du LMD-GCM dans la région polaire nord de Mars (Sec. 4.4.3). Pour les deux sites étudiés, ce modèle prévoit des régimes de vents bimodaux et des distributions bimodales de l'orientation des flux sédimentaires. Les deux principales directions d'écoulement atmosphérique sont opposées et correspondent aux vents circumpolaires (voir les roses des vents et des flux sédimentaires dans la figure 4.16c). Ces résultats sont en accord avec les solutions du problème inverse de l'orientation des dunes (Fig. 4.15).

Cependant, les vents zonaux observés dans le LMD-GCM sont toujours dominés par ceux allant vers l'est, de sorte que les flux sédimentaires prédits à partir du modèle sont systématiquement orientés vers l'est dans une grande zone autour des sites 1 et 2. Ceci est compatible avec les morphologies des dunes observées dans le site 1, mais en contradiction celles du site 2, où les barkhanes asymétriques migrent et s'allongent vers le sud-ouest (flèches dans la figure 4.13). Ces désaccords demeurent non résolus quels que soient les lois de transports et les seuils de transport utilisés pour passer des vents aux flux sédimentaires.

À partir des disparités entre les solutions du problème inverse de l'orientation des dunes et les prédictions du LMD-GCM, nous pourrions conclure que les morphologies actuelles des dunes ne

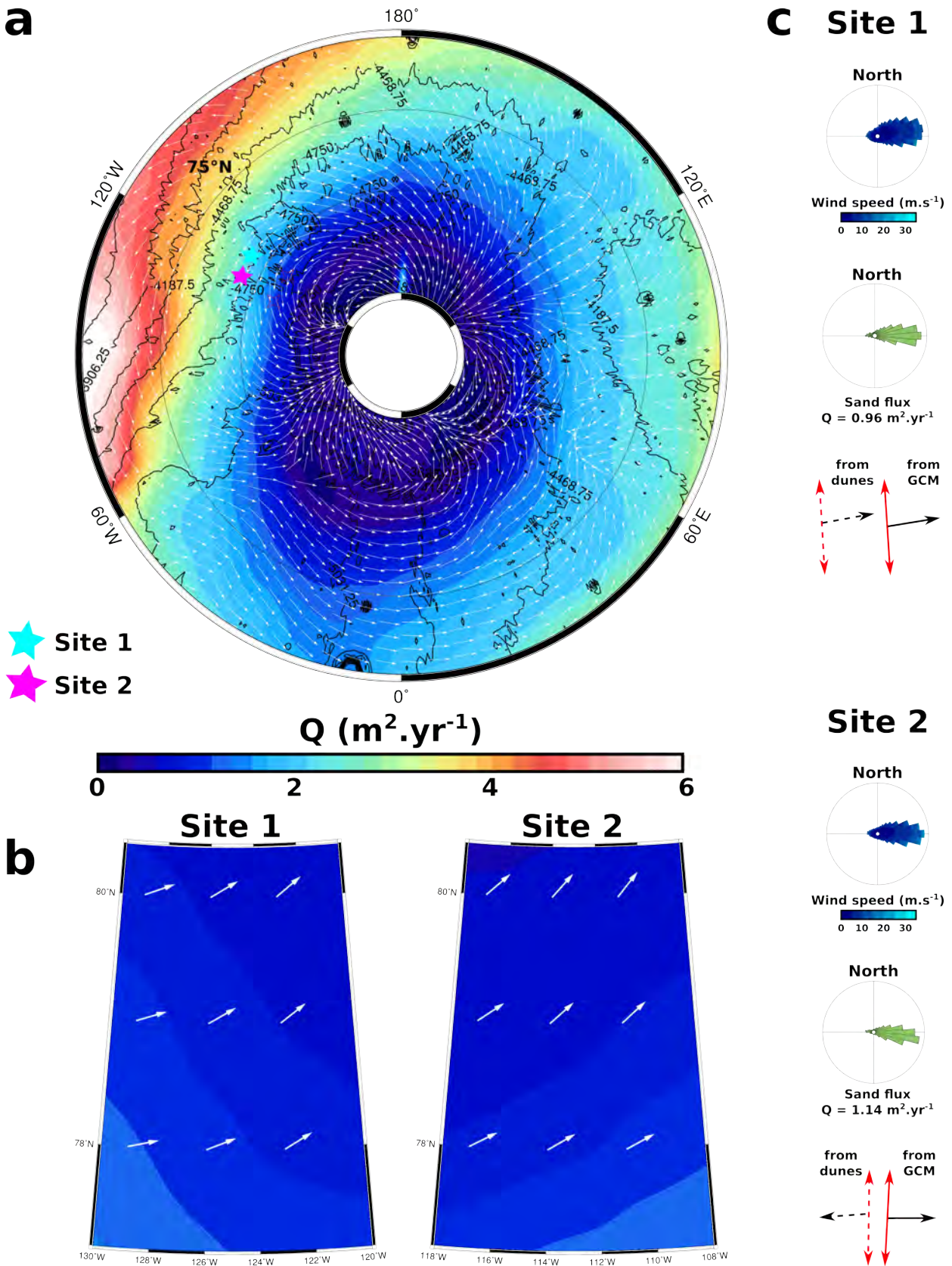


FIGURE 4.16 – Les flux sédimentaires dans la zone polaire nord de Mars estimés à partir des vents prédits par le LMD-GCM. Les sites 1 et 2 sont présentés dans la figure 4.3 et 4.4. (a) Carte de l’orientation (vecteurs blancs) et de la norme (échelle de couleurs) des flux sédimentaires pour la région polaire nord. (b) Zoom sur les flux des sites 1 et 2. (c) Roses des vents et des flux pour les sites 1 et 2. Comparaison entre l’orientation des crêtes des dunes observées (flèches rouges et noires en pointillés) et l’orientation des crêtes des dunes prédites à partir des sorties numériques du LMD-GCM (flèches rouges et noires pleines).

sont pas représentatives des vents modernes. Les dunes pourraient par exemple être consolidées ou tout simplement en train de lentement se réadapter aux vents modernes. Nous pourrions aussi conclure que les différences entre les distributions d'orientation des flux sédimentaires entre les sites 1 et 2 sont causées par des circulations régionales non résolues par le LMD-GCM. Dans tous les cas, cela ne modifie pas le résultat principal de cette étude, qui montre que la méthode d'inversion basée sur les deux mécanismes de croissance des dunes peut maintenant fournir de nouvelles contraintes quantitatives concernant les régimes de vent qui sont à l'origine de la formation des dunes sur Mars, actuellement ou dans le passé.

Ce travail est uniquement basé sur la morphologie des dunes à un instant précis dans le temps. Nous ne pouvons donc pas encore estimer l'ordre de grandeur des flux sédimentaires à partir de leur dynamique, comme cela a été fait sur Terre à partir de la migration et/ou de l'allongement de dunes se développant respectivement à partir d'une instabilité de lit plat et/ou d'une instabilité de digitation granulaire (*Lucas et al., 2015; Lü et al., 2017*). Par conséquent, à ce stade nous ne pouvons pas conclure de manière définitive sur l'activité des dunes et l'évaluation des flux sédimentaires devra faire l'objet d'études plus approfondies. Néanmoins, la netteté des crêtes et des faces d'avalanches ainsi que les traces de flux sédimentaires aux extrémités dunaires ou derrière les obstacles sont des indicateurs du transport éolien contemporain. Combinés aux mesures de migrations dunaires réalisés sur Mars, y compris dans la zone circumpolaire nord, ces indicateurs sont de solides arguments en faveur de l'activité moderne des dunes sur les deux sites de notre étude.

Compte tenu de la faible résolution du LMD-GCM, il n'est pas surprenant qu'il ne capture pas tous les détails de la dynamique des vents martiens. Même sur Terre, les prédictions issues des modèles climatiques ne sont pas toujours en parfaite adéquation avec les mesures des vents, en particulier dans les zones désertiques (*Ping et al., 2014; Gao et al., 2015a*). Cependant, nous montrons ici qu'il n'y a que des différences subtiles entre les distributions de l'orientation des flux de sédiments dérivées de la morphologie des dunes et du LMD-GCM. Ce type de comparaison devrait être généralisé à l'échelle globale, en particulier dans la région circumpolaire nord de Mars.

La prédominance de la circulation zonale dans les régions martiennes de hautes latitudes est bien établie. Cependant, il a toujours été difficile d'estimer l'intensité relative des vents d'est et d'ouest compte tenu de l'absence de mesure de vent in-situ. À partir de la morphologie des dunes, nous montrons ici que les flux sédimentaires associés à ces deux vents peuvent se compenser presque complètement à la frontière orientale de la plus grande mer de sable martienne. De part et d'autre de cette région, les vents zonaux sont associés à des flux sédimentaires convergeant opposés d'environ 180°. Une telle convergence est probablement liée à des conditions de dépôt qui pourraient alors tout naturellement expliquer la présence et l'expansion vers l'est de la mer de sable.

En plus des vents catabatiques, les régions polaires de Mars sont le siège de cyclones polaires et de circulations atmosphériques activées par des contrastes thermiques entre la glace et le sol. Ces écoulements atmosphériques d'origine locale (non résolus par les GCM) pourraient expliquer certaines différences entre les régimes de vent dérivés de la forme des dunes et des prédictions du LMD-GCM (*Toigo and Richardson, 2002; Tyler and Barnes, 2005; Smith et al., 2015*). Par

exemple, ces processus atmosphériques pourraient expliquer la migration systématique des dunes isolées vers la mer de sable. Compte tenu de la modification de l'albédo associée à ce corps sédimentaire de grande taille, les champs de dunes eux-mêmes, pourraient avoir une influence sur la dynamique atmosphérique. En effet, un albédo inférieur peut générer des gradients de pression horizontale favorisant les vents convergents dans la zone de forte couverture sédimentaire. Cette rétroaction des systèmes de dunes sur le régime du vent pourrait naturellement expliquer les différences subtiles dans les distributions de l'orientation des flux sédimentaires responsables de la convergence des dunes et du développement de la mer de sable. Il s'agit en fait d'une hypothèse vérifiable dans les modèles climatiques méso-échelles (*Spiga and Forget, 2009*), qui seront prochainement confrontés aux solutions du problème inverse de l'orientation des dunes.

