

Introduction

Dynamique et processus éoliens

J'étais dans un univers de dunes de sable strictement pur, étalé à l'infini de chaque côté en formes strictement géométriques, quoique sensibles au vent, mais d'une sensibilité qui ne permet que la recomposition des mêmes formes (de ce côté là on est tranquille).

Jean Giono, *Noé, Œuvres complètes*
Gallimard, t. III, 1974, p. 839

Le Vent est parfois encore considéré comme plus emblématique des déserts que la sécheresse, tant ses actions sont perçues comme omniprésentes et prépondérantes en ces contrées arides. Est-ce la raison des erreurs et contrevérités qui sont légion quand sont évoqués le vent et, surtout, ses manifestations les plus connues, les dunes ? L'originalité des formes et actions éoliennes est la raison la plus probable de cette fascination, pouvant conduire certains chercheurs, et non des moindres, à succomber au mirage du vent et à surestimer ses actions. Nous verrons que les faits sont plus complexes : originalité n'est pas forcément synonyme d'efficacité.

Les processus éoliens (du nom d'Éole, dieu du vent dans la mythologie grecque) comptent parmi les actions géomorphologiques les plus originales du globe. La cause en est simple : *la circulation du matériel par voie aérienne libère partiellement le vent, surtout aux échelles moyennes, de la contrainte topographique* (figure I.1). Il a donc *une relative indépendance vis-à-vis de la pesanteur, donc vis-à-vis des pentes et du relief préexistants*. Il est, par exemple,

avec les glaciers, le seul agent capable de faire remonter du matériel ; certains aménageurs l'ont appris à leurs dépens.

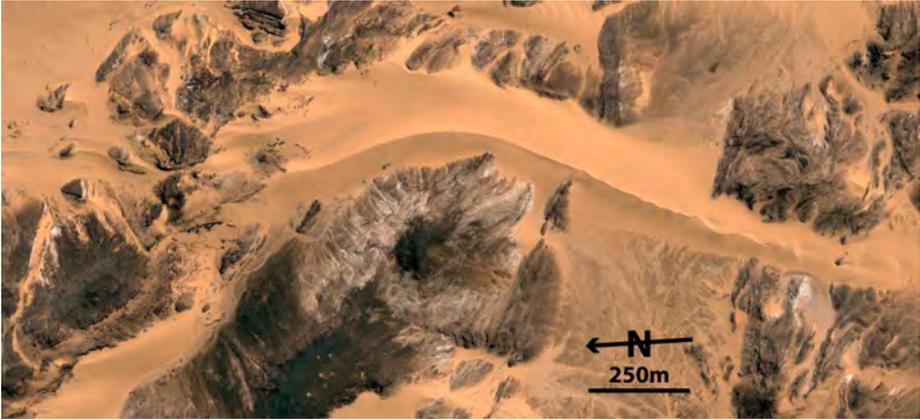


Figure I.1. Flèche sableuse courbée par le relief au S-E du Tibesti, dans une région à vent presque monodirectionnel (d'après image Google Earth)

Cette originalité des actions éoliennes commande le plan : une fois mieux précisés les conditions et les modes de fonctionnement permettant la mise en place et, parfois, le remaniement des formations éoliennes, nous suivrons une approche différenciée selon les types de milieux et de formations associées. Nous terminerons sur quelques exemples représentatifs d'interactions souvent désastreuses entre les processus éoliens et l'Homme.

I.1. Les conditions d'action du vent et les milieux concernés

I.1.1. Où le vent est-il efficace ?

Le vent possède un caractère indéniable : il souffle sur toute la surface de la Terre, avec une intensité variable selon divers critères d'échelles. Les différences peuvent s'observer à l'échelle globale. Ainsi, les grandes étendues océaniques australes sont balayées par les dépressions des parallèles austraux, les quarantièmes rugissants et les cinquantièmes hurlants recherchés lors des courses à la voile. À l'échelle continentale, d'autres contrées sont plus calmes, comme le centre de la Sibérie. Le Grand Nord canadien, moins froid que la

Sibérie, est parfois considéré comme plus difficile à vivre l'hiver parce que les vents y sont plus violents.

Les différences peuvent être tout aussi marquées localement. L'exemple du couloir rhodanien est remarquable à cette échelle : un jour de mistral hivernal, la vallée du Rhône ou les plateaux qui la bordent peuvent être balayés par un mistral insupportable, pendant que les vallées affluentes, comme les rivières descendues des Cévennes, orientées d'ouest en est, connaissent un microclimat presque estival.

L'omniprésence du vent pourrait amener à déduire que des formations éoliennes existent sur tous sur les continents. Ce n'est pas le cas, sauf sur des aires réduites. Un certain nombre de conditions doivent être remplies pour que la dynamique éolienne soit efficace :

- un vent fréquent et fort est une condition favorable, sans être absolue. Si toutes les autres conditions sont réunies, même des vents faibles peuvent donner des formations éoliennes de grande taille. Par contre, il existe un seuil de vitesse en dessous duquel le vent ne déplace aucun matériel. Ce seuil de déplacement du matériel sableux, variable selon les conditions locales et notamment la taille des éléments transportés, est le plus souvent placé entre 4,5 et 6 m/s à 10 m. Il sera étudié plus en détail lors de l'étude des quantités de sable déplaçables par le vent ;

- mais la première condition est non suffisante. Dans beaucoup de contrées, le vent seul est peu efficace sur la terre ferme, sauf en cas de tempêtes exceptionnelles comme, en France, celles de décembre 1999 ou la tempête Xynthia de 2009. Ce sont les matériaux, qu'il transporte dans des limites granulométriques précises, qui ont une action morphogénique importante pour l'accumulation comme pour l'ablation. Or, pour transporter, encore faut-il que le vent trouve du matériel disponible. Ces matériaux pouvant être pris en charge et déplacés sont des sables, des poussières (voir *infra* p. 15), mais également des cendres volcaniques, comme en Islande ;

- la condition précédente suppose la présence d'un sol nu, au moins en partie. Elle implique donc l'absence ou, au moins, la discontinuité d'une couverture végétale fixant les matériaux et bloquant l'action du vent par la rugosité ou la cohésion qu'elle introduit. La raison en est la relation forte entre la

couverture végétale et la disponibilité du matériel. La végétation génère à la surface du sol une «rugosité» qui perturbe et freine le déplacement du vent, à tel point que l'on considère qu'à partir d'une couverture végétale supérieure à 30 %, le vent est totalement inefficace (MARTICORENA et BERGAMETTI 1995). Il suffit d'observer sur la côte bretonne un vent de tempête remuant l'herbe d'une prairie pour se convaincre de cette efficacité, surtout si la prairie jouxte un champ de primeurs où le sol est à nu. Toutes les situations intermédiaires entre sols couverts et sols partiellement ou totalement nus peuvent exister et conditionneront en grande partie les capacités de l'activité éolienne. Aussi les déserts, chauds ou froids, sont-ils des régions privilégiées pour l'action éolienne.

