



Université catholique de Louvain
Faculté d'Ingénierie Biologique, Agronomique et Environnementale
Département des Sciences du Milieu et de l'Aménagement du Territoire

Erosion éolienne dans le Damagaram Est (Sud-Est du Niger) : Paramétrisation, quantification et moyens de lutte

Adamou Didier TIDJANI
Avril 2008

Thèse présentée en vue de l'obtention
du grade de Docteur en Sciences Agronomiques
et Ingénierie Biologique

Membres du jury:

Président:	Prof. Joseph DUFEY (UCL, Belgique)
Promoteur :	Prof. Charles Louis BIELDERS (UCL, Belgique)
Co-Promoteur:	Prof. Jean-Marie Karimou AMBOUTA (UAM, Niger)
Lecteurs :	Prof. Bernard TYCHON (ULG, Belgique)
	Prof. Bruno DELVAUX (UCL, Belgique)
	Dr. Pierre OZER (ULG, Belgique)
	Dr Jean-louis RAJOT (IRD, France)

Je dédie ce doctorat à toute ma famille et à mes amis, plus particulièrement à :
mon père, Alou Tidjani (décédé le 2 janvier 1977),
ma mère, Boukari Nana Achkour et
mon épouse, Boukari Dan Bouzoua Charhassila.

Remerciement

Au terme de cette grande aventure qu'est le doctorat, je tiens à remercier très sincèrement avec le cœur serré toutes les personnes et institutions qui de près ou de loin ont contribué à sa réussite.

Je pense en premier au professeur Charles Louis Biolders, promoteur de cette thèse. Il m'a initié et guidé très méthodiquement avec une main de maître à la science qui traite du problème de l'érosion éolienne. Vos interventions permanentes dans cette thèse tant au Niger (Niamey, Gouré et Tchago) qu'en Belgique ont toujours été efficaces, méthodiques et discrètes. Les corrections au mot près, votre disponibilité même les weekends malgré un emploi du temps chargé et votre grande rigueur scientifique ont permis d'affiner au fil du temps ce document. Je vous promets que cet effort consenti contribuera valablement au développement de la science et à la lutte contre la désertification. Cher professeur, grand merci.

Je pense au professeur Jean-Marie Karimou Ambouta, co-promoteur de cette thèse. Durant ce travail, la disponibilité, les conseils précieux, l'assistance sur toute la ligne et la détermination pour la réussite de ce doctorat et du projet REC/Gouré du professeur n'ont d'égaux. Son aura m'a ouvert les portes d'accès au monde de la science et du développement dans le domaine des sciences du sol au Niger. Sans rétention aucune d'information tant sur le terrain qu'au bureau, il a contribué à l'amélioration de mes capacités en pédologie. J'espère que je ne manquerai pas aux espoirs placés en moi et merci énormément pour tout.

Je remercie les membres de mon jury pour la lecture et les observations de fond et de forme que vous avez faites à mon document. Il s'agit :

- du Professeur Bruno Delvaux (Doyen de la Faculté d'ingénierie biologique, agronomique et environnementale) qui malgré ces tâches a lu et amendé cette thèse. Sachez aussi que les bonjours que vous lâchez quand on se croise dans les couloirs de la faculté me font toujours chaud au cœur ;
- du docteur Pierre Ozer, grand ami du Niger et défenseur de l'environnement. Ta disponibilité et tes travaux sur la désertification au Sahel effectués avec détermination m'ont été d'un grand apport dans cette thèse. Merci ;
- du professeur Bernard Tychon (Coordinateur du projet REC/Gouré) qui malgré ses multiples occupations accordait une attention particulière à ses activités du Niger. Les encouragements et la confiance que tu as faits montre à mon égard m'ont aidé dans ce travail. Merci ;
- du docteur Jean Louis Rajot (IRD) dont l'expertise sur la question abordée a été d'un apport sans précédent dans la réalisation de ce travail. Vos travaux sur l'érosion éolienne au Sahel et au Niger en particulier, en plus de votre disponibilité, m'ont beaucoup aidé. Le « Capyr » que avez mis à ma disposition à permis de collecter des informations utiles, Merci.

Mes remerciements vont à l'égard de la Coopération Universitaire pour le Développement (CUD) pour le financement de cette thèse et du projet qui a servi de cadre d'accueil (REC/Gouré). Les équipements scientifiques acquis par l'Université Abdou Moumouni de Niamey et la mise à disposition des compétences belges a permis au Niger de renforcer ses ressources humaines en matière de lutte contre la désertification d'une part, et d'obtenir des partenaires du Nord de qualité dévoués à la cause. Je profite de cette occasion pour remercier les partenaires enseignants nigériens et belges qui ont contribué en symbiose à la réussite du projet.

Capitaine Djibril Nassirou, maintenant commandant Djibril Nassirou, ton assistance technique et morale, et le cadre que tu as mis à notre disposition ont fortement aidé le projet REC/Gouré et en particulier le bon déroulement de ma thèse. Sans toi, mon séjour à Gouré n'aurait pas été ce qu'il a été. Grand merci. Je remercie le Lieutenant Bouzou Mani et tes autres collaborateurs formels comme informels pour toute l'assistance durant mes séjours à Gouré.

Mes remerciements s'adressent aux étudiants nigériens et belges qui ont participé activement à ce projet. Je pense particulièrement à Lamine Ousmane pour la bonne collaboration et toute l'assistance tant à Zinder qu'à Gouré dont il a fait œuvre. Durant ces quatre années passées, les épreuves que nous avons endurées ont consolidé nos liens. Merci. Je pense aux étudiants qui ont fait leurs mémoires de fin d'étude dans le cadre de ma thèse (Mahamadou Barké, Hama Harouna, Mamane Sani, Abdoulaziz Seini, Zakari et les deux belges qui sont allés jusqu'à Tchago, Damien Rosillon et Geraldine Eggermont). L'aide que vous m'avez apportée tant au niveau de la collecte des données qu'au niveau de leur traitement m'a été d'une grande utilité et a contribué à la réussite de cette thèse qui est aussi la vôtre; Merci.

Je remercie Wim Cornelis d'avoir mis le tunnel à vent de l'Université de Gand à notre disposition pour le calcul de l'efficacité de nos capteurs de sédiments.

Mes escalas à Zinder en partant ou en revenant de Gouré ont été rendues agréables par la présence et l'assistance de mon cousin et ami Mahamadou Dari (IDE). Cher ami, sache que ceci a contribué à mon bien-être en ce moment délicat de ma vie, Merci pour tout. Mes remerciements vont à l'encontre de la population de Tchago et Worro pour l'assistance et l'intérêt qu'ils ont montrés durant l'exécution du projet. Je tiens à remercier particulièrement Djalami Mahirou et Adjé pour leur présence permanente à mes côtés quand je suis à Tchago. Qu'ils se retrouvent à travers cette thèse.

Je remercie tous les membres du GERU, nouveaux comme anciens, pour la bonne ambiance et la convivialité qui y règne. Vous avez facilité mon intégration au sein de cette famille. Les encouragements de Marnick Vanclooster, l'assistance technique et morale de Guido Rentmeesters et la disponibilité de Carine De Meyer et de Christiane Tilkin m'ont beaucoup aidé durant mon séjour en Belgique ; Merci. Pierre Irenikatche Akponikpe (ton assistance a été utile pour cette thèse), Sheik Sangaré, Mutiviti Gilbert, Hélène Cordonnier, Eric Laloy mes voisins immédiats au moment de la phase cruciale

de rédaction de mon doctorat, sachez que votre sympathie et votre disponibilité, entre autres, ont contribué à mon bien-être au GERU et à la réalisation de cette thèse ; merci. Mon souhait, chers membres du GERU, serait de maintenir le contact et, si possible une bonne coopération scientifique.

Je remercie le personnel de la Faculté d'agronomie de Niamey pour m'avoir accepté dans leur faculté et aidé au besoin. Je remercie Issaka Amadou de m'avoir mis au courant de l'existence de ce projet et de m'avoir mis en contact avec le professeur Ambouta.

J'adresse mes remerciements à mes instituteurs et professeurs de l'école mission catholique de Niamey jusqu'à l'Université catholique de Louvain pour l'éducation qu'ils m'ont procuré.

Mes remerciements vont à toute la diaspora nigérienne de Belgique, et plus précisément à celle de Louvain-la-Neuve, qui tout au long de mon séjour ont fait de leur mieux pour l'agrémenter. Sachez que l'assistance multiforme durant mon séjour en Belgique a été très précieuse pour la réussite de ce doctorat.

Je remercie tous les membres de ma famille, amis et connaissances qui m'ont facilité la vie. Qu'ils trouvent toute ma reconnaissance à travers ce travail. Je citerai en tête de liste ma mère (veuve depuis 31 ans) pour tout ce qu'elle fait pour nous et tous les sacrifices consentis pour réussir notre éducation.

Je remercie Charhassila (mon épouse) pour la patience et le soutien dont elle a fait montre durant cette période. Ton comportement exemplaire m'honore et fait accroître l'amour que je te porte. Nana Kenza et Moustapha, mes deux chers enfants, j'espère que vous excuserez mes longues périodes d'absence dues à ce travail dont vous ignorez probablement la portée mais que vous comprendrez un jour. Je tiens à vous remercier pour l'attente et les joies éprouvées au téléphone ou en ma présence.

Pour finir, mes pensées vont à toutes les personnes qui nous ont quitté pour l'au-delà et qui seraient probablement très fiers de ce travail. Reposez en paix !!

Tidjani Adamou Didier
Louvain-la-Neuve, 11 avril 2008

Résumé

Les cuvettes du Damagaram Est (Sud-Est du Niger), sources importantes de productions alimentaires et de revenus, sont sujettes à ensablement par des sédiments éoliens. L'amplification du phénomène de la désertification au Sahel a exacerbé ce processus. L'objectif de ce travail, effectué au Nord-Ouest de Gouré, est d'évaluer l'impact de l'occupation du sol sur l'activité éolienne et l'ensablement des cuvettes d'une part, et d'autre part de tester l'efficacité d'une technique de fixation de dunes en terme de réduction des flux éoliens et de restauration écologique. Pour atteindre ces objectifs, nous avons suivi pendant 3 ans les caractéristiques du vent et l'activité éolienne ainsi que mesuré les flux de sédiments éoliens en relation avec l'évolution de la biomasse végétale. Les résultats obtenus ont montré que l'érosion éolienne sur les pâturages suit une dynamique saisonnière marquée, principalement en relation avec la dynamique temporelle de la hauteur de rugosité aérodynamique (Z_0). Cette dynamique est due à l'impact de la pluviométrie et des activités pastorales et anthropiques sur la végétation herbacée. Les pâturages sur sols sableux apparaissent comme des zones potentielles de déflation au cours de la deuxième moitié de la saison sèche et pourraient ainsi contribuer à l'ensablement des cuvettes.

Les tempêtes observées dans la première moitié de la saison des pluies au Sahel sont responsables d'une mobilisation importante de sédiments éoliens. L'analyse physico-chimique de ces sédiments montre globalement que les proportions de limons et d'argiles augmentent au détriment de la proportion de sables quand la hauteur de collecte augmente. Ceci s'accompagne d'un enrichissement important en nutriments (N, P, K) et en carbone. Les bilans de masse au niveau parcellaire sont globalement positifs, indiquant un apport net de sédiments, de nutriments et de carbone. Cependant, les incertitudes liées à ces bilans de masse sont très élevées. Si ces résultats semblent donc indiquer l'existence de sources de sédiments extérieures à la parcelle dans le contexte de cette étude, ils ne peuvent être interprétés comme preuve de l'absence d'érosion sur les sols dunaires à vocation pastorale.

L'emploi de palissades antiérosives à base de *Leptadenia pyrotechnica* s'est révélé être une technique très efficace de fixation mécanique de dunes vives en zone semi-aride, permettant de réduire de plus de 95% les flux dès la première année. Elle entraîne la reprise des herbacées, tant en quantité qu'en diversité des espèces. Cette végétation renforce progressivement l'action anti-érosive. Cette technique constitue de ce fait une méthode adéquate de restauration des dunes dégradées en condition de non pâture.

Mots clés : Erosion éolienne, végétation, dynamique saisonnière, bilan de masse, nutriments, carbone, brise-vent

Abstract

The “cuvettes” of Eastern Damagaram (South-Eastern Niger), which are an important source of food and revenue, are being silted up by aeolian sediment. The amplification of the desertification phenomenon in the Sahel is exacerbating this process. The objective of this research, carried out to the North-West of Gouré, was to evaluate the impact of land use on the aeolian activity and the silting up of the cuvettes on the one hand, and on the other hand to evaluate the effectiveness of a dune fixation technique in terms of flux reduction and ecological restoration. To achieve these objectives, the wind characteristics and the aeolian activity were monitored for three years and we measured the sediment fluxes in relation to the development of the herbaceous cover. It was shown that sediment fluxes on pasture land follow clear seasonal dynamics related to the temporal dynamics of the aerodynamic roughness length (Z_0). These dynamics are due to the impact of rainfall as well as pastoral and human activities on the herbaceous vegetation. Pasture land on sandy soils appears to be a potential source of sediment during the second half of the dry season and may therefore contribute to silting up of the cuvettes. The dust storms observed during the early part of the rainy season in the Sahel are responsible for an important mobilization of aeolian sediment. The physico-chemical analysis of the sediment indicates an increase in the clay and silt content relative to the sand content as the height increases above ground. This goes together with an enrichment in nutrients (N, P, K) and carbon. The mass balances at plot level are positive overall, thereby indicating a net addition of sediment, nutrients and carbon. However, the uncertainty associated with these mass balances is very high. Although the results seem to indicate the existence of external sources of sediment in the present study, they cannot be interpreted as a definite proof of the absence of erosion on grazed dune soils. The use of windbreaks made of *Leptadenia pyrotechnica* proved to be a very effective mechanical dune fixation technique, reducing sediment fluxes by more than 95% as off the first year. The windbreaks resulted in a progressive recovery of the herbaceous cover, both in quantity and species diversity. The herbaceous cover reinforced the anti-erosive effectiveness of the windbreak. This technique therefore constitutes an adequate method for the restoration of degraded dunes under zero grazing conditions.

Key words: wind erosion, vegetation, seasonal dynamics, mass balance, nutrients, carbon, windbreak

Tables de matières

Remerciement	v
Résumé	ix
Abstract.....	x
Tables de matières.....	xi
Liste des figures.....	xv
Liste des tableaux	xxi
Chapitre 1 Introduction générale	1
Chapitre 2 Cadre de l'étude.....	5
2.1 Le Niger	5
2.1.1 Situation géographique et population	5
2.1.2 Climat et érosion éolienne au Sahel.....	5
2.2 Le Damagaram Est (cas du Département de Gouré)	7
2.2.1 Damagaram ou Sultanat du Damagaram	7
2.2.2 Situation géographique et population	8
2.2.3 Les zones climatiques à Gouré.....	10
2.2.4 Vent	11
2.2.5 Cadre géologique	14
2.2.6 Caractéristiques morpho-pédologiques	16
2.2.6.1 Les sols subarides.....	16
2.2.6.2 Les sols minéraux bruts	17
2.2.6.3 Les sols peu évolués	17
2.2.6.4 Les sols ferrugineux tropicaux.....	18
2.2.6.5 Les sols hydromorphes	18
2.2.6.6 Les sols dunaires de Tchago	20
2.2.7 Caractéristiques et origine des cuvettes et bas-fonds interdunaires du Manga	20
2.2.8 Phytogéographie actuelle	23
2.2.9 Le système agricole.....	23
2.2.10 L'occupation actuelle des sols.....	24
2.3 L'érosion éolienne : élément majeur de la dégradation environnementale	26
2.3.1 La dégradation des sols à l'échelle mondiale.....	26
2.3.2 L'érosion éolienne en Afrique et au Sahel.....	26
2.3.3 La dégradation progressive de l'environnement dans le Damagaram Est (Cas du Département de Gouré).....	27

Chapitre 3	Matériels et méthodes	31
3.1	La zone d'étude	31
3.1.1	Localisation	31
3.1.2	Morpho-pédologie	33
3.1.2.1	Sommet de dunes (SD)	33
3.1.2.2	Dune vive	33
3.1.2.3	Flanc de dune (FD)	33
3.1.2.4	L'inter-dune (ID)	34
3.1.2.5	Cuvette (C)	34
3.1.2.6	Caoudeyres	34
3.1.3	Végétation	37
3.2	Collecte et traitement des données	37
3.2.1	La station météorologique et l'enregistrement des données	37
3.2.2	Quantification de l'érosion éolienne	39
3.2.3	Calcul des flux de sédiment éolien	41
3.2.3.1	Le modèle puissance modifiée	41
3.2.3.2	Méthode de calcul des flux de sédiments en utilisant la fonction puissance modifiée	42
3.2.4	Calcul de l'efficacité des capteurs de sable	43
3.2.5	Dispositif expérimental au niveau de la dune fixée	44
3.2.6	Caractérisation des événements érosifs	46
Chapitre 4	Dynamique saisonnière des paramètres déterminant l'érosion éolienne au Niger oriental	49
4.1	Introduction	49
4.2	Matériels et méthodes	52
4.2.1	Sites expérimentaux	52
4.2.2	Estimation de la rugosité au sol	53
4.2.3	Quantification de la matière sèche produite par la végétation naturelle	54
4.2.4	Données météorologiques	54
4.2.5	Détermination de la hauteur de rugosité aérodynamique	54
4.2.6	Détermination des vitesses seuil à 2 m	55
4.2.7	Quantification et estimation des flux de sédiments éoliens	57
4.3	Résultats et discussions	57
4.3.1	Dynamique saisonnière de la direction et de la vitesse du vent	57
4.3.2	Evolution de la rugosité au sol	59
4.3.3	Evolution de la hauteur de rugosité aérodynamique et de la biomasse végétale	59
4.3.4	Relation entre la biomasse végétale et les paramètres déterminant l'érosion éolienne	63
4.3.5	Estimation de la vitesse seuil d'érosion du vent à 2 m et de la vitesse de friction seuil	64
4.3.6	Flux de sédiments éoliens	66

4.3.6.1	Efficiencia del captador de sedimentos eólicos (MWAC)	66
4.3.6.2	Modelización de los flujos de sedimentos eólicos.....	67
4.3.7	<i>Dinámica estacional de los flujos de sedimentos</i>	68
4.4	Conclusiones	70
Chapitre 5 Quantification du bilan de masse et estimation de l'incertitude liée à cette mesure à l'échelle parcellaire dans le Damagaram Est (Sud-est du Niger)		73
5.1	Introduction	73
5.2	Matériels et méthodes	74
5.2.1	<i>Calcul des pertes/gains en sédiments éoliens au sein de la parcelle</i>	74
5.2.1.1	Bilan de masse par « bilan entrée/sortie ».....	75
5.2.1.2	Bilan de masse par « carte de dépôt/érosion ».....	76
5.2.2	<i>Propagation des erreurs liées aux paramètres du bilan de masse</i>	79
5.3	Résultats et discussions.....	87
5.3.1	<i>Caractéristiques des événements éoliens</i>	87
5.3.2	<i>Densité des flux éoliens et efficacité des capteurs</i>	90
5.3.3	<i>Calcul des gains/pertes en sédiments éoliens au niveau parcellaire</i>	90
5.3.3.1	Bilan de masse « entrées-sorties » (Modèle 1) et incertitudes liées à ces mesures	91
5.3.4	<i>Calcul du bilan de masse par carte dépôt/ érosion</i>	99
5.3.4.1	Le semi-variogramme.....	99
5.3.4.2	Cartes d'isoflux et carte d'érosion dépôt.....	101
5.3.4.3	Calcul du bilan de masse.....	103
5.4	Conclusiones	104
Chapitre 6 Caractérisation physico-chimique des sédiments éoliens et bilans de masse de nutriments et de matière organique associés à des événements érosifs.....		107
6.1	Introduction	107
6.2	Matériels et méthodes	109
6.3	Résultats et discussions.....	111
6.3.1	<i>Analyses granulométriques</i>	111
6.3.2	<i>Analyse chimique</i>	116
6.3.3	<i>Densité de flux des nutriments et de carbone organique</i>	120
6.3.4	<i>Bilan de masse</i>	125
6.4	Conclusiones	127
Chapitre 7 Evaluation de l'efficacité d'une technique de fixation mécanique de dune vive sur le flux de particules, la fertilité du sol et le retour des herbacées		129
7.1	Introduction	129
7.2	Matériels et méthodes	132
7.2.1	<i>Dispositif expérimental</i>	132

7.2.2	Mesure des flux de sédiments	133
7.2.3	Mesures de la topographie	136
7.2.4	Mesures des caractéristiques physico-chimiques du sol et des sédiments éoliens	136
7.2.5	Caractérisation de la végétation herbacée.....	136
7.3	Résultats et discussions.....	138
7.3.1	Fréquence et direction du vent.....	138
7.3.2	Flux de sédiments éoliens en 2005, en 2006 et en 2007 sur le coté au vent de la palissade.....	139
7.3.3	Efficacité antiérosive de la palissade	140
7.3.4	Caractéristiques physico-chimiques des sédiments éoliens collectés à 3 m au vent de la première palissade exposée à l'Harmattan.....	143
7.3.4.1	Analyse granulométrique	143
7.3.4.2	Analyse chimique	143
7.3.4.3	Analyse physico-chimique du sol au vent et sous le vent de la première palissade.....	146
7.3.4.4	Impact dans le temps du brise-vent sur la quantité et la qualité du couvert herbacée	148
7.3.5	Discussion	150
7.4	Conclusions	152
Chapitre 8	Conclusions générales et perspectives	153
8.1	Conclusions générales.....	153
8.2	Perspectives	156
Annexes		159
References		165

Liste des figures

Figure 2-1: Carte pluviométrique du sud Niger. Les isohyètes sont calculées sur la période dite « humide » (1950-1967) et la période de sécheresse (1968-1985) (Ozer et Erpicum, 1995)	6
Figure 2-2: Déplacement saisonnier de la zone de convergence intertropicale : position en hiver – vents de l'Harmattan (a), en été – vents de mousson (b) (carte issue de www.artsci.wustl.edu , 2005, modifiée)	7
Figure 2-3: Localisation du site d'étude (Tchago) au Niger. La surface grisée représente le département de Gouré.....	8
Figure 2-4: Evolution des précipitations annuelles à Gouré : période humide (avant 1968), sèche (1968-1987) et intermédiaire (1988-2003) (Ozer et al., 2005).....	10
Figure 2-5: Répartition mensuelle des précipitation à Gouré (Ozer et al., 2005)	11
Figure 2-6: Pourcentage du total des enregistrements des directions des vents en fonction de différentes classes de vitesses (V) supérieures à 6 m/s à Tchago (Nord-Ouest de Gouré) pour la période de novembre à mars (07/2004 – 06/2007)	12
Figure 2-7: Fréquence de la direction des vents en fonction de différentes classes de vitesses (V) supérieurs à 6 m/s à Tchago (Nord-Ouest de Gouré) pour la période de mai à septembre (07/2004 – 06/2007)	13
Figure 2-8: Carte géologique du Département de Gouré (dérivée de Edmond et Sidikou 1980)	15
Figure 2-9: Carte pédologique du Département de Gouré (dérivée de Edmond et Sidikou, 1980).....	19
Figure 2-10: Cuvette à eau affleurante.....	21
Figure 2-11: Occupation des sols dans une partie du Département de Gouré obtenu à partir d'une image Landsat, 2003 (Kanembou, 2006)	25
Figure 2-12: Vue d'une parcelle mise en défens et d'une autre en pâture libre à Tchago au mois d'avril 2005 (Département de Gouré).....	29
Figure 2-13: Piétinement du sol par un troupeau de dromadaire dans la zone de Tesker en Mars 2006 (Département de Gouré	29
Figure 3-1: Localisation de la zone d'étude (Landsat 2001).....	31
Figure 3-2: Vue aérienne de la zone d'étude. Le trait rouge représente la zone couverte par la carte morpho-pédologique de la Figure 3-3 et les chiffres entre parenthèse indiquent les numéros de chapitres dans lesquels ces sites d'étude sont étudiés (Source: Ikonos 25/07/2005).....	32
Figure 3-3: Carte morpho-pédologique de la zone d'étude	35

Figure 3-4: Succession des unités morpho-pédologiques et des types de sols et d'utilisation des terres qui leurs sont associées, le long d'un transect (SSO – NNE) à travers le site de Tchago.....	36
Figure 3-5: Photo de la station météorologique.....	38
Figure 3-6: Le saltiphone Eijkelkamp (Sterk et al., 1998).....	39
Figure 3-7: Capteur MWAC (Sterk et Raats, 1996)	41
Figure 3-8: Ajustement d'un fonction de type puissance modifiée (Equation 3-1) sur un profil de densité de flux de sédiments, avec $\sigma=1$	42
Figure 3-9: Tunnel à vent du Centre International d'Erémologie à l'Université de Gand (Belgique)	44
Figure 3-10: Dispositifs expérimentaux au niveau de la dune fixée à Tchago...	45
Figure 3-11: Emplacement des capteurs de sédiments éoliens de type MWAC au niveau de la parcelle « P » et « T ».....	46
Figure 4-1: Évolution de la hauteur de rugosité (Z_0) (trait continu) et du flux horizontal cumulé de sédiments transportés par le vent (ronds) de janvier 1996 à juillet 1998 au milieu d'un champ traditionnel au Sud-Ouest du Niger. En jaune, la période de végétation ; en gris, la période de défrichage. Flèches pleines : date de semis du mil ; flèches creuses : dates de récolte du mil. Adapté de Rajot (2001) (Bielders et al., 2004)	52
Figure 4-2: Rugosimètre à aiguilles	53
Figure 4-3: a) Exemple de relation entre la vitesse du vent mesurée à 2 m et l'intensité de la saltation mesurée au moyen d'un Saltiphone pour des intensités inférieures à 1000 coups par minute. b) Procédure d'identification de la vitesse seuil pour un seuil de saltation de 60 coups/min. La droite tiretée est parallèle à la régression linéaire et définit la vitesse seuil de saltation pour n'importe quel niveau de saltation mesuré.....	56
Figure 4-4: Variations saisonnières de la direction moyenne journalière du vent (a), de la vitesse moyenne journalière (b) et de la vitesse maximale journalière sur 15 min. (c) des vents à Tchago de juin 2004 à janvier 2007. La barre hachurée correspond à la vitesse seuil de saltation d'un sol dunaire faiblement couvert. Les plages vertes indiquent la période de mousson (y compris la saison des pluies et le mois d'octobre) et les plages orangées la période d'Harmattan (y compris avril).....	58
Figure 4-5: Evolution de la rugosité moyenne du sol mesurée avec le rugosimètre à aiguilles pour la période du 25 juin 2005 au 29 mai 2006 sur dune fixée pâturée. La barre d'erreur représente l'écart type.....	59
Figure 4-6: Evolution de la hauteur de rugosité Z_0 , de la pluie cumulée et de la biomasse sèche entre juillet 2004 et juin 2007 sur dune fixée pâturée; le chiffre sur la figure indiquent les différentes phases de la dynamique de Z_0	60
Figure 4-7: Evolution de l'état de surface en fonction des saisons au niveau d'une dune fixée. a) début de saison des pluies, b) maximum de	

végétation, c) début de saison sèche (février), d) fin de saison sèche (avril)	62
Figure 4-8: Pâturage mis en défens au sein d'une cuvette.....	63
Figure 4-9: Relation entre biomasse sèche et la hauteur de rugosité aérodynamique moyenne journalière au niveau de la dune fixée pâturée. Les points noirs correspondent à trois dates de mesure en saison des pluies (phase de croissance du couvert), alors que les carrés correspondent à la saison sèche.....	64
Figure 4-10: Relation entre la hauteur de rugosité Z_0 et la vitesse seuil périodique de saltation (a) ou vitesse de friction seuil périodique (b) sur dune fixée pâturée.....	65
Figure 4-11: Efficacité moyenne des capteurs en fonction de la vitesse du vent. La barre d'erreur représente l'écart type ($n=3$).	66
Figure 4-12: Flux mesurés et flux calculés par l'équation de Lettau et Lettau (1978) sur une dune fixée pâturée ($C=1$). Barre d'erreur horizontale : écart-type sur les flux mesurés ($n = 30$ à 59 selon l'année et l'événement). Barre d'erreur verticale : écart-type sur les flux estimé pour les variations intra-journalières de U^* pour un événement considéré.	68
Figure 4-13: Dynamique saisonnière de l'érosion éolienne entre le 30 juin 2004 et 30 juin 2007. (a) présente la dynamique pour un Z_0 constant de $5 \cdot 10^{-4}$ m alors que (b) correspond à la dynamique pour un Z_0 variable dans le temps (valeurs mesurées).....	70
Figure 5-1: Méthodologie d'estimation des flux entrant et sortant sur une parcelle.....	76
Figure 5-2: caractéristiques d'un modèle de variogramme de type gaussien.....	77
Figure 5-3: Propagation des erreurs dans le calcul du bilan de masse par le modèle entrée / sortie.....	81
Figure 5-4: Variation de la hauteur de l'orifice d'entrée de sédiments en fonction du relief et du sol et de la direction du vent.....	82
Figure 5-5: Variation de $\ln(q)$ en fonction de $\ln(Z+1)$. Les barres d'erreurs représentent les incertitudes sur $\ln(q)$ et sur $\ln(Z+1)$	82
Figure 5-6: Fréquence des directions des vents lors des événements érosifs de 2004 à 2006 à Tchago pour des pas de temps d'une minute et de vitesse supérieure à 6 m/s	88
Figure 5-7: Enregistrement météorologique typique d'un événement suivi de pluies (30 juin 2004).....	89
Figure 5-8: Variation de la densité de flux éolien en fonction de la hauteur du capteur au niveau de la dune fixée par la végétation naturelle pour l'événement du 21 juin 2006. Barres d'erreurs=écart-type ($n=59$)	90
Figure 5-9: Relation entre flux éoliens moyens et bilan de masse parcellaire par le modèle 1	91
Figure 5-10: Incertitude relative sur la densité de flux a) en fonction du diamètre de la tubulure d'entrée du capteur MWAC pour une précision	

de pesée de 1/100ème de gramme et b) en fonction de la précision de la pesée pour un diamètre de tubulure de 8 mm (ouverture de 0,5 cm ²).....	95
Figure 5-11: Relation entre incertitude relative et densité de flux éolien pour les mâts périmétraux des parcelles P et T en 2006 (n=130). Les cercles blancs correspondent à l'incertitude relative calculée avant correction pour l'efficacité des capteurs (flux capté), et les triangles blancs à l'incertitude relative calculée après correction pour l'efficacité des capteurs (flux réel). La droite tirée correspond à l'incertitude relative sur l'efficacité des capteurs.....	96
Figure 5-12: Evolution de l'incertitude relative en fonction de la masse de sédiments passant entre deux capteurs au cours d'un épisode érosif pour tous les événements de 2006 au niveau des parcelles P et T.....	97
Figure 5-13: Modèle gaussien ajustant le semi-variogramme des flux de sédiments après stratification des événements.....	100
Figure 5-14: Modèle sphérique ajustant le semi-variogramme des flux de sédiments après stratification des événements.....	100
Figure 5-15: Cartes d'isoflux et d'érosion/dépôt pour les événements de 5 juillet 2004, 5 juin 2005 et du 24 juillet 2006 sur la parcelle P. Les croix indiquent l'emplacement des capteurs et les flèches obliques la direction moyenne du vent.....	102
Figure 5-16: Relation entre modèle 1 (bilan de masse entrée/sortie) et modèle 2 (bilan de masse par spatialisation des zones d'érosion/dépôt) pour la parcelle P	104
Figure 6-1: Variation en fonction de la hauteur des flux de masse des différentes classes texturales (a) et (b) du pourcentage cumulé des classes granulométriques des sédiments éoliens et de la couche de surface du sol (granulométrie sèche) pour les événements majeurs de 2006.....	113
Figure 6-2: Evolution des teneurs en carbone, en azote, en potassium et en phosphore totaux du sol et des contenus des capteurs en fonction de la hauteur pour 5 tempêtes en 2006.....	117
Figure 6-3: Teneurs en phosphore, potassium, carbone organique et azote des différentes classes granulométriques de la couche de surface du sol dunaire de Tchago (0-10 cm)	118
Figure 6-4: Relations entre teneur en argile + limon (A+L) et concentration en phosphore (P) et potassium (K) dans les sédiments captés lors des événements érosifs aux différentes hauteurs.....	119
Figure 6-5: Ratios d'enrichissement (ER) en carbone, azote, phosphore et potassium des sédiments captés à différents hauteurs lors des événements érosifs majeurs de 2006.....	120
Figure 6-6: Profils de concentration de N _{tot} , P _{tot} , K _{tot} et C _{org} ajusté à une fonction de type puissance pour l'équation 6-2 (R ²) et 6-1(R ²) pour l'événement érosif du 24 juillet 2006. Les ronds blancs (équation 6-2) correspondent aux concentrations mesurées dont on a soustrait la concentration moyenne du sol (0-10 cm)	121

Figure 6-7: Variation de la densité de flux de masse de C, N, P, K totaux au niveau d'un capteur représentatif pour l'événement érosif du 24 juillet 2006.....	123
Figure 7-1: Dispositif antiérosif sur la dune vive de Tchago (Ikono, 25 juillet 2005).....	133
Figure 7-2: Capteurs de sédiments (MWAC) installés à 3 m au vent par rapport à la première palissade de <i>Leptadenia pyrotechnica</i> sur la dune vive de Tchago	134
Figure 7-3: Schéma de détail de MWAC et de l'emplacement des capteurs sur un transect à travers une parcelle du dispositif antiérosif de Tchago.....	135
Figure 7-4: Délimitation des zones d'échantillonnage pour l'étude qualitative et quantitative des herbacées sur la dune vive de Tchago	137
Figure 7-5: Roses des fréquences annuelles saisonnières des vents pour la période allant de juillet 2004 et mai 2007 à Tchago (Nord-ouest de Gouré) à partir des données enregistrées chaque 15 minutes.....	138
Figure 7-6: Variation temporelle des flux éoliens de sédiments à 3 m au vent de la palissade sur la dune vive de Tchago	139
Figure 7-7: Variation des flux éoliens moyens mesurés à 3 m au vent de la palissade sur la dune vive de Tchago et des flux estimés par l'équation de Lettau et Lettau (1978) pour un sol nu ($Z_0 = 10^{-4}$ m) entre le 15 novembre 2006 et 15 mars 2007	140
Figure 7-8: Variation des flux éoliens moyens en fonction de la distance par rapport à la première palissade entre le 15 février et le 15 mars 2005, 2006 et 2007.....	141
Figure 7-9: Variation moyenne de la topographie au vent et sous le vent de la première palissade du dispositif antiérosif sur la dune vive de Tchago pour la période allant du 11 novembre 2005 au 15 avril 2006 ; l'axe des ordonnées marque la position de la première palissade.....	141
Figure 7-10: Topographie moyenne en travers de la dune vive en fin mars 2007. Les barres d'erreur représentent l'écart-type de 10 mesures.....	142
Figure 7-11: Analyse granulométrique des sédiments éoliens collectés entre 5 et 100 cm de hauteur à 3 m au vent de la palissade exposée à l'Harmattan en 2006 (a) et 2007 (b).....	143
Figure 7-12: Analyse chimique des sédiments éoliens collectés entre 5 et 100 cm de hauteur à 3 m au vent de la palissade exposée à l'Harmattan en 2006 et 2007.....	145
Figure 7-13: Granulométrie du sol (0-10 cm) de part et d'autre de la palissade exposée au vent d'Harmattan.....	147
Figure 7-14: Teneur en azote et en carbone organique du sol(0-10 cm) de part et d'autre de la palissade exposée au vent d'Harmattan.....	147
Figure 7-15: Variation de la production de biomasse herbacée au sein du dispositif antiérosif installé sur la dune vive de Tchago en 2004 selon la distance par rapport aux palissades	148

Figure 7-16: Développement de la végétation herbacée sur la dune vive de
Tchago (septembre 2007). Les vents d'Harmattan soufflent de droite à
gauche. 149

Liste des tableaux

Tableau 2-1: Evolution de la population à Gouré (RGP, 1977; RGP, 1988; RGP, 2001)	9
Tableau 2-2: Densité du cheptel et pourcentage relatif par rapport à celui de la région de Zinder et de la république du Niger en 2001 (INS, 2007)	9
Tableau 2-3: Evolution de l'occupation des sols (en ha) au sud du 12 ^{ème} parallèle en 1975, 1986 et 2005 dans le Département de Gouré (Toudjani et Guero, 2006)	28
Tableau 5-1: Incertitudes intervenant dans le calcul du bilan de masse par la méthode entrée/sortie	84
Tableau 5-2: Caractéristiques des événements éoliens sélectionnés. La direction est exprimée par rapport au Nord, dans le sens des aiguilles d'une montre	87
Tableau 5-3: Bilan de masse calculé par le modèle 1 et incertitudes liées aux mesures au niveau des parcelles P et T	93
Tableau 5-4: Incertitudes relatives sur les masses entrant et sortant et le bilan de masse (moyenne sur tous les événements érosifs) suite à la réduction de certaines sources d'incertitude au niveau de la parcelle P et T	99
Tableau 5-5: RMSE résultant de la validation croisée entre les flux estimés par krigeage et les flux mesurés pour les événements érosifs de 2006	101
Tableau 5-6: Nombre de classe et bilan de masse par le modèle 2 pour les événements analysés pour la parcelle P	103
Tableau 6-1: Caractéristiques des études portant sur la texture et la teneur en éléments nutritifs de sédiments éoliens et de la partie superficielle du sol de parcelles sujettes à l'érosion éolienne au Sahel	109
Tableau 6-2: Caractéristiques granulométriques après analyse par voie humide (a) et sèche (b) et caractéristiques chimiques (c) de l'horizon de surface (0-10 cm) du sol dunaire de Tchago	112
Tableau 6-3: Diamètre moyen (μm) des sédiments éoliens et ratio des diamètres avec celui du sol	116
Tableau 6-4: Coefficients de détermination des profils de concentration de N_{tot} , P_{tot} , K_{tot} et C_{org} calculés respectivement pour l'équation 6-2 (R^2) et 6-1 (R^2)	121
Tableau 6-5: Flux éoliens moyens (kg / m) des éléments chimiques estimés par l'équation 6-1 et 6-2 pour les événements majeurs de 2006. L'écart (%) est exprimé par rapport à l'équation 6-2.	124
Tableau 6-6: Proportion des flux de nutriments et de C entre 0,6 et 1 m par rapport au flux entre 0 et 1 m	125

Tableau 6-7: Bilan de masse des nutriments et carbone organique totaux calculés sur base des flux estimés entre 0 et 1 m lors des événements érosifs majeurs en 2006 à Tchago.	126
Tableau 7-1: Fréquences et vitesses maximales sur 10 secondes des différentes classes de vents aux vitesses supérieures ou égales à 6 m/s sur un pas de temps d'une minute en fonction des deux régimes de vent de l'année à Tchago (2004-2007).....	139
Tableau 7-2: Masse de sédiment déposée ou érodée calculée à partir de la variation de la topographie à l'emplacement des piquets.....	142
Tableau 7-3: Dénombrement des espèces herbacées au niveau de la dune vive équipée d'un dispositif antiérosif entre 2005 et 2007 (Id M = Indice de Meinhinick).....	150

Chapitre 1

Introduction générale

Le Niger est un vaste pays continental dont les trois-quarts de la superficie (1267000 km²) appartiennent au Sahara. Le climat, de type sahélien dans la frange Sud du pays, se caractérise par l'insuffisance et la grande variabilité spatio-temporelle des précipitations, et par des sécheresses périodiques depuis le début des années 70 (RGP, 2001; Ozer et Erpicum, 1995; Sivakumar et Michels, 1996; CNEDD, 2005; Ozer *et al.*, 2005; INS, 2007). La pluviométrie moyenne est généralement inférieure à 800 mm/an et tombe à moins de 100 mm/an sur près de la moitié Nord du territoire. Les températures moyennes annuelles varient de 27 à 29° C et les vitesses moyennes annuelles du vent varient entre 2,5 et 5 m/s selon les localités. L'évapotranspiration qui s'en suit est de 2 à 3 m/an. Sur le plan agricole, la superficie potentiellement cultivable est de 15 millions d'hectare, soit 12 % de la superficie totale. Quatre-vingt à 85 % de celle-ci est constitué de sols dunaires à texture sableuse et à fertilité médiocre. Le rythme de la croissance démographique (3,45 % en moyenne) dépasse très largement celui de la croissance de la production agricole (2,2 %). Cette situation fait du Niger un pays à contexte humain et environnemental très précaire où les risques de famine et de dégradation du milieu sont élevés. Ainsi, on a observé un accroissement graduel en poussière de l'atmosphère au cours de ces dernières décennies (Ozer, 2001). Cette observation traduit la dégradation du couvert végétal suite à l'extension des terres de culture, l'augmentation de la pression pastorale et la diminution pluviométrique. Dans le département de Gouré, au Sud du 14^e parallèle, les superficies de dunes vives ont augmenté de 246203 ha entre 1985 et 2005 (Toudjani et Guero, 2006). Cette évolution est aussi le reflet de l'accroissement de la pression démographique et des périodes de sécheresses observées depuis le début des années septante.

La pression anthropique en milieu dunaire amplifie les risques d'érosion éolienne et de transport de particules vers les zones dépressionnaires, à savoir

les cuvettes et bas-fonds. En 20 ans, ces cuvettes et bas-fonds ont perdu du fait de l'ensablement 9503 ha, soit 26% de leur superficie totale en 1975 (Toudjani et Guero, 2006). Ces pertes de superficie sont d'autant plus graves que la productivité des sols de cuvettes et bas-fonds est élevée par comparaison aux sols régionaux. La disparition graduelle de cette ressource a conduit à une baisse importante des revenus agricoles. La pauvreté n'a cessé de s'accroître, menant à un accroissement de l'exode rural (Jahiel, 1998).

L'érosion éolienne s'observe quand la vitesse du vent dépasse le seuil critique d'érosion. La fréquence de dépassement de ce seuil au Sahel dépend fortement du mode de gestion de l'espace et de l'exploitation de la couverture végétale. La dynamique saisonnière des flux éoliens sera donc conditionnée par la dynamique saisonnière des vents en conjonction avec la dynamique des états de surface. Dans le Fakara à l'Ouest du Niger, où le paysage agricole est une association de champs et jachères, la dynamique saisonnière de l'érosion éolienne a été étudiée dans un champ de mil (Rajot, 2001). Elle fait apparaître des alternances de périodes d'intense et de faible érosion en relation avec la force du vent et l'évolution temporelle des états de surface, évolution qui dépend de la pluviométrie et du calendrier agro-pastoral, principalement les sarclages, le semis et la récolte du mil, et la pâture des résidus de culture. Le milieu dunaire du Damagaram Est se caractérise quant à lui par la dominance de steppes herbacées et arbustives et une pluviométrie annuelle moyenne de 300 mm (contre 500 mm dans le Fakara). Le développement du couvert végétal y est conditionné par la pluviométrie, mais aussi par les activités anthropiques telles que la pâture et le prélèvement de biomasse comme fourrage. Compte tenu des différences d'occupation du sol et de pluviométrie, ce milieu connaîtra donc *a priori* une dynamique saisonnière des flux éoliens différente, mais non quantifiée à ce jour, de celle des champs de mil de l'Ouest du Niger.