4.5 Conclusion

Le contraste d'albédo élevé entre le matériel sédimentaire qui compose les dunes martiennes et le terrain environnant (socle rocheux) dans les régions polaires nord de Mars permet d'analyser quantitativement la dépendance de l'orientation des dunes en fonction de la couverture sédimentaire. Il offre une occasion unique de documenter la coexistence de deux mécanismes de croissance dunaire sous des régimes de vents multidirectionnels. Nous pouvons maintenant expliquer l'origine des variations abruptes ou progressives de l'orientation des dunes à partir de l'orientation des flux sédimentaires aux limites des zones de forte couverture sédimentaire. En outre, les deux mécanismes de croissance des dunes peuvent ensemble réduire la dégénérescence du problème inverse de l'orientation des dunes qui vise à déterminer la distribution de l'orientation des flux sédimentaires (pouvant être reliée au régime des vents par l'intermédiaire des lois de transport) à partir de l'alignement des dunes. Ayant établi la faisabilité de cet approche sur ces deux sites, elle peut à présent être généralisée à tous les champs de dunes sur Mars pour caractériser le transport éolien dans des zones où il reste impossible de mesurer directement les vents. Cette inversion peut également servir à améliorer les prédictions des modèles climatiques, à la fois à l'échelle globale et à des échelles régionales. C'est bien évidemment le cas sur Mars et sur Titan, la plus grande lune de Saturne, mais aussi dans les régions désertiques sur Terre.

Chapitre 5

Conclusions et perspectives

L'étude des dunes s'inscrit dans une recherche pluridisciplinaire associant géomorphologie, physique et même astronomie. Présentes sur Terre au niveau des déserts et des côtes, les dunes sont également présentes sur Vénus, Mars et Titan, seuls autres objets du Système Solaire, en plus de la planète bleue, à posséder une atmosphère. Elles constituent une interface dynamique entre l'atmosphère et la surface d'une planète ou d'un satellite. Se formant à partir de sédiments et de vents, elles peuvent être de différentes formes (barkhane, linéaire, étoile) avoir diverses orientations (longitudinale, oblique, transverse) et se développer selon deux mécanismes de croissance (instabilités de lit plat ou de digitation granulaire).

Dans ce travail de thèse, nous nous sommes intéressés à la dynamique des dunes selon deux aspects, l'un terrestre avec une expérience à l'échelle des paysages et l'autre extraterrestre avec l'analyse d'images satellitaires.

Dans la première étude, l'objectif était de mesurer sur le terrain le décalage entre le maximum (minimum) de topographie et le maximum (minimum) de la vitesse des vents durant la phase linéaire de l'instabilité de lit plat, c'est à dire pendant la période initiale de formation des dunes, celle au cours de laquelle elles peuvent être assimilées à des ondulations de surface sinusoïdales, de longueur d'onde constante et d'amplitude exponentiellement croissante. Si le transport sédimentaire est le moteur de la dynamique dunaire, le décalage est la principale cause du caractère instable de cette phase primitive de croissance dunaire. Malgré cela, le déphasage entre l'écoulement et la topographie reste encore très peu documenté, quels que soient les environnements naturels ou expérimentaux dans lesquels les formes dunaires ont été étudiées. La première raison vient de la nature transitoire du phénomène et des multiples hétérogénéités qui font qu'il est souvent difficile, même au laboratoire, d'observer les conditions théoriques liées à la phase linéaire de l'instabilité (e.g. forme sinusoïdale, longueur d'onde constante). La seconde raison provient de la mesure elle-même. En effet, le décalage ne peut être observé que dans la couche interne, une couche très mince dont l'épaisseur dépend de la longueur d'onde des motifs dunaires et de la rugosité hydrodynamique du milieu granulaire. Cela correspond par exemple à une couche de 18 cm dans les cas éoliens sur Terre, c'est à dire pour des dunes de 20 m et une rugosité de 5×10^{-4} m. On comprend alors le défi que représente une telle mesure, surtout si on y ajoute des contraintes locales liées au climat et à l'intensité du transport sédimentaire au sein de cette couche superficielle. Ce challenge a été relevé

au cours de cette thèse de doctorat. Un résultat majeur du travail de terrain est de fournir une première description quantitative de l'évolution du déphasage entre l'écoulement et la topographie au cours du développement de l'instabilité de lit. Il s'agit du premier jeu de données qui permet de mesurer l'amplitude des dunes et la dispersion de ce déphasage sur le terrain.

Dans la seconde étude, l'objectif était d'utiliser des images du satellite Mars Reconnaissance Orbiter, tournant, comme son nom l'indique autour de la planète rouge, pour estimer simultanément l'orientation des dunes et la couverture sédimentaire. Ces mesures sont possibles car la différence de contraste d'albédo entre le matériel dunaire et le socle non-érodable est suffisamment élevée pour distinguer les distributions de luminosité associées à ces deux surfaces. Aujourd'hui les vents martiens à l'échelle globale sont relativement méconnus. La faible quantité de mesures de vent qui ont été effectuées in-situ proviennent des rovers. Il s'agit donc de données très localisées. Dès lors, seuls les GCMs (Global Climate Models) peuvent actuellement renseigner sur les régimes de vents de surface. Malheureusement, ces simulations numériques restent des modèles théoriques qui ne sont pas forcément en accord avec la réalité observée, surtout aux échelles d'espace et de temps qui sont celles de la dynamique dunaire. Un travail novateur réalisé au cours de cette thèse a été de résoudre le problème inverse de l'orientation des dunes permettant d'estimer la distribution de l'orientation des flux sédimentaires (i.e. les vents) à partir du seul alignement des dunes. La contribution majeure est d'avoir réalisé ce travail à la fois sur la base théorique qu'offrent les deux mécanismes de croissance dunaire et sur de nouvelles observations qui démontrent la dépendance de l'orientation des dunes à la couverture sédimentaire.

Ensemble, ces deux études s'inscrivent dans les thématiques liées aux dunes éoliennes depuis leur formation jusqu'à l'identification des vents qui les ont générées et fait évoluer jusqu'à leur forme mature. Nous espérons que ce travail de thèse original sera profitable à toutes les communautés intéressées par la dynamique des déserts, la sédimentologie et le climat, lors de futures investigations sur les dunes terrestres et les climats extraterrestres.

Deux mécanismes de croissance dunaire

La panoplie des modèles théoriques de formation des dunes s'est récemment enrichie d'un modèle proposant la coexistence systématique de deux mécanismes de croissance. Cette nouvelle théorie établit que la disponibilité en sédiments sélectionne tout autant que le régime des vents le mécanisme de croissance qui s'exprimera au sein du champ de dunes. Ce mécanisme de croissance déterminant a posteriori l'orientation et la forme des dunes est un nouveau formalisme théorique qui autorise une classification des dunes prenant en compte les processus physiques qui les façonnent.

L'instabilité de lit plat se rencontre dans des zones de forte disponibilité sédimentaire. Elle se caractérise par une augmentation de la hauteur des dunes et une orientation plutôt perpendiculaire à la résultante des flux sédimentaires sur lit plat. Pour être exact, il s'agit plus précisément de l'orientation pour laquelle les flux perpendiculaires à la crête sont maximums.

L'instabilité de digitation granulaire se rencontre dans des zones de faible disponibilité sédimentaire. Depuis une zone source riche en sédiments, elle se caractérise par l'élongation de dunes de hauteur constante et dont l'orientation est plutôt alignée à la résultante des flux sédimentaires sur lit plat. Pour être exact, il s'agit plus précisément de l'orientation des flux parallèles à la crête.

Ces deux mécanismes de croissance dunaire ont été à la base de nos études en Chine (Chap. 3) et sur Mars (Chap. 4). En Chine, les nouvelles expériences ont pour seul objectif de valider cette nouvelle théorie à l'échelle des paysages dans un contexte éolien terrestre. Au cours de cette thèse, nous avons seulement exploité l'expérience de l'instabilité de lit plat afin de montrer qu'il était possible de caractériser l'écoulement au dessus des dunes élémentaires. Sur Mars, nous nous sommes appuyés sur des champs de dunes où les deux mécanismes de croissance s'exprimaient afin de contraindre les régimes de vents qui sont à leur origine.

Ce travail de thèse est ainsi le premier à avoir su exploiter les deux mécanismes de croissance dunaire pour mieux appréhender la dynamique des déserts terrestres et les climats planétaires. Il est certain qu'il s'agit d'un travail précurseur et que ces deux mécanismes vont, ensemble, permettre beaucoup d'autres études qui profiteront à différentes communautés scientifiques.

Morphogenèse dunaire dans le désert de Tengger, Chine

La grande originalité du travail mené en Chine est de travailler à l'échelle des paysages et d'étudier les dunes à partir de conditions aux limites et de conditions initiales connues. Il s'agit d'expériences innovantes qui bénéficient des liens privilégiés entre l'IPGP et le CAREERI dans le domaine de la dynamique des dunes. Afin de déterminer le déphasage entre le maximum (minimum) de topographie et le maximum (minimum) de la vitesse des vents, nous avons aplani un morceau du désert de Tengger appartenant à l'Académie des Sciences de Chine. Ensuite lors de trois campagnes de mesures, novembre 2014, avril 2015 et novembre 2015, nous nous sommes rendus sur le terrain afin de réaliser des mesures de vitesse de vents et de topographie.

Cette zone reculée de Mongolie Intérieure est sujette à un régime de vent bimodal. Le vent primaire souffle depuis l'est et le vent secondaire souffle depuis le nord-ouest. Ils sont enregistrés en permanence grâce à trois tours de vent, celle de l'aéroport de Zhongwei et deux autres se situant sur le terrain expérimental. En ce qui concerne la topographie, elle est régulièrement acquise grâce à un lidar et à un théodolite. Ces enregistrements nous permettent de connaître l'état des vents, à l'origine des dunes de la région et aussi la variation du relief au cours du temps. Cependant, pour avoir accès au décalage décrit précédemment, des mesures plus spécifiques étaient nécessaires. Il a donc fallu développer un protocole expérimental adapté à des conditions climatiques changeantes et à des orientations de vent différentes. Il s'agit d'un élément important de ce travail de thèse qui a permis l'obtention d'un jeu de données atypique. Celles de novembre 2014 sont malencontreusement inutilisables à ce stade car les dunes étaient asymétriques. Dès lors, il est impossible d'ajuster la topographie par une sinusoïdale, un prérequis pour la mise en application de la théorie de croissance dunaire dans la phase linéaire de l'instabilité. Nous pensons que ces dunes étant très petites (amplitude \mathcal{A} d'une dizaine de centimètres), elles ne conservaient que la trace du dernier coup de vent et non l'accumulation de tous, d'où une pente douce (celle exposée au vent) et une pente abrupte (celle protégée du vent). Les données d'avril 2015 et de novembre 2015 ont quant à elles été exploitées car les dunes étaient alors symétriques avec une amplitude \mathcal{A} de 30 à 40 centimètres. Le protocole expérimental consistait à définir un transect au sol le long d'une alternance de bosses et de creux dans l'alignement du vent puis à mesurer régulièrement le long de celui-ci les vitesses de vent à différentes hauteurs (i.e. dans les couches interne (≤ 15 cm) et externe (> 15 cm)).