Dans des conditions d'aridité prononcée, au N-O de la Mauritanie, lors d'une étude sur la lutte contre l'ensablement de la voie ferrée reliant les mines de fer de Zouerate au port de Nouadhibou, nous avons procédé à des mesures d'efficacité de la couverture végétale. Sur quelques centaines de mètres, la voie ferrée n'était jamais ensablée sous le vent d'une aire couverte de quelques acacias trop éparpillés pour être efficaces et d'une steppe peu dense presque monospécifique d'une grande graminée vivace appelée localement *markouba* (*Panicum turgidum*) (figure I.2). Dans cette aire à markouba, une série de 20 mesures de la vitesse du vent ont donné une moyenne de 9,1 m/s à 2 m de hauteur et de 1,5 m/s à 30 cm de hauteur ; juste derrière les touffes végétales, le vent était quasi nul, entre 0,4 et 0,1 m/s.

Ces conditions peuvent être actuelles ou avoir existé dans un passé géologique récent, lors des dernières variations climatiques quaternaires, ou dans un passé bien plus ancien : des formations éoliennes paléozoïques sont étudiées pour leur intérêt dans la recherche d'hydrocarbures (GLENNIE 1970 ; ALSHARHAN *et al.* 1998). Il est donc souvent utile de distinguer les formations fonctionnelles actuelles, comme les dunes vives, des formations anciennes, comme les lœss ou certains sables de couverture.

I.1.2. Les milieux concernés

Les conditions nécessaires énoncées ci-dessus limitent l'action du vent aux aires où elles sont présentes et où plusieurs causes peuvent se cumuler.



Figure I.2. *Steppe spontanée de markouba protégeant la voie ferrée Nouadhibou-Zouerate que l'on distingue à l'arrière-plan. Une formation végétale aussi lâche est déjà remarquablement efficace pour stopper les actions éoliennes*

I.1.2.1. Les régions « naturelles »

Le terme désigne des régions où les conditions naturelles sont le facteur principal permettant l'action du vent. Cela n'exclut pas les interventions humaines comme facteur de limitation et, hélas, plus souvent d'exacerbation des actions éoliennes.

Ce sont :

- les secteurs des zones littorales où les plages combinent l'absence de végétation et un apport de sable parfois important ;
- le voisinage des volcans où les apports de cendres peuvent être abondants et où peuvent apparaître des phénomènes « éoliens » originaux liés aux ondes de choc des phénomènes explosifs ;
- les régions où la rudesse du climat empêche ou, tout au moins, freine la croissance de la végétation et où se rencontrent la plupart des formations éoliennes.

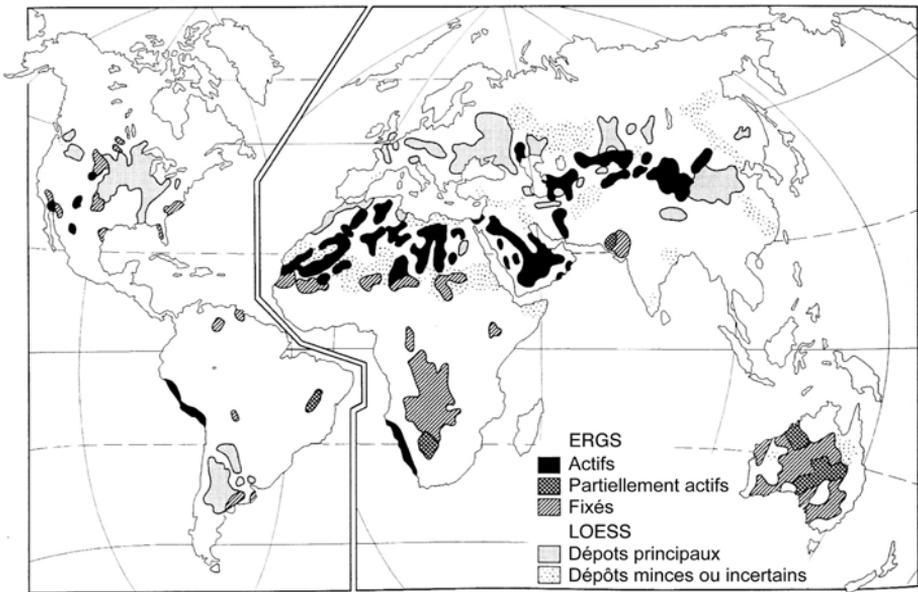


Figure 1.3. Distribution des aires de dépôts éoliens sur le globe (Thomas 1997). Certaines aires sont exagérées pour être visibles à l'échelle de la carte

Dans ce dernier cas, les facteurs contraignants peuvent avoir deux origines :

- les climats froids glaciaires et périglaciaires. Les formations peuvent être héritées, comme les loess européens, ou actuelles, plus au nord, dans les aires où la couverture végétale ne protège pas le sol ;

– les milieux arides et semi-arides des régions chaudes ou « tempérées », objets de cet ouvrage, à précipitations peu abondantes et à forte évaporation. Ces aires se trouvent dans plusieurs parties du monde (figures I.3 et 3.1) : l’Australie avec ses déserts intérieurs ; l’ouest de l’Amérique du Nord et la diagonale aride de l’Amérique du Sud ; l’ouest de l’Afrique méridionale et, surtout, l’immense arc aride partant du Sahara atlantique en Afrique de l’Ouest – il recouvre l’ensemble du Sahara et ses extensions en Afrique de l’Est, passe sans solution de continuité, hormis la mer Rouge et le golfe Persique, aux déserts d’Asie, allant de la péninsule arabique au Taklamakan et au désert de Gobi, chauds l’été et très froids l’hiver. Cet arc a même quelques extensions européennes, par exemple, dans la péninsule Ibérique.