Les études effectuées dans l'Ouest du Niger ont montré que les champs cultivés sont potentiellement d'importantes sources de sédiments, de nutriments et de carbone (Michels *et al.*, 1995; Biielders *et al.*, 2002). Rares sont actuellement les informations quantitatives sur la contribution des pâturages sahéliens dans la mobilisation des sédiments éoliens. Les jachères étudiées au Fakara, où le couvert végétal est relativement dense, accusent généralement des bilans de sédiments et de nutriments positifs suite au piégeage des sédiments provenant des terres cultivées adjacentes (Biielders *et al.*, 2002). Au Burkina Faso, Visser *et al.* (2004) ont observé une tendance similaire pour des bas-fonds avec une végétation relativement dense. Dans le Damagaram Est, le contexte climatique ne permet pas un développement aussi important de la végétation herbacée que dans le Fakara. La pression pastorale y est proportionnellement plus forte et les superficies couvertes de végétation naturelle sont beaucoup plus élevées que celles des champs cultivés, contrairement à ce qui s'observe dans le Fakara. En fonction de leur état de dégradation et de leur emplacement par rapport aux zones champêtres et aux dunes vives, les pâturages pourraient donc se comporter en zone source ou, au contraire, comme des puits de sédiments

éoliens. Le caractère de « piège » à sédiments, à nutriments et à carbone des jachères du Fakara pourrait de ce fait ne pas s'appliquer aux aires de pâturage du Damagaram Est.

Pour réduire l'érosion éolienne et contribuer à la restauration écologique du milieu, les techniques couramment utilisées dans les zones dunaires fortement dégradées se limitent généralement à la mise en place de brise-vent physiques et la replantation d'arbres ou d'arbustes. La réduction de la vitesse du vent dans la zone d'influence du brise-vent favorise les dépôts et améliore la fertilité des sols (Brenner *et al.*, 1995; Buerkert *et al.*, 1996; Eltrop *et al.*, 1996; Michels *et al.*, 1998). L'essentiel des travaux précités ont été conduits au Sahel, et plus précisément à l'Ouest du Niger, sur des sols non dégradés dans un contexte de protection des cultures vivrières et non pas de restauration des sols. Par ailleurs, les brise-vent testés étaient des haies vives, alors que des palissades composées de matériaux morts sont plus généralement utilisées pour la fixation de dunes. Ces matériaux morts diffèrent des brise-vent arborés ou arbustifs par leur taille, généralement plus faible, et leur moindre pérennité. Des études menées en Chine, on permis de mettre en évidence une restauration à long terme du potentiel écologique d'une zone mise en défens et fixée par des brise-vent (Li *et al.*, 2004). Des situations similaires sont parfois observées au Niger au niveau de sites de récupération des terres. Cependant, aucune étude n'a quantifié à ce jour l'impact de palissades antiérosives et de la mise en défens sur la restauration du potentiel écologique en milieu dunaire au Niger.

L'objectif de ce doctorat est donc de mieux comprendre et quantifier l'érosion éolienne et ses conséquences sur la fertilité en milieu dunaire du Damagaram Est. Pour cela, quatre objectifs spécifiques sont à atteindre. Il s'agit de :

1. analyser la dynamique saisonnière de l'érosion éolienne en relation avec la dynamique des états de surface sur une zone de pâturage;
2. quantifier la variabilité spatiale des flux éolien à l'échelle parcellaire et estimer les bilans de masse de sédiments;
3. quantifier les flux éoliens de nutriments et de matière organique et d'estimer les bilans de masse associés;
4. évaluer l'efficacité d'une mesure antiérosive sur la réduction des flux éoliens et la restauration du potentiel écologique.

Ce travail se présente en six chapitres en plus de l'introduction générale et des conclusions générales et perspectives. Le premier décrit le cadre d'étude et le second présente les matériels et méthodes communs aux quatre chapitres suivants faisant office d'ossature de la thèse.

Chapitre 2

Cadre de l'étude

2.1 Le Niger

2.1.1 Situation géographique et population

Situé en Afrique de l'Ouest, le Niger est un pays enclavé qui couvre une superficie de 1267000 km². Le pays s'étend en latitude entre 11°37' et 23°33' Nord, et en longitude entre 0°06' et 16° Est du méridien d'origine. Le Niger est limité au Nord par l'Algérie et la Libye, à l'Est par le Tchad, au Sud par le Nigeria et le Bénin et à l'Ouest par le Burkina Faso et le Mali.

Le pays connaît une forte croissance démographique. La population est passée de 5,1 millions en 1977 (RGP, 1977) à 7,3 millions d'habitants en 1988 (RGP, 1988), pour atteindre 10,8 millions en 2001 (RGP, 2001). En 2007, on l'estime à 12,9 millions et elle atteindra 50 millions en 2050 (INS, 2007). Elle est essentiellement rurale (85 %) et concentrée au sud du pays, le nord et le centre étant désertiques. L'économie est basée sur les activités agro-pastorales qui occupent 90 % des Nigériens (INS, 2007).

2.1.2 Climat et érosion éolienne au Sahel

Le climat de type sahélien est globalement chaud et sec. La circulation atmosphérique en altitude détermine l'essentiel des phénomènes climatiques au sol. Elle permet d'opposer une saison sèche (d'octobre/novembre à avril/mai) et une saison des pluies (de mai/juin à septembre/octobre). La durée de la saison des pluies et de la saison sèche est fonction de la latitude et de la longitude du point considéré. Globalement, plus l'on se déplace vers le Sud, plus le climat est humide et les totaux pluviométriques annuels croissent du Nord au Sud et d'Est à l'Ouest (Figure 2-1).

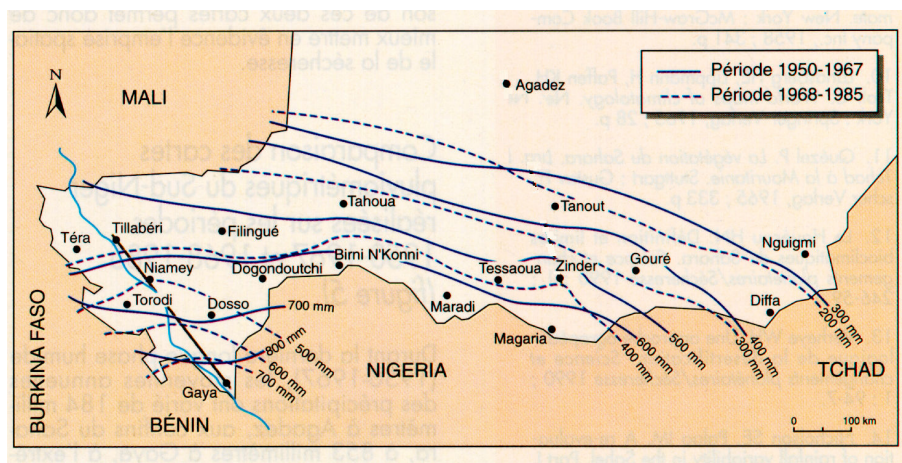


Figure 2-1: Carte pluviométrique du sud Niger. Les isohyètes sont calculées sur la période dite « humide » (1950-1967) et la période de sécheresse (1968-1985) (Ozer et Erpicum, 1995)

La pluviométrie annuelle, inférieure à 50 mm au nord, atteint 750 mm à l'extrême sud. Le climat dans la partie sahélienne du Niger est rythmé par l'oscillation de la zone de convergence intertropicale (ZCIT). Le centre de cette zone de convergence se déplace de la latitude 10° Sud aux mois de décembre et janvier à la latitude 08° Nord en juillet et août. En hiver, le Sahel est soumis à l'Harmattan. Ce vent de Nord-Est est sec et se charge habituellement en poussières dans le sud du Sahara ; c'est le phénomène de brume sèche. Au mois d'avril, le passage du front intertropical (FIT) marque l'entrée du Sahel dans la période de mousson. Cette dernière se caractérise par la circulation d'un vent humide et chaud de direction moyenne Sud-Ouest. Ces vents peuvent occasionnellement atteindre des vitesses suffisantes pour induire une prise en charge des sédiments. La saison des pluies s'installe à partir du mois de juin et culmine aux mois de juillet et août. L'essentiel des précipitations de cette période provient des systèmes convectifs de meso-échelle qu'on appelle les lignes de grains (Bielders *et al.*, 2004). Ces systèmes convectifs organisés se forment dans les régions orographiques jouxtant l'océan indien et se déplacent d'Est en Ouest à une vitesse moyenne de 60 à 70 km/h avec une extension spatiale pouvant atteindre 5000 km² (Lebel *et al.*, 2003). Les tempêtes observées au moment de leur passage sont de durée relativement courte (10 à 30 minutes) et peuvent avoir des effets érosifs importants (Michels *et al.*, 1998). Certains événements de début de saison des pluies peuvent être secs, entraînant des périodes d'érosion éolienne plus longues (Bielders *et al.*, 2004). Au mois d'octobre, la ZCIT redescend vers le sud et l'Harmattan s'installe de nouveau au Sahel. La Figure 2-2 résume parfaitement la dynamique des mouvements atmosphériques qu'on rencontre au Sahel.

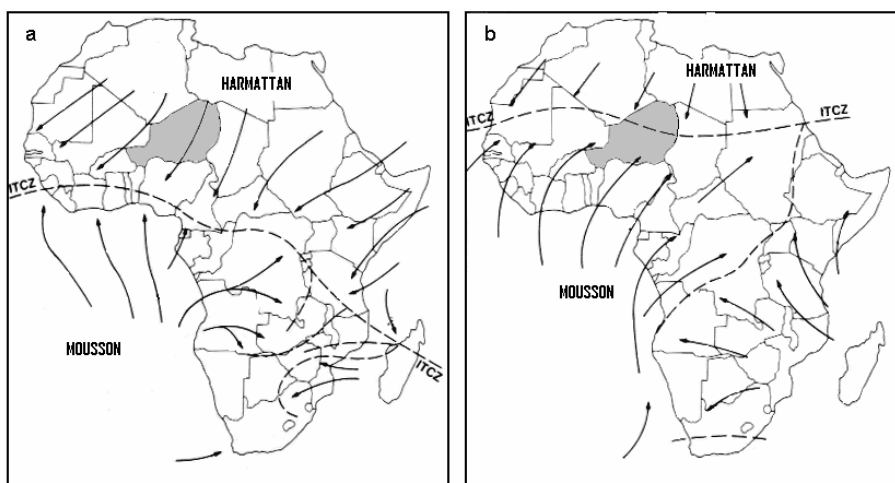


Figure 2-2: Déplacement saisonnier de la zone de convergence intertropicale : position en hiver – vents de l'Harmattan (a), en été – vents de mousson (b) (carte issue de www.artsci.wustl.edu, 2005, modifiée)

La saison humide se marque par de fortes variations d'intensité des vents. Les pics de vitesses dépassent très régulièrement les 10 m/s. Cette intensité est rarement atteinte en saison sèche. Les plus fortes vitesses de vents surviennent plutôt en début (mai et juin) et en fin (septembre) de saison des pluies. De ce fait, compte tenu du cycle climatique intra-annuel et du développement du couvert végétal le risque d'érosion éolienne est très faible de fin juillet à début septembre et est très élevé en mai et juin (Biielders *et al.*, 2004).

La variabilité spatiotemporelle qui caractérise les précipitations est l'élément fondamental du climat sahélien. Les lignes de grains apportent l'essentiel des pluies et concernent en général de vastes espaces, mais les lames d'eau associées à leur passage sont très hétérogènes. Les travaux de Sivakumar et Michels (1996), de Ozer et Erpicum (1995) à l'échelle du Niger illustrent bien cette variabilité climatique (Figure 2-1).

2.2 Le Damagaram Est (cas du Département de Gouré)

2.2.1 Damagaram ou Sultanat du Damagaram

Au 19^e siècle le Damagaram avec sa capitale Zinder dominait l'Est de l'actuel Niger et s'étendait sur pratiquement tous le Manga nigérien (Gouré, Goudoumaria et Mainé Soroa). Actuellement, le Damagaram ou région de Zinder est limitée à l'Est par la région de Diffa, à l'Ouest par la région de Maradi, au Nord par la région d'Agadès et au sud par le Nigéria. Celle-ci, avec une superficie de 145430 km² est divisé en six entités dont cinq départements

qui sont: Gouré, Magaria, Matamèye, Mirriah, Tanout et la sixième entité est la commune de Zinder qui représente le chef lieu de la région. Cette dernière est située à 900 km à l'Est de Niamey.

2.2.2 Situation géographique et population

Le Département de Gouré (Figure 2-3) est situé entre 13°08' et 17°20' de latitude Nord et entre 9°20' et 12°00' de longitude Est (centre sud-est du Niger). Il est le plus vaste de la région du Damagaram et occupe tout le cadran Est de celui-ci. Sa superficie est de 89404 km², soit 61% de celle de la région de Zinder.

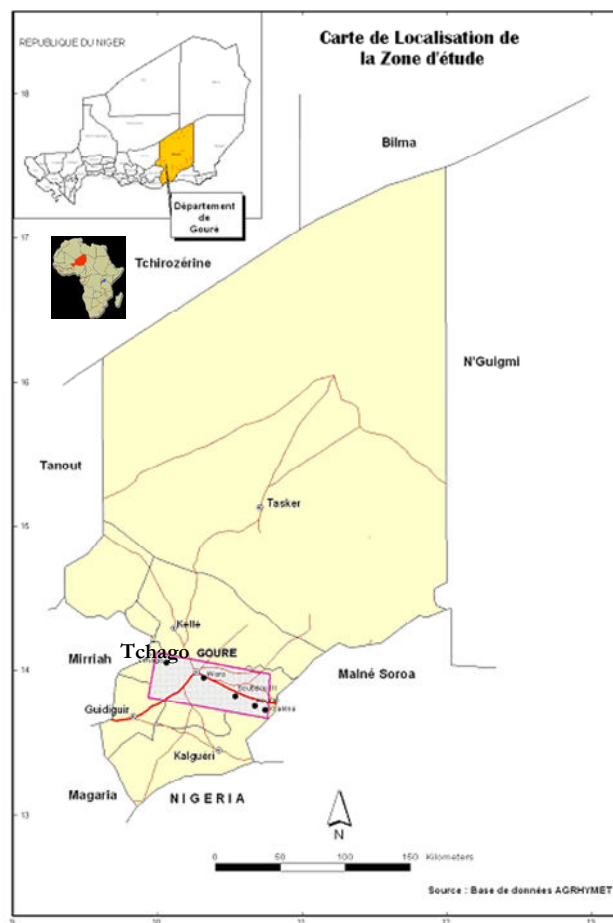


Figure 2-3: Localisation du site d'étude (Tchago) au Niger. La surface grisée représente le département de Gouré

Le Tableau 2-1 montre l'évolution de la population dans le Département de Gouré entre 1977 et 2001. En vingt quatre ans, la population a plus que doublé

et la densité de la population au km² a triplé. La densité moyenne de la population, bien qu'étant faible, ne représente pas la réalité de l'occupation de l'espace. Dans les faits, l'essentiel de la population est concentrée dans la bande sud du Département, plus humide. L'activité principale de la population au Sud est l'agriculture et l'élevage domestique, alors que celle vivant dans la partie Nord est l'élevage. La population est composée de six groupes ethniques à savoir les Kanouris (Manga et Dagra), les Peulhs, les Haoussas, les Toubous (Téda, Daza, Azza), les Touaregs et les Arabes.

Tableau 2-1: Evolution de la population à Gouré (RGP, 1977; RGP, 1988; RGP, 2001)

Entité	Année	Population (habitant)	Superficie (km ²)	Densité (habts/km ²)
Gouré	1977	114098	89404	1
	1988	162275		2
	2001	227400		3

La population de ruminants dans le Département de Gouré est considérable, mais du fait de la grande superficie de cette partie du Niger, la densité du cheptel reste faible. Les caprins, les ovins et les bovins sont dominants. Alors que la population du département représente un peu plus de 2% de la population du Niger, environ 4% du cheptel national en ovins caprins et bovins y sont représentés (Tableau 2-2).

Tableau 2-2: Densité du cheptel et pourcentage relatif par rapport à celui de la région de Zinder et de la république du Niger en 2001 (INS, 2007)

Cheptel	Densité (têtes/km ²)	% relatif par rapport à Zinder	% relatif par rapport au Niger
Bovins	2,9	17,0%	3,8%
Ovins	3,5	15,1%	3,9%
Caprins	4,4	13,8%	3,9%
Camelins	0,3	11,3%	1,6%
Equins	0,3	28,1%	13,1%
Asins	0,1	3,4%	0,7%

Tout comme pour la densité de population, la faible densité moyenne d'occupation par le cheptel n'illustre pas pleinement la réalité. En effet le cheptel et les champs sont plus concentrés à proximité des villages. Cette situation induit une forte pression sur les terres se trouvant dans les environs immédiats des zones d'habitation et des points d'eau. Le travail de Tidjani (2006) qui s'est focalisé sur les zones situées autour des villages de Tchago et Worro (Figure 2-3) montre une augmentation des surfaces occupées par les dunes vives entre 1975 et 2005. Ces dernières reflètent la forte pression

pastorale à proximité des villages et des zones situées en dépression (cuvettes et bas-fonds).

2.2.3 Les zones climatiques à Gouré

Du Nord au Sud, trois zones à potentialité variable caractérisent le Département de Gouré. Il s'agit:

1. de la zone subdésertique au Nord (pluviométrie inférieure à 100 mm) à très faible potentiel pastoral ;
2. de la zone sahélo-saharien au centre (pluviométrie comprise entre 100 et 300 mm) à potentiel pastoral ;
3. de la zone sahélien au Sud (pluviométrie supérieure à 300 mm) à potentiel agropastoral.

L'analyse de l'évolution de la pluviométrie annuelle à Gouré depuis 1936 (Figure 2-4) indique que cette localité a connu une période humide entre 1936 et 1967, une période sèche entre 1968 et 1987 et une période à pluviométrie intermédiaire correspondant à la période actuelle (1988-2003). La période sèche de 1968 à 1987 s'est traduite par l'abaissement des isohyètes pluviométrique vers le sud (Figure 2-2) et a eu pour conséquence l'extension des zones pastorales et agropastorales aux dépens des zones agricoles.

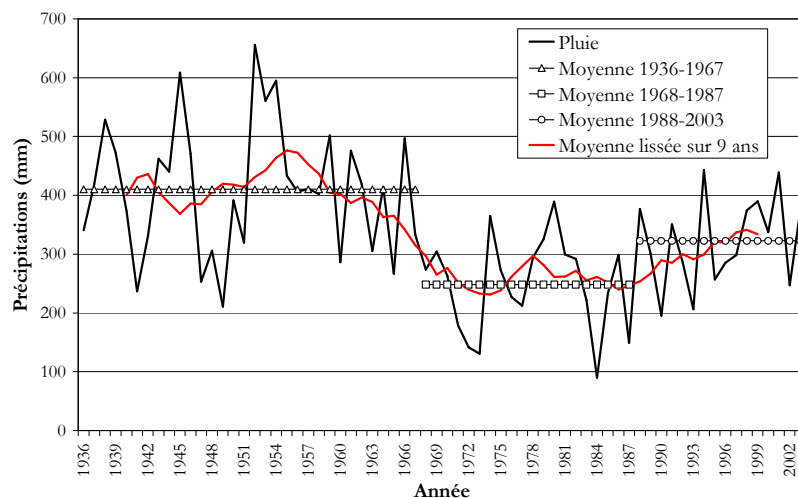


Figure 2-4: Evolution des précipitations annuelles à Gouré : période humide (avant 1968), sèche (1968-1987) et intermédiaire (1988-2003) (Ozer et al., 2005)

D'un point de vue climatique, l'année se subdivise en quatre saisons:

1. Une période transitoire, encore humide et relativement chaude qui dure de la fin septembre à la mi-novembre. Elle correspond à la période de retrait du front intertropical vers le sud et est caractérisée par une pluviométrie négligeable. Les températures diurnes sont élevées tandis que les nuits sont de

plus en plus fraîches. Les précipitations deviennent rares et au-delà la première décennie d'octobre, il ne pleut pratiquement plus. C'est généralement la période des récoltes dénommée *kaaka* en Haoussa et *biila* en Kanuri.

2. Une saison sèche et froide qui dure de décembre à mars; c'est la période d'Harmattan apportant la brume sèche suivi d'une réduction de la visibilité sur plusieurs jours. Les Kanuris appellent cette période *biinem* et les Haoussa, *daari*. Durant cette période, la quasi-totalité de la population active masculine rurale part en exode vers le Nigeria, le Tchad et d'autres pays de l'Afrique de l'Ouest, à la recherche de travail temporaire.

3. Une saison sèche et très chaude qui d'avril à mai que les Kanuris, appellent *bé* et les Haoussas *raani*. Les lithométéores y sont moins fréquents comparé à la période précédente. Quelques rares pluies appelées « pluies de mangue » sans grande importance dans la période végétative, s'observent.

4. L'hivernage ou saison des pluies qui dure de mai-juin à septembre-octobre s'organise en deux périodes bien distinctes. A partir de juin, période appelé *bazara* en Haoussa et *diïou* en Kanuri, l'humidité relative de l'air augmente de façon sensible. La saison hivernale, *damana* en Haoussa et *nanguiri* en Kanuri, se caractérise par le passage des phénomènes orageux de durées relativement courtes amenés par les lignes de grains dans sa première moitié et par les pluies amenées par des systèmes de mousson qui peuvent durer parfois plusieurs heures dans sa seconde moitié. Ozer *et al.* (2005) ont montré sur base de relevés pluviométriques de 1936 à 2003 que les mois de juillet et août sont les plus pluvieux et sont suivis des mois de juin et septembre (Figure 2-5).

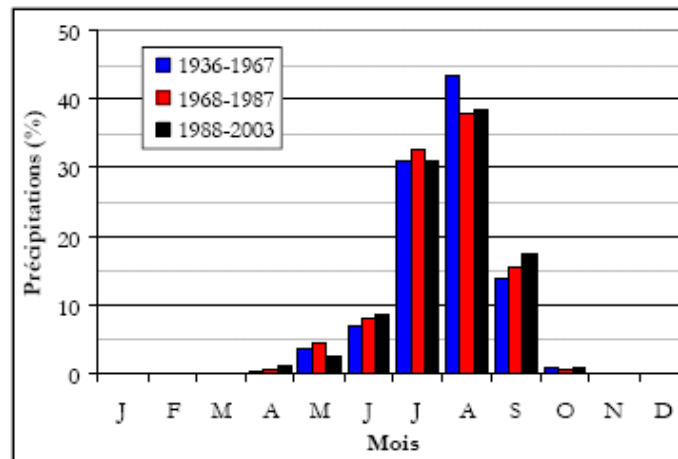


Figure 2-5: Répartition mensuelle des précipitation à Gouré (Ozer *et al.*, 2005)

2.2.4 Vent

Le Niger oriental est traversé par deux principaux vents, l'Harmattan (alizé boréal) qui est un vent relativement chaud et sec venant du Nord-Est soufflant

de novembre à avril et la mousson (alizé austral) qui est un vent frais et humide du Sud-Ouest présent sur la période allant de juin à octobre.

La Figure 2-7 et la Figure 2-6 montrent respectivement les fréquences des vents en fonction des classes de vitesse observées à Tchago (Nord-Ouest de Gouré) pour les périodes allant de mai à septembre et de novembre à mars. Entre novembre et mars, tous les vents viennent du cadran Nord-Est à Est qui caractérise l'Harmattan. (Figure 2-6).

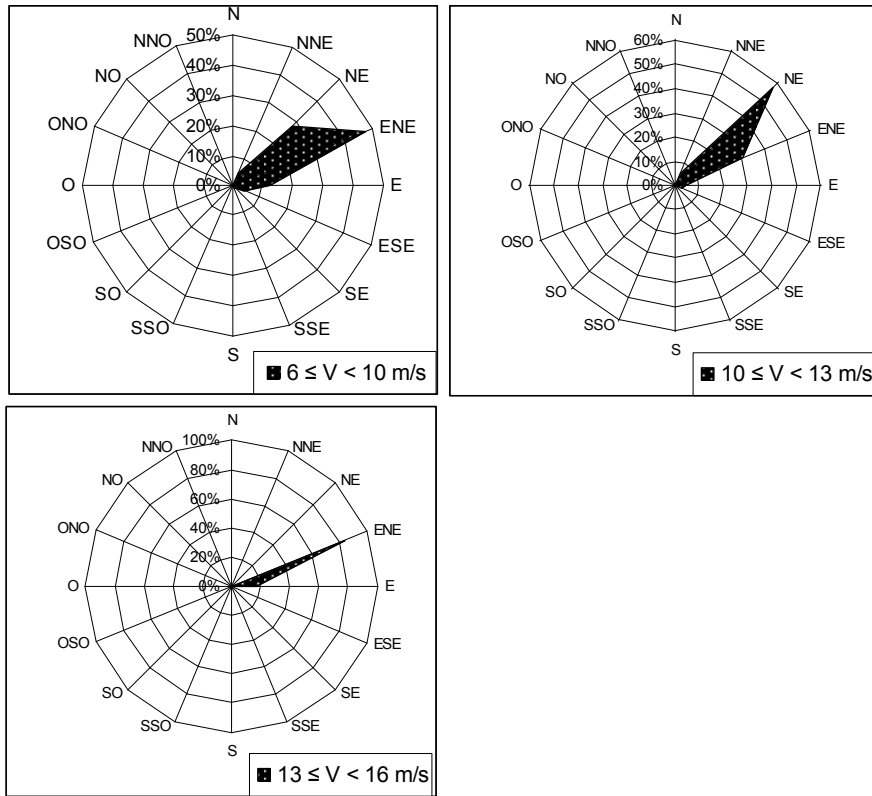


Figure 2-6: Pourcentage du total des enregistrements des directions des vents en fonction de différentes classes de vitesses (V) supérieures à 6 m/s à Tchago (Nord-Ouest de Gouré) pour la période de novembre à mars (07/2004 – 06/2007)

Pour la période allant de mai à septembre (Figure 2-7), les directions sont variables. Cette variabilité est plus accentuée pour les vitesses de vent comprises entre 6 et 10 m/s . Pour les vents aux vitesses supérieures à 10 m/s , la direction dominante est représentée par le cadran Sud-Est à Est. Ils caractérisent généralement le passage des lignes de grains. Les vents d'Ouest à Sud-Ouest sont typiques des vents de Mousson.

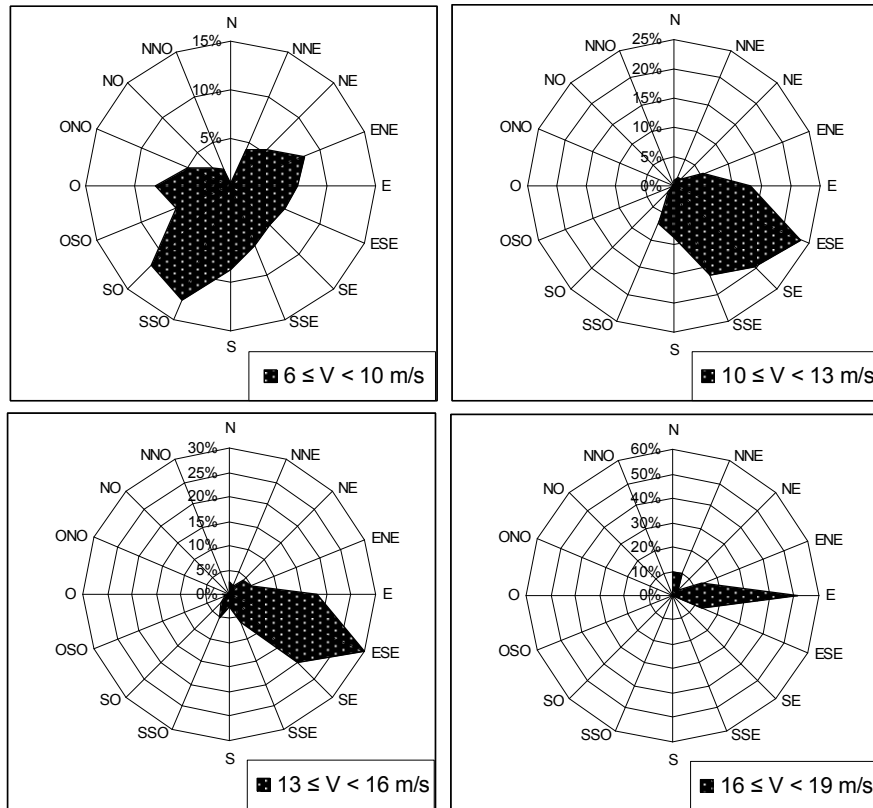


Figure 2-7: Fréquence de la direction des vents en fonction de différentes classes de vitesses (V) supérieures à 6 m/s à Tchago (Nord-Ouest de Gouré) pour la période de mai à septembre (07/2004 – 06/2007)

Ozer *et al.* (2005) en travaillant sur des données tri-horaires de vent de la station météo de Gouré ont trouvé que les vents d'Est à Nord-Est représentent 49% des vents annuels et constituent la principale composante anémométrique. A l'opposé se trouvent les vents d'Ouest à Sud-Ouest avec 21 % de fréquence. Ces résultats ne sont pas directement comparables aux nôtres, tant du point de vue de la gamme de vitesse couverte (vitesses supérieure à 6 m/s dans cette étude ; toutes les vitesses pour Ozer *et al.* (2005)) que de la fréquence de mesure (1 minute dans cette étude ; tri-horaire pour et Ozer *et al.* (2005)). La principale conséquence des mesures tri-horaires est de ne pas faire ressortir les vents de Sud-Est associés aux lignes de grains en raison de leur courte durée. Ces vents sont cependant responsables de la majorité des flux de sédiments dans l'Ouest nigérien (Michels *et al.*, 1995). Les mesures tri-horaires ne permettent donc pas d'estimer valablement la déflation liée à ce type d'événement.

2.2.5 Cadre géologique

Le Département de Gouré se trouve à l'Ouest du bassin du Lac Tchad où plusieurs ensembles géologiques sont identifiés (BRGM 1956 in Gaelle, 2004 ; Edmond et Sidikou, 1960). Il s'agit des (Figure 2-8):

1. formations cristallines datant du Précambrien (600 à 295 Ma BP) faisant office de soubassement des larges formations sédimentaires datant du Quaternaire. Elles constituent le socle grano-ryolithique du bassin du Lac Tchad (complexe du Damagaram-Mounio) et sont visibles à la périphérie Ouest du bassin du Lac Tchad et au niveau de quelques appointements autour de Goudoumaria. Leur altitude est variable et dépasse par endroit 534 m ;
2. formations sédimentaires du Crétacé supérieur : elles sont représentées par le Koutous (continental hamadien) et désigne des grès hétérogènes datant du Crétacé. Elles sont situées au Nord du socle cristallin du Damagaram-Mounio et possèdent une épaisseur comprise entre 0 et 400 m. Certains sommets dans le Koutous dépassent 650 m.
3. formations sédimentaires du Quaternaire ou erg ancien du Manga : elles constituent un grand ensemble géologique dont l'épaisseur peut atteindre par endroit 60 m.

La grande variabilité observée au sein des dépôts du Quaternaire témoigne des fluctuations climatiques subies par la région au cours de cette période. Ces sables ont été façonnés en dunes orientées Nord Nord-Ouest/Sud Sud-Est au cours de différentes phases arides du Quaternaire supérieur. Cette orientation est perpendiculaire à la direction moyenne des vents d'Harmattan. La période sèche entre 65000 ans et 50000 ans BP et celle comprise entre 20000 et 12000 ans BP ont joué des rôles importants dans le façonnement des dunes. Leur altitude tourne autour de 400 m.

Les dunes vives de forme barkhanoïde, les nebkas, les voiles éoliens, les lobes d'envahissement et les chaînes barkhaniques sont les édifices éoliens les plus remarquables dans le Manga. A Gouré, ces édifices éoliens se rencontrent surtout au Sud-Est et au Nord-Est du département et c'est dans les dépressions entre ces édifices que se rencontrent les cuvettes et bas-fonds.

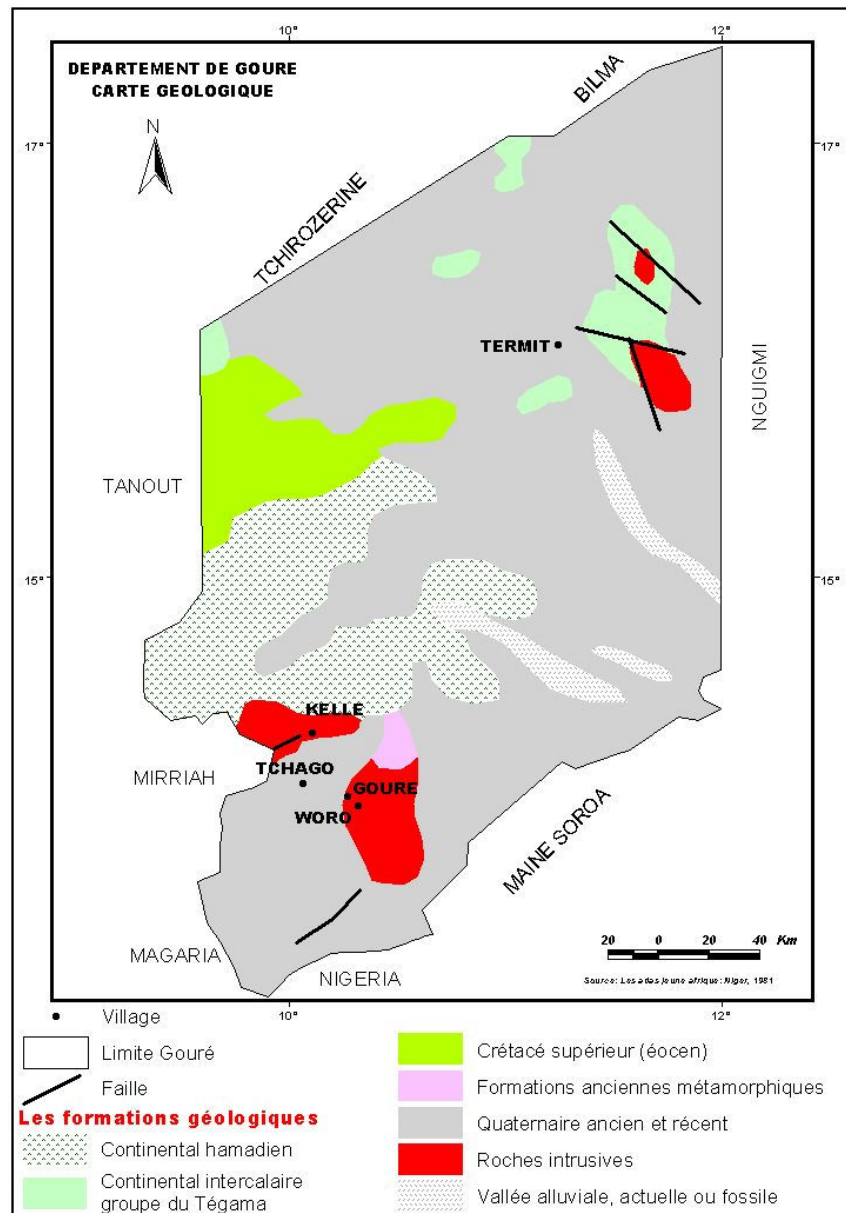


Figure 2-8: Carte géologique du Département de Gouré (dérivée de Edmond et Sidikou 1980)

2.2.6 Caractéristiques morpho-pédologiques

Les dunes transversales datant du Quaternaire occupent la majeure partie du Département de Gouré. Elles sont longues d'environ 5 km et larges de 200 à 500 m. Il existe deux hypothèses concernant l'origine de ces dunes. Si elles sont considérées comme un site d'érosion, ces dites dunes résulteraient d'un déblaiement incomplet du sable dû à des fluctuations transversales dans la force du vent. Les sections déblayées délimitent des seuils qui constituent la trame d'un système réticulé. Cependant, si les dunes sont prises comme site d'accumulation, les édifices transversaux auraient pour origine une accumulation de sable par des vents opposés.

Une nette dissymétrie de pente s'observe entre le versant Nord-Est au vent et le versant Sud-Ouest sous le vent où les pentes sont respectivement de 3-4% avec des maximums de 7,5% et de 10-15% avec des maximums atteignant parfois les 26%. Les sédiments du versant au vent diffèrent de ceux du versant sous le vent. Les premiers sont souvent plus grossiers que les seconds du fait du dépôt préférentiel des particules grossières sur les versants au vent.

La couleur du sable dunaire est fonction de la localisation du point de sondage et de la localisation de la dune. On observe des couleurs variant de brun rouge à rouge, de jaune orangé à brun ocre clair devenant parfois blanc. Dans les dépressions interdunaires, le sable est grisâtre. Les dunes transversales sont séparées par des couloirs interdunaires dont la taille est fonction des dunes qui les délimitent. Ces dépressions se transforment parfois en mares suite à la collecte en saison des pluies des eaux de ruissellement et de celles issues de l'écoulement souterrain (Capot-Rey, 1970 in Karimoune, 1994).

L'essentiel des sols du Département de Gouré (Figure 2-9) est mis en place sous des conditions humides proches de celles du climat soudanien connu dans le passé dans le bassin du Lac Tchad. Ces sols jeunes d'origine éolienne, au substratum essentiellement siliceux et appauvri en minéraux altérables sont aujourd'hui soumis à l'érosion éolienne (Gavaud, 1977; Ozer, 2001; Gaëlle, 2004). Une analyse de la carte pédologique du Niger oriental dans sa partie couvrant le Département de Gouré a permis de discriminer cinq types de sol.

2.2.6.1 Les sols subarides

Ils appartiennent à la classe des sols isohumiques steppiques ou pseudo-steppiques. Ils ont un complexe saturé et évoluent sous un pédoclimat à température élevée pendant la saison des pluies. Ce groupe est surtout caractérisé par une accumulation dans le profil d'une matière organique très évoluée qui diminue avec la profondeur. Les sols subarides tropicaux sont représentés par deux sous-groupes à savoir :

1. les sols subarides bruns associés à des sols hydromorphes et halomorphes ; ils ont un profil homogène de faible épaisseur (moins de 150 cm), de couleur

foncée sans horizons nettement différenciés. Ils se développent sur des matériaux relativement fins. Ils sont faiblement représentés à Gouré;

2. les sols subarides brun-rouge : ils possèdent en surface un horizon humifère épais d'au moins 50 cm, de couleur brune, assez structuré. Les horizons profonds sont d'une couleur rousse caractéristique. Les sols subarides brun-rouge se sont formés sur du sable éolien et occupent plus de la moitié du Département.

Les sols subarides, notamment les sols brun-rouge ont une fertilité basse et sont surtout des sols réservés au pâturage compte tenu de leur position septentrionale (faible pluviosité). On y trouve cependant de nombreux champs de cultures pluviales. Ces sols sont en train de s'appauvrir continuellement du fait de leur sensibilité à l'érosion hydrique et éolienne.

2.2.6.2 Les sols minéraux bruts

Les sols minéraux bruts appartiennent à la classe des sols ayant des profils peu développés et peu différenciés ne contenant que des traces de matières organiques dans les vingt premiers centimètres; les matières minérales peuvent avoir subi une dégradation et une fragmentation mécanique plus ou moins poussées, mais l'altération chimique reste faible. Ils sont caractérisés par une texture très sableuse et s'observent sur des roches ou des formations superficielles qui n'ont pas encore subi ou ont peu subi l'évolution pédologique. Ils sont divisés en deux sous-classes qui sont :

1. les sols minéraux bruts d'érosion, dits lithosols lorsqu'ils se sont formés sur des matériaux rocheux durs ou régosols lorsque formés sur matériaux peu cohérents;

2. les sols minéraux bruts d'apport éolien sur formation sableuse.

Les sols minéraux bruts sont impropres aux cultures en raison de l'inexistence d'un horizon meuble riche en nutriments. S'il existe, il est de faible épaisseur, ce qui représente une contrainte majeure pour leur mise en valeur. Les autres inconvénients sont la faible fertilité et faible capacité de rétention en eau et la sensibilité à l'érosion éolienne. Ils développent de faible potentialité pastorale et se rencontrent dans le Mounio, le Koutous et à l'extrême Nord.

2.2.6.3 Les sols peu évolués

Les sols peu évolués sont des sols à profil plus différencié que les sols minéraux bruts et sont caractérisés essentiellement par la faible altération du milieu minéral, et dans la majorité des cas, par la faible teneur en matière organique du profil (Gavaud et Boucquier, 1964). Les sols peu évolués d'apport éolien sont pauvres en matière organique et en nutriments. Ils sont sensibles à l'érosion éolienne et hydrique. S'ils sont de texture sableuse, ils ont l'inconvénient d'être perméables et très pauvres en matière organique. Ce type de sol se rencontre à

la frontière Centre Est avec N'guigmi dans le prolongement de la vallée de Dillia.

2.2.6.4 Les sols ferrugineux tropicaux

Ce sont des sols à profil type ABC ou A (B) C qui se caractérisent par une individualisation des oxydes de fer ou de magnésium leur conférant une couleur rouge, jaune, ocre ou noire. Ils ont une structure massive en A et (B), et un complexe argileux moyennement désaturé. Ils présentent dans leurs différents horizons des taux d'argile variant de 2 à 7%. On les rencontre généralement dans les zones où la pluviométrie est supérieure à 300 mm et sont généralement aptes à la culture pluviale. On distingue deux sous-classes de ce type de sol dans le Département de Gouré:

1. les sols ferrugineux non ou peu lessivés, associé à des sols hydromorphes et halomorphes sur sables ;
2. les sols ferrugineux tropicaux non ou peu lessivés sur sable.

Le premier type se rencontre au Sud du Département de Gouré avec une superficie assez considérable. Quant au second, on le rencontre sur une petite portion à l'extrême Ouest du Département.

2.2.6.5 Les sols hydromorphes

Les sols hydromorphes sont des sols dont les caractéristiques sont dues à une présence temporaire ou permanente d'eau dans une partie ou la totalité du profil. Cet excès d'eau peut être dû soit à la présence ou à la remontée de la nappe phréatique, soit au manque d'infiltration des eaux pluviales provoquant une nappe perchée ou un engorgement de surface. On les trouve exclusivement à l'extrême Sud du département où ils occupent une portion très faible de la superficie totale. Ce sont des sols à très forte capacité de rétention, de texture argilo-limoneuse et sont aptes aux cultures maraîchères et céréalières.