Ces mesures de vent étaient ensuite comparées aux mesures de topographie. Nous avons constaté que les maxima et les minima de vitesse de vent dans la couche interne étaient exclusivement en amont des maxima et des minima de topographie, ce qui confirme la théorie. En ce qui concerne les maxima et les minima de vitesse de vent dans la couche externe, ils sont soit alignés (à une dizaine de centimètre près) aux maxima et minima de topographie soit en aval de ceux-ci. Seules deux mesures ont montré un maximum de la vitesse des vents dans la couche externe en amont de ceux de la topographie, ce qui est difficilement justifiable du point de vue physique. Il s'agit sûrement d'un problème de référence entre le profil de topographie et le profil des vents qui a donc été corrigé de manière arbitraire.

Après analyse de toutes ces mesures, nous trouvons une longueur d'onde des dunes comprises entre 10 et 20 mètres, ce qui est en adéquation avec la théorie. En ce qui concerne les valeurs des paramètres A et B , nous avons voulu comparer leur rapport B/A au rapport d'aspect \mathcal{A}/λ des dunes. Selon la théorie, nous devrions observer une décroissance. Un autre aspect à examiner était de regarder comment la distance entre les maximums (minimums) de topographie et de vitesse des vents dans la couche externe évoluaient en fonction du rapport d'aspect \mathcal{A}/λ des dunes. Ici on s'attendait à ce que lorsque le premier diminue, le second augmente. Malheureusement, on ne pourra pas conclure sur ces deux dernières notions car les grandeurs obtenues se situent sur une gamme de valeurs trop étroite et que les barres d'erreurs et la dispersion des données ne permettent pas d'extraire un comportement statistiquement significatif. Les rapports B/A varient entre 0.17 et 0.53 pour des dunes dont les rapports d'aspects apparents ne varie qu'entre 0.0124 et 0.0262.

Enfin, les expériences menées sur le site de l'Académie des Sciences de Chine, pourraient être exploitées lors d'un travail ultérieur qui utiliserait les orientations des dunes dans les deux mécanismes de croissance dunaire (i.e. instabilités de lit plat et de digitation granulaire) afin de remonter aux vents qui les forment. Résoudre ce problème inverse sur Terre permettrait de valider cette méthode et de vérifier son extrapolation sur Mars.

Des dunes au transport sédimentaire sur Mars

Sur Mars les plus grandes mers de sable se situent au pôle nord. Dans cette zone, une calotte polaire de dioxyde de carbone recouvre les dunes pendant environ 30% de l'année martienne. Durant cette période, il n'y a pas de transport sédimentaire car le matériel dunaire est tout simplement consolidé par le gel. En revanche, dès que les conditions d'ensoleillement favorisent la sublimation de cette couche de glace, le transport des sédiments peut reprendre. Ces dunes, dont de nombreux indices indiquent qu'elles sont toujours actives sur la planète rouge, fournissent de précieuses informations sur les régimes de vents à la surface de la planète. Un des principaux résultats de ce travail de thèse a été d'ouvrir de nouvelles perspectives pour l'exploitation de ces sources d'information. Afin de remonter aux vents qui ont formé les dunes martiennes, nous avons utilisé des images provenant du satellite martien MRO de la NASA. Sur ces clichés en noir et blanc d'une résolution de 6 m, les dunes apparaissent sombres tandis que le socle non-érodable sur lequel elles se propagent apparaît brillant. Ainsi il est très facile de les reconnaître sur ces photographies et d'extraire leur orientation ainsi que la couverture sédimentaire associée.

Pour notre étude, nous avons choisi deux sites localisés à la même latitude (79°N) et à seulement 12° (140 km) en longitude (235°E et 247°E). Ces deux endroits présentent la caractéristique

d'être en bordure orientale de la plus grande mer de sable martienne, c'est à dire dans une zone de transition entre deux espaces, l'un à la très forte disponibilité sédimentaire et l'autre appauvri en sédiments. Dans ces champs de dunes, nous identifions deux orientations principales indiquant que les deux mécanismes de croissance dunaire sont également à l'œuvre sur Mars. Les dunes orientées à 90° ($0^\circ = \text{est}$) se développent à partir de l'instabilité de lit plat dans des zones où la couverture sédimentaire est totale. Les dunes se développant à partir de l'instabilité de digitation granulaire présentent un plus large éventail d'orientations et sont systématiquement observées dans des zones de faible couverture sédimentaire. Ce travail montre pour la première fois qu'il existe une relation entre l'alignement des dunes et la disponibilité en sédiments. En outre, il montre que cette relation peut varier en fonction de l'orientation des flux aux frontières des zones de forte couverture sédimentaire. Les flux entrants sont associés à une brusque réorientation des dunes. Les flux sortants produisent des réorientations plus douces sur de plus grandes distances. Ces différents comportements sont analysés en fonction de la dynamique des interactions dunaires (e.g. collisions) et permettent de mieux comprendre l'expression des mécanismes de croissance dans les zones où la disponibilité sédimentaire évolue. Localement, la dépendance de l'alignement dunaire à la couverture sédimentaire nous permet surtout d'estimer de manière précise les orientations des dunes associées aux deux mécanismes de croissance. Grâce à elles et en considérant uniquement des régimes de vents bidirectionnels, il est possible de résoudre le problème inverse de l'orientation des dunes. Celui-ci consiste à déterminer la distribution d'orientation des flux sédimentaires (i.e. le régime des vents) à partir des seuls alignements dunaires. Les solutions que nous trouvons sont précises à quelques degrés pour le vent principal et couvrent une plus large palette angulaire pour le vent secondaire. Elles soulignent que les écoulements atmosphériques sont dominés par des vents d'est et d'ouest pratiquement orientés à 180° l'un de l'autre, mais avec des intensités relatives différentes pour deux endroits séparés seulement par 140 km. Cette persistance des régimes de vents et cette faible dispersion autour d'une solution cohérente valide le problème inverse et constitue une précieuse contrainte pour les modèles numériques de climat.

Nos solutions de vents ont été comparées aux vents prédits par les GCM. Si ceux-ci sont grossièrement en accord pour les deux sites, il apparaît clairement que les GCMs ne peuvent reproduire leurs variations d'intensité relative. Il s'agira donc d'implémenter des modèles méso-échelles afin d'être capable de reproduire les variations locales des régimes de vents. Ce travail pourrait permettre de tester si les mers de sable ont une rétroaction sur les écoulements atmosphériques, notamment au travers des modifications de l'albédo associées à la présence des dunes.

Ultérieurement, dans des régions de Mars où les deux mécanismes de croissance semblent s'exprimer, il serait intéressant d'extraire toutes les orientations des dunes et de systématiquement les comparer à la couverture sédimentaire locale. Ce travail permettrait d'avoir une idée plus précise et plus globale (tout du moins au pôle nord) des régimes de vents modernes. De plus ces nouvelles contraintes pourraient être utilisées par les climatologues pour améliorer leurs modèles numériques du climat.

Ce travail de thèse s'achève donc sur la perspective d'utiliser les dunes comme nouvelle contrainte des climats planétaires afin de les résoudre dans le passé, dans le présent et dans le futur.

Table des figures

1.1	Distribution mondiale des déserts rocheux sur Terre.	1
1.2	Emplacement des principaux Ergs actifs sur Terre et mouvement latitudinal de l'air chaud et froid associés dans la troposphère.	2
1.3	Sélection de la longueur d'onde des dunes géantes imposée par l'épaisseur de la couche limite atmosphérique.	2
1.4	Dunes géantes et à taille humaine.	3
1.5	Dunes exotiques.	3
1.6	Contraste de densité dans un champ de dunes sur Mars.	3
1.7	Les dunes dans le Système Solaire.	4
1.8	La comète 67P/Tchourioumov-Guérassimenko.	5
1.9	La planète naine Pluton.	5
1.10	Dunes de sable recouvertes par des damiers de paille.	7
1.11	Plantation d'arbres dans le désert de Gobi, Chine.	7
1.12	Irradiation annuelle moyenne sur Terre.	8
1.13	Les trois états de la matière.	9
1.14	Schéma montrant les forces exercées sur un grain de sable statique.	10
1.15	Schéma montrant les différentes couches de l'atmosphère terrestre.	11
1.16	Épaisseur de la couche interne en fonction de la longueur d'onde du lit et de la rugosité.	12
1.17	Représentation de la variation de la vitesse en fonction de l'altitude.	13
1.18	Schéma des différentes possibilités de déplacements des grains.	14
1.19	Avalanches de sable le long des crêtes.	16
1.20	La longueur de saturation.	16
1.21	Loi d'échelle pour la taille élémentaire des dunes.	18
1.22	Flux de sable en fonction de la vitesse du vent pour différentes lois de transport et vitesses seuils du vent.	20
1.23	Évolution de la vitesse du vent le long d'une dune.	21
1.24	Schéma du mécanisme d'instabilité dunaire montrant les lignes de courant autour d'une dune symétrique.	22
1.25	Représentation schématique du mouvement du sable sur une dune.	23
1.26	Photographies de dunes aux formes distinctes.	24
1.27	Schéma d'une barkhane.	24