L’énumération des causes « physiques » montre que l’environnement climatique, au sens le plus large, et pas seulement le vent, conditionne l’existence et l’efficacité des actions éoliennes. On voit également que les « causes » ne sont pas contradictoires et peuvent se combiner, comme au cap Juby (voir ci-après p. 23), où environnement désertique et apports littoraux abondants donnent l’un des plus beaux systèmes éoliens du globe.

1.1.2.2. *Les milieux anthropisés*

Si l’anthropisation affecte tous les milieux physiques, elle doit être présentée ici, car elle peut jouer un rôle essentiel sur les marges arides. Un remaniement *lato sensu* par l’Homme des terrains meubles – particulièrement des sols – entraîne souvent la disparition plus ou moins complète de la couverture végétale. Même si cela s’observe sur les grands chantiers, l’activité agricole en est la cause principale. Apparaissant d’autant plus facilement que le milieu est sec, la mise à nu des sols sera un facteur aggravant ou déclencheur de grande importance des marges arides. Ce fut le cas lors du *Dust Bowl*, catastrophe écologique qui affecta le sud-ouest des Grandes Plaines des États-Unis de 1930 à 1938 (voir section 2.3).

1.2. Les processus éoliens

Lorsque ces conditions sont réunies, la dynamique éolienne est fonction de plusieurs variables :

– l'énergie fournie par le vent, qui dépend de sa fréquence et de sa vitesse. La turbulence intervient également dans des conditions plus difficiles à mesurer sur le terrain ;

– la direction des vents. S'ils soufflent dans toutes les directions, ils tendent à remanier le sable sans migration importante du matériel. Une même quantité d'énergie, dans un régime de vents dits unidirectionnels, c'est-à-dire avec une direction dominante marquée, entraîne l'apparition de formes dunaires mobiles (voir ci-après p. 82) et des migrations de sable importantes souvent plus gênantes pour l'activité humaine.

Trois types d'actions interviennent dans la dynamique éolienne : le transport, l'ablation et l'accumulation. L'ordre dans lequel ces actions doivent être décrites pose problème dans la mesure où elles sont en interaction constante. Elles seront traitées dans l'ordre énoncé ci-dessus, dans la mesure où le processus moteur est le transport. Toutefois, cet ordre pourrait être discuté car l'ablation, qui rend le vent efficace, pourrait être abordée en premier.

1.2.1. Le transport éolien

Le vent transporte le matériel de différentes manières selon sa vitesse, la granulométrie, la forme et la densité des éléments. Le matériel sableux est essentiellement constitué de quartz, avec des exceptions, comme les sables gypseux. Il a plusieurs particularités :

– il est limité à une fraction granulométrique assez limitée, qui sera précisée lors de l'étude des types de transport ;

– les grains quartzeux sont dits *ronds-mats* (figure I.4) : examinés à la loupe, ils ont un aspect arrondi et dépoli par les chocs et frottements avec les autres grains. Cela permet de les distinguer des grains émoussés luisants, beaucoup plus brillants, résultant du transport par les cours d'eau. Cet aspect est dû aux chocs répétés des grains pendant le transport qui ont deux effets :

- les grains sont littéralement *dépolis* à leur surface ;

- certains chocs particulièrement violents détachent des morceaux des grains et laissent de remarquables traces en V très significatives.

Cet aspect des grains est si original qu'il permet de reconnaître aisément les grains éoliens et même, parfois, de voir les traces d'un parcours par voie

aérienne après que les grains ont subi un transport aquatique. Cela est surtout vrai pour les plus gros grains, les grains de petites dimensions ($< 250 \mu\text{m}$) étant très rarement ronds.



Figure I.4. Image MEB d'un grain de sable éolisé (région de Taghit, Algérie), diamètre d'environ $250 \mu\text{m}$. À droite, détail du grain avec des traces très émoussées de chocs éoliens

Des débris plats seront plus facilement déplacés, parce qu'ils offrent une plus grande surface au vent par rapport à leur volume. C'est le cas des coquilles de plages ou de paléolacs, ou des cristaux de gypse que l'on trouve autour des dépôts d'évaporites, soit incorporés aux dunes sous forme de plaquettes minces et de plus grande taille que le sable dunaire, soit formant des dunes purement gypseuses à éléments assez grossiers en raison de la faible densité des grains liée à la forte proportion de vides. Le célèbre site de *White Sands*, au Nouveau-Mexique, est un exemple remarquable de ces formations gypseuses donnant des dunes presque blanches que l'on peut prendre pour de la neige.

Le transport éolien est, comme dans l'eau, complexe : plusieurs modes de transport existent et coexistent même souvent, notamment lors des forts vents de sable, en fonction de la taille des éléments transportés. Ils ont été bien étudiés en soufflerie de laboratoire, où l'on peut contrôler les vitesses de vent et les quantités déplacées, voire sur le terrain, avec des souffleries mobiles posées sur des surfaces désertiques. On peut, en simplifiant, distinguer trois types de transport en fonction de la taille des éléments transportés et de la vitesse du vent (figure I.5).

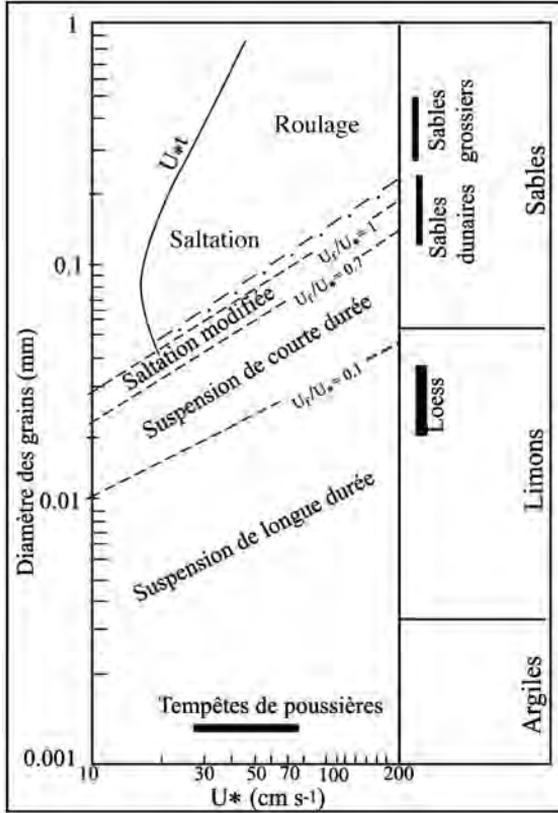


Figure I.5. Relation entre vitesse d'ablation, vitesse de chute et granulométrie dans les sédiments éoliens (Tsoar et Pye 1987)

COMMENTAIRE SUR LA FIGURE I.5.— U_f est la vitesse de chute des éléments, U^* est la vitesse de suspension, $U^* t$ est la vitesse seuil d'arrachement au sol, à partir de laquelle les grains sont soulevés du sol. On voit que pour les éléments de petite taille ($< 10 \mu\text{m}$), la vitesse de suspension est si faible que les grains ne retombent pratiquement jamais. Le roulage s'effectue au-dessus des droites de saltation, à hauteur de la classe des sables grossiers.