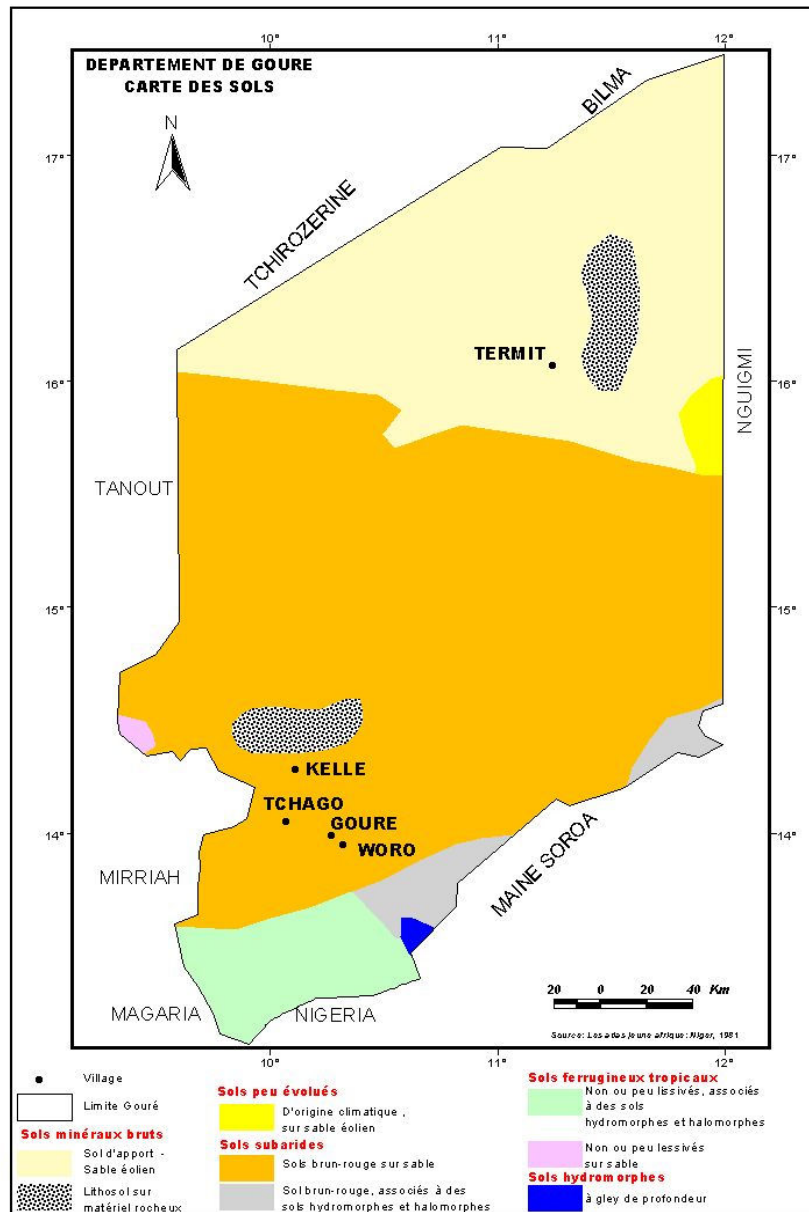


Figure 2-9: Carte pédologique du Département de Gouré (dérivée de Edmond et Sidikou, 1980)

2.2.6.6 Les sols dunaires de Tchago

Les sols dunaires rencontrés à Tchago appartiennent à la classe des sols subarides et à la sous-classe des sols brun-rouge sur formation sableuse fine du Manga. Ces sols possèdent un horizon 'A' atteignant parfois 50 cm d'épaisseur brunifié par la pénétration de la matière organique et un horizon B à tendance rubéfiée par l'oxyde de fer. La teneur en matière organique est faible en surface et décroît avec la profondeur.

Gavaud et Bouquier (1964) ont montré que la teneur en matière organique des sols dunaires est fonction de la pluviométrie. Ils ont ainsi mis en exergue un gradient de l'ordre de 0,03 % pour 100 mm de pluies en partant du Nord au Sud. Les sols de dunes vives, au recouvrement végétal presque inexistant, à encroûtement fréquent et présentant une faible pénétration de la matière organique sont très sensible à l'érosion. L'eau et le vent érodent très souvent les horizons superficiels relativement riches en matière organique. Gavaud (1977) a montré un assombrissement relatif du profil, surtout de l'horizon de surface, lorsqu'on passe des sommets de dunes aux bas de pente. Les dunes sont actuellement le plus souvent colonisées par le *Leptadenia pyrotechnica* et quelques rares acacias (*Faidherbia albida* et *Acacia raddiana*). Le tapis herbacé est dominé par des graminées du type *Cenchrus biflorus* et *Aristida adscensionis*.

2.2.7 Caractéristiques et origine des cuvettes et bas-fonds interdunaires du Manga

Les cuvettes (localement dénommées *N'Gory*) sont des dépressions interdunaires de section très variée et de forme amiboïdale. La dénivelée oscille entre 10 et 40 m. Dans ces dépressions, la végétation et les types de sols s'organisent généralement en auréoles concentriques descendant en pente douce vers le centre avec une auréole externe où domine généralement un couvert dense d'*Hyphaene thebaica* denses et la plage centrale nue plus ou moins natronnée, parfois occupée par une mare (Figure 2-10).



Figure 2-10: Cuvette à eau affleurante

Dans les cuvettes, la profondeur de la nappe varie généralement de 0 à 5 m et reste toujours moindre que celle des plateaux sableux environnant. Sur base de la profondeur de la nappe déterminée au niveau de la zone centrale la plus basse, on distingue trois grands types de cuvettes (Ambouta et Tidjani, 2006) :

1. les cuvettes à eau affleurante (CEA) : nappe présente à moins d'un mètre de la surface;
2. les cuvettes à eau intermédiaire (CEI) : nappe présente entre 1 et 3 m de profondeur ;
3. les cuvettes à eau profonde (CEP) : nappe au-delà de 3 m de profondeur.

Ces types de cuvettes s'organisent selon un gradient Sud-Nord, les cuvettes à eau affleurante étant localisées principalement dans le Sud-Ouest du Département.

Trois types d'exploitation des cuvettes peuvent être dégagés:

1. les cuvettes agricoles (cultures pluviales et/ou irriguées) ;
2. les cuvettes pastorales ;
3. les cuvettes agro-pastorales (pastoralisme et cultures pluviales et/ou irriguées).

Bien que non toujours vérifiée, on observe généralement une bonne corrélation entre la profondeur de la nappe dans les cuvettes et leur exploitation. Les cuvettes à eau affleurante et intermédiaire sont essentiellement agricoles avec un

développement important de l'arboriculture et du maraîchage alors que les cuvettes à eau profonde sont presque exclusivement pastorales avec localement des cultures pluviales et quelques petits jardins. Quant à l'extraction du sel et du natron, elle n'est jugée discriminante pour être utilisée comme critère de classification des cuvettes que lorsqu'elle est exclusive ou constitue l'activité la plus importante menée dans la cuvette.

Les bas-fonds (localement dénommés *Fayas*) sont des segments généralement étirés de vallées sèches, à dénivellation n'excédant pas 10 m, à fond plat occupé par une végétation ligneuse dense et variée dominée par *Acacia raddiana*. La profondeur de la nappe dépasse généralement 10 m. On distingue en fonction de leur usage (Ambouta et Tidjani, 2006) :

1. les bas-fonds de culture pluviale ;
2. les bas-fonds pastoraux ;
3. les bas-fonds mixtes.

Plusieurs études paléoenvironnementales relatives au bassin du Lac Tchad durant le Quaternaire ont discuté l'origine des cuvettes (« Faure *et al*, 1963 ; Durand *et al*, 1964 ; Pirard, 1967 » in Gaëlle, 2005). Ces travaux montrent que les cuvettes ont pour origine les fluctuations climatiques du quaternaire avec alternance des périodes humides et sèches. Celles-ci ont occasionnées des variations des niveaux lacustres et des dépôts paléolacustres dans les dépressions interdunaires de l'erg ancien qui se seraient mises en place suite au remaniement par le vent des sables fluviatiles du Pléistocène moyen.

L'erg ancien a été mis en place entre 65000 ans et 55000 ans BP. Les périodes arides qui se sont succédées par après, notamment l'Antéghazalien (antérieur à 35000 ans BP) et le Kanémien (entre 20000 ans et 12000 ans BP) ont permis, par des remaniements des sables de l'erg ancien, l'obtention du modelé dunaire actuel. Les périodes humides (le Ghazalien de 35000 ans à 22000 ans BP et le Nigero-tchadien de 12000 ans à 7000 ans BP) ont été marqués par l'extension du Lac Tchad, l'érosion des crêtes dunaires, le remblaiement partiel des dépressions interdunaires ainsi que des dépôts palustro-lacustres dans celles-ci. Cette succession d'événements serait à l'origine des formes et caractéristiques actuelles des cuvettes rencontrées dans le bassin du Lac Tchad. Actuellement, nombre de ces cuvettes sont fonctionnelles tandis que d'autres sont asséchées ou sont en voie de l'être, partiellement ou complètement ensablées.

On observe une grande variabilité des sols au niveau des zones dépressionnaires (Ambouta et Tidjani, 2006). Ces sols sont relativement riches en matière organique, bien drainés avec une bonne structure. Vers le centre des dépressions, on observe des sols hydromorphes, parfois halomorphes. Le potentiel de production des sols des cuvettes est supérieur à celui des sols dunaires. Les bas-fonds quant à eux, possèdent des sols à texture variable, souvent sableux, parfois lessivés et sont de faible richesse minérale. Les sols localisés dans les dépressions interdunaires, lieu de convergence des écoulements superficiels et hypodermiques, concentrent l'humidité et la végétation. La teneur en matière organique est importante et les teintes des

horizons varient du gris clair au gris foncé. L'hydromorphie permanente ou temporaire influence l'intensité de ces couleurs (Gavaud et Boucquier, 1964; Jahiel, 1998; Ambouta et Tidjani, 2006).

2.2.8 Phytogéographie actuelle

Généralement, la nature du sol et les précipitations déterminent la répartition spatiale de la végétation. De plus, l'aridité appauvrit la biodiversité tout en diminuant sa densité. Plusieurs secteurs phytogéographiques peuvent être définis dans le Département de Gouré. Il s'agit:

1. de la transition vers le domaine saharien (pluviométrie annuelle inférieure à 100 mm): la strate arbustive représentée par des acacias et balanites est présente, mais est rabougrie et clairsemée. La formation herbacée est composée essentiellement de graminées vivaces ou annuelles. Par endroit, des contextes hydrogéologiques favorables permettent le développement de rivières temporaires et d'oasis où s'épanouit une végétation riche et variée ;
2. du domaine sahélo-saharien (pluviométrie annuelle varie entre 100 et 300 mm): le domaine est essentiellement pastoral et peu ou pas concurrencé par l'agriculture. Le substrat sableux de l'erg ancien du Manga supporte une faible diversité de la strate herbacée et arbustive. Cependant, cette végétation est plus fournie dans les dépressions ;
3. du domaine sahélien (pluviométrie annuelle supérieure à 300 mm) : dans cette partie agropastorale, la flore est dense et variée. Les dépressions interdunaires aux nappes phréatiques peu profondes offrent des conditions favorables pour satisfaire les besoins hydriques des palmiers, acacias et autres arbres fruitiers, et ce à condition que le sol ne soit pas trop salé.

2.2.9 Le système agricole

Le système agricole actuellement en place combine agriculture pluviale (mil, sorgho, niébé) avec une agriculture de cuvette où l'on peut produire, grâce à la présence d'une nappe peu profonde voire affleurante en son centre, divers produits agricoles (manioc, maïs, patate douce, oignons, canne à sucre, dattes, citrus, blé). Ces produits constituent une source de revenus importants beaucoup moins sensibles aux fluctuations de la pluviométrie que les cultures pluviales. Jahiel (1998) mentionne que dans le Manga, les parts du revenu agricole global s'élèvent à 51,3% pour les cultures de cuvettes, contre 15,3% seulement pour les cultures pluviales, le reste se répartissant entre élevage (25,3%) et vente du natron ou produits artisanaux (8,1%). Les cultures de cuvette, au départ utilisées comme revenu d'appoint, sont devenues avec les sécheresses récurrentes et l'accroissement démographique la source de revenu principal des agriculteurs de la région et de certains éleveurs devenus partiellement sédentaires.

2.2.10 L'occupation actuelle des sols

La Figure 2-11 montre l'occupation des sols sur une bande couvrant une partie du Département de Gouré. Les zones de steppes arbustives, arborées et herbacées constituent l'essentiel de l'occupation des sols dans la partie couverte par l'étude. Les zones de cultures pluviales et les zones dépressionnaires (cuvettes et bas-fonds) occupent respectivement 12% et 2,5% de la bande étudiée. Les sols nus et les dunes vives occupent respectivement 5,5% et 5,8% du secteur analysé (Kanembou, 2006). Ces deux dernières entités sont la conséquence directe des mauvaises pluviométries entre 1968 et 1987 (Figure 2-4) au Sahel et de la pression anthropique suite à l'accroissement de la population (Tableau 2-1) et du cheptel (Tableau 2-2) que connaît la zone. Elles occupent une superficie relativement égale à celle de la zone mise en culture.

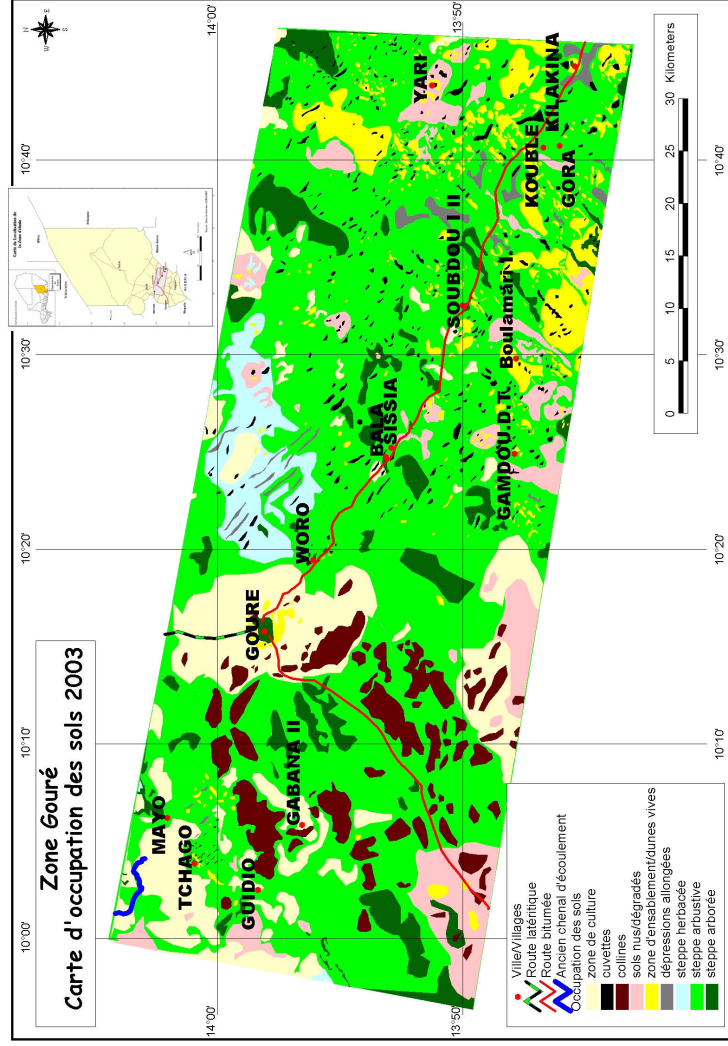


Figure 2-11: Occupation des sols dans une partie du Département de Gouré obtenu à partir d'une image Landsat, 2003 (Kanembou, 2006)

2.3 L'érosion éolienne : élément majeur de la dégradation environnementale

2.3.1 La dégradation des sols à l'échelle mondiale

A l'échelle du globe, plus de 6,1 milliards d'hectares, soit 47,2% de la surface terrestre, sont situés en région sèche. Près d'un milliard d'hectares de cette superficie sont des déserts hyperarides, avec une très faible productivité biologique. Les 5,1 milliards d'hectares restants sont composés de zones arides, semi-arides et sèches subhumides. Ces terres constituent l'habitat et le lieu de pâturage des troupeaux d'environ 1/5 de la population mondiale et subissent une pression anthropique amplifiée par la menace persistante de sécheresse. L'apparition du phénomène de désertification au niveau de ces terres déjà défavorisées par la nature en est la conséquence. La désertification telle que définie par UNCCD (Convention des Nations Unies pour Combattre la Désertification) est la *« dégradation des terres dans les zones arides, semi-arides et subhumides sèches par suite de divers facteurs, parmi lesquels les variations climatiques et les activités humaines »*. A l'échelle planétaire, l'érosion est la principale cause de dégradation des terres. Cette dernière est définie par l'UNCCD comme la *« diminution ou la disparition, dans les zones arides, semi-arides et subhumides sèches, de la productivité biologique ou économique et de la complexité des terres cultivées non irriguées, des terres cultivées irriguées, des parcours, des pâturages, des forêts ou des surfaces boisées du fait de l'utilisation des terres ou d'un ou de plusieurs phénomènes, notamment des phénomènes dus à l'activité de l'homme et à ses modes de peuplement, tels que :*

- l'érosion des sols causée par le vent et/ou l'eau,
- la détérioration des propriétés physiques, chimiques et biologiques ou économiques des sols, et
- la disparition à long terme de la végétation naturelle. »

Dans le monde, l'érosion hydrique intervient comme agent principal pour 45% dans le total des terres dégradées, l'érosion éolienne pour 42%, la détérioration chimique telle que la salinisation pour 10% et la détérioration physique telle que la compaction pour 3% (Middleton et Thomas, 1997).

2.3.2 L'érosion éolienne en Afrique et au Sahel

En Afrique, les terres arides occupent une superficie de 2,97 milliards d'hectare et 45 % de celle-ci se trouve au Sahel qui est une bande approximativement large de 1000 km et longue de 7000 km comprise entre 10 et 20° de longitude Nord. L'érosion éolienne touche à des degrés divers 314 millions d'hectare de

terre aride en Afrique et 83 % de ces terres sont réparties au Sahel. Ce phénomène éolien constitue de ce fait la cause principale de la dégradation des terres dans cette partie de l'Afrique. La dégradation de l'horizon de surface du sol attribuée à l'érosion éolienne à l'échelle de l'Afrique varie en fonction du degré d'aridité et touche respectivement 143, 42 et 5 millions d'hectare des zones arides, semi-arides et subhumides sèches (Middleton et Thomas, 1997). Les processus éoliens qui résultent des interactions entre le vent et la surface des sols sont de première importance dans les régions arides et constituent dès lors un facteur majeur qui contribue à la dégradation des milieux sahéliens (Skidmore et Hagen, 1977; Mainguet et Chemin, 1978; Sterk et Stein, 1997; Biëlders *et al.*, 2004; Ozer *et al.*, 2005). L'aridification et la dégradation de l'environnement se sont traduites au Sahel par un accroissement graduel de concentration en poussières dans l'atmosphère au cours de ces dernières décennies (Ozer, 2001). Ce constat est révélateur de la désertification au Sahel et la partie Nord de cette entité est plus touchée à cause de la prédominance des dunes de sable et de l'aridité plus accrue du climat (Mainguet, 1995; Middleton et Thomas, 1997).

2.3.3 La dégradation progressive de l'environnement dans le Damagaram Est (Cas du Département de Gouré)

Dans le Département de Gouré, à l'instar des autres parties du Niger, la dégradation progressive de l'environnement se traduit dans une large mesure par la dégradation du couvert végétal et l'apparition de dunes vives (Tableau 2-3). En effet, l'importante croissance démographique (Tableau 2-1) provoque la conversion des savanes en terres agricoles, l'exportation de nutriments lors des récoltes, le surpâturage et la surexploitation de la végétation naturelle. Cette situation augmente la sensibilité des sols à l'érosion éolienne. L'étude diachronique de l'évolution de l'occupation du sol entre 1975 et 2005 au Sud du 14^e parallèle (Tableau 2-3) faite par Toudjani et Guero (2006) dans le département de Gouré indique une augmentation de 246203 ha des surfaces ensablées entre 1986 et 2005. La superficie des peuplements de *Leptadenia pyrotechnica* et *Calotropis procera* a augmenté aux dépens des steppes arbustives à peuplement différent d'environ 59960 ha entre 1975 et 1986, avant d'accuser une baisse au profit des dunes vives de 224627 ha entre 1986 et 2005. L'espace occupé par la steppe arborée à *Acacia raddiana* s'est accru de 62703 ha en seulement trente années. Quant aux steppes arbustives, elles accusent une réduction de 189503 ha en trente ans. La légère baisse de superficie occupée par les palmiers reflète la réduction de la superficie des cuvettes et de certains bas-fonds à palmier.

Tableau 2-3: Evolution de l'occupation des sols (en ha) au sud du 12^{ème} parallèle en 1975, 1986 et 2005 dans le Département de Gouré (Toudjani et Guero, 2006)

Unités d'occupation des sols	Superficie (ha)		
	1975	1986	2005
Dunes vives coalisées	70	45932	214516
Dunes vives isolées	0	12830	90449
Végétation phréatophile de palmiers	35933	35008	25505
Steppe arborée à <i>Acacia raddiana</i>	3907	26284	66610
Steppe arbustive à <i>Leptadenia pyrotechnica</i> et <i>Calotropis procera</i>	688097	748093	523466
Steppe arbustive	206279	73436	16776
Terres agropastorales des zones dépressionnaires	227130	233502	221319
Terres de culture et jachère dunaires	61119	46011	61148
Plan d'eau natroné de cuvette	12186	13522	4469
Komadougou et ses méandres	6007	6007	6053
Plantation	0	102	167
Culture pluviale de bas-fonds	0	0	10250
Total	1240728	1240727	1240728

Dans un processus de dégradation du milieu, l'importance du facteur anthropique peut s'apprécier par l'observation d'une zone mise en défens. Suite à la protection contre le pâturage d'une parcelle non cultivée que l'on laisse évoluer naturellement, un couvert herbacé relativement dense s'installe rapidement et perdure alors que pour une zone similaire en pâture libre le couvert végétal disparaît quasi entièrement (Figure 2-12). Partant de cela on peut facilement conclure que la pression pastorale qui se manifeste surtout à travers le surpâturage (prélèvement d'une quantité de matériel végétal dépassant les capacités de production ou de reproduction de la végétation considérée) et le piétinement du sol (Figure 2-13) occasionnant le déliement des particules composant son horizon de surface seraient les facteurs déterminants dans le processus de dégradation de la végétation herbacée et du sol qui la supporte dans l'environnement en milieu sahélien. Les sécheresses constituent donc un facteur aggravant plutôt que le moteur de la désertification.



Figure 2-12: Vue d'une parcelle mise en défens et d'une autre en pâture libre à Tchago au mois d'avril 2005 (Département de Gouré)



Figure 2-13: Piétinement du sol par un troupeau de dromadaire dans la zone de Tesker en Mars 2006 (Département de Gouré)

Chapitre 3

Matériels et méthodes

Dans cette partie, les matériels et méthodes communs aux quatre prochains chapitres sont présentés. Les caractéristiques de la zone d'étude, le matériel utilisé pour la collecte de données et les méthodes de traitement utilisées sont passés en revue.

3.1 La zone d'étude

3.1.1 Localisation

Le site de Tchago est situé à 23 km au Nord-Ouest de Gouré et localisé entre les longitudes $10^{\circ}03'39''$ et $10^{\circ}04'06''$ Est et les latitudes $14^{\circ}02'30''$ et $14^{\circ}02'52''$ Nord (Figure 3-1).

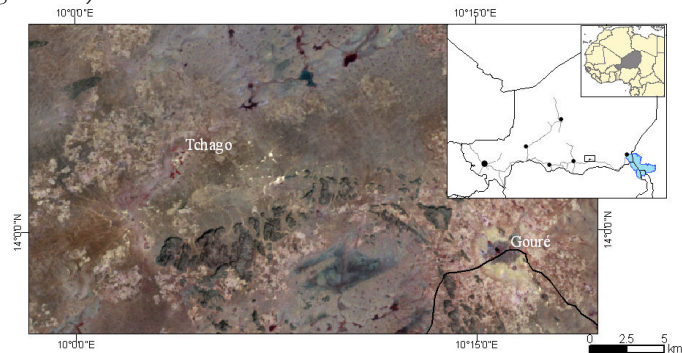


Figure 3-1: Localisation de la zone d'étude (Landsat 2001)

Les sites expérimentaux sont localisés non loin du village au sommet d'une dune fixée par la végétation naturelle (chapitres 4, 5 et 6), sur une dune vive (chapitres 4 et 7) et dans une cuvette (chapitre 4).

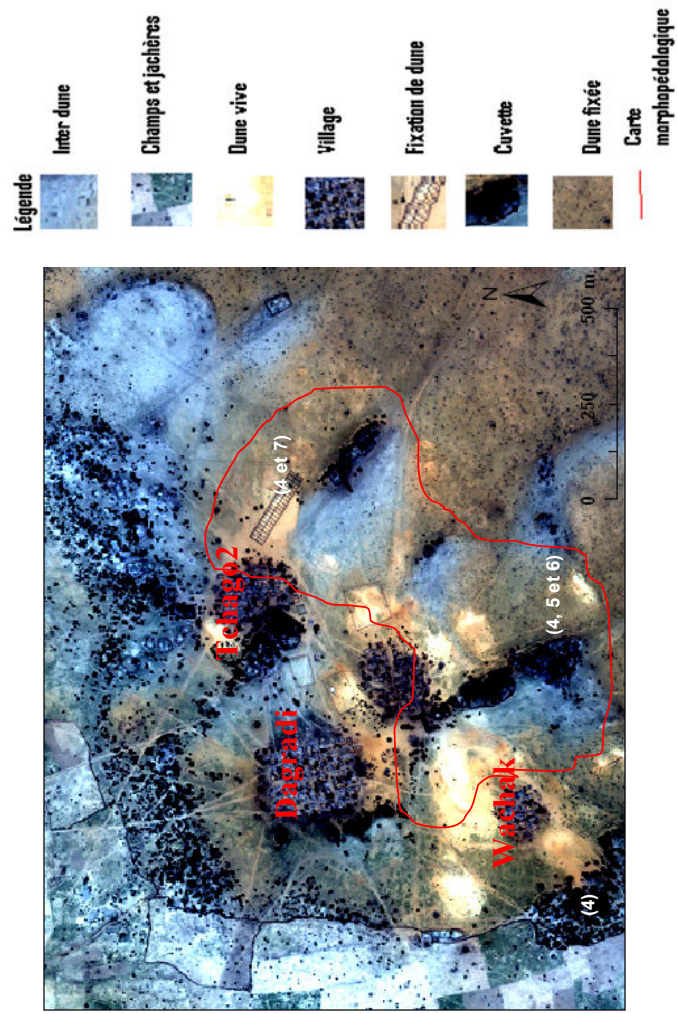


Figure 3-2: Vue aérienne de la zone d'étude. Le trait rouge représente la zone couverte par la carte morpho-pédologique de la Figure 3-3 et les chiffres entre parenthèse indiquent les numéros de chapitres dans lesquels ces sites d'étude sont étudiés (Source: Ikonos 25/07/2005)

3.1.2 Morpho-pédologie

La zone d'étude est une vaste étendue sableuse située dans les basses plaines sableuses de Gouré. Ses parties hautes correspondent à des bourrelets dunaires dont les sommets sont souvent de sable vif. Cette étendue est constellée de petites dépressions assez profondes plus ou moins allongées, les cuvettes (Figure 3-2). Six unités morpho-pédologiques ont été identifiées (Figure 3-3) et la Figure 3-4 montre leur succession ainsi que le type de sol qui leurs sont associés et l'utilisation des terres le long d'un transect NNE-SSO qui traverse la carte morpho-pédologique. Ces unités morpho-pédologiques sont décrites brièvement ci-dessous.

3.1.2.1 Sommet de dunes (SD)

Les sols dunaires rencontrés sur les sommets de dunes appartiennent à la classe des sols subarides tropicaux et à la sous-classe des sols brun-rouges subarides (SBRS) sur formation sableuse fine du Manga. Ces sols possèdent un horizon 'A' épais atteignant parfois 50 cm, brunifié par la pénétration de la matière organique et un horizon 'B' à tendance argilique rubéfié par les oxydes de fer.

3.1.2.2 Dune vive

Sur les dunes vives, dépourvues de toute végétation, on trouve également des sols bruns rouges subarides (SBRS) mais dont l'horizon de surface a été décapé par l'érosion éolienne. En profondeur, ce sol présente les mêmes caractéristiques que le sol observé en sommet de dune fixée par la végétation (§ 3.1.2.1).

3.1.2.3 Flanc de dune (FD)

Il s'agit de l'unité raccordant le sommet de dune (SD) à la cuvette (C) dont la pente peut atteindre 16% et située sous le vent. Au sein de cette entité topographique, le sol est de type brun rouge subaride (SBRS). Ils présentent les mêmes caractéristiques que les sols des sommets de dunes (SBR). Selon Gavaud (1977), l'épaisseur de l'horizon 'A' est plus importante vers le bas de pente.

Les trois entités décrites ci-dessus sont relativement peu différentes. Elles sont très sableuses (95-98% de sable) avec une proportion élevée de sable moyen. Les teneurs en argile plus limons sont très faibles (2 à 5%), en carbone organique (0,14%), en azote (0,015%) et en phosphore assimilable (1 mg/100g) sont très faibles. Le pH est neutre et le C/N d'environ 10 témoigne de la bonne minéralisation de la matière organique.

3.1.2.4 L'inter-dune (ID)

Cette unité se distingue des flancs de dunes par le fait qu'elle est exposée au vent d'Harmattan. On y trouve des sols de type brun subaride (SB). La couleur brune jaunâtre et la présence de croûtes de battance recouvertes de quelques millimètres de sable délié caractérise la surface de cette unité au sol massif et épais d'environ 45 à 50 cm. Ce sol montre une couleur gris clair en profondeur, parsemée de taches blanchâtres. La granulométrie est sableuse (92 %) et la teneur en matière organique est de 1,72 % dans l'horizon de surface. Il repose sur du sable blanc faisant office d'aquifère. Les zones abritant ces types de sol constituent des zones où transitent les matériaux arrachés aux dunes par l'eau ou par le vent avant de se déposer dans la cuvette en période de mousson (Ambouta et Tidjani, 2006).

3.1.2.5 Cuvette (C)

Les cuvettes présentent des sols de couleur gris brunâtre en surface à un gris plus foncé pour ensuite redevenir plus clairs en profondeur. Les deux premiers horizons, d'épaisseur variable, montrent une structure polyédrique à grumeleuse et une texture limono-sableuse à très légèrement argileuse. Ils sont riches en éléments fertilisants et en sodium échangeable et présentent des caractères d'hydromorphie temporaire. Ils reposent sur du sable fin à moyen blanc jouant le rôle d'aquifère (Ambouta et Tidjani, 2006).

3.1.2.6 Caoudeyres

Les caoudeyres sont des zones à forte déflation dont l'horizon de surface du sol est décapé par l'érosion éolienne. De forme variable, ils sont localisés sur les flancs de dune exposés aux vents d'Harmattan. Ils sont dépourvus d'herbacées et présentent parfois des pieds de *Leptadenia pyrotechnica* déchaussés par le vent. Leur surface présente des croûtes structurales peu dures recouvertes d'un léger voile de sable grossier. Le sol en profondeur présente les caractéristiques d'un sol brun rouge subaride (SBRS).

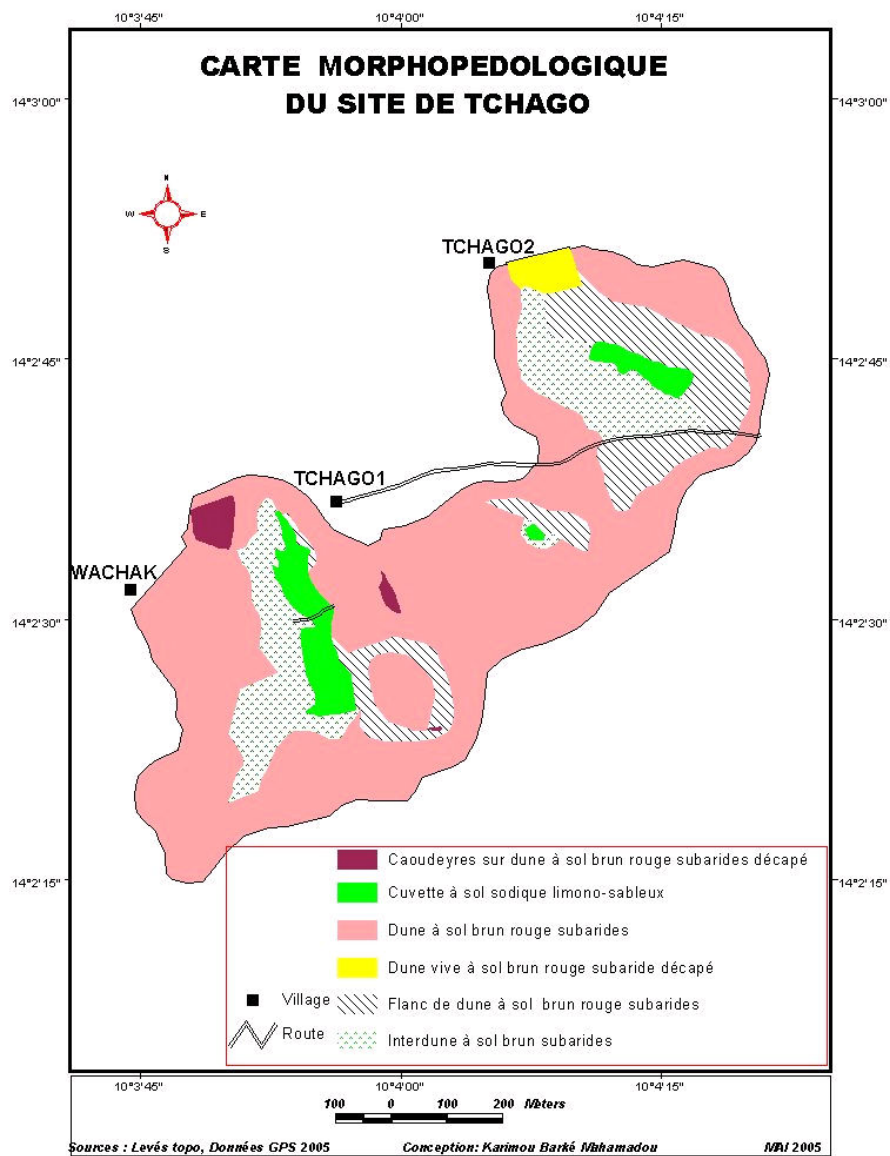


Figure 3-3: Carte morpho-pédologique de la zone d'étude

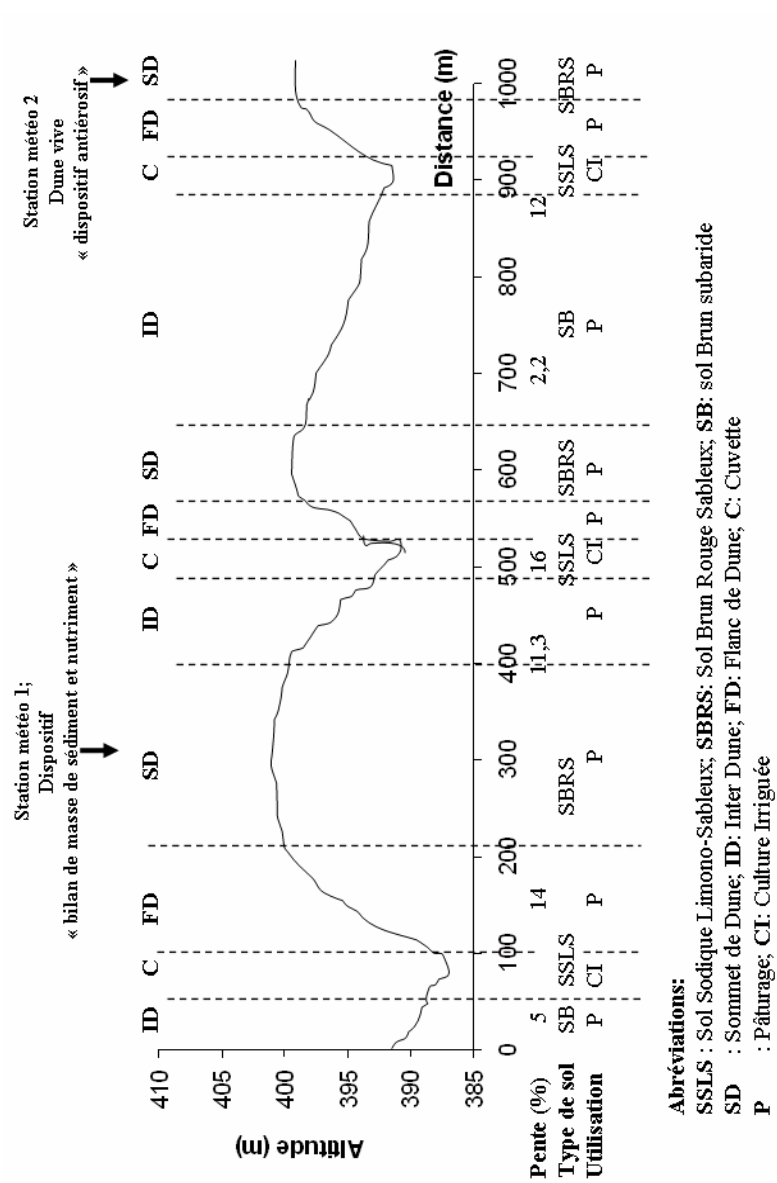


Figure 3-4: Succession des unités morpho-pédologiques et des types de sols et d'utilisation des terres qui leur sont associées, le long d'un transect (SSO – NNE) à travers le site de Tchago.

3.1.3 Végétation

Comme pour les sols, la topographie du site conditionne aussi l'organisation et la répartition de la végétation. Elle est constituée de formations plus ou moins ouvertes, généralement claires et peu élevées avec :

1. une strate ligneuse, dépassant rarement 7 m de hauteur et jamais continue sauf en des endroits spécifiques comme certaines cuvettes. Cette strate est dominée par *Leptadenia pyrotechnica* sur les sols dunaires, par *Phoenix dactylifera* et *Hyphaene thebaica* dans les cuvettes et par *Acacia raddiana*, *Acacia nilotica* et *Faidherbia albida* dans les dépressions inter-dunaires;
2. une strate herbacée, basse, de densité variable. Ce tapis est composé d'espèces annuelles, et de quelques vivaces tel que *Pergularia tomentosa*. Ces dernières se dessèchent et peuvent disparaître totalement en mai-juin par suite du surpâturage ou de feux de brousse.

3.2 Collecte et traitement des données

3.2.1 La station météorologique et l'enregistrement des données

La station météorologique se compose des appareils de mesure proprement dits, d'un système d'acquisition de données de type CR10X (Campbell Scientific) utilisé pour la collecte et l'enregistrement des données, d'un dispositif d'alimentation en électricité composé d'un panneau solaire et d'une batterie 12 volts, et d'une tige en aluminium située au sommet du mât de la station qui fait office de paratonnerre (Figure 3-5). Le système d'acquisition de données est un hardware qui comprend les programmes d'enregistrement et l'espace de stockage. L'ensemble des capteurs est interrogé toutes les 10 secondes. Afin d'économiser l'espace de stockage tout en enregistrant des données suffisamment précises au cours des événements érosifs, le système enregistre les données météorologiques selon deux fréquences. La première enregistre systématiquement une moyenne des données toutes les 15 minutes et la deuxième enregistre les données avec un pas de temps d'une minute. Cette seconde fréquence n'est activée que si l'auget du pluviomètre a basculé et/ou si le saltiphone a enregistré de la saltation et/ou si la vitesse du vent à 2 m au-dessus du sol a dépassé 6 m/s au cours de la minute écoulée. La vitesse de 6 m/s correspond à la vitesse seuil de saltation pour un sol présentant une rugosité aérodynamique très faible (10^{-4} m ; voir chapitre 4).



Figure 3-5: Photo de la station météorologique

Les capteurs branchés sur la station sont les suivants :

- a) quatre anémomètres placés respectivement à 0,3 - 0,5 - 1 et 2 m au-dessus du sol. Ils servent à établir les profils de vents.
- b) une girouette placée à 2 m au-dessus du sol. Elle sert à connaître la direction du vent.
- c) un pluviomètre à auget basculeur placé à 1 m au-dessus du sol. Chaque basculement correspond à 0,2 mm de pluie. Il sert à déterminer le début des précipitations (et donc la fin de la période d'érosion éolienne) ainsi que la lame d'eau tombée.
- d) un Saltiphone® placé à 10 cm au-dessus du sol. Il sert à déterminer les périodes de saltation et leur intensité. Le saltiphone est un capteur acoustique qui enregistre les impacts de particules en saltation grâce à un microphone situé dans la couche de saltation (Figure 3-6). Il est composé d'un microphone placé à l'intérieur d'un tube en acier inoxydable de 130 mm de long et 50 mm de diamètre. Le tube équipé de 2 ailettes est monté sur un axe vertical qui lui permet de rester toujours orienté contre le vent. Chaque particule en saltation qui vient heurter le microphone engendre une impulsion électrique, enregistrée par le système d'acquisition de données. Chaque impulsion a une durée de 1 ms (Sterk *et al.*, 1998). Donc, si deux particules viennent heurter le microphone à

moins de 1 ms d'intervalle, le système n'enregistrera qu'un seul impact. C'est entre autre pour cela que les données que l'on tire du saltiphone sont à considérer de manière qualitative et non pas quantitative. Backum (1994), cité par Sterk *et al.* (1998), a montré que l'énergie des impacts provoqués par les poussières en suspension est trop faible pour faire vibrer la membrane. Le saltiphone ne détecte donc que le sable en saltation.

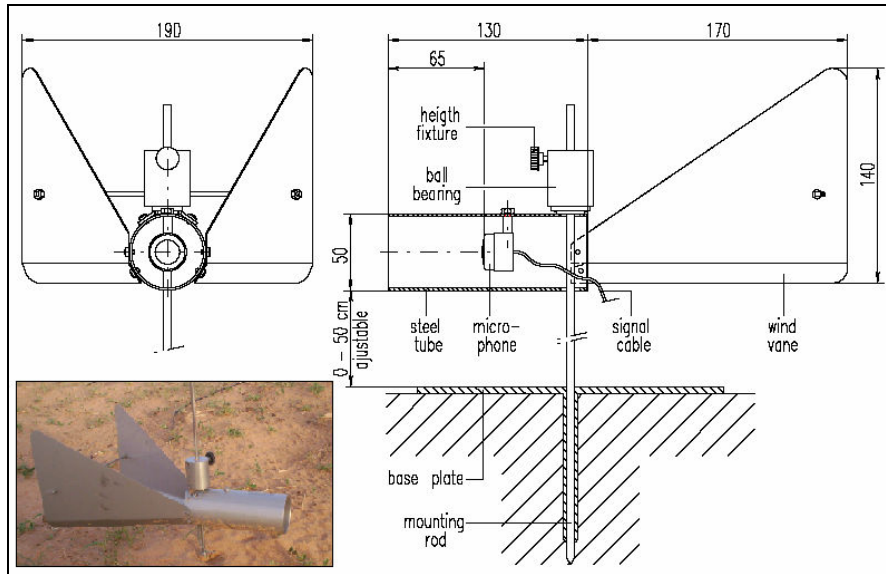


Figure 3-6: Le saltiphone Eijkelkamp (Sterk *et al.*, 1998)

Les données enregistrées toutes les 15 minutes sont : la vitesse moyenne du vent à 0,3 - 0,5 - 1 et 2 m de hauteur et la direction du vent exprimée en degrés. Celles enregistrées chaque minute (s'il y a lieu) sont : la vitesse moyenne du vent à 2 m au cours de la minute écoulée (m/s), la vitesse maximale sur 10 secondes (m/s), la direction du vent, le nombre de basculement de l'auget du pluviomètre (mm) et l'intensité de la saltation (en coups/min).

3.2.2 Quantification de l'érosion éolienne

Le capteur utilisé est du type Modified Wilson and Cooke (MWAC) (Sterk et Raats, 1996). Comme son nom l'indique, il dérive du capteur Wilson and Cooke (WAC). La différence qui justifie ce changement d'appellation provient du fait que, contrairement aux flacons collecteurs du WAC qui sont placés verticalement le long du mât, ceux du MWAC sont placés horizontalement. L'avantage indéniable qui en ressort est qu'il est à présent possible de placer un plus grand nombre de flacons à proximité de la surface du sol. Autrement dit,

cela permet d'effectuer plus de mesures à des hauteurs proches du sol, où les flux de saltation sont les plus intenses.