1.28 Photographie aérienne d'une barkhane asymétrique dans le parc national de Paracas au Pérou.	25
1.29 Schéma d'une dune étoile.	25
1.30 Photographie aérienne d'une dune étoile dans le désert Rub al Khali en Arabie Saoudite.	25
1.31 Schéma de dunes linéaires.	26
1.32 Photographie aérienne de dunes linéaires dans le désert du Sahara en Algérie.	26
1.33 Diagramme représentant les dunes longitudinales, obliques et transverses.	27
1.34 Diagramme représentant la variété des dunes selon la quantité de sédiments et le régime des vents.	27
1.35 Photographie aérienne montrant deux orientations de dunes dans le désert du Taklamakan, Chine, 38.3°N-86.7°E	28
1.36 Orientation de dunes prédite et observée pour les deux mécanismes de croissance : 'instabilité de lit plat' (α_I) et 'instabilité de digitation granulaire' (α_F) dans les mers de sable de l'hémisphère nord.	28
1.37 Photographies d'expériences en laboratoire montrant les deux mécanismes de croissance	32
1.38 Images de simulations numériques montrant le développement de dunes dans les deux mécanismes de croissance	33
1.39 Représentation du spectre électromagnétique et des longueurs d'onde associées.	34
2.1 Formation de dunes lors d'une expérience à l'échelle des paysages.	39
2.2 Barkhanes symétriques et asymétrique.	40
2.3 Mise en évidence des orientations d'une barkhane.	40
2.4 Dunes étoiles.	41
2.5 Champs de dunes linéaires terrestres soumis à un régime de vent bimodal.	42
2.6 Représentation schématique d'une dune linéaire soumise à un régime de vents bidirectionnels et périodique.	43
2.7 Exemples de simulations numériques montrant l'évolution d'un lit plat sous un régime de vents bidirectionnels et pour une source sédimentaire uniforme et infinie	46
2.8 Orientations des dunes se développant à partir d'une instabilité de lit plat	48
2.9 Simulations numériques montrant une dune se développant sous un régime de vents bidirectionnels à partir d'une source de sable fixe et sur un lit non-érodable	49
2.10 Orientations des dunes se développant à partir d'une instabilité de digitation granulaire pour des régimes de vents bidirectionnels	50
2.11 Conditions initiales de l'espace cellulaire numérique.	51
2.12 Forme et orientation des dunes se développant à partir d'une instabilité de lit plat dans l'espace des paramètres $\{N, \theta\}$ des régimes de vents bidirectionnels.	51
2.13 Forme et orientation des dunes se développant à partir d'une instabilité de digitation granulaire dans l'espace des paramètres $\{N, \theta\}$ des régimes de vents bidirectionnels.	52
2.14 Orientations des dunes numériques pour les deux mécanismes de croissance dans l'espace des paramètres $\{N, \theta\}$ des régimes de vents bidirectionnels.	53

2.15	Rapport σ_F/σ_I entre les taux de croissance des dunes se développant à partir des instabilités de digitation granulaire et de lit plat dans l'espace des paramètres $\{N, \theta\}$ des régimes de vents bidirectionnels.	54
2.16	Rapport $\ \vec{Q}_F\ /\ \vec{Q}_I\ $ entre les flux à la crête des dunes se développant à partir des instabilités de digitation granulaire et de lit plat dans l'espace des paramètres $\{N, \theta\}$ des régimes de vents bidirectionnels.	54
2.17	Orientation $\{\alpha_I, \alpha_F\}$ des dunes se développant à partir des instabilités de lit plat et de digitation granulaire dans l'espace des paramètres $\{N, \theta\}$ des régimes de vents bidirectionnels.	55
2.18	Estimation des orientations dunaire pour les deux mécanismes de croissance à partir de données de vent.	58
3.1	Carte schématique montrant l'emplacement des deux plus grands déserts chinois.	62
3.2	Carte schématique montrant l'emplacement du désert de Tengger.	63
3.3	Expérience de croissance dunaire à partir d'une instabilité de digitation granulaire.	65
3.4	Prévisions météorologiques de vent dans la province de Ninxia.	67
3.5	Photographie du mât de référence supportant un anémomètre à 1 m du sol.	68
3.6	Photographie du dispositif de mesure du vent.	69
3.7	Photographie du dispositif de mesure de la topographie.	69
3.8	Vue satellite montrant l'emplacement des trois tours météorologiques.	70
3.9	Nombre de données de vent par mois et par année pour la tour météorologique de l'aéroport de Zhongwei.	72
3.10	Roses des vents issues de la tour météorologique de l'aéroport, pour chaque mois de 2014.	73
3.11	Roses des vents issues de la tour météorologique de l'aéroport, pour l'année 2014.	73
3.12	Roses des vents issues de la tour météorologique de l'aéroport, pour chaque mois de 2015.	74
3.13	Roses des vents issues de la tour météorologique de l'aéroport, pour l'année 2015.	74
3.14	Roses des flux calculées à partir des vents issus de la tour météorologique de l'aéroport, pour chaque mois de 2014.	75
3.15	Roses des flux calculées à partir des vents issus de la tour météorologique de l'aéroport, pour l'année 2014.	75
3.16	Roses des flux calculées à partir des vents issus de la tour météorologique de l'aéroport, pour chaque mois de 2015.	76
3.17	Roses des flux calculées à partir des vents issus de la tour météorologique de l'aéroport, pour l'année 2015.	76
3.18	Prédictions des orientations des dunes pour les deux mécanismes de croissance et l'année 2014.	77
3.19	Prédictions des orientations des dunes pour les deux mécanismes de croissance et l'année 2015.	77
3.20	Récapitulatif saisonnier des données éoliennes extraites de la tour météorologique de l'aéroport de Zhongwei de l'été 2014 à l'automne 2015.	78

3.21	Lü et son étudiante Mä collectant les données de vent acquises par la petite tour météorologique du site expérimental en novembre 2015.	80
3.22	Roses des vents issues de la petite tour météorologique du site expérimental, pour les mois d'avril à Décembre 2014.	81
3.23	Roses des vents issues de la petite tour météorologique du site expérimental, pour l'année 2014, d'avril à décembre.	81
3.24	Roses des vents issues de la petite tour météorologique du site expérimental, pour chaque mois de 2015.	82
3.25	Roses des vents issues de la petite tour météorologique du site expérimental, pour l'année 2015.	82
3.26	Roses des flux calculées à partir des vents issus de la petite tour météorologique du site expérimental, pour chaque mois de 2014.	83
3.27	Roses des flux calculées à partir des vents issus de la petite tour météorologique du site expérimental, pour l'année 2014.	83
3.28	Roses des flux calculées à partir des vents issus de la petite tour météorologique du site expérimental, pour chaque mois de 2015.	84
3.29	Roses des flux calculées à partir des vents issus de la petite tour météorologique du site expérimental, pour l'année 2015.	84
3.30	Prédictions des orientations des dunes dans les deux mécanismes de croissance pour l'année 2014.	85
3.31	Prédictions des orientations des dunes dans les deux mécanismes de croissance pour l'année 2015.	85
3.32	Récapitulatif saisonnier des données éoliennes extraites de la petite tour météorologique du site expérimental l'été 2014 à l'automne 2015.	86
3.33	Suivi topographique satellitaire du site expérimental.	88
3.34	Suivi topographique au lidar du site expérimental sur l'instabilité de lit plat.	89
3.35	Vitesses des vents, le long du transect, à différentes hauteurs lors de la journée du 10 novembre 2014.	91
3.36	Corrélation croisée des signaux enregistrés par les deux enregistreurs de données.	92
3.37	Blocs de temps.	93
3.38	Vents et topographie du 10 et 11 novembre correspondant à un transect aligné selon le vent primaire.	94
3.39	Vents et topographie du 8 novembre correspondant à un transect aligné selon le vent secondaire.	95
3.40	Topographie et vitesses moyennes de vent du 14 avril 2015 correspondant à un transect aligné au vent primaire.	96
3.41	Analyse de la bosse du 14 avril 2015 entre 2.81 et 15.14 m.	97
3.42	Topographie et vitesses moyennes de vent du 15 avril 2015 correspondant à un transect aligné au vent primaire.	98
3.43	Analyse de la bosse de gauche du 15 avril 2015 entre 0 et 11.99 m.	99
3.44	Analyse du creux du 15 avril 2015 entre 8.67 et 14.78 m.	99
3.45	Analyse de la bosse de droite du 5 avril 2015 entre 13 et 23.77 m.	100

3.46	Topographie et vitesses moyennes de vent du 18 avril 2015 correspondant à un transect aligné au vent primaire.	101
3.47	Analyse de la bosse du 18 avril 2015 entre 2.01 et 13.58 m.	101
3.48	Topographie du 16 avril correspondant à un transect aligné au vent secondaire. . .	102
3.49	Analyse de la bosse de droite du 16 avril 2015 entre 16.70 et 31.58.	103
3.50	Topographie du 3 et 14 novembre correspondant à un transect aligné au vent primaire.	105
3.51	Analyse de la bosse du 3 novembre 2015 entre 0 et 11.15 m.	106
3.52	Analyse du creux du 3 novembre 2015 entre 8.14 et 17.82m.	106
3.53	Analyse de la bosse du 14 novembre 2015 entre 17.82 et 31.81.	106
3.54	Topographie du 15 novembre correspondant à un transect aligné au vent primaire.	107
3.55	Analyse de la bosse du 15 novembre 2015 entre 4.67 et 14.45.	107
3.56	Amplitude de la topographie pour chaque mesure d'avril et de novembre 2015. . .	110
3.57	Longueur d'onde de la topographie pour chaque mesure d'avril et de novembre 2015.	110
3.58	A et B pour chaque mesure d'avril et de novembre 2015.	110
3.59	Évolution du décalage entre les maxima de topographie et de vitesse du vent dans la couche interne en fonction du rapport d'aspect de la dune.	113
3.60	Évolution du rapport B/A en fonction du rapport d'aspect de la dune.	113
3.61	Évolution du rapport B/A en fonction du rapport d'aspect de la dune.	113
4.1	Les dunes martiennes vues par des orbiteurs martiens et un rover.	116
4.2	Mers de sable dans la région polaire nord martienne.	120
4.3	Image CTX du site 1.	121
4.4	Image CTX du site 2.	122
4.5	Principaux types de dunes au sein des mers de sable polaires.	123
4.6	Déplacement des dunes pour les sites 1 et 2.	123
4.7	Distribution de la brillance des pixels au sein de chaque image CTX.	124
4.8	Couverture sédimentaire sur les sites 1 et 2.	125
4.9	Extraction des orientations des dunes sur les sites 1 et 2.	126
4.10	Détection automatique des segments dans les champs de dunes de Titan.	127
4.11	Détection automatique des segments sur le site 1.	128
4.12	Orientation des crêtes des dunes en fonction de la couverture sédimentaire pour le site 1.	133
4.13	Orientation des crêtes des dunes en fonction de la couverture sédimentaire pour le site 2.	134
4.14	Exemple de solutions du problème inverse appliqué aux sites 1 et 2.	140
4.15	Solutions du problème inverse : des orientations des dunes aux vents qui les ont formées.	141
4.16	Les flux sédimentaires dans la zone polaire nord de Mars estimés à partir des vents prédits par le LMD-GCM.	143