1.2.1.1. La suspension

La suspension va prendre en charge les plus petites particules. Deux modes existent.

– *La suspension «permanente»* maintient dans l'air, pour de longues durées, des particules de dimension inférieure à 10 μm . Cette permanence est due au fait que si l'arrachement par le vent des éléments de très petite taille est impossible (figure I.5), la vitesse du vent nécessaire pour les maintenir en suspension décroît avec leur taille, pour devenir presque nulle vers 10 μm ; les particules de dimension inférieure devraient donc en théorie toujours rester dans l'atmosphère. D'autres processus doivent alors s'ajouter à la gravité pour provoquer le dépôt. La cause la plus fréquente est le rôle de *noyaux de condensation* joué par ces particules. Lorsqu'elles parviennent dans des régions plus humides, l'air dans lequel elles se trouvent se charge en vapeur d'eau jusqu'à atteindre le point de condensation.

Or, l'air parfaitement pur ne permet pas la condensation : il faut qu'il existe dans l'atmosphère des impuretés de très petite dimension, faisant partie des aérosols, qui vont servir de noyaux de condensation. La vapeur d'eau va alors se fixer sur les particules, passer à l'état liquide (ou solide, sous forme de glace, si la température est assez basse). Les gouttes ou flocons ainsi formés vont grossir par fixation de la vapeur ambiante et former des nuages. Si la condensation est assez importante pour que les gouttes ou cristaux grossissent jusqu'à une taille ne leur permettant pas, là encore, de rester en suspension dans l'air, les nuages vont donner des précipitations qui vont rabattre vers le sol les particules trop fines pour retomber d'elles-mêmes.

Les *aérosols désertiques* (terme exact pour désigner ces «poussières» emportées dans l'atmosphère) sont issus de l'arrachement de fines particules, rares à l'état libre dans les sols, où elles sont la plupart du temps sous forme d'agrégats. Ces aérosols désertiques sont parmi les plus importantes sources d'aérosols solides dans l'atmosphère. Les distances qu'ils parcourent sont considérables. Il a été montré que des émissions d'aérosols désertiques en provenance du Sahara avaient atteint l'Amazonie (SWAP *et al.* 1992) et avaient même contribué à la formation du sol dans les Caraïbes (MUHS *et al.* 1990)

Cette suspension des matériaux fins désertiques est à l'origine des «pluies de sang» qui salissent parfois d'ocre ou de beige les carrosseries des voitures ou les lessives qui sèchent. En Europe, ce sont pour l'essentiel des retombées de poussières sahariennes. Elles ont été bien référencées dans les archives historiques de certaines périodes, comme l'Antiquité, car elles étaient autrefois interprétées comme de mauvais présages.

Elles sont d'importantes sources de nutriments des océans, auxquels elles fournissent les minéraux de base des chaînes trophiques (BERGAMETTI *et al.* 1992; JICKELLS *et al.* 2005), tout comme elles contribuent à la fertilisation des sols sur lesquels elles retombent.

– *La suspension « discontinue »* affecte les particules de dimension supérieure à 10 µm jusqu'à celles inférieures à environ 125 µm. Dans ce cas, les particules vont être soulevées et maintenues en l'air d'autant plus longtemps qu'elles seront fines et que le vent sera violent. Les particules inférieures à 64 µm et, exceptionnellement, jusqu'à 100 µm peuvent être transportées sur de grandes distances.

La démonstration en a été faite par la découverte de sédiments éoliens à Fuerteventura aux Îles Canaries, qui ne pouvaient en rien être d'origine locale (COUDÉ-GAUSSEN 1991); l'archipel étant exclusivement d'origine volcanique, ses roches ne contiennent pas les composants des dépôts éoliens. Dans ces dépôts, certains grains de quartz atteignent 100 µm. Ils ont donc été transportés par le vent par-dessus les 100 km de mer qui séparent les Îles Canaries les plus proches du Sahara atlantique situé à l'est.

Des recherches récentes (DOES *et al.* 2018) ont montré que des grains éoliens de grande taille (> 200 µm et jusqu'à 450 µm) ont été prélevés au niveau de la mer dans l'océan Atlantique à 3 400 km à l'ouest de la côte de l'Afrique. Les processus ayant permis leur transport restent presque inexplicables, tant ils s'écartent des schémas de fonctionnement précédemment admis (TSOAR et PYE 1987).

Les auteurs avancent quatre processus pouvant se combiner pour obtenir un tel résultat : des vents très violents ; des phénomènes de turbulence soulevant les grains jusqu'à des altitudes élevées ; la charge électrique négative de certains grains de quartz provoquée par les frottements entre eux (triboélectricité) les amenant à remonter dans une haute atmosphère chargée positivement ; les orages et les cyclones tropicaux qui peuvent soulever les grains jusqu'à de très hautes altitudes augmentées par l'épaisseur supérieure de la troposphère aux latitudes intertropicales.

Ces chutes d'éléments en suspension discontinue peuvent, par définition, s'effectuer aussi sans phénomènes de condensation alourdissant les particules, par diminution du vent et/ou des mouvements ascendants de type tourbillon ou ligne de grains les ayant arrachés du sol. Il se produit alors des chutes de

poussière *stricto sensu*, véritables nuages de matière solide amenant la nuit en plein jour. Lors d'une telle chute à Aleg (Mauritanie), pour prendre la photographie de la figure I.6, nous avons dû utiliser une ouverture et un temps de pose indiquant qu'environ $1/4\ 000^{\text{e}}$ de la lumière parvenait à traverser le nuage de poussière. L'obscurité est telle qu'il arrive que les volailles, croyant la nuit venue, rentrent dans les poulaillers et s'endorment.