Le MWAC utilisé pour cette étude se compose d'une armature en forme de T (figure 3-7). Les matériaux utilisés sont des tubes de cuivre de 15 mm de diamètre. Le mât vertical de 1,5 m de haut pénètre de 40 cm dans le sol dans un tube de PVC d'un diamètre légèrement supérieur à 15 mm pour permettre sa rotation. Six capteurs sont attachés horizontalement au mât de sorte que leur orifice se trouve respectivement à 5, 15, 25, 40, 60 et 100 cm au-dessus du sol. En 2005, le capteur à 100 cm n'a pas été installé. Les flacons utilisés pour la collecte des sédiments éoliens ont un volume de 250 ml, un diamètre de 63 mm et sont fermés par un bouchon que l'on a percé pour faire passer deux tubes en cuivre d'un diamètre interne de 8 mm coudés à angle droit. Ils constituent les tubes d'entrée et de sortie de l'air. Une toile triangulaire faisant office d'aileron est tendue entre le mât vertical et le tube horizontal situé à 10 cm du sol. Le principe de capture du sable est le suivant. Le sable entrant dans la bouteille par un tube coudé, se dépose dans le flacon suite à une diminution de la pression engendrée par la différence de diamètre entre les tubes coudés et le flacon. Ensuite, l'air déchargé de particules en suspension quitte le flacon par le tube de sortie d'air.

Les avantages de ce dispositif sont multiples. D'un point de vue pratique, il est facile à monter, il est léger et de petite taille, les matériaux utilisés sont facilement transportables. D'un point de vue financier, il est relativement bon marché et d'un point de vue technique, son efficacité est indépendante de la vitesse du vent (Goossens *et al.*, 2000).

Les principaux inconvénients sont que la masse de sédiments captés est généralement inférieure au flux réel, les passants peuvent facilement enlever les flacons et d'après Goossens *et al.* (2000), ces derniers peuvent se charger d'électricité statique lorsqu'on les nettoie à l'air sec, retenant ainsi les particules fines sur leurs parois.

La récolte des sédiments se fait après chaque événement ayant donné lieu à la mise en saltation d'une quantité de particules suffisante pour être mesurée. Pour chaque flacon, la quantité de sédiments est pesée au moyen d'une balance précise au centième de gramme.

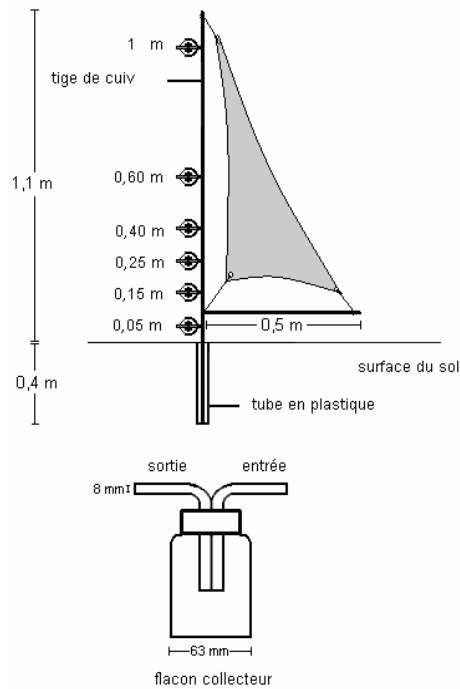


Figure 3-7: Capteur MWAC (Sterk et Raats, 1996)

3.2.3 Calcul des flux de sédiment éolien

Connaissant le poids de sédiments récoltés à une certaine hauteur suite à un événement érosif ainsi que la section de la tubulure d'entrée des capteurs, il est possible de calculer la densité de flux de masse horizontal total q ($\text{kg}/\text{m}^2/\text{épisode}$) sur la durée de l'évènement. En intégrant le profil des densités de flux horizontal sur toute la hauteur de mesure, on obtient le flux de sédiments Q ($\text{kg}/\text{m}/\text{épisode}$) au point d'observation.

3.2.3.1 Le modèle puissance modifiée

Il existe plusieurs modèles qui décrivent le profil vertical de densité de flux de masse horizontal (Figure 3-8). Le modèle de type « fonction puissance modifiée » (Equation 3-1) proposé par Zingg (1953) dans Sterk et Raats (1996) est utilisé dans ce travail. Il est le mieux adapté pour décrire les flux pour des hauteurs inférieures à 0.5 m. Comme la majeure partie des sédiments est transportée dans les 10 premiers centimètres au-dessus du sol (Fryrear *et al.*, 1991), l'utilisation de cette expression pour les flux entre 0,5 et 1 m n'entraîne

pas d'erreurs sévères sur le calcul des flux et des bilans de masse. Ce modèle est simple à manipuler et est suffisamment précis pour les études de terrain.

$$q(z) = q_0 \left(\frac{z}{\sigma} + 1 \right)^{-p} \quad (\text{Équation 3-1})$$

avec, q et q_0 , la densité de flux de masse à une hauteur $z = z$ et $z = 0$, respectivement ($\text{kg m}^{-2} \text{ épisode}^{-1}$) ; p , un coefficient adimensionnel ; σ , un coefficient exprimé en m ; z , la hauteur en m. Sterk et Raats (1996) estiment que $\sigma = 1$ m. Par la suite, la densité de flux est exprimée en kg m^{-2} , s'agissant de la densité de flux sur l'ensemble de la durée d'un événement érosif.

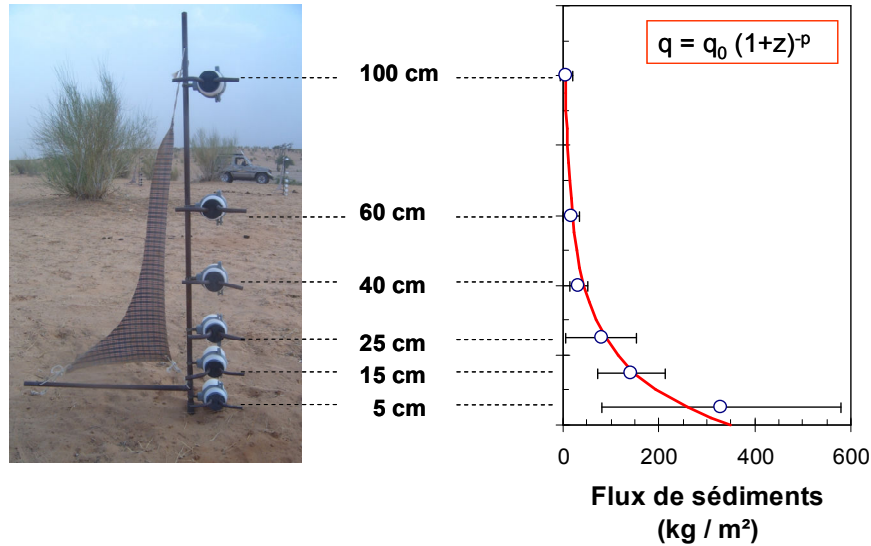


Figure 3-8: Ajustement d'une fonction de type puissance modifiée (Equation 3-1) sur un profil de densité de flux de sédiments, avec $\sigma=1$

3.2.3.2 Méthode de calcul des flux de sédiments en utilisant la fonction puissance modifiée

L'intégration de l'équation 3.2 sur la hauteur de mesure (0,6 m en 2005 et 1 m en 2004 et 2006) donne la valeur du flux de masse Q (kg/m) sur la durée d'un événement. Cette variable correspond à la quantité de sable en saltation et

suspension entre la surface et 1 m (ou 0,6 m) de hauteur par unité de largeur perpendiculaire à la direction du vent.

En développant la primitive du dernier membre de l'équation 3-1 et en intégrant entre 0 et 1 m, on obtient :

$$Q = \left[\frac{q_0 (z+1)^{p+1}}{p+1} \right]_0^1 = \frac{q_0}{p+1} * (2^{p+1} - 1) \quad (\text{Équation 3-2})$$

Pour trouver les coefficients p et q_0 , on linéarise la fonction puissance en prenant son logarithme :

$$\ln q = \ln q_0 + p \ln(z+1) \quad (\text{Équation 3-3})$$

Cette équation est celle d'une droite de type $Y = pX + r$. Le coefficient q_0 correspond à l'exponentielle de l'ordonnée à l'origine de la droite (r) et le coefficient p à la pente.

3.2.4 Calcul de l'efficacité des capteurs de sable

Les tests nécessaires au calcul de l'efficacité des capteurs de sable ont été réalisés dans le tunnel à vent du Centre International d'Érémologie à l'Université de Gand (Figure 3-9). Pour effectuer ces tests, des flacons semblables à ceux utilisés sur le terrain sont placés au milieu de la section du tunnel à vent à différentes hauteurs (5, 10 et 15 cm au-dessus du sol). Un bac de 1028 mm de long, 393 mm de large et 10 mm de profondeur est placé en amont des flacons. Il est rempli de 6 kg de sable de granulométrie proche de celui du site de Tchago. Le tunnel à vent est alors mis en marche. Durant la période nécessaire pour atteindre la vitesse de vent désirée, le bac de sable est recouvert d'une plaque de plexiglas. Une fois la vitesse souhaitée atteinte, le bac de sable est découvert et la saltation commence. L'expérience est arrêtée lorsqu'on n'observe plus de saltation. Cela se fait en une dizaine de minutes. En fin d'expérience, les quantités de sédiments captées par chaque flacon sont pesées (sur une balance d'une résolution de 0,01g) et on calcule le flux de sédiment total selon la même méthode que celle décrite pour les capteurs au champ. L'efficacité est alors calculée sur base du rapport entre le flux calculé à partir des sédiments récoltés par les capteurs MWAC et la masse de sable perdue par le bac en cours d'expérience (équation 3-4). Les expériences sont répétées 4 fois à 3 vitesses différentes (13, 14 et 16 m/s).

$$E = \frac{Q_{capté}}{Q_{réel}} \quad (\text{Équation 3-4})$$



Vue extérieure du tunnel à vent



Ventilateur



Bac à sable et capteurs MWAC



Vue intérieure du tunnel

Figure 3-9: Tunnel à vent du Centre International d'Érémologie à l'Université de Gand (Belgique)

3.2.5 Dispositif expérimental au niveau de la dune fixée

Le dispositif expérimental se trouve à environ 300 m au sud du village de Tchago. Il est localisé en bordure d'une cuvette (Figure 3-10), au sommet d'une dune fixée par la végétation naturelle dont l'altitude tourne autour de 400 m. Le terrain présente une légère pente descendante de direction Nord-Ouest avec de légers bombements (emplacements d'arbustes ou d'anciens arbustes) et de légères dépressions. Le site est à vocation pastorale et pâturé de temps à autre par des troupeaux de bovins, de chèvres ou de moutons. La végétation se compose d'une strate herbacée dominante composée essentiellement de *Cenchrus biflorus*, *Aristida adscensionis* et *Eragrotis tremula* et d'une strate arbustive peu dense, formée uniquement de *Leptadenia pyrotechnica*, le genêt du désert (191 arbustes à l'hectare). Deux parcelles y sont installées (Figure 3-10). La parcelle

« T » de 40 m x 40 m a été débarrassée de toute végétation en mai 2005 : les arbustes de *Leptadenia pyrotechnica* ont été coupés à ras, les croûtes de surfaces détruites et les débris d'herbacées ramassés dans l'objectif de simuler un état avancé de dégradation avant l'arrivée des premières pluies. Ce traitement a ensuite été répété en mai 2006. Ce défrichage n'a été effectué qu'une seule fois en début de saison des pluies. Le développement de la végétation herbacée était donc similaire sur la parcelle P et T dès le début des pluies.

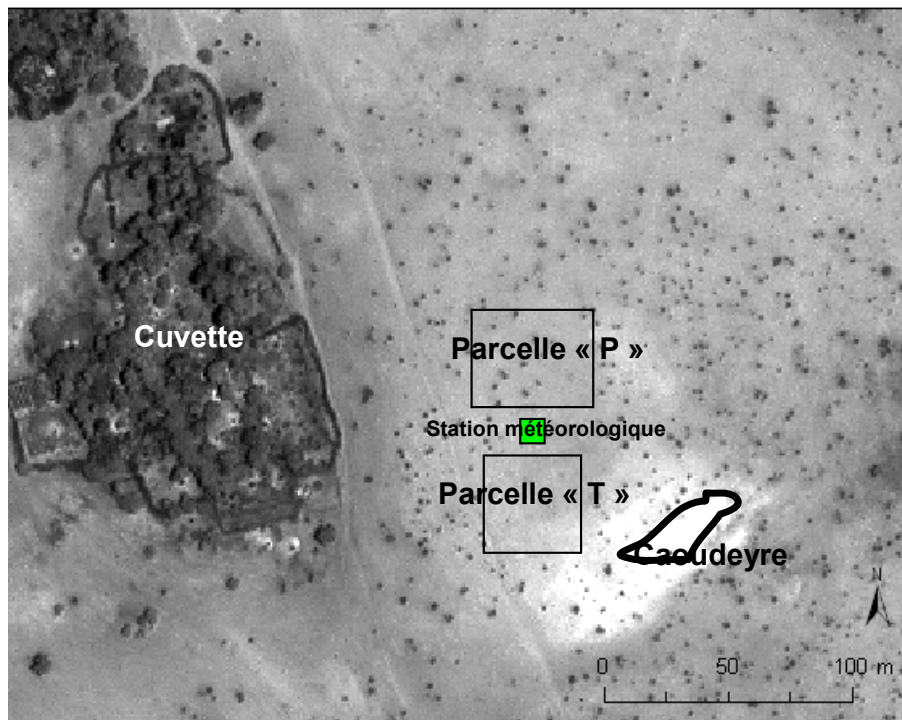


Figure 3-10: Dispositifs expérimentaux au niveau de la dune fixée à Tchago

La parcelle « T » est délimitée sur les quatre côtés par des rangées de capteurs MWAC. L'écartement entre deux capteurs est de 10 m. La parcelle « P » de 50 m x 40 m a été mise en place le 1^{er} juillet 2004 sans modifications de la végétation naturelle. Trente capteurs ont été disposés suivant un maillage régulier de 10 m en 2004 et 2 capteurs intercalés à 5 m sont rajoutés en 2005. En 2006, pour une meilleure estimation de la corrélation spatiale des flux de sédiments sur de courtes distances, 11 capteurs distants de 5 m ou de 2,5 m de capteurs préexistants ont été rajoutés au dispositif maillé de 2005 (Figure 3-11).

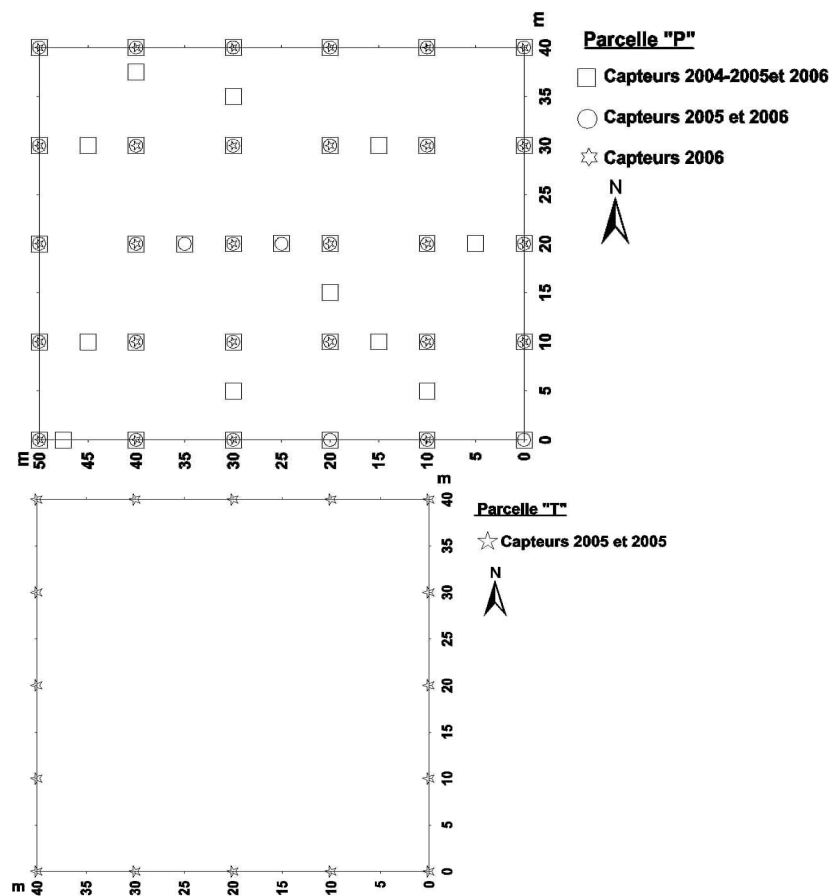


Figure 3-11: Emplacement des capteurs de sédiments éoliens de type MWAC au niveau de la parcelle « P » et « T ».

Que ce soit sur la parcelle P ou T, les capteurs MWAC ont été vidés après chaque événement éolien entre le 2 mai et 3 août en 2005 et 2006. En 2004, la période de mesure était limitée à la période comprise entre le 4 juillet et 3 août.

3.2.6 Caractérisation des événements érosifs

Les mesures de vitesses et de directions du vent à 2 m de hauteur de la station météorologique principale sont utilisées pour déterminer la vitesse et direction moyenne du vent au cours des événements érosifs. L'identification des périodes d'activité éolienne se fait sur base des mesures de Saltiphone. On considère qu'il y a flux de saltation à partir de 60 coups/minute. Ce seuil permet de fixer le début et la fin des événements éoliens. En cas de pluie, c'est le début de la pluie (premier basculement de l'auget basculeur du pluviomètre) qui fixe la fin de

l'activité éolienne. On calcule ensuite la vitesse moyenne sur base des enregistrements réalisés chaque minute.

La direction moyenne des vents érosifs se calcule suivant l'équation 3-5. Cette équation se base sur une simplification des équations de transport de sable de Buckley (1987) in Gao *et al* (2002) et de Lettau et Lettau (1978). Ainsi, pour un pas de temps donné, la mesure de direction n'est prise en compte que si la vitesse du vent au cours de ce pas de temps dépasse la vitesse seuil de saltation. Par ailleurs, on considère que le flux éolien est proportionnel au cube de la différence entre la vitesse du vent et la vitesse seuil de saltation. La direction moyenne du vent est calculée en donnant plus de poids aux directions susceptibles de produire des flux plus élevés :

$$\overline{Dir} = \frac{\sum_{t=1}^n [(U - U_s)^3 * Dir]}{\sum_{t=1}^n [(U - U_s)^3]} \quad (\text{Équation 3-5})$$

Avec, $\overline{Dir}$, Dir respectivement la direction moyenne et la direction du vent érosif (°), U et U_s respectivement la vitesse du vent érosif et la vitesse seuil de saltation du vent à 2 m (m/s), et n , le nombre de minute au cours d'un événement pendant lesquelles la vitesse du vent dépasse la vitesse seuil de saltation.

Chapitre 4

Dynamique saisonnière des paramètres déterminant l'érosion éolienne au Niger oriental

4.1 Introduction

Le Niger, et en particulier la région du Damagaram dans l'Est du Niger, se caractérise par la dominance de sols sableux d'origine éolienne (Gavaud, 1977). Ces sols permettent le développement d'une agriculture de subsistance à base de petit mil (*Pennisetum glaucum* (L.) R.Br) et d'un élevage extensif de ruminants. L'accroissement démographique de ces dernières décennies s'est traduit par une extension des terres de culture et une pression croissante sur les aires de pâturage. Conjointement avec une diminution progressive de la pluviométrie entre les années 70 et 90, cette évolution de l'occupation du sol et de la pression pastorale a induit un accroissement de l'activité éolienne, mettant ainsi en péril la durabilité des systèmes de production agro-pastoraux en zone sahélienne. Ainsi, Ozer (2001) a rapporté une augmentation progressive de la charge en poussière au cours de la période couvrant les années 70 et 90, traduisant une fragilisation croissante du milieu naturel. Par ailleurs pour le Damagaram Est, Toudjani et Guero (2006) rapportent qu'entre 1986 et 2005, 246203 ha se sont dénudés de toute végétation. Cet état permet une facile mobilisation du sable par le vent et son accumulation dans les zones dépressionnaires (cuvettes et bas-fonds). Cet ensablement des cuvettes et bas-fonds est préjudiciable à l'équilibre socio-économique de la zone d'étude. En effet, ces zones dépressionnaires sont exploitées intensivement pour des activités de maraîchage et pastorale et sont un pilier de l'économie locale, les productions fruitière et maraîchère des cuvettes représentant de l'ordre de 50% du revenu des exploitants (Jahiel, 1998). L'activité éolienne dans cette zone a donc un impact majeur sur les activités économiques.

Les travaux de Rajot (2001), Bielders *et al.* (2000) et de Chappell *et al.* (1998) dans le Fakara à l'Ouest du Niger (pluviométrie annuelle moyenne de 500 à 550 mm) illustrent bien l'ampleur de l'érosion éolienne à différentes échelles et l'impact de l'occupation du sol sur les flux éoliens. Les bilans de masse mesurés à l'échelle de la parcelle sont ainsi généralement négatifs au niveau des champs cultivés et positifs au niveau des jachères. La différence entre champs et jachères est attribuable au fait que, dans le Fakara, les jachères occupent une relativement faible proportion de l'espace (23% contre 58% pour les champs cultivés ; B. Gérard, communication orale) et présentent un couvert végétal (herbacé et arbustif) relativement dense grâce à une pluviométrie favorable. De ce fait, les jachères, présentes sous forme de parcelles dispersées dans le paysage, favorisent le piégeage de sédiments éoliens produits par érosion de champs cultivés (Bielders *et al.*, 2000). Au contraire, dans le Damagaram Est (pluviométrie annuelle moyenne de 300 mm), les steppes herbacées et arbustives dominent l'occupation des sols dunaires. Elles représentent plus de 56% du territoire au sud du 14^e parallèle, contre 36% environ pour les terres de cultures et jachères (Toudjani et Guero, 2006). De plus, la pression pastorale plus importante et la plus faible pluviométrie dans cette zone entraînant un moindre développement de la végétation font que ces zones présentent, *a priori*, un risque d'érosion éolienne plus prononcé que dans le Fakara, mais ceci n'a pas été étudié à ce jour. Ce risque sera par ailleurs nécessairement variable dans le temps en raison de la forte variation temporelle des pluies et l'impact de celles-ci sur la dynamique de la végétation.

Pour estimer le flux de sédiments éoliens en équilibre (situation où le vent a atteint sa capacité de charge maximale en sédiments) avec un état de surface donné, différents modèles ont été proposés (Bagnold, 1941; Lettau et Lettau, 1978; Shao et Raupach, 1993; Marticorena et Bergametti, 1995). Parmi ceux-ci, le modèle de Lettau et Lettau (1978) est couramment utilisé (Equation 4-1):

$$Q = C \left(\frac{\rho}{g} \right) U^{*2} (U^* - U_s^*) \quad (\text{Equation 4-1})$$

avec Q le flux de masse de sédiments ($\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$), U^* est la vitesse de friction de l'air (m/s), U_s^* (m/s) est la vitesse de friction seuil de saltation et C est une constante empirique en relation avec le diamètre et la forme des grains (équation 4-2) :

$$C = C' \left(\frac{\phi}{\phi'} \right)^n \quad (\text{Equation 4-2})$$

avec C' et n des constantes empiriques pour le sable ($n < 1$). ϕ et ϕ' sont respectivement le diamètre moyen des particules du sol qui sert de support à l'étude et une valeur standard conventionnelle de diamètre de sol, $\phi' = 250 \mu\text{m}$.

La vitesse de friction est proportionnelle à la force de cisaillement exercée par le vent à la surface du sol et peut s'obtenir à partir de l'équation logarithmique du profil de vitesse du vent (équation 4-3) en condition atmosphérique neutre (absence de gradient vertical de température) :

$$U(Z) = \frac{U^*}{k} \ln\left(\frac{Z-d}{Z_0}\right) \text{ (Équation 4-3)}$$

où $U(Z)$ est la vitesse du vent (m.s^{-1}) à une hauteur Z (m), Z_0 la hauteur de rugosité aérodynamique (m), d (m) la hauteur à laquelle le plan de vitesse de vent nulle est relevé suite à la présence d'éléments de rugosité de taille importante (m), k la constante de von Karman pour les flux turbulents (adimensionnel, $\approx 0,4$). La vitesse de friction seuil de saltation (U^*_s) correspond à la vitesse de friction minimale nécessaire pour induire de la saltation et reflète directement l'état de surface. Elle croît lorsque la cohésion du sol augmente ou lorsque la couverture du sol par la litière ou la biomasse végétale croît.

La vitesse de friction (U^*) dépend à la fois de la vitesse du vent et de Z_0 . Z_0 est la hauteur théorique à laquelle la vitesse du vent s'annule. Ce paramètre, qui renseigne aussi sur la rugosité géométrique du terrain, s'avère être un bon indice de l'érodibilité du sol par le vent (Blumberg et Greeley, 1993). Plus la valeur de Z_0 est grande, plus le sol est protégé de l'érosion.

Pour des champs cultivés, Rajot (2001) a montré que l'évolution de la rugosité aérodynamique suit une dynamique saisonnière marquée, en relation avec la croissance du mil, les interventions culturales (sarclage) et la pression anthropique et pastorale (récolte et broutage des tiges de mil). D'une valeur maximale de l'ordre de 10^{-1} m au moment de la maturité du mil, Z_0 baisse jusqu'à des valeurs de l'ordre de 10^{-4} m en fin de saison sèche (Figure 4-1).

La caractérisation de Z_0 , U^* et U^*_s peut se faire sur base de mesures de profils de vitesse du vent en combinaison avec des mesures de saltation. Ce type de mesures est cependant rarement disponible. Il est donc intéressant de pouvoir estimer Z_0 et U^*_s à partir de caractéristiques des états de surface tels que la granulométrie du sol et les caractéristiques de la litière ou de la végétation (Marticorena *et al.*, 2006). U^* peut ensuite se calculer en utilisant l'équation 4-3., connaissant Z_0 et la vitesse du vent à une seule hauteur.

L'objectif principal de ce travail est dès lors d'arriver à estimer les flux éoliens horizontaux et leur dynamique saisonnière sur une steppe pâturée du Damagaram Est à partir de mesures de vitesse du vent à une seule hauteur et d'une caractérisation de Z_0 et U^*_s à partir des états de surface. Pour y arriver, trois sous objectifs devraient être atteints. Il s'agit de :

1. caractériser la dynamique saisonnière des vents, de la hauteur de rugosité Z_0 et de la vitesse de friction seuil (U^*) de saltation;
2. relier l'évolution de Z_0 et U^*_s à la dynamique saisonnière des états de surface;
3. mettre cette dynamique en relation avec les flux éoliens mesurés.

A partir de là, il est alors possible d'évaluer la part relative des variations saisonnières de vitesse du vent et des variations d'états de surface dans la dynamique éolienne en milieu steppique dans le Damagaram Est. Les importantes différences pluviométriques et de pression pastorale entre le Damagaram Est et le Fakara où ont eu lieu toutes les mesures de dynamique éolienne à ce jour au Niger justifient la nécessité d'une étude spécifique au Damagaram.

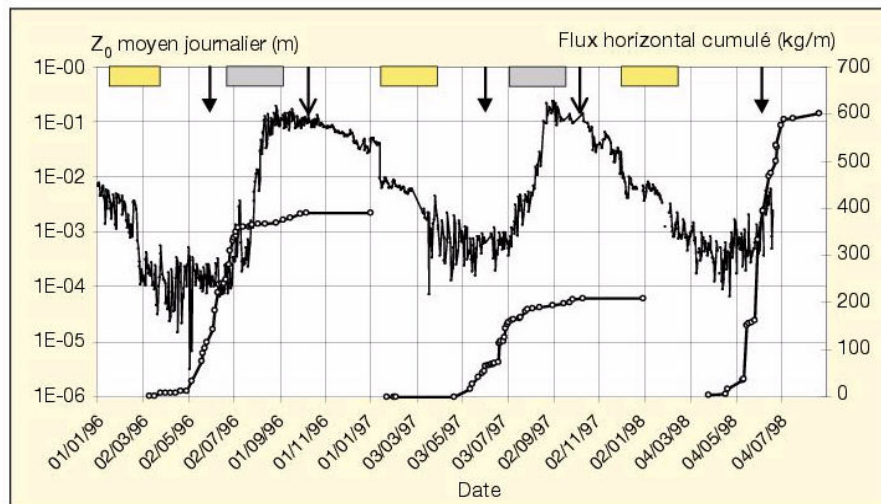


Figure 4-1: Évolution de la hauteur de rugosité (Z_0) (trait continu) et du flux horizontal cumulé de sédiments transportés par le vent (ronds) de janvier 1996 à juillet 1998 au milieu d'un champ traditionnel au Sud-Ouest du Niger. En jaune, la période de végétation ; en gris, la période de défrichage. Flèches pleines : date de semis du mil ; flèches creuses : dates de récolte du mil. Adapté de Rajot (2001) (Bielders *et al.*, 2004)

4.2 Matériels et méthodes

4.2.1 Sites expérimentaux

Les observations ont été réalisées sur trois sites à Tchago entre le 1^{er} juillet 2004 et le 30 juin 2007. Il s'agit d'une zone dunaire fixée par la végétation naturelle et pâturée, une dune vive et une zone mise en défens dans le fond d'une cuvette. La dune vive est prise comme référence d'un sol totalement dépourvu de végétation. La zone mise en défens représente quant à elle un niveau de végétation maximum atteignable en l'absence de pâture par les animaux. Dans aucun des trois sites, il n'y a eu d'interventions de notre part pour modifier les états de surface naturels. Pour les détails, se référer au chapitre 3.

4.2.2 Estimation de la rugosité au sol

L'outil utilisé pour cette estimation est un rugosimètre à aiguille (Figure 4-2) constitué de 73 aiguilles de mêmes dimensions, distantes entre elles de 3 mm et mobiles verticalement, et d'une plaque localisée en arrière-plan des aiguilles. Pour faire une mesure, on dépose le rugosimètre au sol et on laisse descendre les aiguilles doucement à la surface du sol de façon à ne pas perturber la surface. La base des différentes tiges épouse la forme du microrelief du sol. Pour chaque mesure, une photo comprenant les sommets de toutes les aiguilles est prise dans l'axe perpendiculaire de la plaque. Un programme informatique (Stolte, 2003) permet de référencer la position des aiguilles en coordonnée X (position relative) et Y (hauteur relative). L'écart type de la hauteur relative (Y) des aiguilles exprime la rugosité au sol du secteur de mesure. Les mesures, effectuées entre le 12 juin 2005 et le 29 mai 2006, sont répétées 28 fois à chaque date. Les points de mesures sont repartis sur la parcelle P suivant un maillage régulier.

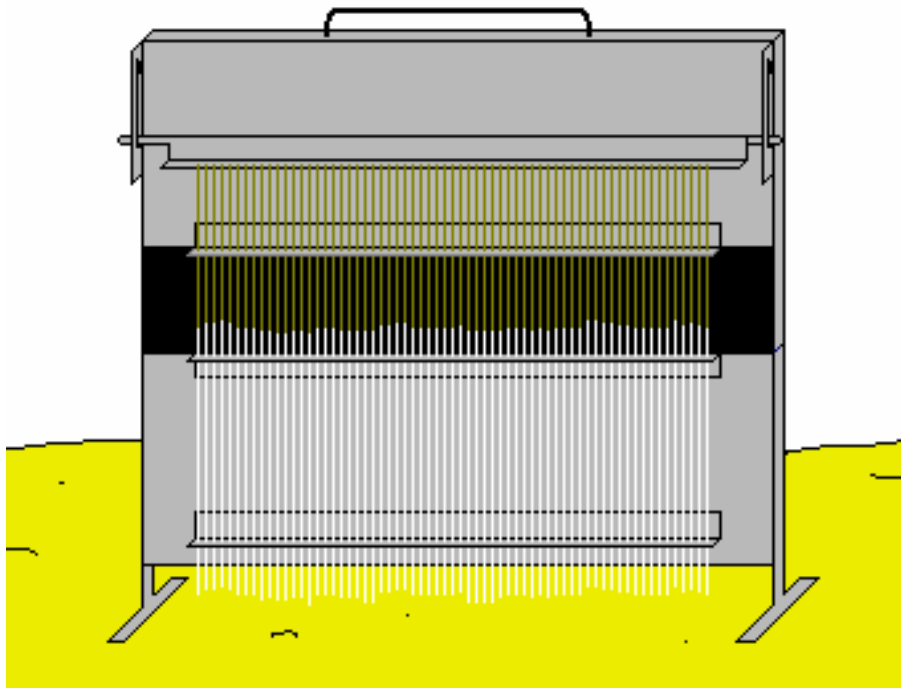


Figure 4-2: Rugosimètre à aiguilles

4.2.3 Quantification de la matière sèche produite par la végétation naturelle

L'estimation de la biomasse végétale s'est faite sur une superficie de 0,5 m² à 8 reprises sur la dune fixée par la végétation naturelle entre février et décembre 2006. Les dates de collecte sont les suivantes : 20 février, 15 mars, 15 avril, 15 mai, 20 juillet, 18 août, 23 septembre et 25 décembre 2006. Sur le pâturage mis en défens, les mesures ont été effectuées aux 5 premières dates. Les mesures sont répétées 5 fois à chaque date et les parcelles de mesure sont choisies aléatoirement dans les environs de la station météorologique.

4.2.4 Données météorologiques

La station météorologique principale pour le suivi de la pluviométrie, de la vitesse et de la direction du vent et de la saltation a servi à caractériser la saltation et les paramètres aérodynamiques sur la dune fixée par la végétation naturelle. Les données relatives aux directions et aux vitesses du vent et à la saltation sur la dune fixée ont été collectées en continu entre juillet 2004 et mai 2007. La girouette, placée à 2 m et quatre anémomètres installés respectivement à 0,3 – 0,5 – 1 et 2 m au-dessus du sol ont été utilisés pour cela. Les données issues des 4 anémomètres ont permis d'établir des profils de vent dont on a extrait les valeurs de la hauteur de rugosité aérodynamique (Z_0) et de la vitesse de friction (U^*) avec un pas de temps de 15 minutes. La mesure de saltation au moyen d'un saltiphone (chapitre 5) en conjonction avec la vitesse du vent à 2 m sur un pas de temps d'une minute a permis d'établir la vitesse seuil de soulèvement. Une station météorologique secondaire équipée de quatre anémomètres a été installée de décembre 2005 à mars 2006 dans le bas-fond mis en défens. Cette même station a séjourné en juillet 2004 sur la dune vive avant la mise en place des brise-vent anti-érosifs.

4.2.5 Détermination de la hauteur de rugosité aérodynamique

Pour les surfaces dont les éléments de rugosité sont de petite taille, le paramètre d de l'équation 4-2 est suffisamment faible pour qu'on puisse le négliger. $d + Z_0$ équivaut environ à 70 % de la hauteur de la végétation (Morgan, 1995). Dans le contexte de notre étude les éléments de rugosité (les grains de sable, la matière organique morte et la couverture herbacée) sont de taille modeste, même au maximum de croissance de la végétation (une dizaine de centimètre en moyenne), et la rugosité de surface est très faible. Nous avons dès lors fait l'hypothèse que d pouvait être négligé. L'équation 4-3 devient alors:

$$U(Z) = \left(\frac{U^*}{k} \right) \times \ln \left(\frac{Z}{Z_0} \right) \quad (\text{Equation 4-4})$$

Cette équation est ajustée sur le profil de vitesse du vent après linéarisation pour en dériver la valeur de Z_0 et U^* . Cette méthode a notamment été utilisée par Rajot (2001) au Niger, Marticorena *et al.* (2007) en Tunisie et Zhang *et al.* (2004) en Chine.

La station météorologique utilisée est équipée seulement d'une seule sonde de mesure de température de l'air, ce qui ne permet pas de déterminer les périodes présentant des conditions atmosphériques neutres. Nous ferons dès lors l'hypothèse que l'on se trouve dans des conditions atmosphériques proches de la neutralité lorsque la vitesse du vent est suffisamment élevée, le brassage de l'air étant alors suffisant pour empêcher le développement d'un fort gradient de température dans la basse atmosphère. Par ailleurs, la présence d'une charge en sédiments dans l'air affectant le profil de vitesse, U^* et Z_0 ne peuvent être déterminés que lorsque la vitesse du vent est inférieure au seuil de saltation. Pour ces raisons, les profils de vent n'ont été utilisés pour déterminer U^* et Z_0 que si les vitesses moyennes du vent sur 15 minutes remplissent les conditions suivantes :

- la vitesse sur tout le profil doit être supérieures à 3 m/s;
- la vitesse du vent doit être inférieure à 6 m/s. Le choix de ce seuil garanti l'absence de saltation, même sur un sol très peu couvert (voir § 4.3.5) ;
- la droite $U = f(\ln(Z))$ passant par les points du profil du vent doit avoir un R^2 supérieur ou égal à 0,95. Ceci permet de s'assurer que l'équation 4-4 approxime correctement le profil de vitesse observé.

4.2.6 Détermination des vitesses seuil à 2 m

Pour estimer la vitesse seuil d'érosion éolienne, on a travaillé avec les enregistrements météorologiques par minute et on a sélectionné les périodes durant lesquelles le Saltiphone a enregistré de la saltation. Durant ces périodes, la vitesse du vent est supérieure ou égale à la vitesse seuil d'érosion éolienne. La durée des événements éoliens étant parfois très courte, nous avons dès lors regroupé les événements érosifs par périodes au cours desquelles l'état de surface du sol est considéré constant afin de pouvoir estimer de façon plus précise la vitesse seuil de saltation. En début de saison des pluies, les périodes sur lesquelles les événements ont été regroupés sont relativement courtes (inférieure à une semaine) du fait du changement rapide des états de surface conditionnés par l'installation progressive de la saison des pluies, alors qu'elles sont relativement longues (≈ 1 mois) en saison sèche du fait que les états de surface ne changent alors que lentement.

L'objectif étant la détermination de la vitesse seuil d'érosion, seules les données pour lesquelles la saltation ne dépasse pas 1000 coups à la minute sont prises en

compte (Figure 4-3 a). Cette opération permet de mieux observer la dynamique des particules au moment de l'initiation de l'événement et en condition de non saturation de l'enregistrement du Saltiphone. L'identification de la vitesse seuil nécessite le choix d'une intensité de saltation à partir de laquelle on considère que la saltation est effective et significative. La définition de ce seuil de saltation revêt un caractère arbitraire. L'identification de la vitesse seuil correspondant à ce seuil de saltation est plus aisée après mise en graphique de la vitesse du vent à 2 m en fonction du logarithme népérien de la saltation (Figure 4-3 b). Ceci révèle une relation linéaire. On effectue ensuite une translation vers le bas de la droite de régression linéaire en réduisant progressivement la valeur de l'ordonnée à l'origine jusqu'à ce que l'essentiel des données se situent au-dessus de la droite. La droite définit alors la vitesse seuil pour différentes intensités de saltation. Dans la présente étude, la vitesse seuil de saltation a été déterminée pour une intensité de saltation de un coups (1 cp) par seconde (60 cps/min).

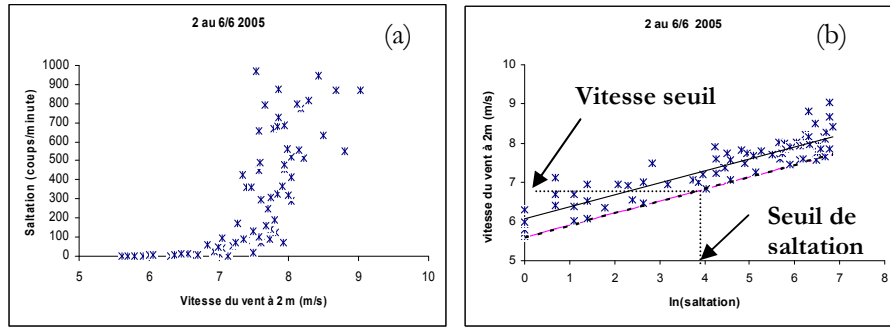


Figure 4-3: a) Exemple de relation entre la vitesse du vent mesurée à 2 m et l'intensité de la saltation mesurée au moyen d'un Saltiphone pour des intensités inférieures à 1000 coups par minute. b) Procédure d'identification de la vitesse seuil pour un seuil de saltation de 60 coups/min. La droite tirée est parallèle à la régression linéaire et définit la vitesse seuil de saltation pour n'importe quel niveau de saltation mesuré.

Connaissant la vitesse seuil de saltation à 2 m et la valeur moyenne de Z_0 calculée pour chaque période au cours de laquelle la vitesse seuil de saltation a été déterminée, on peut calculer la vitesse de friction seuil comme suit, à partir de l'équation 4-4 avec $Z = 2$ m :

$$U_s^* = \frac{k U_s(2m)}{\ln\left(\frac{2}{Z'_0}\right)} \quad (\text{Équation 4-5})$$

Avec $U_s(2m)$: vitesse seuil d'érosion du vent à 2 m de hauteur (m/s); U_s^* : vitesse de friction seuil de saltation moyenne par période (m/s); Z'_0 : rugosité aérodynamique moyenne durant la période considérée (m).

4.2.7 Quantification et estimation des flux de sédiments éoliens

Les capteurs de sable de type MWAC de la parcelle P et le modèle de type puissance modifiée ont été utilisés respectivement pour la détermination des densités de flux de sédiments éoliens à différentes hauteurs et le calcul des flux (chapitre 3). Les flux ainsi calculés ont ensuite été corrigés en tenant compte de l'efficacité des capteurs. Les flux de sédiments éoliens sont calculés à partir des quantités de sédiments collectées lors des tempêtes de sable entre le 5 et le 19 juillet 2004 (30 capteurs), entre le 5 juin et 9 juillet 2005 (32 capteurs) et entre le 17 juin et 2 août 2006 (59 puis 43 capteurs) sur la dune fixée.

4.3 Résultats et discussions

4.3.1 Dynamique saisonnière de la direction et de la vitesse du vent

La direction du vent (moyenne journalière) présente une saisonnalité marquée (Figure 4-4a). De novembre à mars dominant les vents du Nord-Est (Harmattan) alors que de mai à septembre on observe essentiellement des vents du Sud-Ouest (Mousson). Les mois d'octobre et avril sont typiquement des mois de transition entre ces deux régimes de vent. N'apparaissent pas à la Figure 4-4a, les vents du Sud-Est correspondant au passage des fronts convectifs de méso-échelle, très érosifs mais dont la durée est généralement trop limitée (10 min. à 4h) pour influencer fortement la moyenne journalière. Les travaux effectués au Niger, et dans la région de Zinder en particulier, sur la direction des vents montrent la même tendance (Mainguet et Chemin, 1978; Karimoune, 1994; Sivakumar et Michels, 1996; Ozer, 2001).

Les vitesses journalières moyennes ne présentent pas un caractère saisonnier marqué (Figure 4-4b). Les vitesses moyennes journalières n'atteignent que rarement le seuil de saltation qui est de l'ordre de 6 m/s pour les sols sableux dunaires faiblement couverts. Les pics de vitesse du vent se présentent cependant systématiquement pendant la période d'Harmattan, pendant laquelle le vent souffle de façon soutenue en journée. Pour les mêmes raisons que pour les directions, le passage des fronts convectifs de méso-échelle ne transparaît pas dans cette figure. Cependant, si l'on prend en compte la vitesse maximale journalière sur 15 minutes, on observe d'une part des vitesses dépassant régulièrement la vitesse seuil de saltation, et d'autre part que les pics de vitesse se situent principalement en période de mousson (Figure 4-4c). Ces pics correspondent au passage des fronts convectifs. Les vents d'Harmattan quant à eux dépassent très rarement 10 m/s.