Bibliographie

- Almeida, M., E. Parteli, J. Andrade, and H. Herrman (2008), Giant saltation on Mars, *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 108. [10](#)
- Anderson, R., and P. Haff (1991), Wind modification and bed response during saltation of sand in air, *Acta Mech. (Suppl.)*, 1, 21 – 51. [14](#)
- Andreotti, B. (2004), A two-species model of aeolian sand transport, *J. Fluid Mech.*, 510(1), 47–70. [14](#), [17](#), [19](#)
- Andreotti, B., P. Claudin, and S. Douady (2002a), Selection of dune shapes and velocities Part 1 : Dynamics of sand, wind and barchans, *Eur. Phys. J. B*, 28(3), 321–339. [17](#), [24](#)
- Andreotti, B., P. Claudin, and S. Douady (2002b), Selection of dune shapes and velocities Part 2 : A two-dimensional modelling, *Eur. Phys. J. B*, 28(3), 341–352. [17](#), [29](#)
- Andreotti, B., A. Fourriere, F. Ould-Kaddour, B. Murray, and P. Claudin (2009), Giant aeolian dune size determined by the average depth of the atmospheric boundary layer, *Nature*, 457(7233), 1120–1123. [2](#)
- Andreotti, B., P. Claudin, and O. Pouliquen (2010), Measurements of the aeolian sand transport saturation length, *Geomorphology*, 123(3), 343–348. [17](#)
- Ayoub, F., J. Avouac, C. Newman, M. Richardson, A. Lucas, J. Leprince, and N. Bridges (2014), Threshold for sand mobility on Mars calibrated from seasonal variations of sand flux, *Nature communications*, 5(5096). [117](#)
- Baas, A., and J. Nield (2007), Modelling vegetated dune landscapes, *Geophys. Res. Lett.*, 34(6). [29](#)
- Baddock, M., I. Livingstone, and G. F. Wiggs (2007), The geomorphological significance of airflow patterns in transverse dune interdunes, *Geomorphology*, 87(4), 322–336. [22](#)
- Bagnold, R. (1937), The transport of sand by wind, *Geogr. J.*, 89(5), 409–438. [10](#), [19](#)
- Bagnold, R. A. (1941), The physics of wind blown sand and desert dunes, *Methuen, London*, 265. [13](#), [15](#), [16](#), [17](#), [24](#), [29](#)
- Baoping, S., and F. Tianzong (2001), Desertification of China and its control, *Sustainable Land Use in Deserts*. [62](#)
- Barnes, J., R. Brown, L. Soderblom, B. Buratti, C. Sotin, S. Rodriguez, S. Le Mouélic, K. Baines, R. Clark, and P. Nicholson (2007), Global-scale surface spectral variations on Titan seen from Cassini/VIMS, *Icarus*, 186, 242 – 258. [6](#)

- Barnes, J., R. Lorenz, J. Radebaugh, A. Hayes, K. Arnold, and C. Chandler (2015), Production and global transport of Titan's sand particles, *Planetary Science*. [6](#)
- Berndtsson, R., K. Nodomi, H. Yasuda, T. Persson, H. Chen, and K. Jinno (1995), Soil water and temperature patterns in an arid desert dune sand, *Journal of Hydrology*. [63](#)
- Birnbaum, G., J. Freitag, R. Brauner, G. König-Langlo, E. Schulz, S. Kipfstuhl, H. Oerter, A. Reijmer, E. Schlosser, S. Faria, H. Ries, B. Loose, A. Herber, M. Duda, J. Powers, K. Manning, and M. Van Den Broeke (2010), Strong-wind events and their influence on the formation of snow dunes : observations from Kohlen station, Dronning Maud Land, Antarctica, *Journal of Glaciology*, *56*(199), 891 – 901. [3](#)
- Bisal, F., and K. Nielsen (1962), Movement of soil particles in saltation, *Canad. Jour. of Soil Sci.*, *42*(1), 81–86. [9](#)
- Bishop, S. R., H. Momiji, R. Carretero-González, and A. Warren (2002), Modelling desert dune fields based on discrete dynamics, *Discrete Dyn. Nature Soc.*, *7*(1), 7–17. [29](#), [30](#)
- Bo, T.-L., and X.-J. Zheng (2011), The formation and evolution of aeolian dune fields under unidirectional wind, *Geomorphology*, *134*(3), 408–416. [29](#), [30](#)
- Bourke, M. (2010), Barchan dune asymmetry : Observations from Mars and Earth, *Icarus*, *205*, 183 – 197. [118](#)
- Bourke, M., K. Edgett, and C. B (2008), Recent eolian dune change on Mars, *Geomorphology*, *94*, 247 – 255. [6](#), [116](#)
- Bridges, N., F. Ayoub, J. Avouac, J. Leprince, A. Lucas, and S. Mattson (2012), Earth-like sand fluxes on Mars, *Nature*, *485*, 339 – 342. [117](#)
- Britter, R., J. Hunt, and K. Richards (1981), Air flow over a two-dimensional hill : Studies of velocity speed-up, roughness effects and turbulence, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, *107*(451), 91–110. [21](#), [22](#), [44](#)
- Butterfield, G. (1993), *Sand transport response to fluctuating wind velocity*, John Wiley {&} Sons Ltd. [14](#)
- Chao, S., and J. Xing (1994), Origin and development of the Shamo (sandy deserts) and the Gobi (stony deserts) of China, *The Geological Story of the World's Deserts*, *17*, 79 – 91. [62](#)
- Charru, F. (2006), Selection of the ripple length on a granular bed sheared by a liquid flow, *Phys. Fluids*, *18*, 121,508. [17](#)
- Charru, F., B. Andreotti, and P. Claudin (2013), Sand ripples and dunes, *Annu. Rev. Fluid Mech.*, *45*, 469–493. [17](#), [112](#), [113](#)
- Chen, H., K. Yaohu, and J. Feng (1990), Preliminary study on the plant growth and water balance in Shapotou area, Tengger desert, *Institute of Desert Research, Academia Sinica, Lanzhou*, pp. 1 – 12. [63](#)
- Chepil, W. (1958), The use of evenly spaced hemispheres to evaluate aerodynamic forces on a soil surface, *Transactions, American Geophysical Union*, *39*, 397–404. [9](#)
- Claudin, P., and B. Andreotti (2006), A scaling law for aeolian dunes on Mars, Venus, Earth, and

- for subaqueous ripples, *Earth Surf. Processes Landforms*, 252(1), 30–44. [10](#), [17](#), [130](#)
- Claudin, P., and B. Andreotti (2008), Dunes on Mars, Venus, Earth, and subaqueous ripples : a scaling law for their elementary size, *ESPCI*. [18](#)
- Claudin, P., G. Wiggs, and B. Andreotti (2013), Field evidence for the upwind velocity shift at the crest of low dunes, *Boundary-Layer Meteorol.*, 148(1), 195–206. [17](#), [22](#), [90](#)
- Cooke, R. U., A. Warren, and A. S. Goudie (1993), *Desert geomorphology*, CRC Press, London. [3](#)
- Courrech du Pont, S. (), Dune morphodynamics, *Comptes Rendus Physique*. [2](#)
- Courrech du Pont, S., C. Narteau, and X. Gao (2014), Two modes for dune orientation, *Geology*, 42(9), 743–746. [24](#), [27](#), [28](#), [29](#), [32](#), [37](#), [42](#), [43](#), [49](#), [115](#), [118](#), [128](#), [129](#), [131](#), [135](#), [137](#), [139](#), [141](#)
- Creysseels, M., P. Dupont, A. O. El Moctar, A. Valance, I. Cantat, J. T. Jenkins, J. M. Pasini, K. R. Rasmussen, et al. (2009), Saltating particles in a turbulent boundary layer : experiment and theory, *J. Fluid Mech.*, 625(47-74), 3–33. [19](#)
- Cutts, J., and R. Smith (1973), Eolian deposits and dunes on Mars, *Journal of Geophysical Research*, 78, 4139 – 4154. [116](#)
- Dee, D., S. Uppala, A. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, et al. (2011), The ERA-Interim reanalysis : Configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 137(656), 553–597. [58](#)
- Diniega, S., K. Glasner, and S. Byrne (2010), Long-time evolution of models of aeolian sand dune fields : Influence of dune formation and collision, *Geomorphology*, 121(1), 55–68. [30](#)
- Dong, Z., X. Wang, and G. Chen (2000), Monitoring sand dune advance in the Taklimakan Desert, *Geomorphology*, 35(3), 219–231. [29](#)
- Douady, S., A. Manning, P. Hersen, H. Elbelrhiti, A. Daerr, and B. Kabbachi (2006), The song of the dunes as a self-synchronized instrument, *Physical Review*, 69. [32](#)
- Durán, O., and H. Herrmann (2006), Modelling of saturated sand flux, *J. Stat. Mech.*, 2006(07), P07,011. [15](#), [19](#), [29](#)
- Durán, O., V. Schwämmle, P. G. Lind, and H. J. Herrmann (2009), The dune size distribution and scaling relations of barchan dune fields, *Granular Matter*, 11(1), 7–11. [29](#)
- Durán, O., P. Claudin, and B. Andreotti (2011), On aeolian transport : Grain-scale interactions, dynamical mechanisms and scaling laws, *Aeolian Research*, 3(3), 243–270. [12](#), [15](#), [17](#), [19](#), [29](#), [57](#), [71](#)
- Eastwood, E., J. Nield, A. Baas, and G. Kocurek (2011), Modelling controls on aeolian dune-field pattern evolution, *Sedimentology*, 58(6), 1391–1406. [30](#), [31](#)
- Einstein, H. A., and E.-S. A. El-Samni (1949), Hydrodynamic forces on a rough wall, *Rev. Mod. Phys.*, 21(3), 520. [9](#)
- Elachi, C., S. Wall, M. Janssen, E. Stofan, R. Lopes, R. Kirk, R. Lorenz, J. Lunine, F. Paganelli, L. Soderblom, C. Wood, L. Wye, H. Zebker, Y. Anderson, S. Ostro, M. Allison, R. Boehmer, P. Callahan, P. Encrenaz, E. Flamini, G. Francescetti, Y. Gim, G. Hamilton, S. Hensley, W. Johnson, K. Kelleher, D. Muhleman, G. Picardi, F. Posa, L. Roth, R. Seu, S. Shaffer, B. Stiles, S. Ve-