Figure I.6. Chute de poussière sur Aleg en Mauritanie en avril 2001.
Couleurs non modifiées. Pellicule Ektachrome 100 ASA,
1 sec. à $f : 2$

1.2.1.2. La saltation

La saltation est le processus le plus important du transport éolien. Le terme vient du latin *saltare*, sauter (qui a aussi donné la sauterelle), et décrit parfaitement le processus, qui affecte surtout les grains compris entre 100 et 250 μm , voire 350 μm par vent fort. Les grains peuvent être arrachés du sol par deux causes pouvant s'ajouter : le vent lui-même, s'il dépasse une vitesse seuil de soulèvement ; l'impact d'un autre grain tombant sur la surface, qui va transmettre son énergie au grain au sol, comme la boule de billard heurtant et projetant une boule immobile. Le grain soulevé effectue un court saut, de manière variable selon la nature du substrat (figure I.7) : sur une surface caillouteuse, les grains montent presque verticalement avant de redescendre selon une

pende faible et presque constante, en parcourant entre quelques décimètres et quelques mètres.

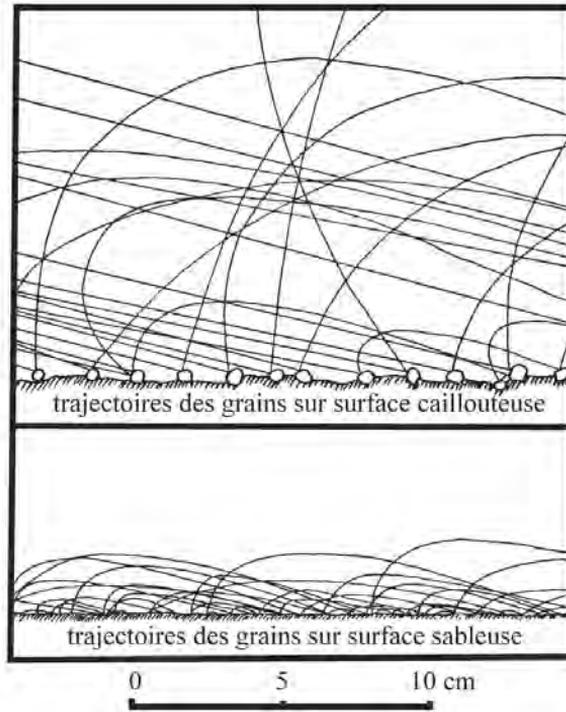


Figure I.7. Influence de la rugosité du substrat sur la saltation (d'après (Bagnold 1960)). Sur un substrat caillouteux, les grains font des sauts importants; sur un substrat sableux les sauts sont de petite taille

Sur un substrat sableux continu, les sauts sont beaucoup plus courts et moins élevés. La majorité des grains, lors des vents de sable «habituels», ne s'élèvent donc guère, ce qui permet de comprendre la limitation de leur action sur quelques décimètres pour l'essentiel.

Lorsque le vent souffle à une vitesse peu supérieure au seuil de mobilisation des sables, apparaît un phénomène de «chasse-sable» : la saltation ne s'exerçant que par sauts de quelques centimètres de hauteur, le sol paraît flou sous un air qui reste clair (figure I.8).



Figure I.8. Chasse-sable dans le Tassili du Hoggar, entre Tamanrasset et In Guezzam

1.2.1.3. La reptation

La reptation déplace les grains de plus grande dimension, qui ne peuvent pas être soulevés de la surface mais conservent la capacité de rouler, même si l'étymologie du terme, du latin *reptare*, ramper, suggère un autre type de mouvement. L'origine du déplacement est la même que pour la saltation : les grains roulent sous l'action du vent, mais leur déplacement est souvent initié par l'impact de grains de plus petite dimension. Il y a donc à la fois roulage et effet de bombardement. Elle n'apparaît en théorie que lors de vents plus violents.

La taille maximale des grains pouvant être déplacés par la reptation est sujette à controverse. En bordure des grands ergs sahariens, des grains de dimension supérieure à 2 000 μm (2 mm), pris en charge par le vent, s'accumulent en rides géantes (voir ci-après p. 54) atteignant 30 cm de hauteur. Dans des conditions topographiques très favorables de sol plat, ces déplacements éoliens pourraient affecter des grains de 5 000 μm (5 mm) (BARBIER 1987).

Les frontières entre les différents types de transport ne sont pas aussi tranchées que dans cette classification, réductrice comme toute classification dans le continuum des formes et des processus géomorphologiques : d'une part, on peut observer en même temps suspension, saltation et reptation ; d'autre part, l'ensemble du système peut se décaler vers des dimensions supérieures des

grains en fonction de la force du vent. Saltation et reptation peuvent fort bien se produire entre 250 et 500 μm , et même dans des dimensions supérieures lors de grands vents de sable. Enfin, la turbulence peut modifier les processus : certains auteurs (ANDERSON 1987) distinguent une saltation modifiée lorsque les sauts des grains sont perturbés par la turbulence.

I.3. Quantification

L'estimation des quantités de sable transportées par le vent est essentielle pour les responsables d'aménagement en régions désertiques, confrontés à d'inattendues invasions sableuses. Elle est aussi essentielle pour la compréhension de la mise en place des formes d'accumulation éolienne, comme les dunes. Or, les quantités déplacées sont plus difficiles à étudier que les modes de transport en raison des difficultés de mesure sur le terrain et du nombre très élevé de variables. Les mesures elles-mêmes sont rendues délicates par la présence même des appareils de mesure, notamment sous forme de piège. L'obstacle du piège perturbe le déplacement au point de lui faire perdre parfois sa fiabilité, même si des appareils simples, robustes et efficaces ont été mis au point pour mesurer le flux de saltation (FRYREAR 1986).

Les physiciens et physico-chimistes de l'atmosphère ont, eux aussi, réussi à réaliser des mesures fiables des flux de particules transportées ou transportables à longue distance, grâce à des mâts équipés d'anémomètres et de porte-filtres répartis à différentes hauteurs, qui permettent d'estimer la quantité cumulée de matériel fin passant sur un substrat donné.