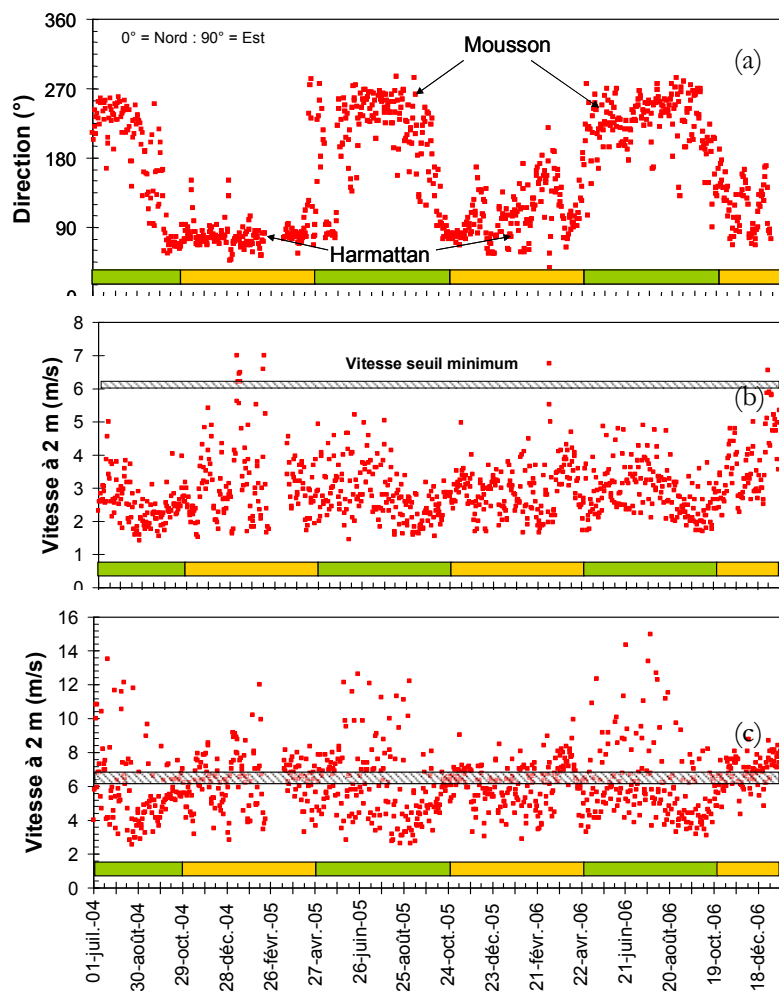


Figure 4-4: Variations saisonnières de la direction moyenne journalière du vent (a), de la vitesse moyenne journalière (b) et de la vitesse maximale journalière sur 15 min. (c) des vents à Tchago de juin 2004 à janvier 2007. La barre hachurée correspond à la vitesse seuil de saltation d'un sol dunaire faiblement couvert. Les plages vertes indiquent la période de mousson (y compris la saison des pluies et le mois d'octobre) et les plages orangées la période d'Harmattan (y compris avril).

4.3.2 Evolution de la rugosité au sol

La Figure 4-5 reprend les rugosités moyennes calculées à partir du rugosimètre à aiguilles pour la dune fixée. Ces mesures montrent que la rugosité au sol reste très faible, dépassant rarement 1 cm, quelque soit la période de l'année. L'installation progressive de la saison des pluies occasionnant l'apparition des herbacées fait augmenter la rugosité de la parcelle. Entre août et février, la rugosité reste plus élevée à cause de la présence de quantités substantielles d'herbacées et de débris végétaux. A partir de cette période, la rugosité baisse progressivement.

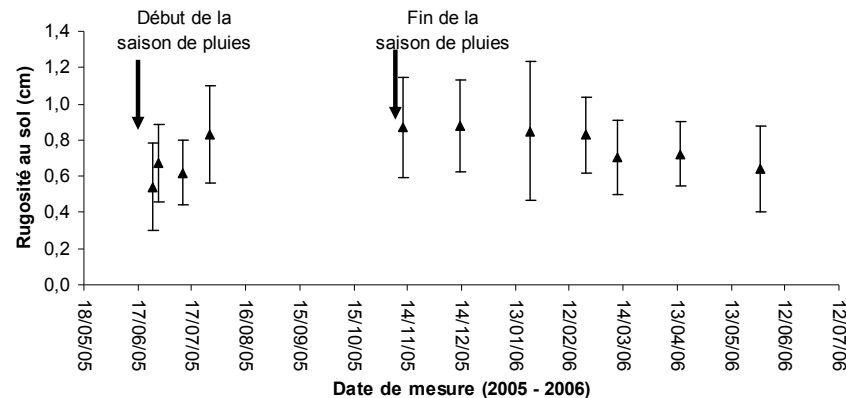


Figure 4-5: Evolution de la rugosité moyenne du sol mesurée avec le rugosimètre à aiguilles pour la période du 25 juin 2005 au 29 mai 2006 sur dune fixée pâturée. La barre d'erreur représente l'écart type.

4.3.3 Evolution de la hauteur de rugosité aérodynamique et de la biomasse végétale

Sur un cycle d'une année, la hauteur de rugosité fluctue entre $5 \cdot 10^{-2}$ et 10^{-4} m. Entre ces deux extrêmes existe toute une dynamique saisonnière. Six phases caractérisent l'évolution annuelle de Z_0 sur un pâturage libre en milieu dunaire (Figure 4-6 et Figure 4-7).

- La phase 1, correspond à la période allant de l'apparition de la saison des pluies jusqu'au moment où les herbacées atteignent leur taille maximale (Figure 4-7 a et b).
- La phase 2, s'observe de mi-août jusqu'en fin septembre (fin de la saison des pluies). Durant cette période la valeur de Z_0 est à son maximum annuel et tourne autour de $5 \cdot 10^{-2}$ m. La biomasse végétale est alors également à son maximum, de l'ordre de $3,2 \pm 0,8$ t/ha en 2006.
- La phase 3 se caractérise par une baisse rapide de Z_0 d'un ordre de grandeur par rapport à la phase 2. Ceci fait suite à une dégénérescence des herbacées avec

l'arrêt des pluies. Durant cette période comprise entre octobre et novembre, la pression pastorale est faible car les herbes sont encore abondantes dans le terroir.

- La phase 4 se présente sous forme d'un léger pallier descendant et n'est facilement observable qu'en 2004. Elle précède une exploitation plus intensive du couvert. La pression pastorale reste limitée du fait de l'abondance spatiale du fourrage. En décembre 2006, la biomasse était de $0,7 \pm 0,2$ t/ha.

- La phase 5 s'observe en février et mars et se caractérise par un Z_0 inférieur à 10^{-3} m (Figure 4-7c). La pression pastorale est alors forte. A cette période, les rares herbes sèches présentes sont rabougries voire réduites à l'état limite de racines parfois mises à nu par la déflation. La biomasse atteint alors sa valeur minimale, de l'ordre de $0,27 \pm 0,06$ t/ha. La baisse du Z_0 est due à la fois à la pâture et au ramassage des herbacées par les populations.

- La phase 6 s'observe à partir d'avril et dure jusqu'à l'apparition de la saison des pluies (Figure 4-7d). On y observe une forte dispersion dans les valeurs de Z_0 qui pourrait être due à un problème lié à une neutralité imparfaite de la basse atmosphère. La majorité des flux traités dans ce travail ont été observés durant cette phase.

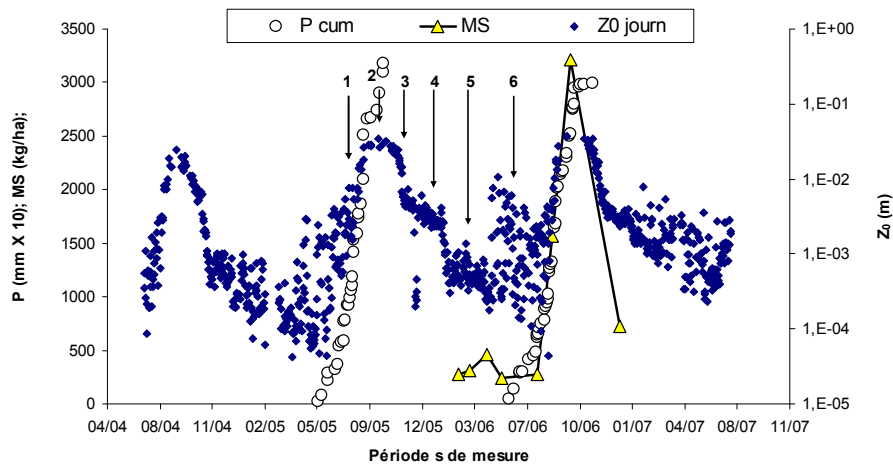


Figure 4-6: Evolution de la hauteur de rugosité Z_0 , de la pluie cumulée et de la biomasse sèche entre juillet 2004 et juin 2007 sur dune fixée pâturée; le chiffre sur la figure indiquent les différentes phases de la dynamique de Z_0

L'évolution de Z_0 enregistrée par Rajot (2001) pour un champ de mil traditionnel montre une dynamique similaire (Figure 4-1), conditionnée par la saison des pluies et la croissance du mil mais aussi par des activités anthropiques (sarclages, récolte) et pastorale (brouillage et ramassage des pailles). Le Z_0 , minimum en début de saison des pluies, augmente rapidement, parallèlement au développement de la végétation pour atteindre un maximum

en fin de saison humide lorsque la strate herbacée (mil) est la plus développée. Sa valeur en fin de saison des pluies est supérieure à 0,1 m. Ces résultats sont légèrement supérieurs aux nôtres du fait que son terrain d'étude est occupé par du mil (*Pennisetum glaucum* (L.) R.Br.) dont la taille maximale (≈ 3 m) est nettement supérieure à celle de la végétation herbacée de notre site ($\approx 0,10$ m). Les Z_0 minimums mesurés par Rajot (2001) sont de l'ordre de 10^{-4} m et sont du même ordre de grandeur que les nôtres. Ils s'observent à la période équivalent à notre phase 6 et correspondent à une période où la biomasse végétale (dressée ou sous forme de litière) est à son minimum.

Considérant la loi de Bagnold (1941), qui a été confirmée par Shao (2000) en laboratoire, la hauteur de rugosité aérodynamique équivaut à $1/30$ de la rugosité réelle en condition de sol nu. Pour des valeurs de rugosité réelle de 5 à 10 mm (Figure 4-5), cela correspond à une hauteur de rugosité aérodynamique de l'ordre de 1 à $3 \cdot 10^{-4}$ m. Il apparaît donc clairement que l'évolution temporelle de la rugosité réelle du sol intervient de façon négligeable dans la dynamique temporelle du Z_0 . Des valeurs de Z_0 inférieures 10^{-4} m sont régulièrement observées, ce qui ne semble pas compatible avec la loi de Bagnold. Notons cependant que la variabilité des mesures, et donc l'incertitude sur la détermination de Z_0 , est très élevée pendant les périodes où on observe des valeurs de Z_0 très faibles.

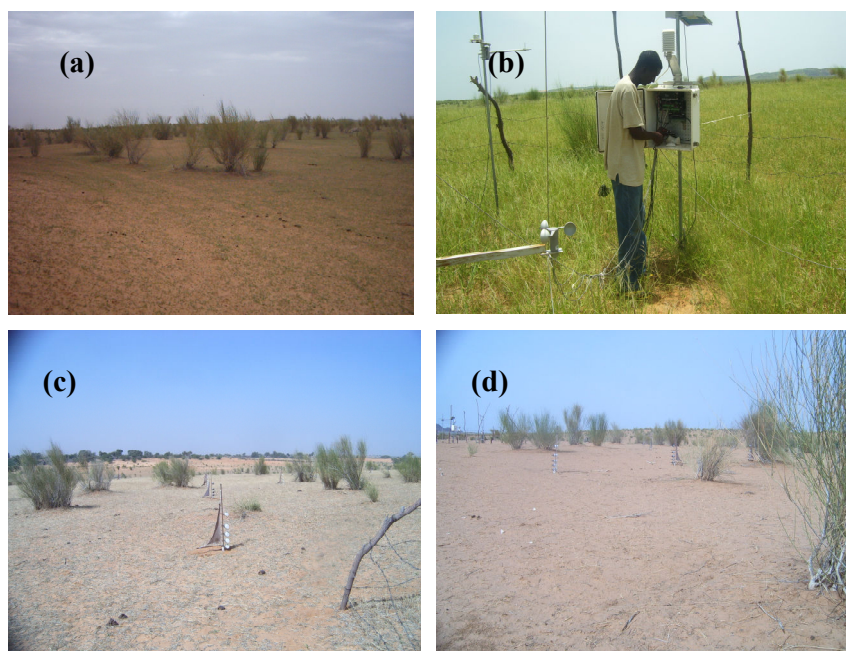


Figure 4-7: Evolution de l'état de surface en fonction des saisons au niveau d'une dune fixée. a) début de saison des pluies, b) maximum de végétation, c) début de saison sèche (février), d) fin de saison sèche (avril)

Les Z_0 mesurés au niveau du pâturage mis en défens dans la cuvette (Figure 4-8) sont compris entre 10^{-2} et 10^{-1} m sur toute la période de mesure (décembre 2005 à mars 2006) et ne montrent aucune tendance. Ceci correspond aux valeurs maximales enregistrées au niveau de la dune fixée au maximum de la croissance des herbacées. L'absence de dynamique de la végétation herbacée entre décembre et mars dans la cuvette mise en défens, à une période où le Z_0 baissait fortement sur la dune fixée pâturée, indique clairement que la baisse du Z_0 sur la dune fixée est due principalement aux activités pastorales et humaines.



Figure 4-8: Pâturage mis en défens au sein d'une cuvette

Les mesures de Z_0 effectuées sur la dune vive en juillet 2004 ont permis d'obtenir des valeurs comprises entre 10^{-5} et 10^{-6} m. Sur base de la loi de Bagnold, cela correspond à une rugosité du sol de l'ordre de 30 à 300 μm , ce qui est du même ordre de grandeur que la taille des grains sur la dune (diamètre médian = 250 μm). Ces valeurs illustrent l'état de surface nu sans aucune végétation et aucun débris végétal. Ces valeurs restent nettement inférieures aux plus faibles valeurs enregistrées par Rajot (2001) et au niveau de la dune fixée pâturée. Ceci indique que même de faibles quantités de biomasse végétale et les débris végétaux associés ont un impact considérable sur le Z_0 , le faisant remonter d'un à deux ordres de grandeur.

Sur base de ces éléments, on peut conclure que la saison des pluies et les activités pastorales et anthropiques (pâturage et collecte des herbacées), au travers de leur impact sur la végétation herbacée, sont les moteurs de la dynamique saisonnière de Z_0 . L'absence de pâturage et de ramassage d'herbacée atténuerait très fortement cette variation cyclique, comme en témoignent les mesures dans la zone mise en défens.

4.3.4 Relation entre la biomasse végétale et les paramètres déterminant l'érosion éolienne

La relation entre la quantité de biomasse sèche et la valeur de Z_0 journalière au niveau de la dune fixée pâturée montre une allure exponentielle (Figure 4-9). Cette relation est spécifique au type de végétation rencontré sur la dune fixée

pâturée. En effet, au maximum de végétation, la biomasse est ainsi de $3,2 \pm 0,8$ t/ha au niveau la dune fixée et de $0,88 \pm 0,25$ t/ha au sein de la mise en défens, pour des hauteurs de rugosité aérodynamiques similaires. Ceci provient du fait que les herbacées présentes au niveau de la zone mise en défens et au niveau de la dune fixée sont de nature différente. *Eragrotis tremula* et *Aristida adscensionis* dominant dans la cuvette alors que *Cenchrus biflorus* est l'espèce la mieux représentée dans la pâture libre. Au maximum de croissance, *Cenchrus biflorus* a une morphologie plus compacte (moins de surface exposée au vent par unité de masse de végétal) que celles des espèces trouvées dans la zone mise en défens.

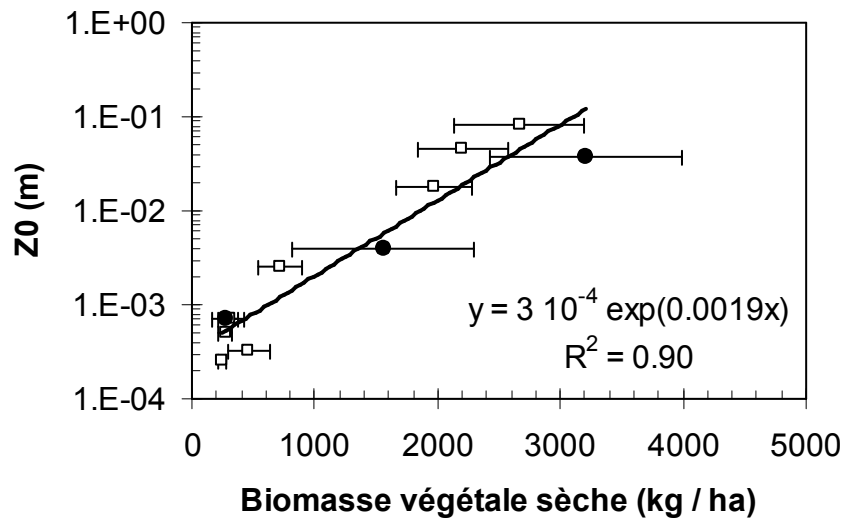


Figure 4-9: Relation entre biomasse sèche et la hauteur de rugosité aérodynamique moyenne journalière au niveau de la dune fixée pâturée. Les points noirs correspondent à trois dates de mesure en saison des pluies (phase de croissance du couvert), alors que les carrés correspondent à la saison sèche.

4.3.5 Estimation de la vitesse seuil d'érosion du vent à 2 m et de la vitesse de friction seuil

Globalement, on observe une relation linéaire croissante entre U_s ou U_s^* et Z_0 (Figure 4-10). Au cours de la période de mesure, aucun flux de sédiments n'a été observée pour des valeurs de Z_0 supérieures à $1,8 \cdot 10^{-3}$ m. L'allure des deux courbes est similaire à celles obtenues par Marticorena et Bergametti (1997) pour des sols à granulométrie et à état de surface différents. Une assez bonne correspondance apparaît entre nos résultats et ceux d'autres études effectuées au Niger malgré des différences méthodologiques. Ozer *et al.* (2005) on

rapporté des vitesses seuil de l'ordre de 7,5 à 8,5 m/s à 10 m de hauteur alors que Bielders *et al.* (2004) rapportent des vitesses de 6 à 7 m/s à 2 m de hauteur. Il faut ici tenir compte du fait que les vitesses à 10 m seront toujours supérieures à celles observées à 2 m de hauteur. Cependant, la vitesse de friction obtenue par Marticorena et Bergametti (1995) pour un Z_0 de 10^{-3} m pour un sol sableux est de 0,25 m/s alors que celle obtenue avec notre méthode pour un Z_0 similaire est de 0,35 m/s.

Le Z_0 mesuré au niveau de la dune vive est de l'ordre de 10^{-5} m. Les U_s et U^*_s correspondantes extrapolées à partir des équations des droites de régressions de la Figure 4-10a et b sont respectivement de 6,07 et 0,25 m/s.

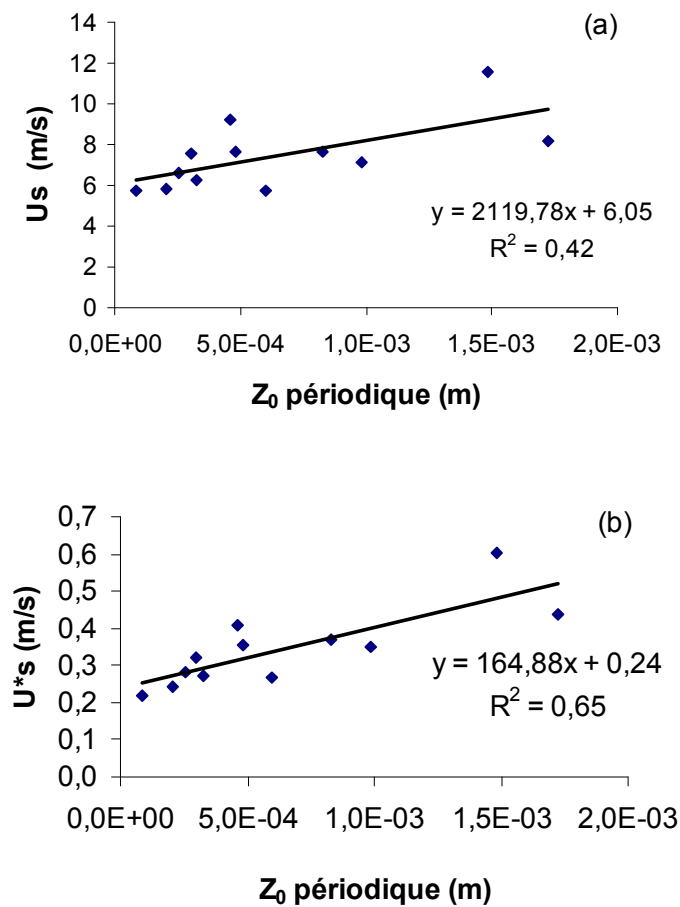


Figure 4-10: Relation entre la hauteur de rugosité Z_0 et la vitesse seuil périodique de saltation (a) ou vitesse de friction seuil périodique (b) sur dune fixée pâturée.

4.3.6 Flux de sédiments éoliens

4.3.6.1 Efficacité du capteur de sédiments éoliens (MWAC)

L'efficacité est calculée sur base de l'équation 3-4. La Figure 4-11 reprend les résultats des tests d'efficacité du capteur MWAC pour des vitesses de 13, 14 et 16 m/s. On note une assez forte dispersion des résultats mais aucune relation ne se dégage entre vitesse du vent et efficacité du capteur. Ce constat a été aussi fait par *Sterk* (1997) et *Goossens et al.* (2000). L'efficacité moyenne en considérant ces trois vitesses est de $0,49 \pm 0,15$. Notons qu'il s'agit en réalité de l'efficacité moyenne d'une rangée de capteurs et non pas de l'efficacité d'un capteur isolé. L'efficacité obtenue ici est identique à celle obtenue par *Sterk* (1997) pour le même type de capteur mais diffère de celle de *Goossens et al.* (2000) qui est comprise entre 0,7 et 1,2. Ces derniers ont travaillé sur trois types de sol et cinq vitesses différentes.

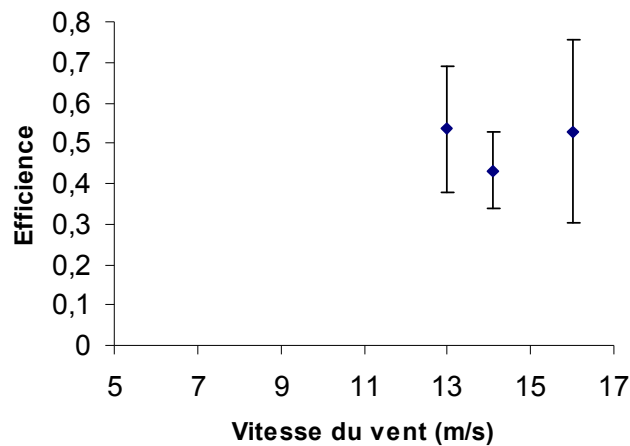


Figure 4-11: Efficacité moyenne des capteurs en fonction de la vitesse du vent. La barre d'erreur représente l'écart type ($n=3$).

Les conditions dans lesquelles sont réalisés les tests en tunnels à vent sont bien différentes des conditions réelles. Sur le terrain, on note la présence permanente de fluctuations dans la composante latérale du vecteur vent. En raison de l'inertie du dispositif, le capteur réagit moins vite à ces fluctuations que les grains en saltation. Ainsi, les flux instantanés de particules ne sont pas toujours perpendiculaires au tube d'entrée. De ce fait, le flux de sable capté est inférieur au flux de sable réel. Dans un tunnel à vent par contre, le flux d'air est beaucoup plus constant et le capteur est toujours bien positionné par rapport

au flux de sédiments. Dans ces conditions, le flux de sable capté est plus proche du flux de sable réel (Sterk *et al.*, 1998). Cependant, bien que l'efficacité des capteurs sur le terrain soit différente - et a priori inférieure - de celle obtenue dans un tunnel à vent (Goossens *et al.*, 2000), l'efficacité calculée à partir de la calibration en tunnel à vent permet d'effectuer une première correction des flux mesurés sur le terrain, qui se rapprochent ainsi mieux de la réalité. Étant donné qu'il n'existe pas d'instrument de référence pour la mesure des flux de sédiments, une détermination de l'efficacité des capteurs sur le terrain n'est actuellement pas envisageable.

4.3.6.2 Modélisation des flux de sédiments éoliens

Les paramètres d'entrée de l'équation de Lettau et Lettau (1978) sont la vitesse de friction et la vitesse de friction seuil. Les flux de sédiments ainsi calculés correspondent à la capacité de charge maximale du vent en équilibre avec un état de surface donné. La Figure 4-12 montre la relation entre les flux éoliens mesurés et calculés au moment des tempêtes convectives sur la dune fixée pâturée entre 2004 et 2006.

Le fait que la granulométrie moyenne ($\phi = 250 \mu\text{m}$) du sol sur la dune fixée pâturée soit pratiquement identique à celle de la granulométrie standard (ϕ' dans l'équation 4-2) fait que $(\phi / \phi')^n$ est proche de 1. De ce fait C vaut C' dans l'équation 4-2. Dans cette étude, on pose que la valeur de C (équation 4-2) est égale à 1 pour deux raisons. D'une part cette hypothèse a été appliquée dans d'autres études (Marticorena et Bergametti, 1995), et d'autre part cette valeur de 1 est proche de la pente de la régression linéaire « $Y = a X$ » sur les données de la Figure 4-12 ($a = 1.1$). Le RMSE (équation 5-8) entre les valeurs mesurées et estimées dans ces conditions est de 22,1 kg/m.

Les différences entre les flux mesurés et les flux calculés au niveau de la Figure 4-12 restent généralement compris dans l'intervalle de l'écart-type. Willam's (1964) et Gillettes *et al.* (1982) in Cooke *et al.* (1996) ont également rapporté une bonne corrélation entre les flux mesurés et calculés par l'équation de Lettau et Lettau (1978), mais pour des milieux très différents du nôtre. Ils ont montré que cette équation donnait de meilleures estimations des flux horizontaux, comparé à celle de Bagnold (1941) et de Kawamura (1951) (in Cooke *et al.*, 1996).

Les flux estimés par l'équation de Lettau et Lettau (1978) sont des flux en équilibre avec les états de surface. Dans notre étude, les flux mesurés ne sont vraisemblablement pas à l'équilibre car le calcul des bilans de masse de la parcelle indique des bilans systématiquement positifs (voir Chapitre 5). Bien que ces calculs soient fortement entachés d'incertitude (Chapitre 5), les bilans positifs sont révélateurs d'une source de sédiments extérieure à la parcelle avec un état de surface plus dégradé que celui de la parcelle. Cette source pourrait être le caoudeyre visible à une cinquantaine de mètre au Sud-Ouest de la

parcelle P à la Figure 3-10. Une analyse plus fine des caractéristiques physico-chimiques de la surface du sol de la parcelle P, du caoudeyre et des flux de sédiments éoliens permettrait éventuellement de confirmer l'ampleur de la contribution du caoudeyre au flux total.

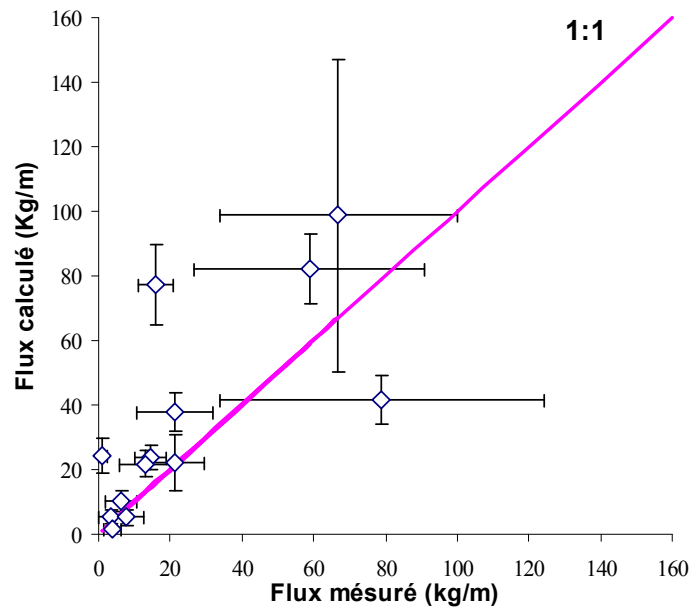


Figure 4-12: Flux mesurés et flux calculés par l'équation de Lettau et Lettau (1978) sur une dune fixée pâturée ($C=1$). Barre d'erreur horizontale : écart-type sur les flux mesurés ($n = 30$ à 59 selon l'année et l'événement). Barre d'erreur verticale : écart-type sur les flux estimé pour les variations intrajournalières de U^* pour un événement considéré.

4.3.7 Dynamique saisonnière des flux de sédiments

Les mesures de flux de sédiments éoliens n'ont été effectuées que pendant quelques mois chaque année (mai-août), correspondant à la période où se produisent des vents violents associés au passage des fronts convectifs. Il n'est cependant pas exclu que des flux de sédiments puissent avoir lieu à d'autres périodes. Pour évaluer cela, nous allons exploiter d'une part la relation entre Z_0 et la vitesse de friction seuil (Figure 4-10b), et d'autre part les Z_0 mesurés pendant 3 ans. Les données de vent utilisées sont celles enregistrées avec un pas de temps d'une minute pour des vitesses supérieures à 6 m/s . Les valeurs de hauteur de rugosité aérodynamique (Z_0) et de vitesse de friction seuil (U^*_{*f}) sont introduites dans l'équation 4-1 pour évaluer la dynamique saisonnière des flux éoliens sur un sol dunaire fixé par de la végétation naturelle pâturée. Ces

résultats seront comparés avec les flux estimés pour une valeur constante de Z_0 , correspondant à un sol dunaire très faiblement couvert ($Z_0=5.10^{-4}$ m). La comparaison des deux approches permettra de mettre en évidence la contribution respective des fluctuations saisonnières des vents et de la végétation à la dynamique des flux éoliens. Les données manquantes en mars et entre août et octobre 2005 sont dues à un dysfonctionnement de la station météorologique (Figure 4-13a).

Pour un Z_0 constant et relativement faible ($Z_0=5.10^{-4}$ m), on observe que des flux de sédiments éoliens sont susceptibles de se produire tout au long de l'année (Figure 4-13a). En l'absence de végétation, les flux potentiels en période de mousson (mai-octobre) représentent 49% du flux potentiel total annuel estimé en 2006. Quand le Z_0 suit une dynamique saisonnière, les flux éoliens ne s'observent qu'à des périodes allant de février - mars à mi-août (Figure 4-13b). Durant ces moments, le Z_0 est faible et reflète l'état du couvert végétal. En 2005, du fait de la faiblesse relative de la pluviométrie enregistrée en 2004 (non disponible) par rapport à celle de 2005 (317 mm) et 2006 (299 mm), et de la forte pression pastorale qui s'en est suivie, le couvert végétal s'est vite dégradé. Dès le mois de janvier 2005, le Z_0 a atteint des valeurs inférieures à $6 \cdot 10^{-4}$ m augmentant ainsi la vulnérabilité du sol à l'érosion éolienne.

La comparaison de la Figure 4-13a et b montre l'impact de la dynamique de la végétation sur la dynamique temporelle des flux de sédiments. On observe cette fois une saisonnalité bien marquée. Les flux de sédiments sont nuls entre août et février en raison du couvert végétal encore suffisamment dense. Entre février et avril, la pression pastorale (piétinement et broutage importants) et le ramassage a fait disparaître la quasi-totalité du couvert végétal. Ensuite, le passage de fronts convectifs et les vents de moussons moins violents mais se produisant sur un sol faiblement protégé (Z_0 inférieur à 7.10^{-4} m) génèrent d'importants flux. En tenant compte de la dynamique temporelle de Z_0 et de la vitesse seuil de saltation, les flux potentiels en période de mousson (mai-octobre) représentent 47% du flux potentiel total annuel estimé en 2006. Ces résultats ne sont pas cohérents avec ceux de Michels *et al.* (1995) qui rapportent que dans un champ, seul 15 % des flux éoliens annuels mesurés à 10 cm du sol s'observe en saison sèche (décembre à avril). La différence entre les deux résultats provient du fait que des phénomènes de déflation importants sont susceptibles de se produire en fin de saison sèche dans le Damagaram Est en raison de vents relativement violents. Les calculs devraient cependant être faits sur plusieurs années complètes pour voir dans quelle mesure les résultats de 2006 sont généralisables. En 2006, le rôle global du couvert herbacé en pâture libre se traduit par une réduction de 43% des flux éoliens par rapport au flux estimés au niveau d'une surface dépourvue de toute végétation herbacée.

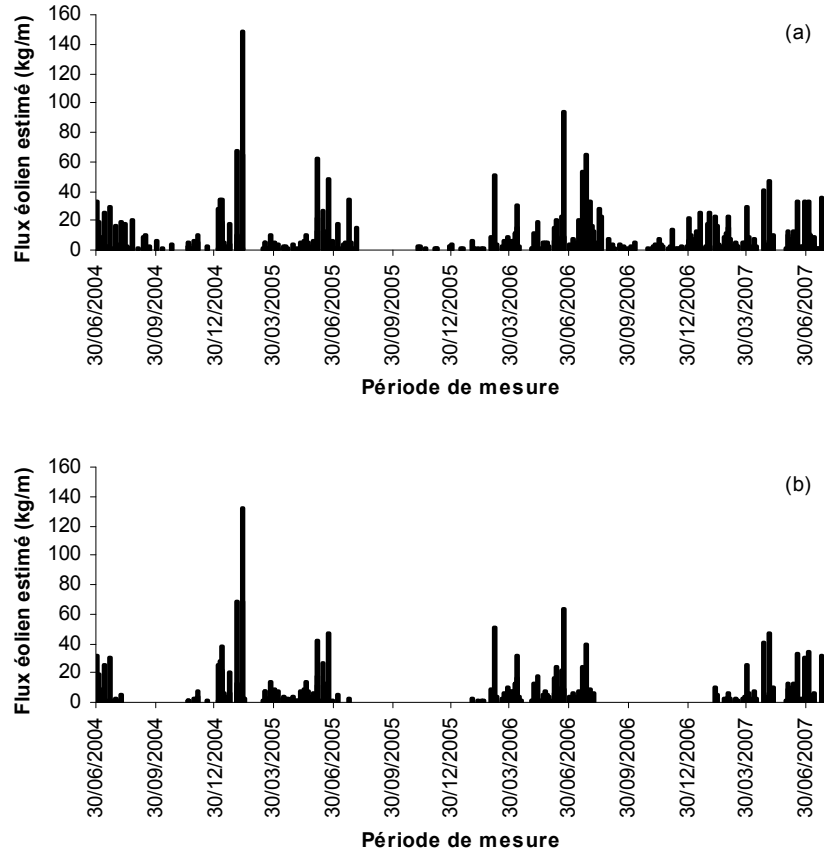


Figure 4-13: Dynamique saisonnière de l'érosion éolienne entre le 30 juin 2004 et 30 juin 2007. (a) présente la dynamique pour un Z_0 constant de $5 \cdot 10^{-4} \text{ m}$ alors que (b) correspond à la dynamique pour un Z_0 variable dans le temps (valeurs mesurées).

4.4 Conclusions

L'érosion éolienne suit une dynamique saisonnière marquée principalement par la dynamique temporelle de la hauteur de rugosité aérodynamique (Z_0). Cette dynamique de Z_0 est essentiellement liée à la couverture végétale, elle-même liée à la pluviométrie et aux activités pastorales et anthropiques (piétinement, pâturage et ramassage de herbes). En effet, on observe une bonne corrélation entre Z_0 et la biomasse végétale. Par ailleurs, la comparaison de la dynamique temporelle de la végétation entre une dune pâturée et une cuvette mise en défens montre clairement que ce sont les pressions anthropiques et pastorales qui sont à l'origine de cette dynamique sur la dune fixée pâturée. La

contribution de la rugosité réelle du sol à la hauteur de rugosité aérodynamique en milieu dunaire est par contre négligeable comparée à la contribution de la végétation.

Une augmentation de Z_0 a pour effet d'accroître la vitesse seuil de soulèvement. Une bonne corrélation a été trouvée entre ces deux paramètres. On a ainsi pu démontrer que sur base de l'équation de Lettau et Lettau (1978), il était possible d'estimer de façon relativement fiable les flux de sédiments en équilibre avec un pâturage à partir de mesures de profils de vents et du seuil de saltation. Compte tenu de la bonne relation entre Z_0 et la biomasse végétale, il serait en théorie possible d'évaluer la dynamique temporelle des flux à partir de mesures de biomasse végétale et de vitesses du vent à une hauteur unique pour la période indiquée. Cependant, aucune saltation n'a été observée dans notre étude pour des valeurs de Z_0 supérieures à $1,8 \cdot 10^{-3}$ m. Pour des faibles valeurs de Z_0 , la relation entre Z_0 et biomasse végétale mérite d'être affinée par des observations complémentaires, en différenciant l'effet d'une végétation dressée verte, dressée morte et d'une litière couchée.

Les calculs basés sur la relation entre Z_0 et la vitesse seuil de saltation et sur l'utilisation de l'équation de Lettau et Lettau (1978) ont montré que les pâturages constituent des zones potentielles de déflation, principalement entre mars et juillet lorsque la couverture du sol est faible et que se produisent les coups de vent violents liés au passage des fronts convectifs. Lorsqu'elles sont intensément pâturées, ces zones sont donc susceptibles de contribuer à la production de sédiments éoliens responsables de l'ensablement des cuvettes dans le Damagaram Est. Cependant, la fiabilité du modèle de Lettau et Lettau (1978) n'a pas pu être démontrée de façon conclusive en raison de l'absence probable d'équilibre entre les flux mesurés sur la parcelle et les états de surface (voir Chapitre 5). Il conviendrait donc de valider l'équation de Lettau et Lettau (1978) à l'avenir par le choix d'un site d'étude plus éloigné de toutes zones de déflation telles que les caoudeyres.

Chapitre 5

Quantification du bilan de masse et estimation de l'incertitude liée à cette mesure à l'échelle parcellaire dans le Damagaram Est (Sud-est du Niger)

5.1 Introduction

La région du Damagaram dans l'Est du Niger, faisant partie de la zone nord sahélienne, est caractérisée par une pluviométrie annuelle moyenne de l'ordre de 300 à 350 mm/an et par la prédominance de steppes herbacées et arbustives, les surfaces cultivées occupant environ 35% du territoire au sud du 14^e parallèle (Toudjani et Guero, 2006). Suite à la pression anthropique et pastorale et au déficit pluviométrique qui persiste depuis les années septantes, on y observe une activité éolienne intense, se traduisant par la réduction de la surface et de la qualité des pâturages, la remobilisation de dunes anciennement fixées par la végétation naturelle et l'ensablement de cuvettes oasiennes. Ces cuvettes sont des zones dépressionnaires à vocation pastorale et/ou agricole exploitées intensivement en raison de la proximité des nappes et permettant d'assurer des activités génératrices de revenus en dehors de la saison des pluies. L'érosion éolienne dans cette zone porte donc directement atteinte aux activités agro-pastorales de la région et affecte la sécurité alimentaire de ses habitants.

Si l'on sait à partir de plusieurs études effectuées dans l'ouest du Niger que les champs cultivés sont potentiellement d'importantes sources de sédiments (Michels *et al.*, 1995; Sterk et Stein, 1997; Bielders *et al.*, 2000; Rajot, 2001), on ne dispose actuellement que de très peu d'informations quantitatives sur la

contribution des zones de pâturages sahéliens dans la mobilisation des sédiments éoliens. Dans le Fakara à l'Ouest du Niger, les jachères accusent généralement des bilans positifs suite au piégeage des sédiments provenant des terres cultivées (Biielders *et al.*, 2002). Ces données ne peuvent cependant pas être extrapolées aveuglément. En effet, dans le Fakara, la pluviométrie moyenne est de l'ordre de 500 à 550 mm/an et permet un développement relativement abondant de la biomasse végétale naturelle. Par ailleurs, les jachères ne représentent que 15% de la superficie totale et elles sont dispersées dans l'espace, expliquant en cela que ces espaces naturels sont surtout des zones de dépôt de sédiments. Dans le Damagaram Est, la pluviométrie nettement plus faible et une durée moindre de la saison des pluies (3 mois contre 4 mois dans le Fakara) ne permettent pas un développement aussi important de la végétation herbacée. Par ailleurs, la pression pastorale y est proportionnellement plus forte et les superficies couvertes de végétation naturelle beaucoup plus élevées que celles des champs cultivés. Dans ces conditions, il n'est pas certain que les pâturages constituent encore des zones de dépôts.

Le présent chapitre a pour objet d'évaluer les flux de sédiments éoliens dans une zone de pâturage localisée en bordure d'une cuvette oasienne dans la région du Damagaram et de déterminer, par un bilan de masse, si cette zone constitue une source de sédiments susceptibles de contribuer à l'ensablement de la cuvette ou, au contraire, agit comme une zone de protection en piégeant les sédiments. Pour cela, deux approches pour le calcul du bilan de masse sont comparées, l'une basée sur un bilan entrée/sortie, l'autre sur une spatialisation des flux de sédiments. Pour le bilan entrée/sortie, on cherchera par ailleurs à quantifier l'incertitude sur l'estimation des bilans. Enfin, on cherchera à évaluer l'impact d'un prélèvement extrême de biomasse sur les flux et le bilan de masse, simulant par là une forme extrême de surpâturage.

5.2 Matériels et méthodes

5.2.1 Calcul des pertes/gains en sédiments éoliens au sein de la parcelle

Pour chaque événement éolien, les capteurs MWAC sont vidés, le flux de sédiments au niveau de chaque mât est calculé selon la méthode décrite au chapitre 3 et ensuite corrigé par l'efficacité des capteurs décrite au chapitre 4. La quantification du bilan de sédiments sur la parcelle étudiée se fait ensuite selon deux méthodes distinctes. La première méthode, appliquée aux parcelles T et P, consiste à calculer le bilan de masse en faisant la différence entre la quantité de sédiments entrant (M_{in}) et la quantité de sédiments sortant de la

parcelle (M_{out}). La seconde méthode, applicable uniquement à la parcelle P, se base sur une spatialisation des flux éoliens.

5.2.1.1 Bilan de masse par « bilan entrée/sortie »

Le calcul du bilan de masse au sein de la parcelle est obtenu en faisant la différence entre la quantité de sédiments entrant dans la parcelle et la quantité de sédiments sortant. Connaissant la direction moyenne du vent érosif pour un évènement, nous déterminons les côtés d'entrée et de sortie de sédiments dans la parcelle. Ensuite, la quantité de sédiments qui est passée au travers de la surface délimitée par deux capteurs adjacents est obtenu en multipliant la moyenne des flux (kg/m par épisode) des 2 capteurs par la distance les séparant (m par épisode), le tout multiplié par le cosinus ou le sinus de l'angle de la direction moyenne des vents érosifs pour l'évènement considéré (Figure 5-1). La masse totale M (kg) entrant ou sortant par un côté de la parcelle au cours d'un épisode est donnée par les équations 5-2 ou 5-3, selon la direction du vent.

$$M = \sum_{i=1}^{n-1} \frac{Q_i + Q_{i+1}}{2} * l * \sin a \quad (\text{Équation 5-1})$$

$$M = \sum_{i=1}^{n-1} \frac{Q_i + Q_{i+1}}{2} * l * \cos a \quad (\text{Équation 5-2})$$

avec M , la quantité de sédiments entrant ou sortant de la parcelle (kg) entre deux capteurs successifs au cours d'un épisode ; Q_i le flux de sédiments pour le capteur i (kg/m par épisode) ; l , la distance séparant le capteur i et $i+1$ (10 m) ; a , l'angle d'attaque du vent ($^\circ$).