- trella, and R. West (2006), Titan Radar Mapper observations from Cassini's T3 fly-by, *Nature*, *441*(7094), 709 – 713. [6](#)
- Elbelrhiti, H. (2005), Morphodynamique des barkhanes : étude des dunes du sud-ouest marocain, Ph.D. thesis, Univ. Paris VII, Paris, Paris, France. [17](#)
- Elbelrhiti, H., P. Claudin, and B. Andreotti (2005), Field evidence for surface-wave-induced instability of sand dunes, *Nature*, *437*(7059), 720–723. [17](#), [18](#), [22](#), [29](#), [30](#)
- Elbelrhiti, H., B. Andreotti, and P. Claudin (2008), Barchan dune corridors : field characterization and investigation of control parameters, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, *113*(F2). [30](#)
- Endo, N., K. Taniguchi, and A. Katsuki (2004), Observation of the whole process of interaction between barchans by flume experiments, *Geophys. Res. Lett.*, *31*(12). [29](#)
- Engelund, F. (1970), Instability of erodible beds, *Journal of Fluid Mechanics*, *42*(2), 225 – 244. [38](#)
- Engelund, F. (1982), Sediment ripples and dunes, *Annual Review of Fluid Mechanics*, *14*, 13 – 37. [38](#)
- Ewing, R., and G. Kocurek (2010), Aeolian dune interactions and dune-field pattern formation : White Sands Dune Field, New Mexico, *Sedimentology*, *57*(5), 1199 – 1219. [135](#)
- Ewing, R., G. Kocurek, and L. L (2006), Pattern analysis of dune-field parameters, *Earth Surface Processes and Landforms*, *31*, 1176 – 1191. [117](#)
- Fenton, L. (2006), Dune migration and slip face advancement in the Rabe Crater dune field, Mars, *Geological Research Letters*, *33*(L20201). [117](#)
- Fenton, L., and R. Hayward (2010), Southern high latitude dune fields on Mars : Morphology, aeolian inactivity and climate change, *Geomorphology*, *121*, 98 – 121. [6](#), [116](#)
- Fenton, L., and T. Michaels (2010), Characterizing the sensitivity of daytime turbulent activity on Mars with the MRAMS LES : Early results, *Mars*, *5*, 159 – 171. [129](#)
- Fenton, L., T. Michaels, and R. Beyer (2014a), Inverse maximum gross bedform-normal transport 1 : How to determine a dune-constructing wind regime using only imagery, *Icarus*, *230*, 5 – 14. [118](#), [138](#), [139](#)
- Fenton, L. K., T. I. Michaels, M. Chojnacki, and R. A. Beyer (2014b), Inverse maximum gross bedform-normal transport 2 : Application to a dune field in Ganges Chasma, Mars and comparison with HiRISE repeat imagery and MRAMS, *Icarus*, *230*, 47–63. [40](#), [118](#)
- Fenton, L. K., T. I. Michaels, and R. A. Beyer (2014c), Inverse maximum gross bedform-normal transport 1 : How to determine a dune-constructing wind regime using only imagery, *Icarus*, *230*, 5–14. [139](#)
- Forget, F., F. Hourdin, R. Fournier, C. Hourdin, O. Talagrand, M. Collins, S. Lewis, P. Read, and J. Huot (1999), Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *104*, 24,155 – 24,175. [4](#), [128](#)
- Fourrière, A., P. Claudin, B. Andreotti, et al. (2010), Bedforms in a turbulent stream : formation of ripples by primary linear instability and of dunes by nonlinear pattern coarsening, *J. Fluid Mech.*, *649*, 287. [17](#)

- Fryberger, S. G., and G. Dean (1979), Dune forms and wind regime, *A study of global sand seas*, 1052, 137–169. [21](#)
- Gao, X., C. Narteau, O. Rozier, and S. Courrech du Pont (2015a), Phase diagrams of dune shape and orientations depending on sand availability, *Earth Surface Processes and Landforms*, 39, 98–109. [32](#), [33](#), [118](#), [129](#), [130](#), [131](#), [135](#), [136](#), [141](#), [144](#)
- Gao, X., C. Narteau, and Rozier (2016), Controls on and effects of armoring and vertical sorting in aeolian dune fields : A numerical simulation study, *Geophysical Research Letters*, 43. [29](#)
- Gardin, E., P. Allemand, C. Quantin, S. Silvestro, and C. Delacourt (2012), Dune fields on Mars : Recorders of a climate change ?, *Planetary and Space Science*, 60, 314 – 321. [118](#)
- Greeley, R., R. Arvidson, C. Elachi, M. Geringer, J. Plaut, R. Saunders, G. Schubert, E. Stophan, E. Thouvenot, S. Wall, and C. Weitz (1992a), Aeolian features on Venus : preliminary Magellan results, *Journal of Geophysical Research*, 97. [6](#)
- Greeley, R., R. Saunders, G. Schubert, and C. Weitz (1997), Aeolian processes and features on Venus, *Univ. Arizona Press, Tucson*, 4, 547 – 589. [6](#)
- Grompone Von Gioi, R., J. Jakubowicz, J. Morel, and G. Randall (2012), LSD : a Line Segment Detector, *Image Processing On Line*, 2, 35 – 55. [126](#)
- Hayward, R., K. Mullins, L. Fenton, T. Hare, T. Titus, M. Bourke, A. Colprete, and P. Christensen (2007), Mars digital dune database, *Journal of Geophysical Research*, 112(E11007). [6](#), [116](#), [117](#)
- Hayward, R., L. Fenton, K. Tanaka, M. K., T. Titus, M. Bourke, T. Hare, and P. Christensen (2008), Mars global digital dune database. Distribution in North Polar region and comparison to equatorial region, *LPSC XXXIX*, 1208. [6](#), [116](#)
- Hersen, P. (2004), On the crescentic shape of barchan dunes, *Eur. Phys. J. B*, 37(4), 507–514. [24](#), [29](#)
- Hersen, P. (2005), Flow effects on the morphology and dynamics of aeolian and subaqueous barchan dunes, *J. Geophys. Res.*, 110, 10 pp., 10.1029/2004JF000185. [24](#)
- Hersen, P., S. Douady, and B. Andreotti (2002), Relevant length scale of barchan dunes, *Phys. Rev. Lett.*, 89(26), 264,301. [17](#), [24](#), [29](#)
- Hersen, P., K. Andersen, H. Elbelrhiti, B. Andreotti, P. Claudin, and S. Douady (2004), Formation and stability of transverse and longitudinal sand dunes, *Physical Review*, 69. [32](#)
- Ho, T. D., A. Valance, P. Dupont, and A. O. El Moctar (2011), Scaling laws in aeolian sand transport, *Phys. Rev. Lett.*, 106(9), 094,501. [19](#)
- Howard, A. D., J. B. Morton, M. Gad El Hak, and D. B. Pierce (1978), Sand transport model of barchan dune equilibrium, *Sedimentology*, 25, 307–338. [24](#)
- Hunt, J., S. Leibovich, and K. Richards (1988), Turbulent shear flows over low hills, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 114(484), 1435–1470. [21](#)
- Hunter, R., B. Richmond, and T. Alpha (1983), Storm-controlled oblique dunes of the Oregon coast, *Bulletin*, 9(12), 1450–65. [26](#)
- Iversen, J. D., and K. R. Rasmussen (1999), The effect of wind speed and bed slope on sand

- transport, *Sedimentology*, 46(4), 723–731. [15](#), [19](#), [20](#)
- Iversen, J. D., R. Greeley, and J. B. Pollack (1976), Windblown dust on Earth, Mars and Venus, *J. Atmos. Sci.*, 33, 2425–2429. [10](#)
- Jackson, P., and J. Hunt (1975), Turbulent wind flow over a low hill, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 101(430), 929–955. [21](#), [23](#), [44](#)
- Jorgen, F. (1974), On the development of dunes in erodible channels, *Journal of Fluid Mechanics*, 64(1), 1 – 16. [38](#)
- Kaimal, J., and J. Finnigan (1994), *Atmospheric boundary layer flows : their structure and measurement*, Oxford University Press. [11](#)
- Kármán, T. v. (1934), Turbulence and skin friction, *J. Aeron. Sci.*, 1, 1–20. [9](#)
- Kármán, T. v. (1935), Some aspects of the turbulence problem, *Proc. 4th Int. Congr. Appl. Mech.*, pp. 54–91. [13](#)
- Kennedy, J. (1963), The mechanics of dunes and antidunes in erodible-bed channels, *Journal of Fluid Mechanics*, 16(4), 521 – 544. [38](#)
- Klijn, J. (1990), Dune forming factors in a geographical context, *Catena*, 18(suppl), 1–14. [1](#)
- Knies, G. (2006), Global energy and climate security through solar power from deserts, *Trans-Mediterranean Renewable Energy Cooperation*. [7](#)
- Kocurek, G., and R. Ewing (2005), Aeolian dune field self-organization - implications for the formation of simple versus complex dune-field patterns, *Geomorphology*, 72(1), 94–105. [29](#)
- Kocurek, G., and N. Lancaster (1999), Aeolian system sediment state : theory and Mojave Desert Kelso dune field example, *Sedimentology*, 46, 505 – 515. [135](#)
- Kok, J. (2010), Difference in the wind speeds required for initiation versus continuation of sand transport on Mars : Implications for dunes and dust storms, *Physical Review Letter*, 104. [10](#)
- Kok, J. F., and N. O. Renno (2009), A comprehensive numerical model of steady state saltation (COMSALT), *J. Geophys. Res.*, 114(D17), D17,204. [19](#)
- Kroy, K., G. Sauermann, and H. Herrmann (2002a), Minimal model for aeolian sand dunes, *Phys. Rev. E*, 66(3), 031,302. [29](#)
- Kroy, K., G. Sauermann, and H. J. Herrmann (2002b), Minimal model for sand dunes, *Phys. Rev. Lett.*, 88(5), 054,301. [29](#)
- Lancaster, N. (1989), Star dunes, *Prog. Phys. Geogr.*, 13(1), 67–91. [25](#)
- Lancaster, N. (1991), The orientation of dunes with respect to sand-transporting winds : a test of Rubin and Hunter’s gross bedform-normal rule, *Acta Mechanica Supplement*, 2, 89 – 102. [118](#)
- Lancaster, N. (1995), *Geomorphology of desert dunes*, Routledge (London and New York). [8](#)
- Lancaster, N. (2010), Assessing Dune-forming Winds on Planetary Surfaces - Application of the Gross Bedform Normal Concept, *LPI Contributions*, 1552, 39–40. [118](#)
- Lancaster, N., W. Nickling, C. Neuman, and V. Wyatt (1996), Sediment flux and airflow on the stoss slope of a barchan dune, *Geomorphology*, 17(1), 55–62. [22](#)