Une autre approche, inspirée notamment de (FRYBERGER 1979), cherche à contourner la difficulté de mesure des déplacements par une approche énergétique : remplacer la mesure du phénomène par celle de sa cause, le vent. La raison en est simple : des séries de mesures de la vitesse et de la direction du vent existent dans un nombre parfois réduit de stations désertiques, les régions arides étant en général peu peuplées. Elles sont cependant assez nombreuses pour permettre des comparaisons entre les déserts et pour être vérifiées par comparaison avec les formes éoliennes situées autour des stations.

Les formules de transport élaborées en soufflerie étant, elles aussi, très difficiles à appliquer sur le terrain, Fryberger a proposé une formule plus pragmatique, simplifiée pour la rendre utilisable avec les seules données des vents.

Il ne cherche plus à estimer la quantité de sable transporté, mais le potentiel d'arrachement du sable q , calculé à partir des seuls relevés des vents, donc en fait, l'énergie éolienne disponible. FRYBERGER considère que la vitesse d'arrachement est proportionnelle à la vitesse du vent à une hauteur donnée, relation montrée par (BAGNOLD 1960). Il remplace, en première approximation, la vitesse d'arrachement par la vitesse du vent à 10 m (hauteur standard des anémomètres) et obtient :

$$q \propto V^2(V - V_t) \quad [I.1]$$

où \propto exprime un rapport de proportionnalité – et non pas d'égalité –, V est la vitesse du vent à 10 m de hauteur, V_t est le seuil d'impact de la vitesse du vent à 10 m (vitesse minimale à 10 m pour maintenir le sable en saltation ; il la fixe entre 5 et 6 m/s pour les sables de dunes vives).

La formule [I.1] montre que la croissance du transport potentiel de sable est proportionnelle au cube de la vitesse à partir du moment où le transport commence. Elle permet de calculer un coefficient de transport de sable pour chaque direction de la rose des vents, obtenu en multipliant les relevés annuels pour chaque vitesse par le coefficient correspondant à la vitesse de la classe de mesure (x m/s en général). Pour simplifier les calculs, il divise par convention les coefficients de transport obtenus avec la formule [I.1] par 100 pour les mesures en nœuds (FRYBERGER 1979) et par 12,5 pour les mesures en m/s (CALLOT 1987 ; CALLOT et OULERHI 1996). Les comparaisons avec les mesures et les observations de terrain ont montré que les simplifications effectuées conservent la validité des mesures lorsque toutes les conditions de transport sont réunies. C'est le cas, par exemple, du « fleuve de sable » du cap Juby (Sahara atlantique), étudié par (OULERHI 1992), dont l'origine maritime permet une alimentation sableuse illimitée (voir section I.3.1.1, figures I.11 à I.13). On peut alors, par traitement informatique des relevés de vent, calculer l'énergie potentielle de transport d'une région donnée, construire des « roses de mobilisation des sables » (en référence aux roses des vents) de plusieurs types (FRYBERGER 1979) et calculer la résultante de ces roses. Une formule de conversion permet ensuite de passer des coefficients aux quantités de sable transportées. Dans la région très ventée du « fleuve de sable » du cap Juby, près de Tarfaya (Maroc), le calcul aboutit à une résultante de migration de l'ordre de $200 \text{ t}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{an}^{-1}$. Cela signifie que dans une section d'un mètre, perpendiculaire à la résultante des vents, il transite 200 tonnes de sable par an dans la direction de la résultante, chiffre confirmé par les mesures de terrain des services de l'équipement

chargés du désensablage des routes (pour plus de détails sur les techniques et les méthodes informatiques, voir (CALLOT et OULERHI 1996)).

1.3.1. *L'ablation*

Action purement érosive (au sens strict du terme), elle est souvent « discrète » dans le paysage. Toutefois, elle est essentielle, notamment pour comprendre les interactions entre les sociétés et le milieu physique. Elle se produit sous deux formes pouvant se combiner en un même lieu.

1.3.1.1. *La déflation*

La déflation est la mobilisation par le vent, soit d'un matériel meuble dès l'origine, soit d'un matériel initialement cohérent altéré selon d'autres processus (altération hydrique, par exemple). Le vent ne pouvant exporter des matériaux que dans la mesure de ses capacités de mise en mouvement, limitées à des éléments de taille très précise (figure I.5), la déflation effectue un tri en surface, parfois appelé *vannage éolien*, qui aboutit à un pavage de déflation – ou attribué à la déflation –, mince couche où se concentre le matériel d'une granulométrie supérieure à la capacité de transport (figure I.9). Notons que cette granulométrie ne correspond pas forcément à la granulométrie élémentaire : par exemple, des agrégats fréquents de matériel argileux (les *micropeds* des auteurs anglo-saxons) ont à court terme (ils peuvent être détruits ensuite) un comportement « éolien » correspondant à la taille de l'agrégat. Un exemple clair de l'effet de pavage de déflation est celui des traces de roues. Depuis l'invention de l'automobile, bien des récits de voyage dans les déserts mentionnent l'aventure, parfois tragique, de personnes qui se sont perdues en suivant des traces de roues ne menant nulle part, en fait fort anciennes. Lorsqu'un véhicule passe dans un terrain un tant soit peu meuble, il imprime une marque dans le sol en détruisant le pavage de déflation. Le vent effectue ensuite dans la trace de roue le même travail de tri et reforme un pavage de déflation qui « fige » la trace. Si la région est très aride, les rares précipitations vont peu à peu émousser la trace, parfois un léger voile sableux va la « fossiliser » – mais elle mettra des décennies à disparaître, surtout en région hyperaride. Le pavage de déflation est si efficace qu'il parvient à préserver des formations superficielles d'une fragilité étonnante. Le *fech-fech* en est l'exemple le plus remarquable (figure I.10). Les *fech-fechs* – le pluriel est utilisé car ils sont d'origines diverses – sont des formations pulvérulentes sans aucune cohésion, de très faible densité,

ressemblant parfois à de la farine. Exposés au vent, ou soulevés par le passage d'une voiture qui s'est fourvoyée dedans, ils sont capables de monter à des dizaines de mètres de hauteur. Or, ces formations sont stables et se conservent à l'échelle au moins des millénaires, puisque certains sont des dépôts lacustres holocènes (CALLOT 1987), protégés par la seule formation d'un pavage de déflation, ténu, mais suffisant.