Le bilan de masse total d'un épisode (kg/ha) est ensuite obtenu par la différence entre les masses totales entrant et sortant de la parcelle rapportées à la superficie de la parcelle (équations 5-4) :

$$\Delta M = \frac{(M_{xin} + M_{yin}) - (M_{xout} + M_{yout})}{S} \quad (\text{Équation 5-3})$$

avec S , la superficie de la parcelle (ha), M_x la masse de sédiments qui entrent (M_{xin}) ou sortent (M_{xout}) par un côté de la parcelle orienté Nord-Sud, M_y la masse de sédiments qui entrent (M_{yin}) ou sortent (M_{yout}) par un côté de la parcelle orienté Ouest-Est.

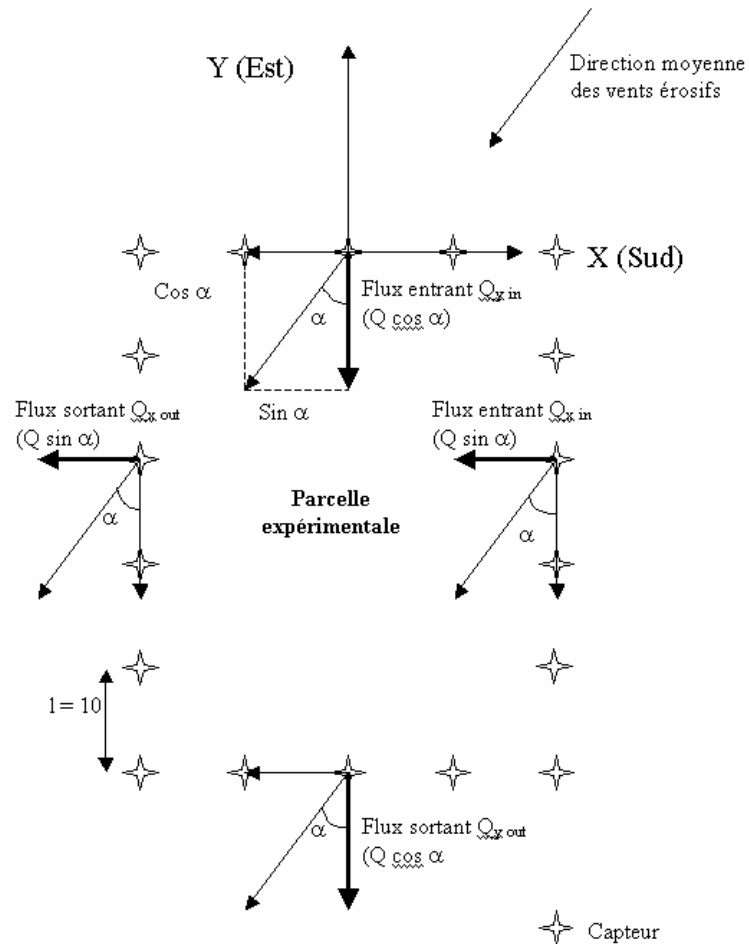


Figure 5-1: Méthodologie d'estimation des flux entrant et sortant sur une parcelle

5.2.1.2 Bilan de masse par « carte de dépôt/érosion »

L'érosion éolienne subie par une parcelle suite à un événement érosif peut être quantifiée en établissant une carte d'érosion/dépôt (Sterk et Stein, 1997; Visser *et al.*, 2004) pour laquelle la réalisation de la carte des flux de sédiments constitue la première étape. L'interpolation des données se fait par krigeage, méthode dont les paramètres sont déterminés par un modèle de semi-

variogramme (Sterk et Stein, 1997; Chappell, 1998; Biielders *et al.*, 2001; Visser *et al.*, 2004).

a) Le semi-variogramme

La géostatistique se base sur le principe de corrélation spatiale. La représentation de cette corrélation se fait à l'aide d'un semi-variogramme (Equation 5-5). Il exprime la covariance de paires d'observations en fonction de la distance entre elles (Goovaerts, 1997).

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{\alpha=1}^{N(h)} [z(u_{\alpha}) - z(u_{\alpha+h})]^2 \quad (\text{Equation 5-4})$$

Avec $\gamma(h)$ la semi-variance, h , le vecteur séparant 2 observations (lag spacing), N le nombre de paires d'observations, u_a le vecteur des coordonnées spatiales de a observation, z la valeur des observations. Ses caractéristiques sont (Figure 5-2) :

- la portée (range) : distance à laquelle le variogramme atteint un plateau, c'est-à-dire la distance à partir de laquelle les observations ne sont plus corrélées ;
- le palier (sill) : valeur du plateau qu'atteint le variogramme à la portée ;
- l'effet pépité (nugget effect) : l'effet pépité est la discontinuité à l'origine du variogramme.

On ajuste ensuite un modèle représentant au mieux les points du semi-variogramme correspondant aux paires d'observations obtenues.

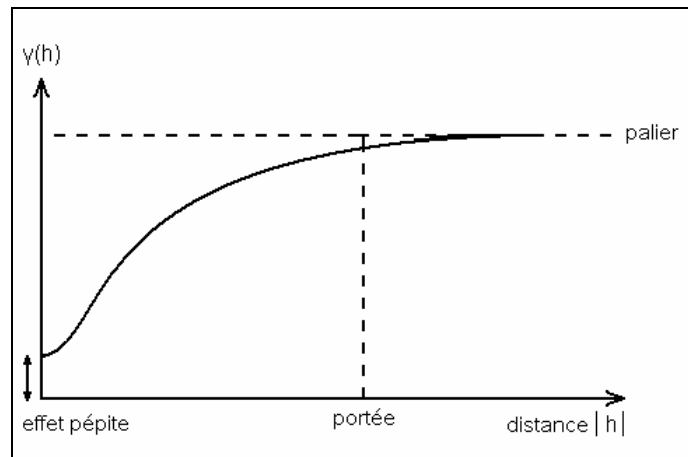


Figure 5-2: caractéristiques d'un modèle de variogramme de type gaussien.

b) La stratification

D'après Webster et Oliver (1992), le nombre minimum de points de mesure nécessaires pour estimer valablement un variogramme dans des études environnementales est de 100. Cependant, dans les recherches concernant l'érosion éolienne, le nombre d'observations est généralement bien inférieur. Pour pallier à ce manque de données, on peut faire appel à la stratification. Sterk et Stein (1997), Biëlders et al. (2001) et Visser et al. (2004) ont utilisé la stratification temporelle dans le calcul des bilans éoliens. Cette procédure se base sur l'hypothèse que la structure de corrélation spatiale du transport de sédiments est similaire pour chaque événement individuel. Etant donné que les flux de masse sont extrêmement variables d'un événement érosif à l'autre, à l'image des conditions prévalant à chaque fois (durée, direction et vitesse du vent, état de surface), la stratification est précédée d'une normalisation des données selon l'équation 5-6:

$$Q'_{ij} = \frac{Q_{ij} - \mu_j}{\sigma_{sj}} \quad (\text{Équation 5-5})$$

avec Q_{ij} le flux de masse au cours d'un épisode (kg/m) pour l'observation i et l'événement j , Q'_{ij} le flux de masse standardisé pour l'observation i et l'événement j , μ_j le flux de masse moyen de l'événement j , σ_{sj} l'écart-type de l'événement j .

Pour éviter que des observations appartenant à des événements différents soient associées dans la même paire, l'équation 5-5 du semi-variogramme est modifiée comme suit (Sterk et Stein, 1997):

$$\gamma(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{j=1}^n \sum_{i=1}^{Nj(h)} (Q'_{ij} - Q'_{i+n,j})^2 \quad (\text{Équation 5-6})$$

Le semi-variogramme standardisé est converti en semi-variogramme individuel pour chaque événement en le multipliant par la variance de celui-ci. Sur une base visuelle, il n'était pas possible de décider a priori du meilleur modèle à ajuster sur les données du semi-variogramme. Deux modèles ont donc été testés : le modèle sphérique et gaussien. Le modèle le mieux adapté a ensuite été sélectionné par validation croisée sur base de données estimées après krigeage.

c) Validation croisée

La validation croisée est une technique de comparaison entre des valeurs estimées par une méthode donnée et les observations. Dans le cas de notre application, elle consiste à estimer une variable par krigeage en un endroit où une observation de cette variable a été faite, sur base du jeu d'observation

duquel on a retiré l'observation en question. La valeur estimée de cette façon est ensuite comparée à la valeur observée de la variable à cet endroit. On fait de même pour toutes les données disponibles. Le modèle conduisant au RMSE « Root Mean Square Error » (équation 5-8) le plus faible est ensuite utilisé.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_{est_i} - Q_{mes_i})^2} \quad (\text{Equation 5-7})$$

Avec Q_{est_i} le flux estimé (kg/m) pour l'épisode i ; Q_{mes_i} le flux mesuré (kg/m), $\overline{Q_{mes}}$ le flux moyen mesuré (kg/m) et n le nombre d'épisodes érosifs.

d) Carte d'érosion-dépôt

A partir de la carte des flux de sédiments obtenue par krigeage, nous calculons la dérivée directionnelle de la carte des flux. Cela signifie que l'on calcule la dérivée de Q dans la direction moyenne du vent érosif. La carte ainsi obtenue est une carte montrant les zones d'érosion ($dQ/dx > 0$) ou de dépôt ($dQ/dx < 0$). Grâce à un SIG, il est aisé de délimiter la surface des aires ayant subi un dépôt ou une déflation de même intensité. Pour calculer le bilan de masse total (M) sur la parcelle (kg) au cours d'un épisode érosif, on applique l'équation 5-8:

$$M = \sum_{i=1}^n S_i * \overline{D_i} \quad (\text{Équation 5-8})$$

Avec n le nombre de classes de déflation/dépôt, S_i (m^2) la surface occupée par la classe i d'érosion/dépôt et $\overline{D_i}$ (kg/ m^2), la valeur moyenne d'érosion/dépôt de la classe i . Cette formule repose sur l'hypothèse qu'au sein d'une même classe, les dépôts évoluent linéairement en fonction de la distance. Cette hypothèse sera d'autant plus acceptable que les classes sont petites. Dans le cas présent, on a constaté que les bilans de masse se stabilisaient généralement à partir de 28 à 32 classes.

5.2.2 Propagation des erreurs liées aux paramètres du bilan de masse

Il existe deux types d'erreurs : les erreurs systématiques et les erreurs aléatoires. On considère ici que toutes les précautions ont été prises pour éviter les erreurs systématiques (Breuil et Di Benedetto, 2000). L'incertitude sur une mesure liée aux erreurs aléatoires peut être mesurée par l'écart-type, la variance ou un intervalle de confiance. Par la suite, pour les mesures répétées (direction du vent, efficacité des capteurs, la distance entre les capteurs,...), nous utiliserons l'écart-type comme étant l'incertitude sur la mesure. Pour les autres données qui

rentrent en compte dans le calcul de bilan, nous estimons que l'incertitude est égale à la résolution de l'instrument de mesure. La Figure 5-3 montre les différentes sources d'incertitudes intervenant dans le calcul du bilan de masse par la méthode du bilan entrée/sortie. Certaines sources d'incertitude sont très difficilement quantifiables (telle que l'incertitude liée au temps de réponse du capteur à un changement de direction du vent), d'autres sont jugées négligeables (par exemple l'orientation des capteurs). Dans l'analyse qui suit, nous ne prendrons en considération que les incertitudes qui nous semblent importantes et que l'on peut quantifier ou estimer de manière satisfaisante. L'incertitude liée à la hauteur de l'orifice d'entrée des capteurs par rapport au sol provient de l'incertitude sur leur positionnement sur le mât (négligeable) et au fait que le sol n'est pas plat et que donc cette hauteur peut varier en fonction de la direction du vent (Figure 5-4).

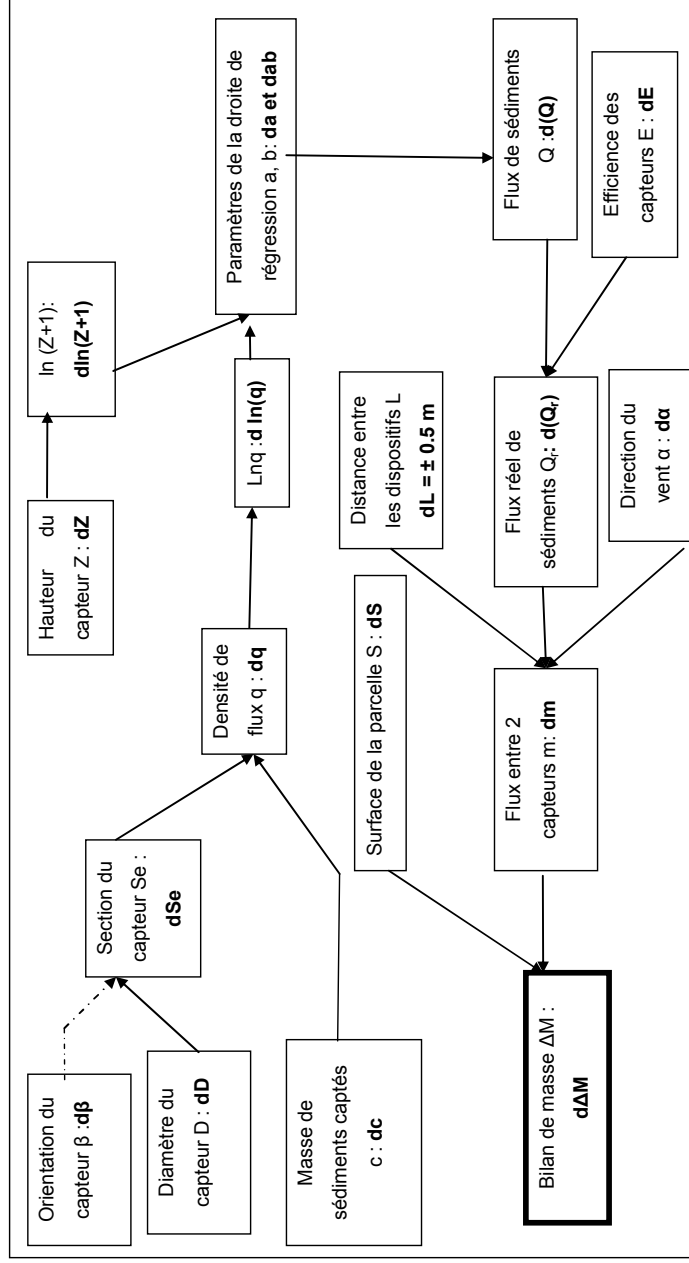


Figure 5-3: Propagation des erreurs dans le calcul du bilan de masse par le modèle entrée / sortie

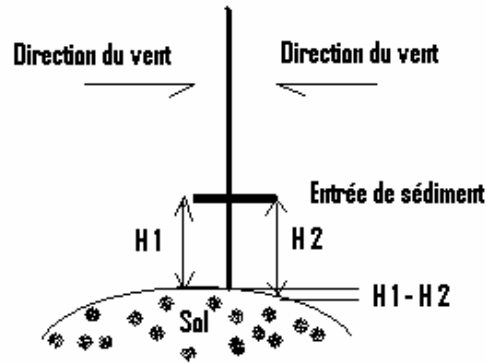


Figure 5-4: Variation de la hauteur de l'orifice d'entrée de sédiments en fonction du relief et du sol et de la direction du vent

L'incertitude sur les paramètres de la droite de régression (da et db) du profil de densité de flux de sédiments se calcule à partir des erreurs sur $\ln(q)$ et $\ln(Z+1)$ où q représente la densité de flux et Z la hauteur du capteur (Figure 5-5). Pour cela, nous générons de façon aléatoire des erreurs suivant une distribution normale centrée en 0 dont la variance est égale au carré de l'incertitude sur $\ln(q)$ et $\ln(Z+1)$. Nous appliquons les erreurs générées à nos observations puis nous calculons les paramètres de la droite de régression. A partir de 1000 simulations, nous obtenons une distribution de valeurs des paramètres a et b pour lesquels nous calculons l'écart-type (incertitude). Ces simulations ont été réalisées dans Matlab.

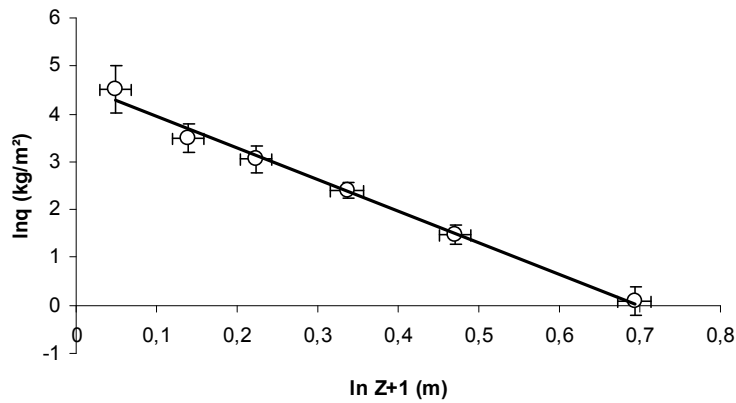


Figure 5-5: Variation de $\ln(q)$ en fonction de $\ln(Z+1)$. Les barres d'erreurs représentent les incertitudes sur $\ln(q)$ et sur $\ln(Z+1)$

Le calcul de la propagation des incertitudes à travers le traitement analytique des données se base sur l'équation 5-10 qui montre comment doit se calculer l'incertitude sur $F = f(X, Y)$, où F est une fonction de 2 variables X et Y .

$$dF = \left| \frac{\partial F}{\partial X} \right| dX + \left| \frac{\partial F}{\partial Y} \right| dY \quad \text{Equation 5-9}$$

La propagation des incertitudes entre la pesée des sédiments éoliens piégés et le calcul du bilan de masse se fait en prenant en compte toutes les sources d'erreurs au niveau de chaque maillon de la chaîne menant du piégeage des flux éoliens au calcul du bilan de masse. Le Tableau 5-1 montre les détails de calcul d'erreur au niveau de chaque étape de la procédure pour un bilan de masse calculé par la méthode entrée/sortie.

Tableau 5-1: Incertitudes intervenant dans le calcul du bilan de masse par la méthode entrée/ sortie

Etape	Paramètres	Incertitudes	Valeurs	Commentaires
1	Masse de sédiments « c »	dc	$\pm 10^{-5}$ kg	Résolution de la balance
2	Diamètre tubulaire d'entrée du capteur « D »	dD	$\pm 10^{-4}$ m	Précision industrielle
3	Section capteur « Se »	$dSe = \frac{\pi D}{2} * dD$	$\pm 1,26.10^{-6}$ m	Calculée
4	Orientation de l'ouverture du capteur β	dβ	$\pm 2^\circ$	Incidence négligeable sur la section, non pris en compte dans la procédure
5	Densité de flux « q »	$dq = \frac{1}{S} dc + \left \frac{-c}{S^2} dS \right $		Varie en fonction de la masse captée
6	Hauteur du capteur « Z+1 »	d (Z+1)	$\pm 1,8.10^{-2}$ m	Ecart type des mesures en tenant de la direction des vents érosifs
7	ln (q)	$d \ln q = \frac{1}{q} dq$		Varie en fonction de la masse captée

8	$\ln(z+1)$	$d \ln(Z+1) = \frac{1}{Z+1} d(Z+1)$		Fixe pour tous les capteurs
9	Paramètre de la droite de regression « a »	da		écart type d'une série de 1000 combinaisons générées aléatoirement
10	Paramètre de la droite de regression « b »	db		
11	Flux de sédiments capté « $\underline{Q}$ »	$dQ = \left[(2^{b+1} - 1) * \left(\frac{da}{b+1} \right) + \left \frac{-a}{(b+1)^2} db \right + \left \frac{a}{b+1} * 2^{(b+1)} \ln 2 * db \right \right]$		Calculée
12	Efficience des capteurs « E »	dE	$\pm 15\%$	Ecart type
13	Flux réel de sédiments « $\underline{Q}_r$ »	$dQ_{réel} = \frac{1}{E} dQ_{capté} + \left \frac{-1}{E^2} Q_{capté} dE \right $		Calculée
14	Direction du vent « α »	d α		Ecart type des directions du vent ($\Delta t = 1$ min.). Spécifique à chaque tempête
15	Distance entre 2 capteurs « X »	dX	$\pm 0,18$ m	Ecart type de mesures répétées

16	Sin (α)	$d \sin \alpha = \cos \alpha * d\alpha$		Calculée à partir de la direction moyenne
17	Cos (α)	$d \cos \alpha = \sin \alpha * d\alpha$		
18	Flux entre capteurs « M »	$dM = X \sin \alpha * d\left(\frac{Q_i + Q_{i+1}}{2}\right) + \left(\frac{Q_i + Q_{i+1}}{2}\right) \sin \alpha * dX$ « coté sin α » : $+ \left(\frac{Q_i + Q_{i+1}}{2}\right) X * d \sin \alpha$ $dM = X \cos \alpha * d\left(\frac{Q_i + Q_{i+1}}{2}\right) + \left(\frac{Q_i + Q_{i+1}}{2}\right) \cos \alpha * dX$ « coté cos α » : $+ \left(\frac{Q_i + Q_{i+1}}{2}\right) X * d \cos \alpha$		Calculée
19	Surface de la parcelle « A »	$dA = Ldl + ldl$	$\pm 6,6.10^{-4} \text{ m}^2$	Ecart type des mesures des longueurs et largeurs de la parcelle
20	Bilan de masse « d ΔM »	$d\Delta M = \frac{1}{A} \left(\sum dM_{in} + \sum dM_{out} \right) + \left \frac{-1}{A^2} \left(\sum M_{in} - \sum M_{out} \right) dA \right $		Calculée

5.3 Résultats et discussions

5.3.1 Caractéristiques des événements éoliens

Du 4 juin au 22 juillet 2004, du 14 mai au 24 juillet 2005 et du 27 mai au 5 août 2006, respectivement 7, 28 et 15 tempêtes d'intensité et de durée variables ont été observées. Notre analyse porte sur seulement 13 de ces 50 tempêtes qui ont été précédées par un épisode venteux suffisamment violent pour donner lieu à une période de saltation significative (Tableau 5-2).

Tableau 5-2: Caractéristiques des événements éoliens sélectionnés. La direction est exprimée par rapport au Nord, dans le sens des aiguilles d'une montre.

	Durée	Vitesse moyenne à 2 m	Vitesse seuil à 2 m	Direction moyenne	Flux moyen « parcelle P »
Date	min.	m/s	m/s	°	kg/m
5/07/2004	15	10,8	6,6	131,4	3,4 ± 3,3
19/07/2004	21	13,5	6,8	141,6	1,1 ± 1,3
2/06/ 2005	14	8,9	6,2	177,5	3,8±2,3
5/06/2005	262	9,8	7,0	149,6	66,9 ± 33,1
6/06/2005	123	8,7	6,9	131,2	11,3 ± 4
19/06/2005	74	9,0	6,8	147,3	14,5 ± 4,2
23/06/2005	59	11,3	6,4	145,4	15,9 ± 5
9/07/2005	11	11,5	7,3	100,8	6,3 ± 4,4
17/06/2006	134	8,6	6,3	95,0	7,9 ± 4,8
21/06/2006	234	10,2	6,3	117,0	58,8 ± 32,1
15/07/2006	47	10,8	6,8	105,2	13 ± 7,2
24/07/2006	13	15,3	6,6	136,6	78,9 ± 45,2
2/08/2006	48	11,7	8,9	123,5	21,1 ± 10,6

La durée reprise dans le Tableau 5-2 renseigne sur le temps pendant lequel le saltiphone a enregistré au moins 60 coups par minute, sans pluie. Elle varie de 11 à 234 minutes, pour des vitesses moyennes allant de 8,6 à 15,3 m/s.

La Figure 5-6 montre que la direction de ces vents érosifs est majoritairement Est Sud-Est à Sud Sud-Est, ce qui est typique des lignes de grain. Les flux éoliens mesurés sont corrigés avec l'efficacité du capteur qui est de 0,49 (§ 4.3.6.1). Ils sont très variables d'une tempête à une autre. Ils sont conditionnés par l'énergie déployée par le vent mais aussi par l'état de couverture du sol. La vitesse seuil (§ 4.2.6, figure 4-3) au moment des tempêtes reflète en partie ces variations d'état de surface, avec en général un accroissement de sa valeur au fur et à mesure que la saison des pluies progresse.

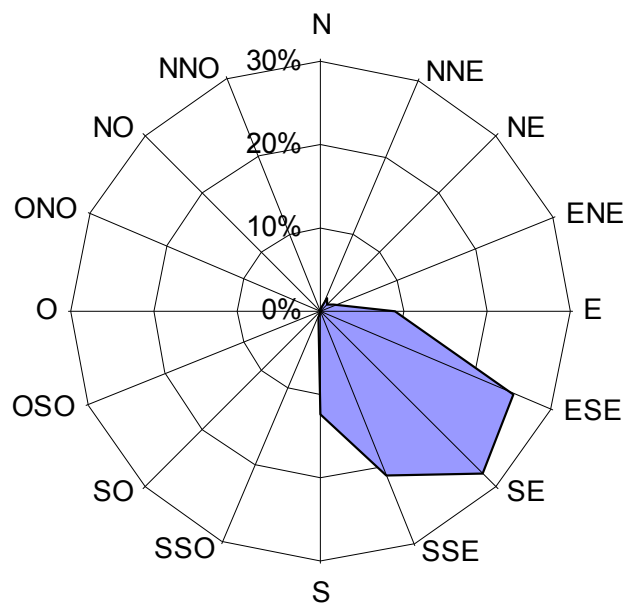


Figure 5-6: Fréquence des directions des vents lors des événements érosifs de 2004 à 2006 à Tchago pour des pas de temps d'une minute et de vitesse supérieure à 6 m/s

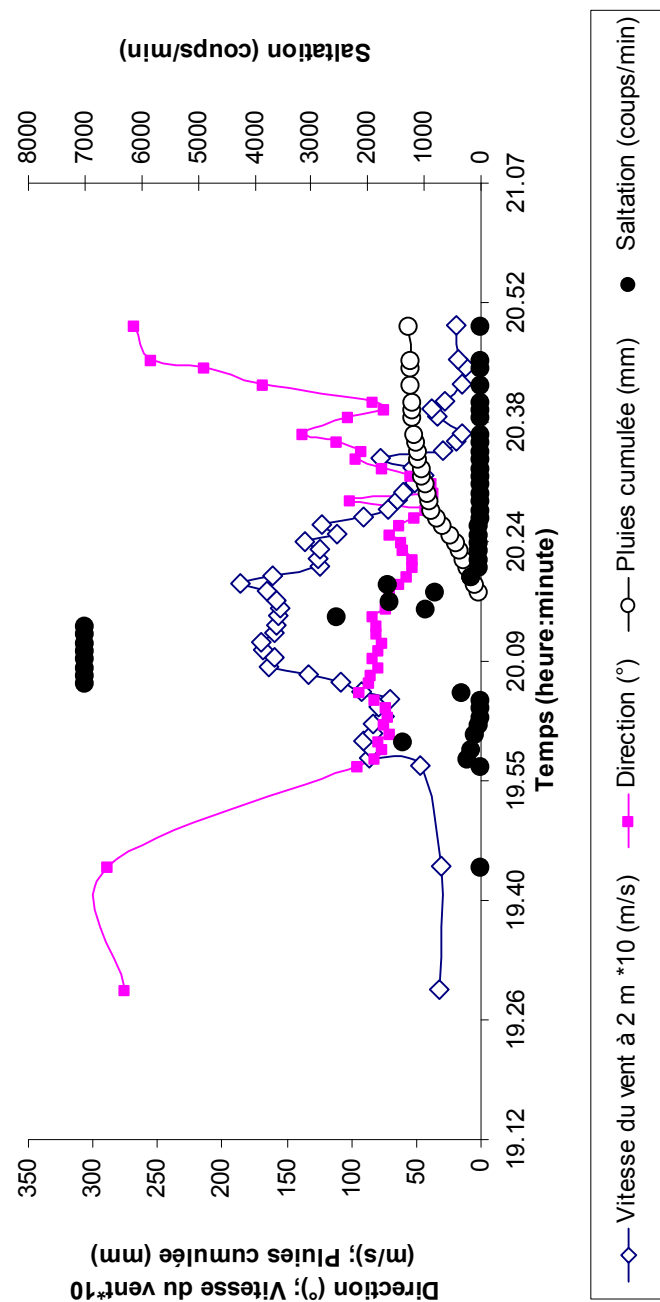


Figure 5-7: Enregistrement météorologique typique d'un événement suivi de pluies (30 juin 2004)

Les enregistrements météorologiques de ces événements sont typiques du passage de systèmes convectifs. Avant l'épisode érosif, les vents ont une direction générale Sud-Ouest à Ouest, caractéristique des vents de mousson, auxquelles correspondent des vitesses de vent moyennes relativement faibles (Figure 5-7). Le passage du front des lignes de grains s'accompagne d'un brusque changement de direction du vent, qui devient Est Sud-Est à Sud Sud-Est et d'une augmentation soudaine de la vitesse du vent au-delà de la vitesse seuil de saltation. Cette augmentation de la vitesse du vent s'accompagne d'une forte saltation. La chute des premières gouttes de pluies ou/et la baisse de la vitesse du vent arrête la saltation. Par la suite, le vent revient à sa direction initiale Sud-Ouest (Figure 5-7). Des caractéristiques similaires de tempêtes ont été observées à l'Ouest du Niger (Michels, 1994; Sterk, 1997; Bieters *et al.*, 2002).

5.3.2 Densité des flux éoliens et efficacité des capteurs

La Figure 5-8 montre la variation de la densité de flux en fonction de la hauteur de mesure pour l'événement du 21 juin 2006 au niveau de la dune fixée par la végétation naturelle. Dans l'absolu, la densité de flux éolien baisse considérablement en fonction de la hauteur. La densité de flux éolien est très variable au sein de la parcelle à une hauteur donnée et cette variabilité est plus accentuée aux faibles hauteurs.

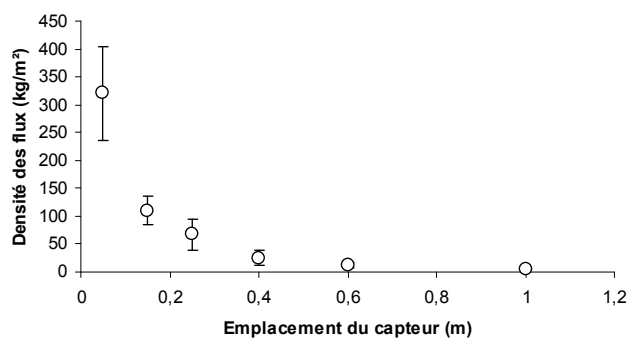


Figure 5-8: Variation de la densité de flux éolien en fonction de la hauteur du capteur au niveau de la dune fixée par la végétation naturelle pour l'événement du 21 juin 2006. Barres d'erreurs=écart-type ($n=59$)

5.3.3 Calcul des gains/pertes en sédiments éoliens au niveau parcellaire

Par souci d'allègement de la structure du texte, nous nommerons modèle 1, le modèle de calcul par bilan de masse « entrée/sortie » et modèle 2, le modèle de

calcul de bilan de masse par carte « dépôt/érosion ». La parcelle occupée par la végétation naturelle se nomme parcelle P et celle où le surpâturage est simulé parcelle T.

5.3.3.1 Bilan de masse « entrées-sorties » (Modèle 1) et incertitudes liées à ces mesures

L'incertitude n'a été calculée que pour les événements de 2005 et 2006. Les incertitudes sur les masses de sédiments entrant et sortant de la parcelle sont élevées et sont comprises entre 38 et 76% (Tableau 5-3). Les incertitudes moyennes relatives sur les masses entrant et sortant de la parcelle sont respectivement de 51 et 53% au niveau de la parcelle P et de 50% et 52% pour la parcelle T. La somme des incertitudes sur les masses rentrant et sortant dans la parcelle détermine l'incertitude globale sur le bilan de masse. L'incertitude moyenne sur l'ensemble des événements est très élevée, à savoir 2,4 tonnes (soit 12,1 t/ha) pour la parcelle P et 4,9 tonnes (soit 31 t/ha) pour la parcelle T.

Le bilan de masse est positif pour tous les événements au niveau des deux parcelles, sauf pour les événements du 19 juin 2005 sur la parcelle P et du 23 juin 2005 sur la parcelle T (Tableau 5-3). L'observation des séries ne fait ressortir aucune tendance entre le bilan de masse et la date de l'événement ou l'état de surface. La relation entre flux éolien moyen et bilan de masse montre une certaine proportionnalité pour les valeurs élevées de flux. Cependant, aucune tendance ne semble se dégager entre les flux éoliens et les bilans de masse de valeurs faibles (Figure 5-9).

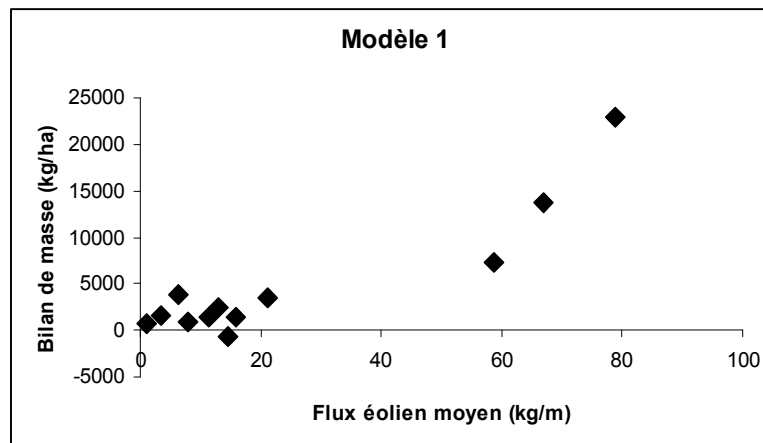


Figure 5-9: Relation entre flux éoliens moyens et bilan de masse parcellaire par le modèle 1

Ces bilans positifs reflètent un dépôt de sédiments éoliens. Ces dépôts indiquent d'une part une source externe de sédiments, et d'autre part une érodibilité du sol plus faible (Z_0 plus élevé) dans les parcelles P et T que dans les zones sources. La principale zone source est vraisemblablement le caudeyre présent au Sud-Ouest des parcelles (Figure 3-10). Le fait que la parcelle T soit plus proche du caudeyre que la parcelle P semble expliquer pourquoi les masses de sédiments entrant dans la parcelle T sont significativement ($P < 0,01$) plus importantes que pour la parcelle P. Cependant, même si le bilan de masse total sur les 8 événements communs aux deux parcelles est plus élevé pour la parcelle T (45,1 t/ha) que pour la parcelle P (24,5 t/ha), un test d'égalité des espérances pour des observations paires révèle que les bilans de masse ne sont pas significativement différents entre la parcelle T et P ($P > 0,05$). Ceci peut être dû en partie aux importantes incertitudes sur le bilan de masse et au fait que l'effet du défrichage de la parcelle T est, dans les faits, de courte durée car dès les premières pluies, les parcelles P et T voient la végétation se développer de façon similaire. Par ailleurs, le défrichage de la parcelle T, en réduisant la hauteur de rugosité aérodynamique et donc en augmentant son érodibilité, a pu partiellement compenser la plus grande proximité avec le caudeyre. Même après ramassage des débris végétaux, la parcelle T présente encore des débris végétaux fins à sa surface, ce qui expliquerait une érodibilité moindre que la surface exposée au niveau du caudeyre. Le bilan de la parcelle T semble donc refléter avant tout la présence d'une source extérieure de sédiments éoliens, plutôt qu'une variation de flux liée au « nettoyage » de la parcelle.

Tableau 5-3: Bilan de masse calculé par le modèle 1 et incertitudes liées aux mesures au niveau des parcelles P et T

	date	M _{in} (kg)	Incertitude relative sur M _{in} (%)	M _{out} (kg)	Incertitude relative M _{out} (%)	Bilan (kg)	Bilan (kg/ha)	Incertitude relative bilan (%)
P	5/07/2004	448	/	196	/	252	1260	/
A	19/07/2004	189	/	79	/	110	550	/
R	2/06/2005	690	52	205	76	485	2426	106
C	5/06/2005	9876	53	7635	56	2241	11207	717
E	6/06/2005	2128	48	1341	49	788	3938	233
L	19/06/2005	1853	48	2019	49	-166	-831	1095
L	23/06/2005	2609	57	2012	57	598	2988	439
« P »	9/07/2005	1288	38	478	43	810	4052	86
	17/06/2006	309	62	194	49	115	577	248
	21/06/2006	6062	56	4452	54	1610	8052	362
	15/07/2006	1017	51	804	50	213	1067	433
	24/07/2006	1721	47	1312	48	409	2046	349
	2/08/2006	1611	46	1046	52	565	2825	228
P	5/06/2005	1830	68	1072	73	758	4739	268
A	6/06/2005	14146	56	12199	58	1947	12170	766
R	19/06/2005	2164	45	1840	49	324	2025	583
C	23/06/2005	2982	48	2246	49	736	4597	347
E	9/07/2005	2972	58	3329	58	-357	-2231	1023
L	15/07/2006	2324	42	1288	38	1036	6477	142
E	24/07/2006	5539	47	2766	51	2773	17331	157
« T »	2/08/2006	1611	46	1046	52	565	2825	228

L'importante incertitude qui entache le calcul des bilans de masse mérite d'être approfondie. Sur base des équations 1 à 5 du Tableau 5-1, on peut déterminer l'incertitude sur la densité de flux mesurée par un capteur MWAC tel qu'utilisé dans cette étude. On s'aperçoit ainsi que cette incertitude varie de 2,5% au minimum pour des densités de flux supérieures à 200 kg m⁻² par épisode (soit 10 g de sédiment récolté) à 12,5% maximum lorsque la densité de flux est de 2 kg m⁻² par épisode (soit 0,1 g de sédiment récolté) (Figure 5-10a). À l'échelle d'un capteur individuel, deux facteurs influencent principalement cette incertitude : la précision de la pesée et le diamètre de la tubulure d'entrée du capteur. L'augmentation du diamètre de la tubulure d'entrée de 0,5 à 2 cm² permet de réduire considérablement l'incertitude pour les faibles densités de flux (Figure 5-10a). Ceci est lié d'une part à la réduction de l'incertitude relative sur la section de l'ouverture des tubulures, et d'autre part au fait que pour une même densité de flux, une plus grande ouverture permet de collecter une masse de sédiment plus grande. Pour une même précision de la balance, l'incertitude relative sur la pesée s'en trouve réduite. L'amélioration de la précision de la pesée de 1/100^{ème} à 1/1000^{ème} de gramme permet aussi de réduire fortement l'incertitude pour les faibles densités de flux (Figure 5-10b). Cette dernière amélioration est cependant difficile à mettre en œuvre de façon fiable lorsque la pesée doit se faire « en brousse ». Comme le montre la Figure 5-10b, l'utilisation d'une balance précise au 1/10^{ème} de gramme n'est pas à recommander dans le cas des capteurs utilisés ici. La combinaison des deux améliorations (diamètre de tubulure de 2 cm² et précision de pesée au 1/1000^{ème} de gramme) permettrait de contenir l'incertitude relative sur la densité de flux entre 1 et 1,5% pour des densités de flux supérieures à 2 kg m⁻² par épisode. Ces chiffres ne prennent pas en compte l'efficacité des capteurs car la correction pour l'efficacité s'applique sur le profil de flux intégré et non pas sur les densités de flux individuelles.

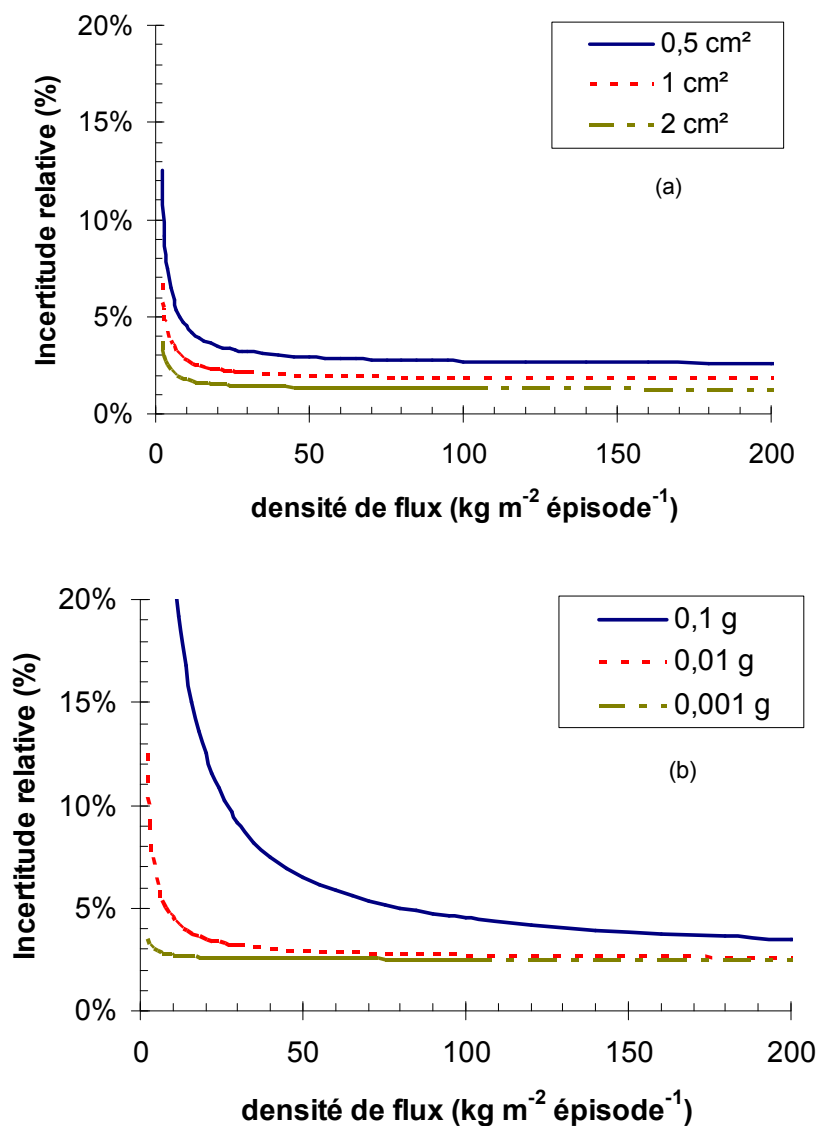


Figure 5-10: Incertitude relative sur la densité de flux: a) en fonction du diamètre de la tubulure d'entrée du capteur MWAC pour une précision de pesée de 1/100ème de gramme et b) en fonction de la précision de la pesée pour un diamètre de tubulure de 8 mm (ouverture de 0,5 cm^2).