- Le Gall, A., A. Hayes, R. Ewing, M. Janssen, J. Radebaugh, C. Savage, and P. Encrenaz (2012), Latitudinal and altitudinal controls of Titan's dune field morphometry, *Icarus*, *217*, 231 – 242. [6](#)
- Lettau, K., and H. Lettau (1978), Experimental and micrometeorological field studies of dune migration, In *Exploring the World's Driest Climate* (ed. H. H. Lettau & K. Lettau), University of Wisconsin-Madison, Institute for Environmental studies, IES report vol. 101, pp. 110–147. [19](#), [20](#)
- Lewis, S., M. Collins, P. Read, F. Forget, F. Hourdin, R. Fournier, C. Hourdin, O. Talagrand, and J. Huot (1999), A climate database for Mars, *Journal of Geophysical Research*, *104*, 24 – 177. [128](#)
- Littmann, T. (1991), Dust storm frequency in Asia : Climatic control and variability, *International Journal of Climatology*, *11*, 393 – 412. [62](#)
- Livingstone, I., A. Warren, et al. (1996), *Aeolian geomorphology : an introduction.*, Addison Wesley Longman Ltd. [8](#), [24](#)
- Livingstone, I., G. F. Wiggs, and C. M. Weaver (2007), Geomorphology of desert sand dunes : a review of recent progress, *Earth-Sci. Rev.*, *80*(3), 239–257. [22](#), [24](#), [29](#)
- Lorenz, R. (2015), Heights of Fortuna-Meshknet (Al-Uzza Undae), Venus, from Magellan radarclimetry, *Fourth International Planetary Dunes Workshop*. [6](#)
- Lorenz, R., and J. Radebaugh (2009), Global pattern of Titan's dunes : radar survey from the Cassini prime mission, *Geophysical Research Letters*, *36*. [6](#)
- Lü, P., C. Narteau, Z. Dong, Z. Zhang, and S. C. du Pont (2014), Emergence of oblique dunes in a landscape-scale experiment, *Nat. Geosci.*, *7*, 99–103, doi :10.1038/NNGEO2047. [31](#), [38](#), [39](#), [64](#)
- Lucas, A., S. Rodriguez, C. Narteau, B. Charnay, S. Courrech du Pont, T. Tokano, A. Garcia, M. Thiriet, A. Hayes, R. Lorenz, and A. O (2014), Growth mechanisms and dune orientation on Titan, *Geophysical Research Letters*, *41*, 6093 – 6100. [6](#), [118](#), [126](#), [127](#)
- Lucas, A., C. Narteau, S. Rodriguez, O. Rozier, Y. Callot, and S. Courrech du Pont (2015), Sediment flux from the morphodynamics of elongating linear dunes, *Geology*, *43*, 1027 – 1030. [37](#), [118](#), [130](#), [144](#)
- Lü, P., C. Narteau, Z. Dong, O. Rozier, and S. Courrech du Pont (2017), Unravelling raked linear dunes to explain the coexistence of bedforms in complex dunefields, *Nature Communications*, *8*(14239). [53](#), [119](#), [130](#), [137](#), [144](#)
- Madeleine, J., F. Forget, E. Millour, T. Navarro, and A. Spiga (2012), The influence of radiatively active water ice clouds on the Martian climate, *Geophysical Research Letters*, *39*. [128](#)
- Mason, J. A., J. B. Swinehart, R. J. Goble, and D. B. Loope (2004), Late-Holocene dune activity linked to hydrological drought, Nebraska Sand Hills, USA, *The Holocene*, *14*(2), 209–217. [29](#)
- Mason, P., and R. Sykes (1979), Flow over an isolated hill of moderate slope, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, *105*(444), 383–395. [21](#)
- Massé, M., O. Bourgeois, S. Le Mouélic, C. Verpoorter, A. Spiga, and L. Le Deit (2012), Wide

- distribution and glacial origin of polar gypsum on Mars, *Earth and Planetary Science Letters*, *317*, 44 – 55. [120](#)
- McCauley, J., M. Carr, J. Cutts, W. Hartmann, H. Masursky, D. Milton, R. Sharp, and D. Wilhelms (1972), Preliminary Mariner 9 report on the geology of Mars, *Icarus*, *17*, 289 – 327. [116](#)
- Miao, X., J. A. Mason, J. B. Swinehart, D. B. Loope, P. R. Hanson, R. J. Goble, and X. Liu (2007), A 10,000 year record of dune activity, dust storms, and severe drought in the central Great Plains, *Geology*, *35*(2), 119–122. [29](#)
- Middleton, N., and D. Thomas (1997), World Atlas of desertification, *UNEP*. [62](#)
- Miller, M., I. McCave, and P. Komar (1977), Threshold of sediment motion under unidirectional currents, *Sedimentology*, *24*(4), 507–527. [10](#)
- Mitasova, H., M. Overton, and R. S. Harmon (2005), Geospatial analysis of a coastal sand dune field evolution : Jockey’s Ridge, North Carolina, *Geomorphology*, *72*(1), 204–221. [29](#)
- Momiji, H., R. Carretero-Gonzalez, S. Bishop, A. Warren, et al. (2000), Simulation of the effect of wind speedup in the formation of transverse dune fields, *Earth Surf. Processes Landforms*, *25*(8), 905–918. [18](#), [30](#)
- Momiji, H., H. Nishimori, and S. R. Bishop (2002), On the shape and migration speed of a proto-dune, *Earth Surf. Proc. Land.*, *27*(12), 1335–1338. [24](#)
- Montabone, L., F. Forget, E. Millour, R. Wilson, S. Lewis, B. Cantor, D. Kass, A. Kleinböhl, M. Lemmon, M. Smith, and M. Wolff (2015), Eight-years climatology of dust optical depth on Mars, *Icarus*, *251*, 65 – 95. [129](#)
- Nalpanis, P., J. Hunt, and C. Barrett (1993), Saltating particles over flat beds, *J. Fluid Mech.*, *251*, 661–661. [14](#)
- Narteau, C., J. Le Mouël, J. Poirier, E. Sepúlveda, and M. Shnirman (2001), On a small-scale roughness of the core–mantle boundary, *Earth Surf. Processes Landforms*, *191*(1), 49–60. [50](#)
- Narteau, C., D. Zhang, O. Rozier, and P. Claudin (2009), Setting the length and time scales of a cellular automaton dune model from the analysis of superimposed bed forms, *J. Geophys. Res.*, *114*(F3), F03,006. [16](#), [17](#), [30](#), [31](#), [50](#)
- Navarro, T., F. Forget, E. Millour, and S. Greybush (2014), Detection of detached dust layers in the Martian atmosphere from their thermal signature using assimilation, *Geophysical Research Letters*, *41*, 6620 – 6626. [128](#)
- Neuman, C. M., N. Lancaster, and W. Nickling (1997), Relations between dune morphology, air flow, and sediment flux on reversing dunes, Silver Peak, Nevada, *Sedimentology*, *44*(6), 1103–1111. [22](#)
- Nickling, W. (1983), Grain-size characteristics of sediment transported during dust storms, *J. Sediment. Petrol.*, *53*(3), 1011–1024. [15](#)
- Nishimori, H., and N. Ouchi (1993), Formation of ripple patterns and dunes by wind-blown sand, *Phys. Rev. Lett.*, *71*(1), 197–200. [30](#)
- Nishimori, H., M. Yamasaki, and K. Andersen (1998), A simple model for the various pattern

- dynamics of dunes, *Int. J. Mod. Phys. B*, 12(03), 257–272. [30](#)
- Ortiz, P., and P. K. Smolarkiewicz (2006), Numerical simulation of sand dune evolution in severe winds, *Int. J. Numer. Methods Fluids*, 50(10), 1229–1246. [30](#)
- Owen, P. R. (1964), Saltation of uniform grains in air, *J. Fluid Mech*, 20(2), 225–242. [19](#), [20](#)
- Paige, D., J. Bachman, and K. Keegan (1994), Thermal and albedo mapping of the polar regions of Mars using Viking thermal mapper observations : 1. North polar region, *JGR*, 99, 25,959 – 25,991. [6](#)
- Parteli, E., and H. Herrmann (2003), A simple model for a transverse dune field, *Physica A*, 327(3), 554–562. [29](#)
- Parteli, E. J., O. Duran, and H. J. Herrmann (2007), Minimal size of a barchan dune, *Phys. Rev. E*, 75(1), 011,301. [30](#)
- Parteli, E. J., O. Durán, H. Tsoar, V. Schwämmle, and H. J. Herrmann (2009), Dune formation under bimodal winds, *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.*, 106(52), 22,085–22,089. [29](#)
- Parteli, E. J., O. Durán, M. C. Bourke, H. Tsoar, T. Pöschel, and H. Herrmann (2014), Origins of barchan dune asymmetry : insights from numerical simulations, *Aeolian Research*, 12, 121–133. [40](#)
- Parteli, E. J. R. (2007), Sand dunes on Mars and on Earth, Ph.D. thesis, PhD thesis, University of Stuttgart. [29](#)
- Pearce, K. I., and I. J. Walker (2005), Frequency and magnitude biases in the ‘Fryberger’ model, with implications for characterizing geomorphically effective winds, *Geomorphology*, 68(1), 39–55. [21](#)
- Peixdto, J. P., and A. H. Oort (1992), Physics of climate, *American institute of physics, New York*. [13](#)
- Ping, L., C. Narteau, Z. Dong, Z. Zhang, and S. Courrech du Pont (2014), Emergence of oblique dunes in a landscape-scale experiment, *Nature Geoscience*, 7, 99 – 103. [29](#), [118](#), [144](#)
- Piqueux, S., A. Kleinböhl, H. P. D. Kass, J. Schofield, and D. Mc-Cleese (2015), Variability of the Martian seasonal CO₂ cap extent over eight Mars years, *Icarus*, 251, 164–180. [116](#)
- Prandtl, L. (1935), The mechanics of viscous fluids, *Aerodynamic theory, III*, 34–208. [13](#)
- Prettyman, T., W. Feldman, and T. Titus (2009), Characterization of Mars’s seasonal caps using neutron spectroscopy, *Journal of Geophysical Research : Planets*, 114. [130](#)
- Pye, K. (1990), Physical and human influences on coastal dune development between the Ribble and Mersey estuaries, northwest England, In K. F. Nordstrom, N. P. Psuty, R. W. G. Carter (Eds.), *Coastal dunes : processes and morphology*, pp. 339–359. [13](#)
- Pye, K., and H. Tsoar (1987), The mechanics and geological implications of dust transport and deposition in deserts with particular reference to loess formation and dune sand diagenesis in the northern Negev, Israel, *Geological Society, London, Special Publications*, 35(1), 139–156. [14](#)
- Pye, K., and H. Tsoar (1990), *Aeolian sand and sand dunes*, Unwin Hyman, London. [1](#), [9](#), [10](#)