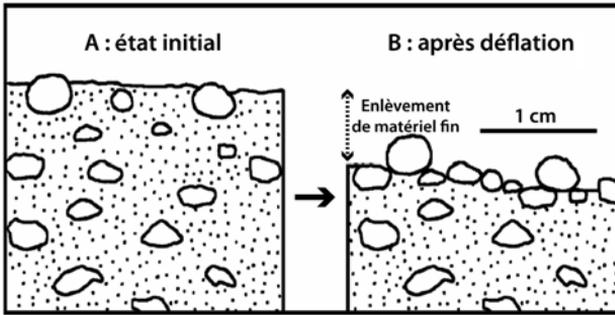


Figure I.9. Mécanisme de formation d'un pavage de déflation. A : état de départ ; B : le vent emportant le matériel fin entre les éléments grossiers, ceux-ci se concentrent en surface jusqu'à recouvrir suffisamment la fraction fine pour la protéger de l'ablation éolienne.

Si une action naturelle ou anthropique détruit régulièrement le pavage, la fourniture en matériel peut être continue. La « source » du « fleuve de sable » du cap Juby, près de Tarfaya, au Maroc (figures I.11 à I.13), en est un exemple remarquable : sur cette côte, l'alizé remarquablement constant, orienté NNE-SSO, aborde avec un angle d'environ 60° une côte longée par une dérive littorale ENE-OSO transportant des sables abondants.

Par ailleurs, les marées, pouvant atteindre des marnages de 3 m, dégagent de vastes plages de sable. Le vent assèche le sable et l'emporte vers l'intérieur des terres (figure I.11). La ligne de passage entre le sable humide et le sable sec est très nette (figures I.11 et I.12). Les premières dunes apparaissent à une centaine de mètres du rivage (figure I.13a), formant « l'amont » du « fleuve » qui se transforme en un massif de barkhanes jointives (figure I.13b). Chaque marée montante détruit le pavage de déflation qui commence à se former dans les sables marins et le processus reprend à la marée suivante, donc deux fois par jour. Les problèmes d'ensablement du port tout proche de Tarfaya attestent de l'efficacité de cette alternance de processus.



Figure I.10. Véhicule « tombé » dans un affleurement de fech-fech de la sebkhia Mekheranne au Sahara central (Algérie). Au premier plan, le pavage de déflation contraste nettement avec le substratum pulvérulent dégagé par la roue



Figure I.11. Image satellite de l'aire de départ du « fleuve de sable » du cap Juby, près de Tarfaya (image Google Earth du 30/10/2010). Le nord est à gauche. On voit, au nord, la zone de vagues, puis une centaine de mètres de sable humide sombre. À 100 m de la plage commencent les premières accumulations dunaires.



Figure I.12. *Plage du cap Juby à marée basse avec, au premier plan, l'aire de dessèchement du sable par le vent qui forme de petites stries de creusement dans le sable asséché*

I.3.1.2. La corrasion

La corrasion, à ne pas confondre avec la corrosion, est l'usure d'une roche dure ou au moins cohérente (argile, par exemple) par le matériel, surtout sableux, transporté par le vent.

Elle n'est efficace que sur une faible hauteur, l'essentiel du matériel transporté n'étant soulevé que sur le premier mètre au-dessus du sol et même sur les premiers centimètres (ANDERSON et HAF 1988). Elle génère, combinée souvent avec d'autres processus de météorisation, des formes «en champignons» (voir section 1.2.2.2).

Si elle peut donner des formes spectaculaires, elle intervient peu en quantité dans l'ablation éolienne dans son ensemble, en raison de la difficulté d'usure par frottement du matériel éolien.



(a)



(b)

Figure I.13. Vues au sol de l'aire de départ du « fleuve » de sable du cap Juby. (a) À une centaine de mètres de la ligne de haute mer, apparition des premiers édifices barkhaniques. (b) À quelques centaines de mètres du rivage, formation d'un petit erg par coalescence de barchanes.

I.3.2. L'accumulation

L'accumulation est surtout connue par les dunes qu'elle forme avec les sables et les dépôts de matériaux fins, comme les lœss. Ses différentes formes seront étudiées dans les sections sur les formes éoliennes. Elle concerne de

grandes surfaces (figure I.3), même si l'on ne considère que les formations épaisses et étendues.

Les conditions de cette accumulation peuvent être dues :

- à une diminution du vent, donc de l'énergie disponible pour transporter ;
- à une fourniture sableuse si importante que le vent n'a plus la capacité de transporter tout le matériel éolien et doit donc en déposer une partie ;
- à une augmentation importante de la rugosité du sol, qui ramène à la première condition : l'énergie est tellement dissipée par les obstacles au sol qu'elle devient inefficace au niveau de ce dernier, comme cela a été montré ci-dessus lors de l'étude des conditions de l'action éolienne. La végétation peut jouer efficacement ce rôle dans les régions péri-désertiques.

I.3.3. La combinaison des processus

La combinaison des processus permet de percevoir les capacités et les limites de l'action du vent. Si l'accumulation est bien connue par les formes importantes qu'elle produit – dunaires dans le cas des sables, placages épais dans le cas des poussières ou des lœss –, nous avons vu que le transport est plus difficile à quantifier. L'ablation est encore plus délicate à approcher, en raison du nombre de variables à contrôler pour en donner une estimation, pour les sables comme pour les poussières (CALLOT *et al.* 2000).

Une **notion essentielle** dans l'étude des phénomènes éoliens doit cependant être rappelée. Même si elle semble évidente à certains, elle a été vigoureusement niée par certains chercheurs emportés par leur enthousiasme pour les actions éoliennes : **le vent est un remarquable agent de transport**, encore qu'il ne le soit que dans une classe granulométrique donnée restreinte aux tailles qui ont été énoncées. **Mais, il est incapable de fabriquer le matériel qu'il transporte**, hormis les faibles apports de la corrasion. **Aussi n'est-il efficace que sur des roches meubles, dont les sables sont le type le plus fréquent, ou sur des roches cohérentes qui ont été fragilisées par d'autres agents**. Cette particularité différencie nettement son action de celle des processus liés à l'eau et aux sels dissous décrits dans les chapitres précédents. En effet, l'eau est capable d'altérer une roche cohérente saine, puis d'emporter les matériaux issus de l'altération, alors que le vent reste tributaire d'autres processus préparant le matériel à son action. De plus, nous avons signalé que la déflation effectue un

tri en surface, qui forme peu à peu un pavage de déflation, type de pavage désertique qui, s'il n'est pas remanié, protège la surface et la fige, comme nous l'avons montré pour la conservation dans les zones très arides de traces de passages de voitures pendant des décennies.