La densité de flux décroît avec la hauteur et varie d'un épisode érosif à l'autre et d'un mât à l'autre au sein de la parcelle expérimentale. Pour évaluer comment l'incertitude sur la densité de flux mesurée par des capteurs individuels se

propage au niveau d'un profil de flux complet, il convient de recourir aux équations 6 à 13 du Tableau 5-1. La Figure 5-11 montre la variation de l'incertitude relative en fonction de l'intensité du flux éolien, avant correction par l'efficacité. L'incertitude relative sur le flux capté est, dans la majorité des cas, inférieure à 10% et reste inférieure à 5% pour les flux supérieurs à 25 kg/m. Il apparaît donc clairement que l'intégration du profil de flux éolien n'occasionne pas d'augmentation importante de l'incertitude (Figure 5-11).

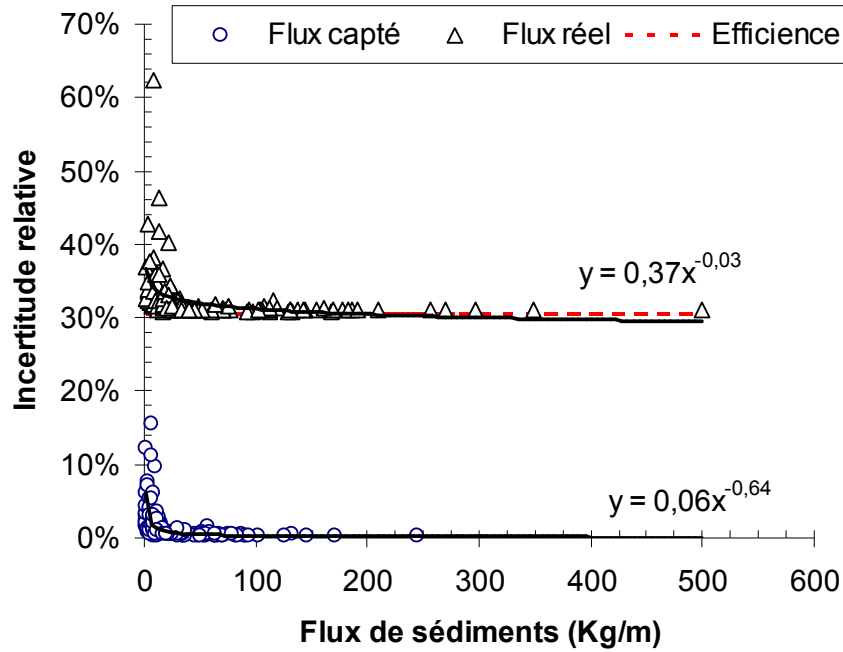


Figure 5-11: Relation entre incertitude relative et densité de flux éolien pour les mâts périmétraux des parcelles P et T en 2006 (n=130). Les cercles blancs correspondent à l'incertitude relative calculée avant correction pour l'efficacité des capteurs (flux capté), et les triangles blancs à l'incertitude relative calculée après correction pour l'efficacité des capteurs (flux réel). La droite tiretée correspond à l'incertitude relative sur l'efficacité des capteurs.

La prise en compte de l'efficacité du capteur accroît encore l'incertitude sur le flux. Sur base de l'équation 13 du Tableau 5-1, l'incertitude relative sur le flux réel peut s'écrire :

$$\frac{dQ_{réel}}{Q_{réel}} = \frac{1}{E} \frac{dQ_{capté}}{Q_{réel}} + \left| \frac{-1}{E^2} Q_{capté} \frac{dE}{Q_{réel}} \right| \quad (\text{Équation 5-10})$$

Sachant que :

$$Q_{réel} = \frac{Q_{capté}}{E} \quad (\text{Équation 5-11})$$

L'équation 5-10 devient :

$$\frac{dQ_{réel}}{Q_{réel}} = \frac{dQ_{capté}}{Q_{capté}} + \left| \frac{-1}{E} dE \right| \quad (\text{Équation 5-12})$$

L'incertitude relative sur le flux réel (Figure 5-11, triangles blancs) est donc la somme de l'incertitude relative sur le flux capté (Figure 5-11, cercles blancs) et d'une constante qui est fonction de l'efficacité du capteur et de l'incertitude sur cette efficacité. Pour une efficacité de $0,49 \pm 0,15$, ce second terme vaut 0,31, soit 31%. Pour la conception actuelle des capteurs, il ne sera donc jamais possible de réduire l'incertitude en deçà de 31%. Pour les flux éoliens réels, c'est donc l'incertitude liée à l'efficacité des capteurs qui domine. L'incertitude relative sur le profil capté pourrait donc être réduite en améliorant l'incertitude sur l'efficacité et en améliorant l'efficacité des capteurs.

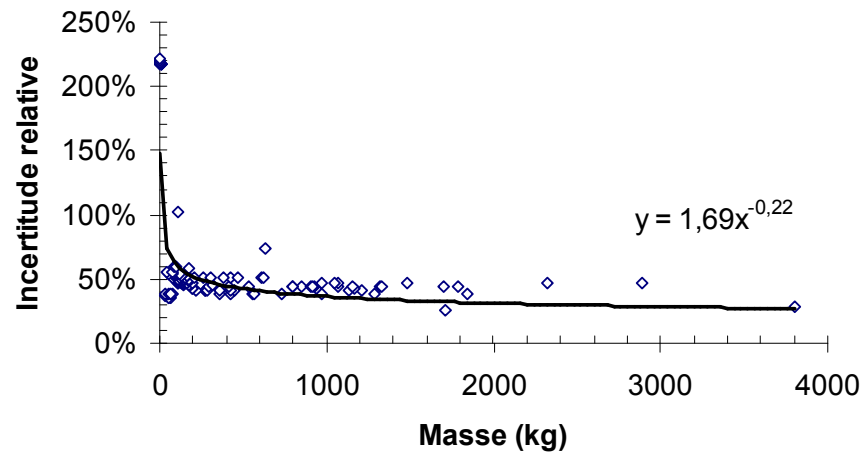


Figure 5-12: Evolution de l'incertitude relative en fonction de la masse de sédiments passant entre deux capteurs au cours d'un épisode érosif pour tous les événements de 2006 au niveau des parcelles P et T.

La Figure 5-12 révèle l'incertitude relative supplémentaire générée lors du calcul de la masse de sédiment transitant entre deux mâts. L'accroissement parfois considérable de l'incertitude relative tient principalement à l'incertitude sur la

direction du vent, liée aux fluctuations de direction lors des tempêtes. Les erreurs relatives sur ces masses augmentent fortement à mesure que celles-ci deviennent faibles (Figure 5-12). Pour les masses inférieures à 20 kg, les erreurs relatives dépassent 100%.

Sur base de cette analyse de l'incertitude, la réduction de l'incertitude sur la masse de sédiments éoliens (Q) passerait alors par:

- l'utilisation d'une balance précise au 1/1000 de g au lieu de celle précise à 1/100 de g;
 - augmenter l'ouverture du capteur de façon à piéger une plus grande quantité de sédiments;
 - améliorer l'efficacité et réduire l'incertitude sur l'efficacité du capteur. En se basant sur les neuf mesures d'efficacité des capteurs, nous avons obtenu une incertitude sur l'efficacité égale à 15%. En multipliant les mesures, il serait possible de mieux estimer cette incertitude et, peut-être, de la réduire. Il est possible qu'une plus grande ouverture du capteur améliore également l'efficacité.
 - réduire l'incertitude sur la direction du vent. Ceci nécessiterait l'utilisation de capteurs capables d'enregistrer en continu les masses des sédiments collectées, permettant dès lors d'effectuer le calcul du bilan de masse sur des intervalles de temps plus courts pendant lesquels la direction du vent est moins variable.
- Les trois premiers points constituent les sources d'incertitudes sur lesquelles nous pouvons agir le plus facilement afin de réduire l'incertitude globale sur le bilan de masse. Le Tableau 5-4 montre l'impact des améliorations suivantes sur l'incertitude moyenne sur les masses entrant et sortant et le bilan de masse au niveau de la parcelle P et T:
- de l'incertitude sur la pesée de 0,001 g au lieu de 0,01;
 - d'une ouverture des tubes d'entrée de sédiment dans le capteur de 10 mm au lieu de 8 mm;
 - d'une incertitude sur l'efficacité de 10% au lieu de 15%;
 - d'une efficacité de capteur de 1 au lieu de 0,49;
 - d'une suppression de l'incertitude sur la direction des vents.

L'analyse de ce tableau montre que les plus fortes améliorations d'incertitudes sur les masses entrant, sortant et le bilan de masse des parcelles s'obtiennent en supprimant l'erreur sur la direction du vent, en augmentant l'efficacité des capteurs et en réduisant l'incertitude sur l'efficacité des capteurs. L'augmentation de la résolution de la balance et l'utilisation de tubes de plus grand diamètre n'agissent que très faiblement sur l'incertitude globale. Notons qu'un éventuel effet du diamètre de la tubulure des capteurs sur l'efficacité n'est pas pris en compte car inconnue.

Afin d'obtenir des mesures de bilan plus précises, d'autres pistes pourraient être explorées. Dans quelle mesure l'augmentation du nombre de capteurs sur le dispositif permet-elle de diminuer l'incertitude sur Q ? Pour un nombre de capteurs donné, à quelle hauteur doit-on les placer pour un résultat optimal ?

Comment réduire l'incertitude sur la direction du vent ? Ce sont autant de questions qui peuvent faire l'objet d'un travail ultérieur et qui permettrait d'affiner les mesures de bilan de masse.

Tableau 5-4: Incertitudes relatives sur les masses entrant et sortant et le bilan de masse (moyenne sur tous les événements érosifs) suite à la réduction de certaines sources d'incertitude au niveau de la parcelle P et T.

Sources d'incertitude	Parcelle P			Parcelle T		
	M _{in} (%)	M _{out} (%)	Bilan (%)	M _{in} (%)	M _{out} (%)	Bilan (%)
Actuelle (Tableau 5-1)	51±6	53±9	391± 292	49±9	52±10	411± 314
Ouverture du tube (10 mm)	51±6	53±8	412± 317	50±8	52±10	2195± 5334
Pesée (0,001g)	51±6	53±9	380± 283	49±9	52±10	763± 1193
Erreur sur l'efficacité (0,1)	41±6	43±9	313± 233	40±9	42±10	320± 260
Efficacité de 1	35±6	37±9	248± 185	34±9	36±10	290± 232
Erreur sur la direction (0)	33±1	34±2	255± 192	32±2	33±0	255± 176

5.3.4 Calcul du bilan de masse par carte dépôt/ érosion

5.3.4.1 Le semi-variogramme

Les caractéristiques du semi-variogramme ajusté au modèle gaussien et au modèle sphérique sont présentées aux figures 5-14 et 5-15. Ces deux modèles sont similaires pour les distances supérieures à dix mètres. Le nombre de paires de points entre 0 et 5 m est très faible et détermine la différence entre ces deux modèles. La portée du semi-variogramme est très faible, de l'ordre de 6 m. Ceci reflète la grande hétérogénéité spatiale des flux éoliens. Un plus grand nombre de capteurs avec des courtes distances de séparation aurait été souhaitable, mais ceci se heurte à des contraintes matérielles de disponibilité et de coût.

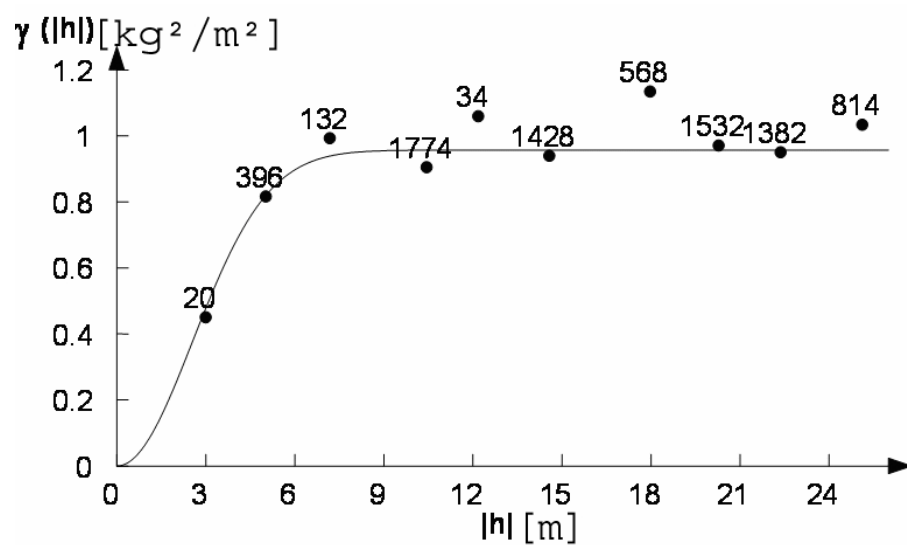


Figure 5-13: Modèle gaussien ajustant le semi-variogramme des flux de sédiments après stratification des événements.

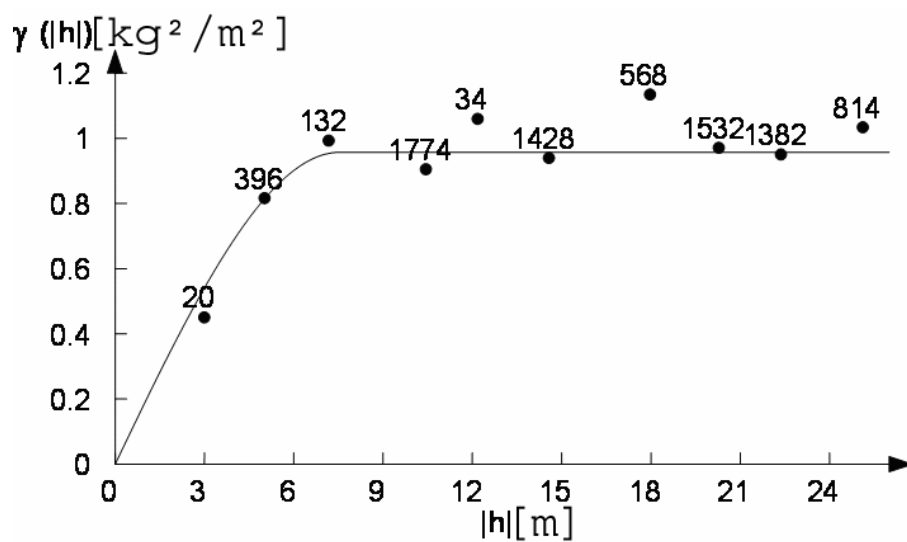


Figure 5-14: Modèle sphérique ajustant le semi-variogramme des flux de sédiments après stratification des événements

Les critères qui ont prévalu pour le choix entre ces deux modèles de semi-variogramme sont l'adéquation d'un modèle aux données, quantifiées par le

« best fit », et le RMSE relatif résultant de la validation croisée entre les flux mesurés et les flux estimés par krigeage. Le modèle gaussien montre de meilleurs résultats tant pour le « best fit » ($5,15 \cdot 10^{-3}$ pour le modèle gaussien contre $5,25 \cdot 10^{-3}$ pour le modèle sphérique) que pour le RMSE relatif (Tableau 5-5), mais les différences entre les deux modèles sont minimales.

Tableau 5-5: RMSE résultant de la validation croisée entre les flux estimés par krigeage et les flux mesurés pour les événements érosifs de 2006.

Date des événements	Modèle Gaussien	Modèle Sphérique
17/06/2006	0,002	0,004
21/06/2006	0,003	0,002
15/07/2006	0,000	0,000
24/07/2006	0,076	0,081
2/08/2006	0,027	0,016

La fonction gaussienne est par ailleurs plus appropriée pour les processus spatialement continus. Cela se reflète dans les cartes d'isoflux obtenues avec les deux modèles. Ces cartes montrent un aspect plus lisse pour le modèle gaussien que pour le modèle sphérique. Ces trois critères d'évaluation expliquent pourquoi dans la suite du travail nous utilisons le modèle gaussien.

5.3.4.2 Cartes d'isoflux et carte d'érosion dépôt

Les cartes de dépôt/érosion s'établissent en se basant sur les cartes d'isoflux dont nous calculons la dérivée directionnelle en fonction de la direction moyenne des vents érosifs. Les valeurs calculées suivant un maillage de 0,5 m de côté sont utilisées pour la réalisation des cartes. L'observation des cartes d'isoflux permet d'avoir une idée de l'intensité du dépôt/érosion en un point en observant tout simplement l'écartement entre les courbes d'isoflux. Plus les courbes sont rapprochées, plus le gradient est important et plus l'intensité de dépôt ou d'érosion est élevée. Si le gradient est positif, il y a érosion. Par contre, si le gradient est négatif, il y a dépôt. Par souci d'allègement du contenu du texte, seules les cartes des événements du 5 juillet 2004, du 5 juin 2005 et du 24 juillet 2006 sont présentées (Figure 5-15).

Globalement, les cartes de ces trois événements montrent des flux décroissant en passant du coin Sud-Est au coin Nord-Ouest. Dans le coin Sud-Est, les flux éoliens atteignent les valeurs maximales (plus de 18, 120 et 170 kg/m respectivement pour l'événement du 5 juillet 2004, du 5 juin 2005 et du 24 juillet 2006). La présence du caoudeyre dans la trajectoire partielle du vent avant d'arriver à la parcelle P peut partiellement expliquer l'importance des flux dans la partie Sud-Est des parcelles.

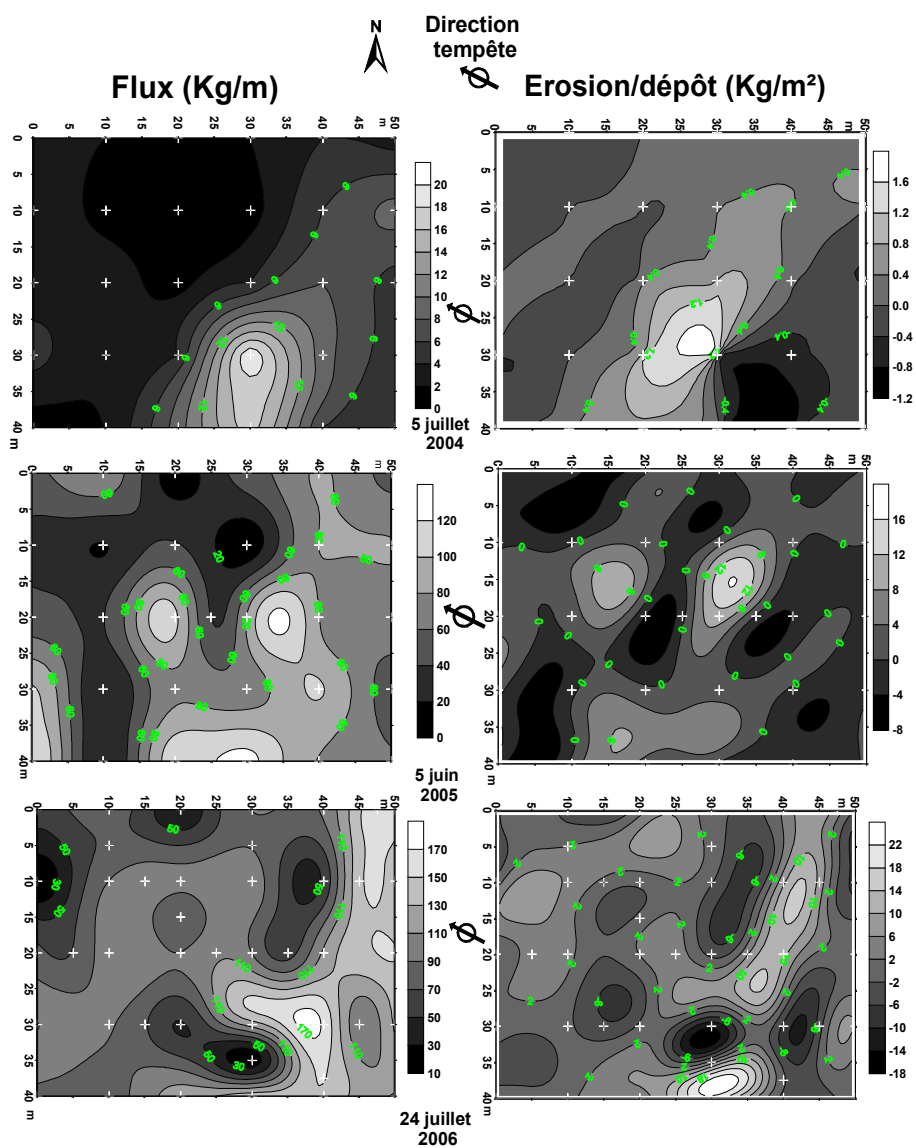


Figure 5-15: Cartes d'isoflux et d'érosion/dépôt pour les événements de 5 juillet 2004, 5 juin 2005 et du 24 juillet 2006 sur la parcelle P. Les croix indiquent l'emplacement des capteurs et les flèches obliques la direction moyenne du vent

5.3.4.3 Calcul du bilan de masse

Le Tableau 5-6 montre les bilans de masse pour les événements analysés et le nombre de classes utilisé pour le calculer. Comme pour le modèle 1, seul l'événement du 19 juin 2005 a un bilan de masse négatif.

Tableau 5-6: Nombre de classe et bilan de masse par le modèle 2 pour les événements analysés pour la parcelle P

Date	Nombre de classe	Bilan de masse (kg/ha)
5-juil-04	30	1254
19-juil-04	28	530
5-juin-05	32	10463
6-juin-05	30	4716
19-juin-05	32	-296
23-juin-05	26	2607
9-juil-05	28	3834
17-juin-06	30	819
21-juin-06	50	8898
15-juil-06	28	1635
24-juil-06	32	2045
2-août-06	28	2206

La confrontation des bilans de masse issus du modèle 1 et du modèle 2 montre une bonne équivalence (Figure 5-16). Les écarts observés sont faibles et inférieurs à l'incertitude sur le bilan de masse calculé par le modèle 1. Bien que cette incertitude ne soit pas calculée pour le modèle 2, il est probable qu'elle soit au moins égale à celle du modèle 1. En effet, l'incertitude sur les flux est la même dans les deux cas. Pour le modèle 2, la multiplication des opérations (krigeage, dérivée directionnelle, calcul du bilan par classe d'érosion) introduit vraisemblablement des incertitudes supplémentaires. Par ailleurs, le modèle 1 utilise uniquement les données des capteurs extérieurs alors que pour le modèle 2, la procédure de calcul de la dérivée directionnelle des flux pour obtenir une carte dépôt/érosion introduit un artéfact. En effet, le programme calcule la dérivée des flux en chaque nœud de la grille obtenu par krigeage. Pour cela il utilise les valeurs des nœuds voisins sur la grille. Les nœuds en bordure de grille n'étant pas complètement entourés par d'autres nœuds, leur dérivée directionnelle ne peut alors être calculée. Comme la grille des valeurs de flux interpolé a une maille de 0,5 m, les valeurs de dépôt ou d'érosion ne peuvent pas être estimés sur une bande de 0,5 m de large. Cette bande est visible sur les cartes d'érosion/dépôt tout autour de la parcelle (Figure 5-15). Le bilan de masse d'un événement est donc calculé pour une surface légèrement inférieure (1911 m²) à celle de la parcelle (2000 m²). L'exclusion d'une partie de la parcelle pourrait ainsi expliquer en partie la différence entre les deux modèles.

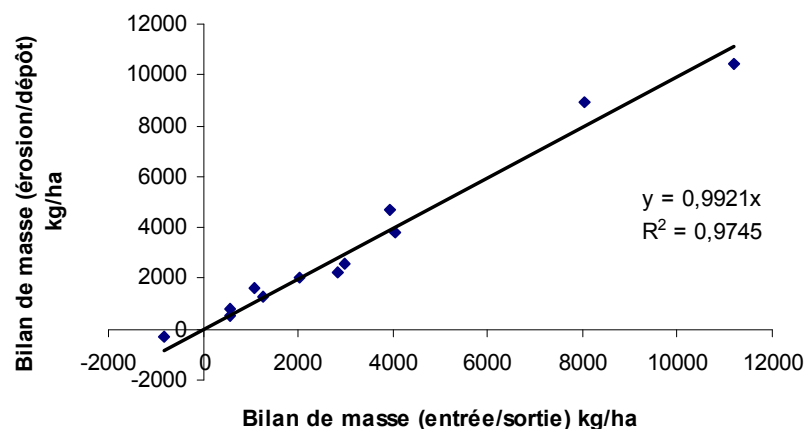


Figure 5-16: Relation entre modèle 1 (bilan de masse entrée/sortie) et modèle 2 (bilan de masse par spatialisation des zones d'érosion/dépôt) pour la parcelle P

La comparaison des deux modèles montre que le modèle 1 est plus simple à utiliser et nécessite peu de calcul et moins de capteurs sur le terrain que le modèle 2. Une augmentation du nombre de capteurs permettrait de réduire les écartements entre les capteurs et donc d'améliorer la fiabilité des résultats du modèle 1.

Le modèle 2 est quant à lui plus complexe mais fournit plus qu'un bilan de masse global pour la parcelle. Il renseigne sur les zones de forte activité éolienne et permet de localiser les différentes zones d'érosion/dépôt à l'intérieur de la parcelle par simple visualisation des cartes d'isoflux et d'érosion/dépôt. On peut donc en principe établir une relation entre les caractéristiques du terrain (état de surface, topographie, obstacles) et l'intensité de la saltation, de l'érosion ou dépôt en un point quelconque. Toutefois, pour obtenir des résultats suffisamment précis, le semi-variogramme doit correctement s'ajuster aux données, ce qui nécessite un nombre de points suffisant et couvrant toute la gamme de distances dans laquelle on observe une dépendance spatiale. La stratification a permis dans notre cas d'obtenir un nombre de données théoriquement suffisantes pour cela sauf pour des écartement inférieurs à 5 m. Une augmentation du nombre de mâts séparés par des distances inférieures à 5 m serait souhaitable.

5.4 Conclusions

Les vents soufflants au passage des lignes de grains présentent une direction du Sud-Est à Est. Ils provoquent d'importantes mobilisations éoliennes. La baisse de la vitesse du vent ou la chute des premières gouttes de pluies sont les deux principaux facteurs de l'arrêt de l'érosion éolienne.

Le calcul du bilan de masse au niveau parcellaire sur la dune fixée par la végétation révèle un bilan globalement positif de 24,5 T/ha et de 45,1 t/ha sur les parcelles P et T respectivement, pour les événements communs. Ceci indique l'existence de sources de sédiments extérieures à la parcelle dans le contexte de cette étude, mais cela ne peut pas être interprété comme une preuve de l'absence d'érosion sur ce type d'occupation du sol en toute circonstances. Dans le cas présent, les parcelles ont un comportement neutre, voire agissent comme une zone tampon, réduisant les flux éoliens et protégeant de ce fait la cuvette contre les apports de sédiments éoliens provenant de zones de déflation telles que les caoudeyres. Leur action est en cela similaire à celle des jachères du Fakara (Bielders *et al.*, 2002).

La simulation d'un pâturage excessif par l'enlèvement des débris végétaux en fin de saison sèche n'a pas permis de mettre en évidence une plus forte érodibilité du sol, car même dans ce cas, on a observé une forte déposition. Cela semble refléter avant tout la plus grande proximité entre la parcelle T et le caoudeyre. Il n'a donc pas été possible de quantifier le risque érosif associé à un pâturage excessif.

La comparaison des deux modèles de bilan de masse traités indique qu'ils conduisent tous deux aux mêmes résultats. Pour une étude donnée, le choix entre les deux modèles sera lié aux objectifs à atteindre. Si le but du travail concerne uniquement la quantification des bilans de sédiments éoliens, alors le modèle 1 paraît plus approprié car nécessitant moins de capteurs et moins de traitements de données. Par contre l'avantage du modèle 2, malgré la complexité de sa mise en œuvre, est qu'il permet de localiser les zones de dépôts et d'érosion en plus du bilan de masse. Cela est intéressant dans le cadre de travaux visant à étudier la distribution spatiale de l'érosion et les facteurs expliquant ces variations spatiales intra-parcellaires.

L'étude de la propagation des incertitudes à travers le traitement des données montre que l'incertitude relative moyenne sur la masse entrant (M_{in}) et sortant (M_{out}) de la parcelle varie entre 38 et 76 % en fonction de la parcelle et de l'événement. L'incertitude relative moyenne sur le bilan de masse en considérant tout les événements des deux parcelles est de 400%, ce qui est très élevée. Avec de telles incertitudes, les bilans sont peu fiables dans certains cas. Il est possible de diminuer l'incertitude sur le bilan de masse en réduisant l'incertitude soit lors de l'établissement du dispositif, soit lors de la prise de données. Concrètement l'amélioration de l'efficacité des capteurs et une réduction de l'incertitude sur leur efficacité permettraient de diminuer l'incertitude sur les masses entrant et sortant au niveau d'une parcelle. Un suivi en continu des flux éoliens, nécessitant cependant un développement technologique important, permettrait aussi d'améliorer l'estimation des bilans en réduisant l'incertitude liée au fluctuation de direction des vents. Il conviendrait également d'investiguer d'autres possibilités, comme l'optimisation du nombre de capteurs et de leur positionnement sur un mât.

Chapitre 6

Caractérisation physico-chimique des sédiments éoliens et bilans de masse de nutriments et de matière organique associés à des événements érosifs

6.1 Introduction

L'érosion éolienne observée en zone sahélienne durant la première moitié de la saison des pluies (mai - juillet) constitue une menace importante pour l'utilisation durable des sols déjà pauvres de cette région. Ce processus mobilise les particules des horizons de surface du sol. Ces particules mobilisées sont plus riches en carbone (C), en azote (N), en phosphore (P) et en potassium (K) que les horizons sous-jacents. Compte tenu du fait que ces éléments conditionnent largement la productivité des sols, le vent, en emportant la couche superficielle du sol par reptation, saltation et suspension, peut mener à un appauvrissement rapide du sol (Michels *et al.*, 1995; Sterk *et al.*, 1996; Bielders *et al.*, 2002; Visser *et al.*, 2005).

Généralement, les pertes en nutriments sont associées aux particules transportées en suspension ($\varnothing < 63 \mu\text{m}$) (Zobeck et Fryrear, 1986; Leys et McTainsh, 1996). Particulièrement dans les sols pauvres en minéraux primaires, cette fraction est en effet enrichie en phosphore (P), en potassium (K) et en matière organique par rapport aux fractions de diamètre supérieur à $63 \mu\text{m}$, souvent exclusivement quartzieuses. Lors d'un événement éolien, la densité de flux de sédiments croît lorsqu'on se rapproche de la surface du sol en raison de la contribution croissante de la saltation et ensuite de la reptation au flux total. L'augmentation de la densité de flux éolien se traduit par une augmentation du pourcentage de sable et une réduction de celui d'argile et de limon (Zobeck et

Fryrear, 1986). Par conséquent, on observe généralement que les teneurs en nutriments et en matière organique augmentent avec la hauteur en fonction de l'enrichissement en particules fines. L'expression couramment utilisée pour quantifier les profils de nutriments et de matière organique est une fonction puissance (Zobeck et Fryrear, 1986; Sterk *et al.*, 1996; Biielders *et al.*, 2002; Visser *et al.*, 2005) qui implique que la concentration en nutriments et en matière organique à la surface du sol est nulle. Ceci se justifierait par le fait que les flux proches de la surface du sol sont dominés par la reptation, eux-mêmes dominés par des particules grossières quartzeuses, donc virtuellement dépourvues en éléments nutritifs. Ceci ignore le fait que les flux par reptation et saltation peuvent contenir une certaine proportion de particules fines sous forme d'agrégats ou de pellicules recouvrant les grains de quartz. Par ailleurs, pour des raisons physiques, la densité de flux de particules fines en suspension ne peut que croître lorsqu'on se rapproche de la surface. L'hypothèse d'une teneur en matière organique et en éléments nutritifs nuls à proximité de la surface est donc *a priori* peu réaliste.

A cette date, les seuls travaux qui ont quantifié l'impact à l'échelle parcellaire de l'érosion éolienne sur les flux de nutriments au Sahel sont ceux de Visser *et al.* (2005), Biielders *et al.* (2002) et de Sterk *et al.* (1996). Ces chercheurs ont travaillé dans des milieux occupés par des champs et des jachères et ont quantifié le bilan de masse des nutriments contenus dans des sédiments captés à des hauteurs maximales de 50 cm. Les bilans en nutriments et en matière organique calculés par Sterk *et al.* (1996) et Biielders *et al.* (2002) au Niger sont négatifs au niveau des champs cultivés et positifs au niveau de la jachère et au niveau d'un champ en première année de mise en culture (Biielders *et al.*, 2002). Visser *et al.* (2005) a mesuré des bilans positifs au niveau d'une vallée et négatifs au niveau d'une zone dégradée et d'une dune cultivée (Tableau 6-1). La présence de la végétation et, dans le cas des travaux de Visser *et al.* (2005), d'un sol relativement bien structuré, explique les bilans positifs observés.

Notre zone d'étude est un système dunaire à vocation purement pastorale, à sol très sableux et à pluviométrie relativement faible (± 300 mm/an) où des études concernant la caractérisation physico-chimique des flux éoliens et le calcul du bilan de masse de nutriments et de matière organique sont inexistantes. Les objectifs visés par ce chapitre sont dès lors :

1. la caractérisation des flux de nutriments et de matière organique et l'évaluation du modèle le plus approprié pour décrire le profil de concentration en éléments nutritifs. La caractérisation détaillée de la granulométrie et des teneurs en nutriments et en matière organique du sol servira à interpréter ces données;
2. la quantification des bilans de masse en éléments nutritifs au niveau d'un système dunaire à vocation pastorale suite à des événements éoliens érosifs.

Tableau 6-1: Caractéristiques des études portant sur la texture et la teneur en éléments nutritifs de sédiments éoliens et de la partie superficielle du sol de parcelles sujettes à l'érosion éolienne au Sahel

Références	Sterk <i>et al.</i> (1996)	Biielders <i>et al.</i> (2002)		Visser <i>et al.</i> (2005)		
Localisation	Niger (Sud-Ouest)			Burkina Faso (Nord)		
Type de capteur	MWAC	BSNE		MWAC		
Hauteurs capteurs (cm)	5, 26, 50	10, 35		12+19, 26+75		
Date des Evénements	13 juin, 1 ^{er} juillet 1993	21 juin, 30 juin, 26 juillet 1997		9 juin, 22 juin, 3 juillet 2001		
Analyses chimiques	C _{org} , N _{tot} , P _{tot} , K _{tot}	N _{tot} , P _{tot} , K _{tot}		C _{org} , N _{tot} , P _{tot}		
Texture du sol	S: 97%, L+A: 3%	S: 94%, L: 4%, A: 2%		S: 84%, L: 13%, A: 3%		
Vitesses du vent [m/s]	10,3 – 9,2	13,0 – 14,0 – 12,0		8,8 – 9,2 – 7,4		
Site	champ	Champ	jachère	dune cultivée	espace dégradé	vallée
Bilan de masse (t/ha)	-39,3	-24	25	-107	-119	670
Carbone org (kg/ha)	-80	-	-	-152	-168	1100
Azote tot (kg/ha)	-18	-2,1	2,8	-15	0	123
Phosphore tot(kg/ha)	-6	-0,9	0,6	-6	-33	82
Potassium tot (kg/ha)	-57	-0,8	1,5	-	-	-

6.2 Matériels et méthodes

Les flux éoliens, le sol de la parcelle P et le modèle de bilan de masse « entrée/sortie » décrits au chapitre 5, ont servi de base pour le calcul des flux de nutriments et de matière organique et de leurs bilans de masse.

Un échantillon composite des dix premiers centimètres du sol de la parcelle expérimentale a été récolté avant l'arrivée des premières pluies en 2006. Les événements érosifs pour lesquels les sédiments sont analysés sont ceux du 17 juin, 21 juin, 15 juillet, 24 juillet et 2 août 2006. Les masses de sédiments

récoltées à 0,6 et 1m de hauteur étant très faibles, les sédiments des différents capteurs sont rassemblés par hauteur de récolte afin de disposer d'une masse suffisante pour les différentes analyses. Les analyses chimiques concernent la teneur en carbone organique et en azote total (Flash EA 1112 Série), en phosphore total et en potassium total (ICP – AAS).

L'analyse granulométrique consiste en un tamisage des sédiments à sec avec des tamis de 500, 425, 300, 200, 100 et 50 μm , sans prétraitements. Le résultat de cette analyse reflète plus précisément le comportement du sol face au vent. Le diamètre moyen des particules est calculé en pondérant la masse dans chaque classe par le logarithme népérien du diamètre moyen de chaque classe de taille de particules.

Zobeck et Fryear (1986) utilisent une fonction puissance (équation 6-1) pour décrire le profil vertical de concentration en nutriments ou en matière organique :

$$Y(Z) = p' Z^q \text{ (Équation 6-1)}$$

Avec Y , la concentration en éléments nutritifs ou en matière organique (g/kg), Z , la hauteur (m), p' et q , des coefficients de régression.

La formulation de l'équation 6-1 suppose que la concentration en éléments nutritifs est nulle à la surface du sol, ce qui est peu réaliste. Dès lors, cette équation a été modifiée pour prendre en compte une concentration non nulle à la surface :

$$Y(Z) = s + p'' Z^q \text{ (Équation 6-2)}$$

où « s » est la teneur en éléments du sol, supposée constante dans le temps, et p'' et q' les nouveaux paramètres de la régression.

En multipliant les équations 6-1 et 6-2 par l'équation du profil vertical de flux de masse de sédiments (Equation 3-1), on obtient les équations 6-3 (Sterk *et al.*, 1996) et 6-4 qui représentent le profil vertical du flux de masse d'éléments chimiques $f(Z)$ en considérant respectivement l'approche de Zobeck et Fryear (1986) et la nôtre.

$$f(Z) = (p' Z^q) \left[q_0 \left(\frac{Z}{\sigma} + 1 \right)^{-p} \right] \text{ (Équation 6-3)}$$

$$f(Z) = (s + p'' Z^q) \left[q_0 \left(\frac{Z}{\sigma} + 1 \right)^{-p} \right] \text{ (Équation 6-4)}$$

Afin d'obtenir un meilleur ajustement de l'équation 3-1 sur les profils de flux de sédiments mesurés, dans ce chapitre, la valeur de σ a été ajustée par optimisation pour chaque mât.

Pour chaque événement, les équations 6-1 et 6-2 sont ajustées aux concentrations en éléments nutritifs des différentes hauteurs de collecte.

Cependant, ces équations prévoient une augmentation graduelle de la concentration en nutriments en fonction de la hauteur. Ceci se vérifie approximativement pour tous les éléments chimiques et tous les événements jusqu'à une hauteur de 60 cm. Au-delà, la constance, voire décroissance, des concentrations rend les équations 6-1 et 6-2 inappropriées. De ce fait, l'intégration des équations 6-3 et 6-4 a été restreinte entre 0 et 60 cm de hauteur. Cette intégration est faite de manière numérique en discrétisant le profil par pas de 1 cm. Rappelons que le profil de concentration est supposé identique pour tous les mâts d'un même événement, alors que le profil de flux de sédiments est spécifique à chaque mât. Par ailleurs, l'estimation des flux de masse des éléments chimiques a également été effectuée par intégration numérique en considérant une évolution linéaire de la concentration entre deux hauteurs de mesure successives, cette fois jusqu'à 1 m de hauteur.

L'énergie contenue dans le vent constitue un important paramètre d'entrée des modèles de prévision ou d'estimation d'érosion éolienne. La formule utilisée dans ce travail pour la calculer est la suivante (Sterk, 1994):

$$E_j = \sum_{i=1}^n \rho \cdot V_i (V_i - V_s)^2 \cdot \Delta t \quad (\text{Équation 6-5})$$

Où E_j est l'énergie du vent (J.m^{-2}), Δt l'intervalle entre deux mesures successives de vitesse du vent (60 s), V_i la vitesse moyenne du vent à 2 m au-dessus du sol (m/s) pendant l'intervalle de temps i , V_s la vitesse seuil d'érosion à 2 m au-dessus du sol (m/s), ρ la densité de l'air ($1,2 \text{ kg.m}^{-3}$), n le nombre d'intervalles de mesure au cours d'un événement.

6.3 Résultats et discussions

6.3.1 Analyses granulométriques

Le Tableau 6-2 montre les caractéristiques granulométriques et chimiques du sol du site expérimental. Le diamètre moyen (méthode sèche) de ce sol est de $249 \mu\text{m}$. La comparaison de la granulométrie par la méthode sèche et celle obtenue par la méthode humide montre une surestimation de 13% de la teneur en sable grossier dans la méthode sèche, et une sous-estimation de 9 et 4 % des teneurs en sable fin et en argile plus limon, respectivement. Ce résultat indique que la majorité (80%) des argiles + limons reste fixée à la surface des particules sableuses sous forme de pellicule ou se trouve sous forme d'agrégats de taille sableuse. Il en est de même pour une partie des sables fins ($50\text{-}200 \mu\text{m}$).

Les teneurs totales en carbone organique et en nutriments sont faibles. L'horizon de surface de ce sol est plus sableux et plus pauvre en nutriments et en carbone organique que celui présenté dans les travaux effectués dans l'Ouest du Niger (Michels *et al.*, 1995; Sterk *et al.*, 1996; Biielders *et al.*, 2002).

Tableau 6-2: Caractéristiques granulométriques après analyse par voie humide (a) et sèche (b) et caractéristiques chimiques (c) de l'horizon de surface (0-10 cm) du sol dunaire de Tchago

(a)	Classe granulométrique (μm)				
	<2	2 – 20	20 - 50	50 - 200	200 - 2000
Teneur (%)	3,2	0,7	1,1	41,5	53,5

(b)	Classe granulométrique (μm)						
	0-50	50-100	100-200	200-300	300-425	425-500	500-2000
Teneur (%)	1	2,7	29,8	26,8	29,3	7,5	2,9

(c)	Eléments totaux			
	C _{org}	N _{tot}	P _{tot}	K _{tot}
Teneur (g/kg)	1,58	0,15	0,05	0,50

Le passage d'une tempête provoque une mobilisation importante de sédiments dont la densité de flux baisse en fonction de la hauteur (Chapitre 5). Ceci s'applique à l'ensemble des classes granulométriques. La Figure 6-1a et b montre la variation en fonction de la hauteur de la composition granulométrique des sédiments et des flux de masses des différentes classes granulométriques au moment des tempêtes majeures de 2006.