- Pye, K., and H. Tsoar (2009), *Aeolian sand and sand dunes*, Springer. [15](#)
- Qiu, G., I. Lee, H. Shimizu, Y. Gao, and G. Ding (2003), Principles of sand dune fixation with straw checkerboard technology and its effects on the environment, *Journal of Arid Environments*, *56*(2004), 449–464. [7](#)
- Radebaugh, J., R. Lorenz, J. Lunine, S. Wall, G. Boubin, E. Reffet, R. Kirk, R. Lopes, E. Stofan, L. Soderblom, M. Allison, M. Janssen, P. Paillou, P. Callahan, C. Spencer, and the Cassini Radar Team (2008), Dunes on Titan observed by Cassini Radar, *Icarus*, *194*(2), 690 – 703. [6](#)
- Radebaugh, J., A. Le Gall, J. Barnes, R. Lorenz, J. Lunine, and R. Kirk (2014), Stabilized Dunes on Titan indicate change in climate and surface processes, *Lunar Planet*, *43*, 22 – 24. [6](#)
- Reffet, E., S. Courrech du Pont, P. Hersen, and S. Douady (2010), Formation and stability of transverse and longitudinal sand dunes, *Geology*, *38*(6), 491–494. [32](#)
- Richards, K. (1980), The formation of ripples and dunes on an erodible bed, *Journal of Fluid Mechanics*, *99*(3), 597 – 618. [38](#)
- Rioual, F., A. Valance, and D. Bideau (2000), Experimental study of the collision process of a grain on a two-dimensional granular bed, *Phys. Rev. E*, *62*(2), 2450. [14](#)
- Rodriguez, S., A. Garcia, A. Lucas, T. Appéré, A. Le Gall, E. Reffet, L. Le Corre, S. Le Mouélic, T. Cornet, S. Courrech du Pont, C. Narteau, O. Bourgeois, J. Radebaugh, K. Arnold, J. Barnes, K. Stephan, R. Jaumann, C. Sotin, R. Brown, R. Lorenz, and E. Turtle (2014), Global mapping and characterization of Titan’s dune fields with Cassini : Correlation between RADAR and VIMS observations, *Icarus*, *230*, 168 – 179. [6](#)
- Rozier, O., and C. Narteau (2014), A real space cellular automaton laboratory, *Scientific Reports*, *5*. [29](#), [50](#)
- Rubin, D., and C. Carter (1987), Cross-bedding, bedforms, and paleocurrents, *SEPM*. [118](#), [131](#)
- Rubin, D., and Hunter (1987), Bedform alignment in directionally varying flows, *Science*, *237*(4812), 276–278. [6](#), [27](#), [38](#), [39](#), [40](#), [41](#), [42](#), [47](#), [117](#), [118](#)
- Rubin, D. M. (2012), A unifying model for planform straightness of ripples and dunes in air and water, *Earth-Sci. Rev.*, *113*(3), 176–185. [118](#)
- Rubin, D. M., H. Tsoar, and D. G. Blumberg (2008), A second look at western Sinai seif dunes and their lateral migration, *Geomorphology*, *93*(3), 335–342. [118](#)
- Runyon, K., N. Bridges, F. Ayoub, C. Newman, and J. Quade (2017), An integrated model for dune morphology and sand fluxes on Mars, *Earth and Planetary Science Letters*, *457*, 204 – 212. [118](#)
- Sauermann, G. (2001), Modeling of wind blown sand and desert dunes, Ph.D. thesis, Univ. Stuttgart, Stuttgart, Germany. [16](#), [17](#), [29](#)
- Sauermann, G., K. Kroy, and H. J. Herrmann (2001), Continuum saltation model for sand dunes, *Phys. Rev. E*, *64*(3), 031,305. [29](#)
- Sauermann, G., J. Andrade Jr, L. Maia, U. Costa, A. Araújo, and H. Herrmann (2003), Wind velocity and sand transport on a barchan dune, *Geomorphology*, *54*(3), 245–255. [24](#), [30](#)

- Sherman, D. J., and B. Li (2012), Predicting aeolian sand transport rates : a reevaluation of models, *Aeolian Research*, *3*(4), 371–378. [19](#), [20](#)
- Shields, I. (1936), Anwendung der ahnlichkeitmechanik und der turbulenzforschung auf die geschleibebewegung, *Mitt. Preuss Ver.-Anst.*, *26*, 5–24. [10](#)
- Smith, I., A. Spiga, and J. Holt (2015), Aeolian processes as drivers of landform evolution at the south pole of Mars, *Geomorphology*, *240*, 54 – 69. [144](#)
- Soderblom, L., R. Kirk, J. Lunine, J. Anderson, K. Baines, J. Barnes, J. Barrett, R. Brown, B. Burratti, R. Clark, D. Cruikshank, C. Elachi, M. Janssen, R. Jaumann, E. Karkoschka, S. Mouélic, R. Lopes, R. Lorenz, T. McCord, P. Nicholson, J. Radebaugh, B. Rizk, C. Sotin, E. Stofan, T. Sucharski, M. Tomasko, and S. Wall (2007), Correlations between Cassini VIMS spectra and RADAR SAR images : implications for Titan’s surface composition and the character of the Huygens Probe Landing Site, *Planetary and Space Science*, *55*, 2025 – 2036. [6](#)
- Sørensen, M. (2004), On the rate of aeolian sand transport, *Geomorphology*, *59*(1), 53–62. [19](#), [20](#)
- Spiga, A., and F. Forget (), A new model to simulate the Martian mesoscale and microscale atmospheric circulation : validation and first results, *Journal of Geophysical Research : Planets*. [145](#)
- Sullivan, R., R. Arvidson, J. Bell, R. Gellert, M. Golombek, R. Greeley, K. Herkenhoff, J. Johnson, S. Thompson, P. Whelley, and J. Wray (2008), Wind driven particle mobility on Mars : Insights from Mars Exploration Rover observations at ‘El Dorado’ and surroundings at Gusev Crater, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *113*(E06S07). [117](#)
- Sutton, O. G. (1953), *Micrometeorology*, New York : McGraw-Hill. [13](#)
- Sylvestro, S., L. Fenton, D. Vaz, N. Bridges, and G. Ori (2010), Ripple migration and dune activity on Mars : Evidence for dynamic wind processes, *Geological Research Letters*, *37*(L20203). [117](#)
- Taniguchi, K., and N. Endo (2007), Deformed barchans under alternating flows : Flume experiments and comparison with barchan dunes within Proctor Crater, Mars, *Geomorphology*, *90*(1), 91–100. [41](#)
- Titus, T. (2009), Mars polar cap edges tracked over 4 full Mars years using MGS TES, *Third International Workshop on Mars Polar Energy Balance and the CO2 Cycle*. [130](#)
- Toigo, A., and M. Richardson (2002), A mesoscale model for the Martian atmosphere, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *107*, 1 – 21. [144](#)
- Tsoar, H. (2001), Types of aeolian sand dunes and their formation, in *Geomorphol. Fluid. Mech.*, pp. 403–429, Springer. [9](#), [24](#)
- Tsoar, H. (2005), Sand dunes mobility and stability in relation to climate, *Physica A*, *357*(1), 50–56. [21](#)
- Tyler, D., and J. Barnes (2005), A mesoscale model study of summertime atmosphere circulations in the north polar region of Mars, *Journal of Geophysical Research : Planets*, *110*. [144](#)
- Ungar, J., and P. Haff (1987), Steady state saltation in air, *Sedimentology*, *34*(2), 289–299. [19](#), [57](#), [71](#)

- Uppala, S. M., P. Kållberg, A. Simmons, U. Andrae, V. Bechtold, M. Fiorino, J. Gibson, J. Hase-
ler, A. Hernandez, G. Kelly, et al. (2005), The ERA-40 re-analysis, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*,
131(612), 2961–3012. [58](#)
- Walker, I. J., and W. G. Nickling (2003), Simulation and measurement of surface shear stress over
isolated and closely spaced transverse dunes in a wind tunnel, *Earth Surf. Processes Landforms*,
28(10), 1111–1124. [22](#)
- Wang, G., J. Innes, J. Lei, S. Dai, and S. Wu (2007), China’s forestry reforms, *Science*, *318*, 1556
– 1557. [7](#)
- Wang, K. (1991), Studies on sand dune stabilization in the Shapotou area, *Journal of Desert
Research*, pp. 13–26. [7](#)
- Wang, T., S. X., Y. C., L. S., and X. J (2011), Remote sensing analysis on aeolian desertification
trends in northern China during 1975-2010, *Journal of desert research*. [62](#)
- Wasson, R., and R. Hyde (1983), Factors determining desert dune types, *Nature*, *304*, 337–339. [24](#)
- Werner, B. (1995), Eolian dunes : computer simulations and attractor interpretation, *Geology*,
23(12), 1107–1110. [30](#), [31](#)
- Wiggs, G. F., I. Livingstone, and A. Warren (1996), The role of streamline curvature in sand dune
dynamics : evidence from field and wind tunnel measurements, *Geomorphology*, *17*(1), 29–46.
[22](#)
- Wilson, I. G. (1972), Aeolian bedforms-their development and origins, *Sedimentology*, *19*(3-4),
173–210. [3](#)
- Wu, X., X. Zou, Z. Zheng, and C. Zhang (2011), Field measurement and scaled-down wind-tunnel
model measurement of airflow field over a barchan dune, *J. Arid. Environ.*, *75*(5), 438–445. [22](#)
- Yang, G., Z. Huang, X. Zhao, M. Hu, and Y. Ling (1994), A study on several problems concerning
dust storms in Northwest China, *IUGG/CAS Summer Training School for Combating Deserti-
fication*, p. 163 – 183. [62](#)
- Zhang, D., C. Narteau, and O. Rozier (2010a), Morphodynamics of barchan and transverse dunes
using a cellular automaton model, *J. Geophys. Res.*, *115*(F3), F03,041. [31](#)
- Zhang, D., C. Narteau, and O. Rozier (2010b), Morphodynamics of barchan and transverse dunes
using a cellular automaton model, *Journal of Geophysical Research*, *115*. [53](#)
- Zhang, D., C. Narteau, O. Rozier, and S. Courrech du Pont (2012), Morphology and dynamics of
star dunes from numerical modelling, *Nat. Geosci.*, *5*(7), 463–467. [25](#), [29](#), [30](#), [31](#), [41](#), [44](#), [118](#)
- Zhang, D., O. Rozier, and C. Narteau (2014), Mean sediment residence time in barchan dunes,
Journal of Geophysical Research, *119*, 451 – 463. [53](#)
- Zheng, X. (2009), *Mechanics of wind-blown sand movements*, Springer. [29](#)
- Zheng, X.-J., T.-L. Bo, and W. Zhu (2009), A scale-coupled method for simulation of the formation
and evolution of aeolian dune field, *Int. J. Nonlin. Sci. Num.*, *10*(3), 387–396. [29](#)
- Zimbelman, J. (2008), Planetary dune fields : examples of performance under pressure, *Planetary
Dunes Workshop*, p. 81 – 82. [5](#)