En raison de ces limites, et contrairement à ce que l'on pourrait penser, l'**alternance de processus favorise une intense activité éolienne** : un processus non éolien fabrique ou fournit un matériel que le vent reprend ensuite. Cela favorise les régions semi-arides à arides. Dans les régions hyperarides, l'activité éolienne peut se trouver pratiquement la seule efficace, mais l'être assez peu dans des paysages quasi figés par manque de fourniture de matériel. Le cap Juby déjà cité est l'un des plus remarquables exemples d'alternance de processus, mais il est assez rare. Par contre, un exemple identique et très fréquent en milieu semi-aride à aride est celui d'oueds bordés par un massif de dunes sur leur rive sous le vent : chaque crue apporte du matériel sableux qui est repris par le vent lorsque le cours d'eau est à sec. Un pavage de déflation se forme, mais il est détruit par la crue suivante. Cela permet une fourniture fréquente et renouvelée de sable, surtout si le bassin versant contient des affleurements de grès. L'Atlas saharien, en Algérie, en bordure du Sahara, en contient des exemples remarquables, comme celui du Kheneg Menhar qui sera vu plus loin lors de l'étude des barrages verts (section 2.4). Dans une région hyperaride où l'oued ne coule pratiquement jamais, un tel système fonctionne moins : le transport éolien n'est presque jamais réactivé par l'apport fluvial.

I.4. Bibliographie

- ALSHARHAN, A., W. GLENNIE, G. WHITTLE et C. KENDALL (1998). *Quaternary deserts and climatic change. Proceedings of the international conference on quaternary deserts and climatic change*. Rotterdam : Balkema. XIV+622.
- ANDERSON, R. (1987). « Eolian sediment transport as a stochastic process : the effects of a fluctuating wind on particle trajectories ». *Journal of Geology* 95, p. 497-512.
- ANDERSON, R. et P. HAF (1988). « Simulation of eolian saltation ». *Science* 241, p. 820-823.
- BAGNOLD, R. (1960). *Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. 3^e éd. London : Methuen. 265 p.

- BARBIER, J. (1987). «Arid environment geochemical exploration in Saudi Arabia - The problem of aeolian contamination». *Journal of Geochemical Exploration* 27, p. 29-51.
- BERGAMETTI, G., E. REMOUDAKI, R. LOSNO, E. STEINER, B. CHÂTENET et P. BUAT-MÉNARD (1992). «Sources, transport and deposition of atmospheric phosphorus over the Northwestern Mediterranean». *Journal of Atmospheric Chemistry* 14, p. 501-513.
- CALLOT, Y. (1987). *Géomorphologie et paléoenvironnements de l'Atlas Saharien au Grand Erg Occidental : dynamique éolienne et paléolacs holocènes*. Mémoire des Sciences de la Terre 87-21. Paris : Université Pierre et Marie Curie. 412 p.
- CALLOT, Y., B. MARTICORENA et G. BERGAMETTI (2000). «Geomorphologic approach for modelling the surface features of arid environments in a model of dust emissions : application to the Sahara -desert». *Geodinamica Acta* 13 (5), p. 245-270.
- CALLOT, Y. et T. OULERHI (1996). «Géodynamique des sables éoliens dans le Nord-Ouest saharien : relations entre aérologie et géomorphologie». *Geodinamica Acta* 9 (1), p. 1-12.
- COUDÉ-GAUSSEN, G. (1991). *Les poussières sahariennes - Cycle sédimentaire et place dans les environnements et paléoenvironnements désertiques*. Paris : John Libbey Eurotext. 498 p.
- DOES, M. van der, P. KNIPPERTZ, P. ZSCHENDERLEIN, R. GILES HARRISON et J.-B. W. STUUT (2018). «The mysterious long-range transport of giant mineral dust particles». *Science Advances* 4.12, p. 1-8. DOI : 10.1126/sciadv.aau2768. eprint : <https://advances.sciencemag.org/content/4/12/eaau2768.full.pdf>. URL : <https://advances.sciencemag.org/content/4/12/eaau2768>.
- FRYBERGER, S. (1979). «Dune forms and wind regime». *A Study of Global Sand Seas*. Sous la dir. d'E. M. KEE. US Geological Survey Professional Paper 1052. Washington, D.C. : U.S. Government Printing Office, p. 137-169.
- FRYREAR, D. (1986). «A field dust sampler». *Journal of Soil and Water Conservation* 41, p. 117-120.
- GLENNIE, K. (1970). *Desert Sedimentary Environments*. Amsterdam : Elsevier. 222 p.
- JICKELLS, T. et al. (2005). «Global Iron Connections : Between Desert Dust, Ocean Biogeochemistry and Climate». *Science* 308 (5708), p. 67-71.

- MARTICORENA, B. et G. BERGAMETTI (1995). «Modeling the atmospheric dust cycle : 1. Design of a soil-derived dust emission Scheme». *Journal of Geophysical Research* 100, p. 16415-16430.
- MUHS, D., C. BUSH et K. STEWART (1990). «Geochemical evidence of Saharan dust parent material for soils developed on Quaternary limestones of Caribbean and western Atlantic islands». *Quaternary Research* 33, p. 157-177.
- OULERHI, T. (1992). *Étude géodynamique des migrations de sable éolien dans la région de Laayoune (Nord du Sahara marocain)*. Mémoires des Sciences de la Terre 92-12. Université Pierre et Marie Curie (Paris 6). 223 p.
- SWAP, R., M. GARSTANG et S. GRECO (1992). «Saharan dust in the Amazon basin». *Tellus* B44, p. 133-149.
- THOMAS, D. (1997). *Arid Zone Geomorphology*. London : John Wiley & Sons Ltd. 713 p.
- TSOAR, H. et K. PYE (1987). «Dust transport and the question of desert loess formation». *Sedimentology* 34, p. 289-299.

Pour en savoir plus

Les lecteurs peuvent aussi consulter plusieurs billets sur le vent dans les déserts sur *ArchéOrient-Le Blog*, site du laboratoire ArchéOrient, UMR 5133 du CNRS, université Lumière, Lyon 2.