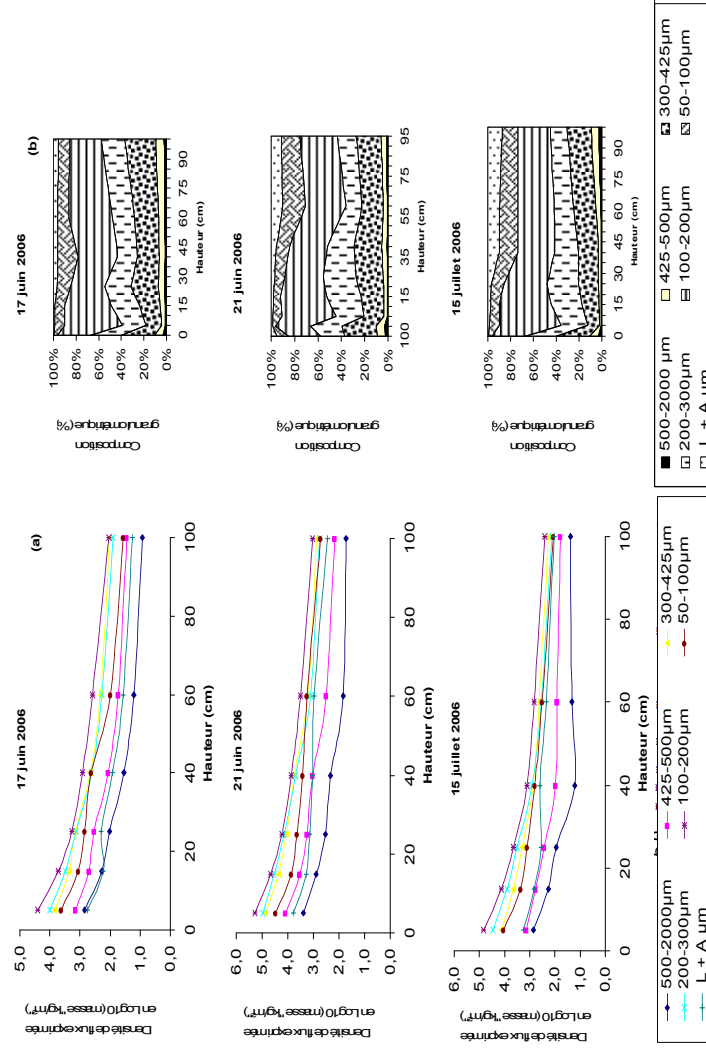
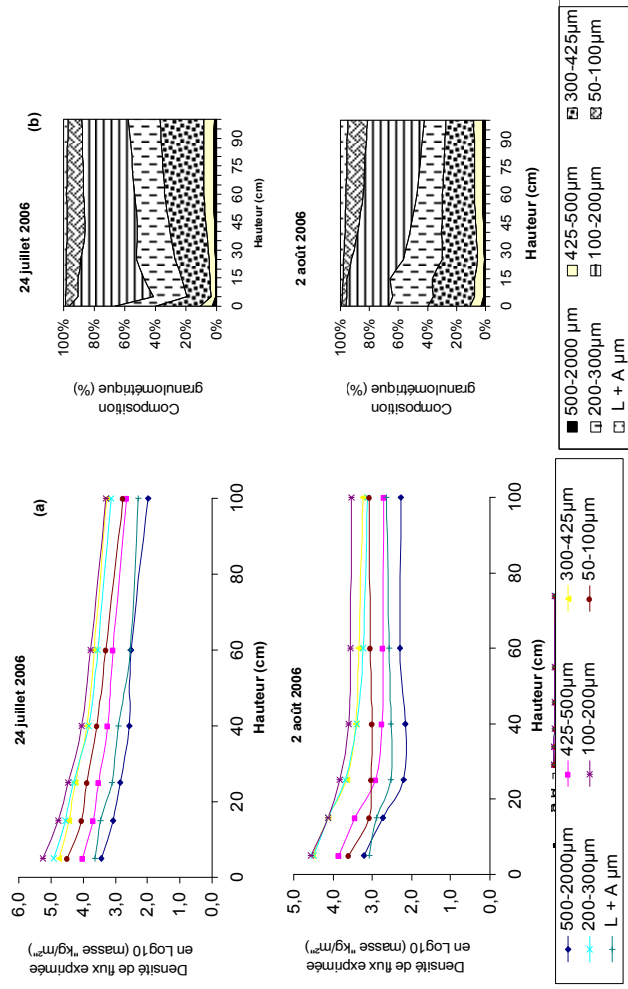


Figure 6-1: Variation en fonction de la hauteur des flux de masse des différentes classes texturales (a) et (b) du pourcentage cumulé des classes granulométriques des sédiments éoliens et de la couche de surface du sol (granulométrie sèche) pour les événements majeurs de 2006.



Suite figure 6-1 : Variation en fonction de la hauteur des flux de masse des différentes classes texturales (a) et (b) du pourcentage cumulé des classes granulométriques des sédiments éoliens et de la couche de surface du sol (granulométrie sèche) pour les événements majeurs de 2006.

La Figure 6-1a indique que pour l'ensemble des classes texturales, les flux de masse décroissent rapidement avec la hauteur. La fraction granulométrique dominante est représentée, comme au niveau du sol, par la classe 100-200 μm pour toutes les hauteurs de collecte. Le sable grossier (500-2000 μm) est le moins représenté, quelque soit la hauteur. Les profils de flux de masse des classes supérieures à 200 μm sont globalement identiques dans leur forme, avec une diminution graduelle du flux jusqu'à 1 m de hauteur. Pour la classe inférieure à 50 μm et 50-100 μm , on observe une décroissance rapide du flux de masse entre 5 et 25 cm, suivi d'un pallier entre 25 et 60 cm et ensuite une nouvelle décroissance.

La Figure 6-1b permet de visualiser plus précisément l'évolution des proportions relatives des différentes classes granulométriques entre la surface du sol et 1 m de hauteur. Elle montre que la proportion de limon et d'argile croît progressivement entre la surface du sol et 25 à 60 cm de hauteur selon l'événement, et reste ensuite constante, voire diminue légèrement jusqu'à 100 cm. Notons que l'erreur relative liée à la mesure de cette classe granulométrique est vraisemblablement assez importante en raison des très faibles quantités d'argile et de limon présentes dans les sédiments éoliens. Rappelons par ailleurs que la concentration en argile et limon est sous-estimée du fait de la méthode d'analyse granulométrique sèche utilisée. L'évolution des autres classes granulométriques est assez particulière. Les teneurs des classes comprises entre 425-2000 μm varient très peu au niveau des sédiments éoliens et sont légèrement plus faibles que celle du sol en place. Pour la fraction 300-425 μm , on observe une baisse importante entre le sol et les sédiments à 5 cm de hauteur. La concentration de la fraction 200-300 μm est à peu près identique dans le sol et à 5 cm de hauteur alors que les fractions 50-100 et surtout 100-200 croissent considérablement en importance relative. La classe de 50 à 200 μm correspond à la gamme de particule la plus facilement entraînée par le vent (Chepil, 1945 ; Bagnold, 1941) ce qui pourrait expliquer l'augmentation de leur proportions relative dans les sédiments éoliens à 5 cm de hauteur par rapport au sol en place. En considérant uniquement les sédiments éoliens, on observe globalement que la proportion de sable est maximale vers 60 cm de hauteur pour la fraction 50-100 μm , vers 5 cm de hauteur pour la fraction 100-200 μm et vers 15 à 30 cm pour la fraction 200-300 μm et au-delà de 30 cm pour la fraction 300-425 μm .

Ce résultat a priori inattendu est en conformité avec ceux publiés par Sharp (1964) qui avance l'hypothèse suivante : les particules les plus fines ($\phi < 125 \mu\text{m}$), principalement transportées en suspension par les turbulences, sont présentes dans l'air à des hauteurs comprises entre la surface et plusieurs mètres pour les plus petites d'entre elles. Cependant, comme leur masse est extrêmement faible par rapport à celles des grains se déplaçant en saltation, leur importance relative ne devient grande qu'à des hauteurs élevées, supérieures à celles des bonds des grains en saltation. Les grosses particules ($\phi > 250 \mu\text{m}$) sont trop lourdes pour être portées par les turbulences mais leur hauteur de rebond est potentiellement d'autant plus élevée que leur masse est importante. Par conséquent, plus les grains sont gros (et tant que la gravité le permet), plus

la hauteur qu'ils peuvent atteindre est élevée. Les particules intermédiaires ($\varnothing$ compris entre 125-250 μm) sont peu influencées par les turbulences et rebondissent moins haut car elles sont plus légères, ce qui explique leur dominance principalement à de faibles hauteurs. Ceci est valable pour la masse de chaque fraction, mais pas pour le nombre de grains dans chaque fraction. Le nombre de gros grains diminue avec la hauteur de piégeage des sédiments, bien que cela se fasse à des taux variant indirectement avec la taille des grains. Une autre explication possible serait que les profils observés représentent le mélange entre plusieurs sources de sédiments de granulométrie différente, en particulier le sol de la parcelle et les sédiments issus du caoudeyre.

Le Tableau 6-3 montre l'évolution du diamètre moyen des sédiments éoliens en fonction de la hauteur et le ratio entre ce dernier et le diamètre moyen des particules du sol. Les diamètres des sédiments éoliens sont dans tous les cas inférieurs à ceux du sol, ce qui s'explique par la proportion toujours plus élevée de sable 300-2000 μm dans le sol par rapport aux sédiments éoliens. Les ratios indiquent un enrichissement en particules fines des sédiments éoliens. On observe généralement un premier maximum vers 15-25 cm de hauteur, avec un second maximum à 1 m. Ce deuxième maximum est dû à la légère augmentation des fractions 100-500 μm entre 0,6 et 1 m (Figure 6-1a) mais doit cependant être interprété avec précaution vu les très faibles quantités de sédiments disponibles pour le tamisage à cette hauteur.

Tableau 6-3: Diamètre moyen (μm) des sédiments éoliens et ratio des diamètres avec celui du sol

Hauteur	17-juin-06		21-juin-06		15-juil-06		24-juil-06		2-août-06	
	$\varnothing$ moy	Ratio	$\varnothing$ moy	Ratio	$\varnothing$ moy	Ratio	$\varnothing$ moy	Ratio	$\varnothing$ moy	Ratio
5 cm	185	0,74	191	0,77	175	0,70	187	0,75	235	0,95
15 cm	199	0,80	202	0,81	185	0,74	194	0,78	236	0,95
25 cm	200	0,80	201	0,81	184	0,74	201	0,81	213	0,85
40 cm	159	0,64	191	0,76	151	0,61	198	0,79	201	0,81
60 cm	192	0,77	146	0,59	155	0,62	207	0,83	191	0,77
100 cm	208	0,84	167	0,67	161	0,65	213	0,86	179	0,72

6.3.2 Analyse chimique

La Figure 6-2 montre l'évolution des concentrations totales en nutriments (N, P, K) et carbone organique (C) entre la surface du sol et 1 m pour les événements éoliens considérés dans cette étude. Les teneurs en C, N, P et K des sédiments éoliens varient d'une tempête à l'autre et montrent une tendance globale à la croissance avec la hauteur jusqu'à 60 cm. Entre 60 et 100 cm, une légère baisse s'observe au niveau de certains éléments, principalement le P et K,

et plus particulièrement pour l'événement du 21 juin 2006. Ceci pourrait s'expliquer par la baisse de la concentration en A+L entre 60 et 100 cm. Aucune corrélation nette n'a pu être mise en évidence entre les teneurs en éléments chimiques des sédiments éoliens et les caractéristiques des événements érosifs, même si les deux tempêtes les plus fortes (21/6 et 24/7) présentent généralement les concentrations les plus élevées pour des hauteurs supérieures ou égales à 40 cm. A proximité de la surface, aucune tendance n'apparaît. Zobeck et Fryrear (1986) ont fait ressortir une relation indiquant que les sédiments issus des tempêtes de forte intensité sont moins riches en nutriments et carbone organique que ceux issus des tempêtes de faible intensité. Ceci ne se vérifie donc pas pour notre site, et certainement pas pour les hauteurs supérieures ou égales à 40 cm.

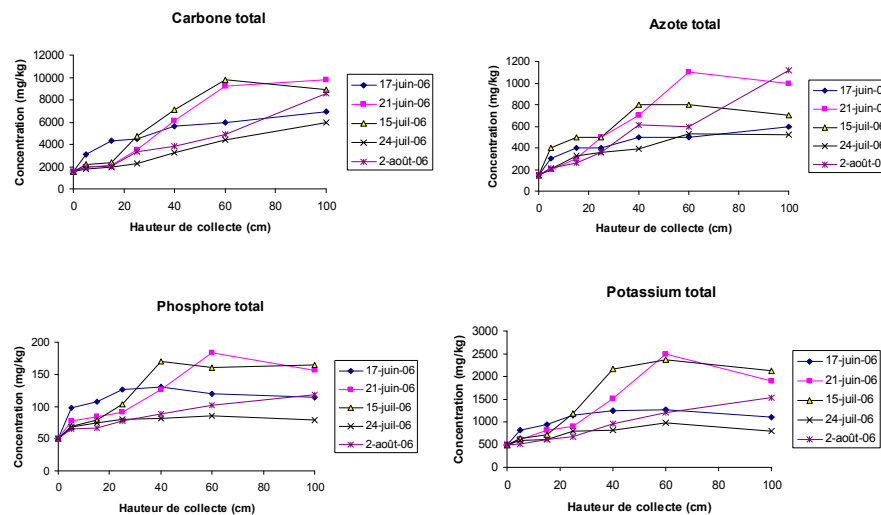


Figure 6-2: Evolution des teneurs en carbone, en azote, en potassium et en phosphore totaux du sol et des contenus des capteurs en fonction de la hauteur pour 5 tempêtes en 2006

En vue d'expliquer les profils verticaux de concentrations, nous avons analysé les teneurs en P, K, C et N des différentes classes granulométriques du sol (Figure 6-3). On observe clairement un enrichissement progressif en ces éléments pour les classes granulométriques de diamètre inférieure à 200 μm . Au-dessus de 200 μm , les concentrations sont essentiellement constantes, mais non nulles, du fait probablement d'une présence d'argile sous forme de très fines pellicules autour des grains de sable ou sous forme de ponts entre les grains de sable au sein de micro-agrégats.

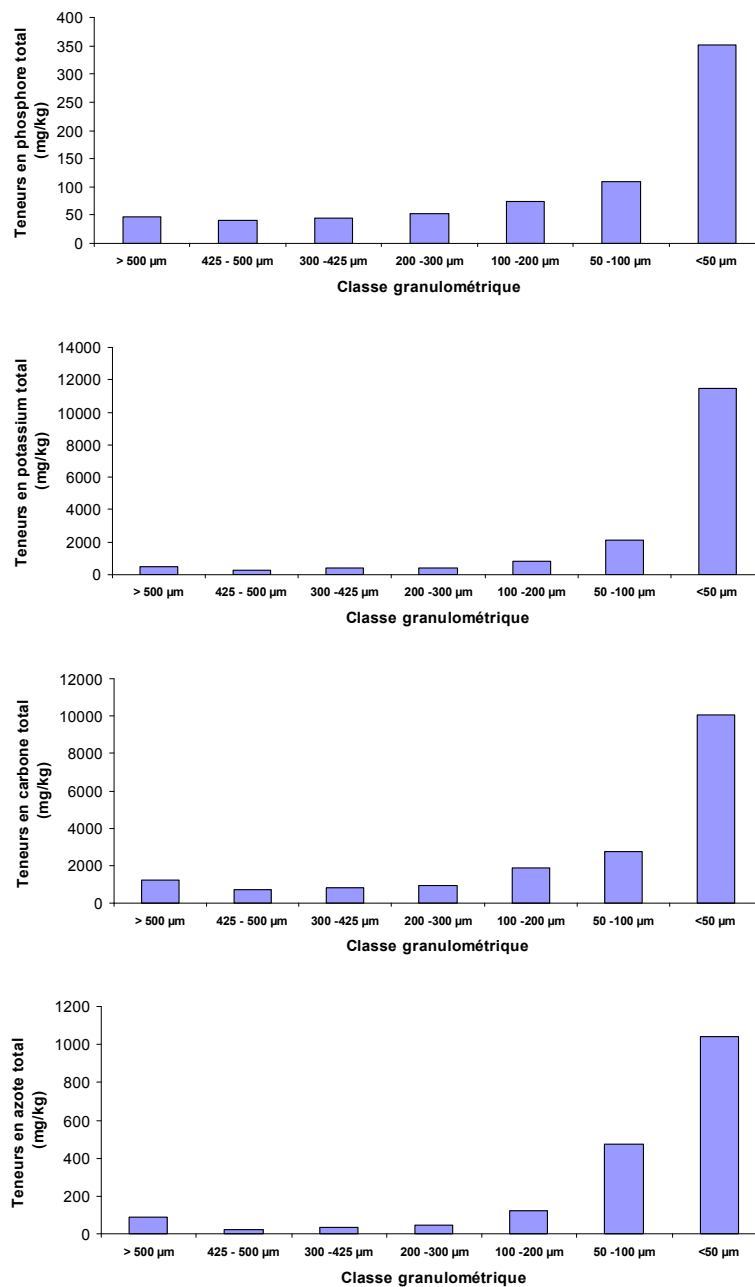


Figure 6-3: Teneurs en phosphore, potassium, carbone organique et azote des différentes classes granulométriques de la couche de surface du sol dunaire de Tchago (0-10 cm)

En multipliant les concentrations en ces éléments des différentes classes granulométriques (Figure 6-3) par la fraction des différentes classes granulométrique dans les sédiments aux différentes hauteurs (Figure 6-1b), on obtient des profils de concentration en P, K, C et N. Les concentrations de C et N mesurées sont nettement supérieures à celles obtenues par la procédure décrite ci-dessus. Les teneurs en P sont quant à elle légèrement supérieure à celles estimées, alors que les teneurs en K estimées sont proches des valeurs mesurées. Les différences entre les concentrations estimées et mesurées surtout pour N et C, seraient dues à l'origine des sédiments analysés. Les sédiments éoliens ont pour origine les premiers millimètres de l'horizon de surface alors que les sédiments utilisés pour le calcul des concentrations représentent une moyenne de l'horizon 0-10 cm de la parcelle P.

La Figure 6-4 révèle l'existence d'une corrélation positive forte entre les teneurs en P ou K et la concentration en A+L. En combinaison avec la Figure 6-1, ceci permet d'expliquer l'augmentation graduelle des concentrations en P et K jusqu'à des hauteurs de l'ordre de 60 cm. Entre 60 et 100 cm, la concentration en A+L est constante, voire diminue, entraînant également une baisse de la concentration en P et K (Figure 6-2).

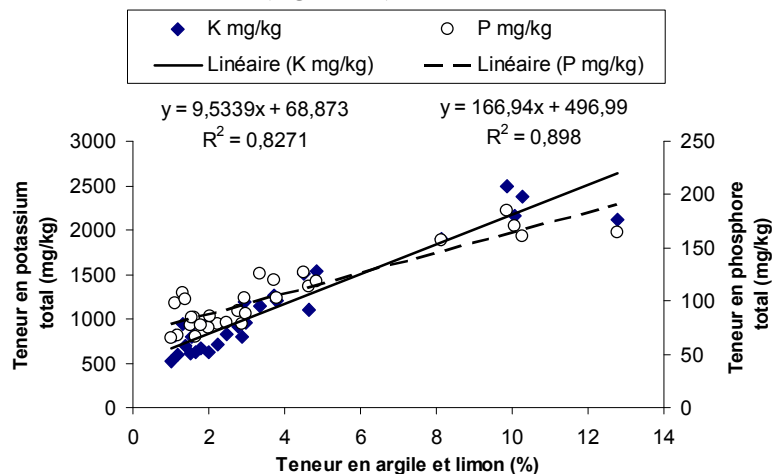


Figure 6-4: Relations entre teneur en argile + limon (A+L) et concentration en phosphore (P) et potassium (K) dans les sédiments captés lors des événements érosifs aux différentes hauteurs.

La Figure 6-5 montre les ratios d'enrichissement (ER) des sédiments en nutriments calculés à partir de l'équation 6-6. Ils reflètent l'enrichissement des sédiments en éléments nutritifs avec la hauteur de récolte.

$$ER = \frac{C_z}{C_0} \quad (\text{Equation 6-6})$$

C_z et C_0 sont respectivement les teneurs d'un élément à la hauteur Z et à la surface du sol ($Z = 0$).

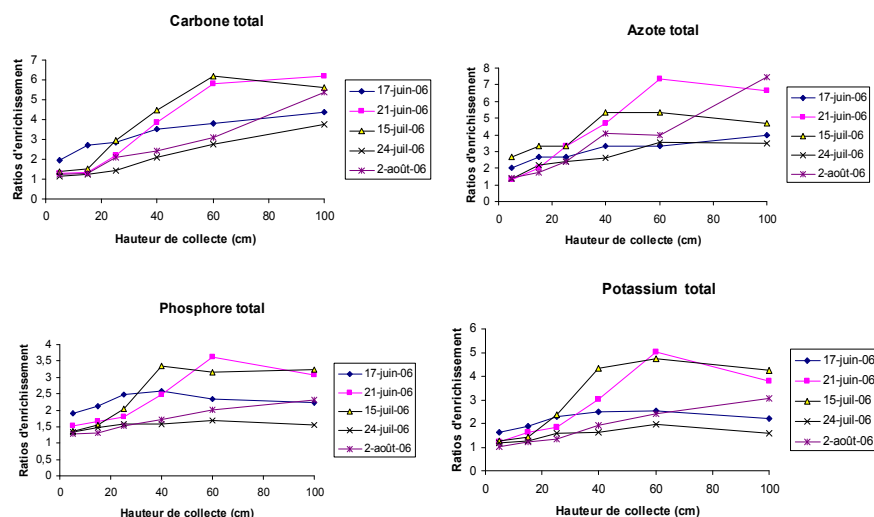


Figure 6-5: Ratios d'enrichissement (ER) en carbone, azote, phosphore et potassium des sédiments captés à différentes hauteurs lors des événements érosifs majeurs de 2006

L'évolution de ces ratios en fonction de la hauteur est identique à celle des teneurs en éléments chimiques considérés. Les plus faibles ratios s'observent à 5 cm du sol. Par la suite ces ratios augmentent avec la hauteur, pour atteindre des ratios maximum de 3,5 à 5 pour le P et K, et 6 à 7 pour le C et N. Tenant compte de hauteurs considérées par Sterk *et al.* (1996), Biolders *et al.* (2002) et Visser *et al.* (2005), on peut considérer que les ratios calculés restent dans la même gamme de valeur que ceux rapportés par ces auteurs.

Compte tenu de la forme des profils de concentrations (ou des profils de ratio d'enrichissement) ainsi que des teneurs en éléments chimiques des différentes classes texturales (Figure 6-3) combinées aux analyses granulométriques (Figure 6-1), il est peu probable que l'hypothèse d'une concentration nulle soit tenable pour les flux proches de la surface. L'effet de cette hypothèse sera néanmoins testé ci-dessous.

6.3.3 Densité de flux des nutriments et de carbone organique

La Figure 6-6 montre les profils de concentration en N_{tot} , P_{tot} , K_{tot} et C_{org} obtenus en utilisant les équations 6-1 et 6-2. La fonction puissance ajuste bien les profils verticaux définis.

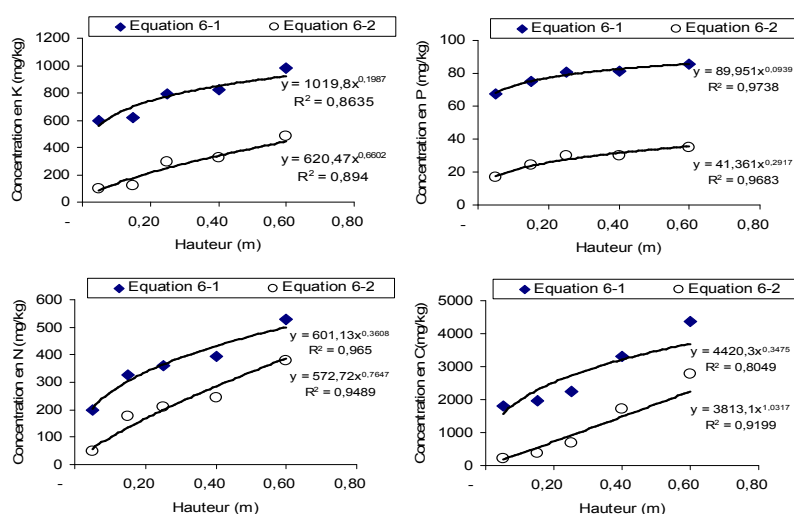


Figure 6-6: Profils de concentration de N_{tot} , P_{tot} , K_{tot} et C_{org} ajusté à une fonction de type puissance pour l'équation 6-2 (R^2) et 6-1 (R^2) pour l'événement érosif du 24 juillet 2006. Les ronds blancs (équation 6-2) correspondent aux concentrations mesurées dont on a soustrait la concentration moyenne du sol (0-10 cm)

Les densités de flux de nutriments et de matière organique pour des hauteurs comprises entre 0 et 0,6 m sont calculées suivant l'équation 6-1 (Zobeck et Fryrear, 1986) et 6-2. Les coefficients de détermination diffèrent d'une équation à l'autre. Les R^2 (équation 6-1) et les R^2 (équation 6-2) de tous les événements et de tous les éléments chimiques considérés (Tableau 6-4) indiquent que les valeurs sont proches pour un événement et un élément chimique donné mais que l'équation 6-2 donne de meilleurs coefficients de détermination dans la majorité des cas.

Tableau 6-4: Coefficients de détermination des profils de concentration de N_{tot} , P_{tot} , K_{tot} et C_{org} calculés respectivement pour l'équation 6-2 (R^2) et 6-1 (R^2).

Eléments chimiques	17-juin-06		21-juin-06		15-juil-06		24-juil-06		2-août-06	
	R^{2^1}	R^2	R^{2^1}	R^2	R^{2^1}	R^2	R^{2^1}	R^2	R^{2^1}	R^2
C_{org}	0,98	0,98	0,88	0,83	0,89	0,87	0,92	0,80	0,87	0,86
N_{tot}	0,94	0,94	0,99	0,95	0,86	0,84	0,95	0,96	0,94	0,89
P_{tot}	0,75	0,73	0,81	0,75	0,90	0,84	0,97	0,97	0,85	0,82
K_{tot}	0,96	0,95	0,94	0,84	0,92	0,86	0,89	0,86	0,99	0,86

La Figure 6-7 montre la variation des densités de flux de nutriments totaux et matière organique en fonction de la hauteur en utilisant l'équation 6-1 et

l'équation 6-2 pour un événement représentatif au niveau d'un capteur. Les points de mesure et les courbes obtenues en utilisant l'équation 6-1 et 6-2 se superposent pratiquement entre 0,05 et 0,6 m. La différence fondamentale au niveau des flux estimés s'observe entre la surface du sol et 0,05 m. Alors que les teneurs en éléments chimiques chutent brutalement à proximité de la surface du sol pour l'équation 6-1, ils continuent à croître dans le cas de l'équation 6-2 en raison de la forte augmentation de la densité de flux et de valeurs non nulles de la concentration en nutriments près de la surface du sol. Les comportements décrits par les courbes issues de l'équation 6-1 sont similaires à celles obtenues par Sterk *et al.* (1996) suite à l'utilisation du même type d'équation. La quantité de flux globale de flux entre 0 et 0,6 m estimé avec l'équation 6-2 est *de visu* plus élevée à celle que nous obtenons en utilisant l'équation 6-1.

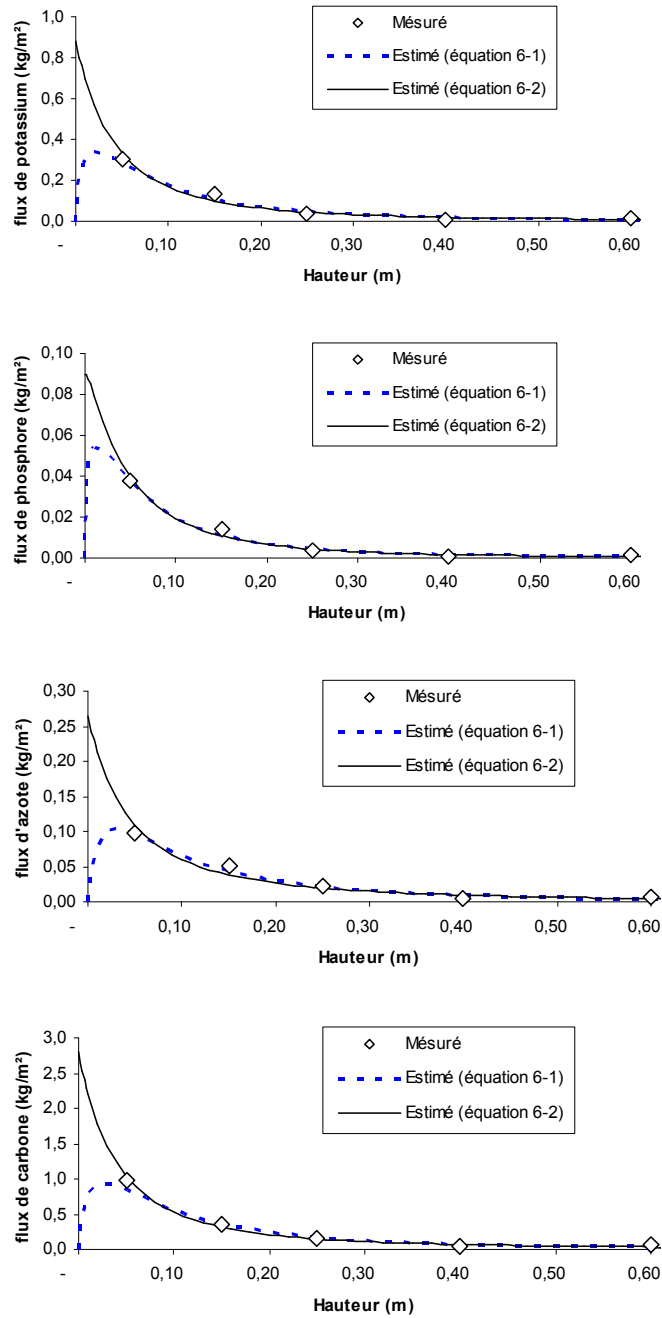


Figure 6-7: Variation de la densité de flux de masse de C, N, P, K totaux au niveau d'un capteur représentatif pour l'événement érosif du 24 juillet 2006.

Tableau 6-5: Flux éoliens moyens (kg / m) des éléments chimiques estimés par l'équation 6-1 et 6-2 pour les événements majeurs de 2006. L'écart (%) est exprimé par rapport à l'équation 6-2.

Eléments totaux		17 juin 2006	21 juin 2006	15 juillet 2006	24 juillet 2006	2 août 2006
K (kg/m)	Equation 6-1	1,8E-02 ± 9,3E-03	1,0E-01 ± 3,5E-02	2,9E-02 ± 1,6E-02	1,3E-01 ± 4,6E-02	2,5E-02 ± 9,9E-03
	Equation 6-2	2,1E-02±1,1E-02	1,4E-01 ± 4,3E-02	4,3E-02 ± 2,6E-02	1,5E-01 ± 6,0E-02	3,3E-02 ± 1,4E-02
	Ecart (%)	13,3	26,9	31,5%	17,4%	24,2%
P (kg/m)	Equation 6-1	2,3E-03 ± 1,2E-03	1,2E-02 ± 3,8E-03	3,2E-03 ± 1,9E-03	1,6E-02 ± 5,9E-03	3,1E-03 ± 1,3E-03
	Equation 6-2	2,5E-03 ± 1,3E-03	1,5E-02 ± 4,6E-03	4,4E-03 ± 2,7E-03	1,7E-02 ± 6,7E-03	3,7E-03 ± 1,5E-03
	Ecart	7,6%	19,3%	25,4%	9,2%	14,7%
N (kg/m)	Equation 6-1	6,7E-03 ± 3,4E-03	3,9E-02 ± 1,5E-02	2,0E-02 ± 1,2E-02	4,7E-02 ± 1,7E-02	1,1E-02 ± 4,4E-03
	Equation 6-2	7,6E-03 ± 4,0E-03	5,1E-02 ± 1,6E-02	2,2E-02 ± 1,4E-02	5,7E-02 ± 2,1E-02	1,3E-02 ± 5,5E-03
	Ecart	10,9%	23,6%	10,8%	17,1%	19%
C (kg/m)	Equation 6-1	6,8E-02 ± 3,4E-02	3,3E-01 ± 1,2E-01	1,0E-01 ± 5,5E-02	3,6E-01 ± 1,3E-01	9,2E-02 ± 3,7E-02
	Equation 6-2	7,9E-02 ± 4,1E-02	4,6E-01 ± 1,4E-01	1,5E-01 ± 8,7E-02	4,9E-01 ± 1,9E-01	1,2E-01 ± 4,9E-02
	Ecart	13,1%	27,9%	30,1%	25,6%	21,4%

Le Tableau 6-5 montre les flux moyens estimés par l'équation 6-1 et 6-2 pour les événements majeurs de 2006. Dans tous les cas, l'utilisation de l'équation 6-2 mène à des estimations de flux plus élevées. La différence entre les flux estimés par ces deux équations varie entre 7 et 32%. Ce résultat montre que tenir compte de la teneur du sol en nutriments et en matière organique dans l'estimation des flux des éléments chimiques a un impact important sur l'estimation des flux de nutriments et de matière organique.

6.3.4 Bilan de masse

Les flux d'éléments chimiques utilisés pour le calcul du bilan de masse sont ceux calculés sur base des fonctions linéaires entre deux capteurs successifs. Cette opération a pour objectif d'identifier la part impartie au segment 0,6-1 m dans la quantité globale de flux et le bilan de masse. Le Tableau 6-6 permet d'apprécier l'importance relative des flux de nutriments et carbone organique mobilisés dans le segment 0,6-1 m. Ces flux représentent généralement plus de 10% des quantités globales mobilisés entre 0 et 1 m.

Tableau 6-6: Proportion des flux de nutriments et de C entre 0,6 et 1 m par rapport au flux entre 0 et 1 m.

Dates	K	P	N	C
17 juin 2006	11,0±2,1%	10,2±2,1%	10,6±2,0%	10,9±2,0%
21 juin 2006	13,9±2,4%	12,2±2,2%	14,5±2,6%	15,3±2,6%
15 juin 2006	12,9±3,2%	12,0±3,1%	9,4±2,7%	13,2±3,2%
24 juillet 2006	11,0±2,8%	10,2±2,7%	11,3±3,2%	13,1±3,4%
2 août 2006	12,2±2,8%	10,5±2,4%	13,2±3,7%	13,2±3,4%

Les bilans de masse des nutriments totaux et du carbone organique total calculés avec le modèle « entrée/sortie » sont tous positifs (Tableau 6-7). Ce résultat est sous-estimé du fait de la non prise en compte des dépôts de poussières apportant d'importantes quantités de nutriments, surtout en saison des pluies (Voir annexe I) et du fait que les capteurs de sédiments de type MWAC ont une efficacité moindre pour les particules fines (Goossens *et al.*, 2000). En considérant tous les événements de 2006, la contribution au bilan total des éléments chimiques transitant entre 0,6-1 m est de 22%, 19%, 30% et 17% pour le carbone organique, l'azote, le phosphore et le potassium, respectivement. Ces valeurs élevées malgré les faibles quantités de sédiments mobilisées dans ce segment s'expliquent par la finesse des particules mobilisées, induisant de ce fait des teneurs élevées en ces éléments (Figure 6-3).

On observe une certaine corrélation entre intensité de l'événement éolien (équation 6-5) et bilan de masse en éléments nutritifs (Tableau 6-7). Les événements de forte intensité (21 juin et 24 juillet 2006) ont provoqués plus de dépôts que ceux d'intensité moyenne (17 juin et 15 juillet 2006). L'événement

du mois d'août ne s'accorde pas avec cette tendance, probablement en raison de l'importance du couvert végétal à cette époque, qui accentue les dépôts.

Tableau 6-7: Bilan de masse des nutriments et carbone organique totaux calculés sur base des flux estimés entre 0 et 1 m lors des événements érosifs majeurs en 2006 à Tchago.

	Energie totale	Carbone organique	Azote total	Potassium total	Phosphore total
Date	KJ.m ⁻²	(kg/ha)	(kg/ha)	(kg/ha)	(kg/ha)
17.06.06	790,4	3,11	0,29	0,77	0,09
21.06.06	4767,9	48,63	5,50	14,27	1,41
15.07.06	668,9	3,07	0,59	0,85	0,09
24.07.06	1373,0	33,72	4,38	6,86	0,99
02.08.06	519,1	16,15	1,88	11,19	0,45
Somme des bilans		104,68	12,64	34,94	3,03

Les études similaires, menées au Sahel (Tableau 6-1), servent de point de comparaison avec les bilans de masse que nous avons obtenus (Sterk *et al.*, 1996; Biielders *et al.*, 2002; Visser *et al.*, 2005). Les auteurs de ces travaux ont calculé les bilans de masse d'éléments nutritifs en utilisant l'équation 6-1, ce qui signifie qu'ils considèrent la teneur des éléments chimiques comme nulle à la surface du sol. Les bilans positifs obtenus par Biielders *et al.* (2002) et Visser *et al.* (2004) s'expliquent par la présence assez importante de végétaux au niveau de leurs parcelles expérimentales. Cette situation est assez similaire à la nôtre du fait principalement d'une couverture herbacée assez homogène avec l'installation de la saison des pluies. Cependant, la biomasse végétale dans les jachères de l'ouest du Niger en fin de saison sèche est nettement plus importante qu'à Tchago. Les rapports C/N, tous autour de 10, sont quasi constants tant au niveau de nos résultats qu'au niveau de ces études faisant office de référence. Les bilans négatifs observés au niveau de champs dunaires (Sterk *et al.*, 1996; Biielders *et al.*, 2002) seraient dus à la mise en culture de ces dunes. De ce fait les bilans positifs observés au niveau de notre parcelle pourraient devenir négatifs si les conditions de surface de la parcelle venaient à changer suite à une pression anthropique encore plus forte (pâturage intensif, mise en culture).

Les hauteurs maximales considérées pour le calcul des flux de masse de nutriments (50 cm pour Sterk *et al.* (1996), 35 cm pour Biielders *et al.* (2002) et 75 cm pour Visser *et al.* (2005) sont plus faibles que celles que nous avons utilisées (100 cm). Les bilans de masse des nutriments et du carbone organique rapportées seraient de ce fait légèrement plus faibles dans ces études du fait de l'absence de données entre 50 et 100 cm, 35 et 100 cm et 75 et 100 cm pour, respectivement, Sterk *et al.* (1996), Biielders *et al.* (2002) et Visser *et al.* (2005). Comme nous avons eu à le démontrer, le fait de ne pas considérer ces hauteurs sous-estime fortement le bilan de masse des éléments chimiques.

En considérant que le sol a une densité de 1650 kg/m^3 et en considérant une épaisseur de sol de 10 cm (profondeur de notre échantillonnage), l'enrichissement en carbone, en azote, en phosphore et en potassium suite aux dépôts de sédiments sont respectivement de 4, 5, 4 et 4 % en une année et en ne prenant en compte que les événements ayant servi à l'étude. Ce résultat justifierait l'importance de la durée des mises en défens dans la restauration de la fertilité des terres dégradées.

6.4 Conclusions

Les masses des différentes classes granulométriques du sol baissent progressivement avec la hauteur. Les particules de taille comprise entre 100 et $425 \mu\text{m}$ constituent la tranche granulométrique la mieux représentée tant au niveau du sol qu'au niveau des particules transportées par le vent. Globalement, la proportion de limon et d'argile augmente au détriment de la proportion de sable quand la hauteur de récolte augmente. Ces particules fines représentent toutefois une proportion très faible des sédiments récoltés (1 à 9 % entre la surface du sol et un mètre). Ces faibles taux s'expliquent par les caractéristiques du sol, la granulométrie sèche utilisée qui ne prend pas en compte la fraction des argiles et limons présente sous forme de pellicules et micro-agrégats dans les fractions sableuses, et une probable sous-estimation des concentrations en A+L par les MWAC.

Le diamètre moyen des particules suit une évolution globalement irrégulière en fonction de la hauteur. Il diminue d'abord de la surface du sol à 5 cm pour augmenter ensuite jusqu'à 15-25 cm et ensuite diminuer progressivement jusqu'à 60 cm pour enfin augmenter à nouveau légèrement jusqu'à 100 cm. Ceci s'expliquerait par le fait que les particules de taille intermédiaire ($100\text{-}200 \mu\text{m}$) ne peuvent être transportées à des hauteurs élevées par la turbulence à cause de leurs poids, ni par la saltation, car leur masse n'est pas assez importante pour leur permettre de rebondir haut, d'où leur présence à des hauteurs relativement basses. Les particules plus grossières ($200\text{-}300$ et $300\text{-}425 \mu\text{m}$) rebondissent progressivement de plus en plus lors de la saltation, expliquant leur présence en quantité relativement importante entre 15 et 60 cm. Il conviendrait cependant de vérifier si ces profils irréguliers ne peuvent pas aussi provenir d'un mélange de différentes sources de sédiments.

Les teneurs en nutriments et carbone organique des sédiments éoliens croissent globalement avec la hauteur à partir de la surface du sol et lorsque la taille moyenne des grains diminue. Il existe une bonne corrélation entre les teneurs en P ou K et les teneurs en A+L. Les ratios d'enrichissement (carbone, azote, phosphore et potassium) par rapport au sol suivent la même tendance que ceux des teneurs en éléments chimiques considérés. Les rapports C/N tant au niveau du sol qu'au niveau des sédiments éoliens tournent autour de 10 et indique une matière organique bien humifiée.

Les profils de concentrations en nutriments et en carbone organique obtenus sont mieux décrits par une relation prenant en compte la teneur en nutriments et carbone organique de la surface du sol. Les densités de flux de masse de nutriments et de carbone organique calculés en tenant compte de la concentration du sol en nutriments semblent par ailleurs plus réalistes compte tenu de la composition granulométrique des flux de sédiments proche du sol et de la teneur en éléments chimiques des différentes fractions. Les flux obtenus sur base d'une concentration non nulle en éléments chimiques à la surface du sol sont supérieurs à ceux obtenus en faisant l'hypothèse d'une concentration nulle. L'hypothèse d'une concentration nulle conduit à une sous-estimation des flux de 7 à 32%. Les études ultérieures devraient approfondir ce point en faisant des mesures de flux entre 0 et 5 cm au-dessus du sol.

Les bilans de masse en nutriments calculés sur base du modèle entrée/sortie sont positifs et sont proportionnels au flux de sédiments mobilisés. La contribution du segment 0,6-1 m dans l'estimation des flux éoliens pour le calcul du bilan de masse global en éléments chimiques varie de 17 à 30% selon l'élément chimique. Ces dépôts en nutriments contribuent à raison de 4, 5, 4 et 4 % en une année à la quantité totale de N, P, K et C présents dans les dix premiers centimètres du sol au niveau de la parcelle.

Chapitre 7

Evaluation de l'efficacité d'une technique de fixation mécanique de dune vive sur le flux de particules, la fertilité du sol et le retour des herbacées

7.1 Introduction

Phénomène d'envergure mondiale, la désertification menace un tiers de la superficie des terres émergées et touche plus de 250 millions de personnes dans le monde. On lui impute d'être responsable chaque année de la disparition de 24 milliards de tonnes de terres fertiles (Middleton et Thomas, 1997).

Trente pourcent des terres fortement dégradées du monde se trouvent au Sahel. L'érosion éolienne, qui a commencé à prendre de l'ampleur en zone sahélienne depuis les années septante, contribue pour une part importante dans ces pertes en terre. La pression anthropique et une réduction significative de la pluviométrie dans les années septante et quatre vingt en sont les principales causes. L'accroissement progressif des teneurs en poussière de son atmosphère reflète la progression de la dégradation des terres (Ozer, 2001). Le Niger, pays semi-aride situé au centre du Sahel est touché de plein fouet par la désertification qui lui a fait perdre entre 2000 et 2003, 760000 ha de terres utiles (CNEDD, 2005). La prédominance des sols sableux (Gavaud et Boucquier, 1964) y accroît les risques de dégradation de l'environnement. Dans la région du Manga (Département de Gouré), caractérisée par des paysages à faciès dunaire aux interdunes occupées par des cuvettes oasiennes et des vallées à fort potentiel agro-pastoral, la désertification se manifeste par le remplacement de la végétation arborée par des arbustes et une recrudescence de l'activité éolienne, rendue apparente par la remise en mouvement de dépôts éoliens datant du

quaternaire et l'apparition de dunes vives (Karimoune, 1994; Jahiel, 1998; Toudjani et Guero, 2006; Tidjani, 2006). Ainsi la superficie occupée par des dunes vives est passée de 70 ha en 1975 à 58762 ha en 1985 puis 304965 ha en 2005 (Toudjani et Guero, 2006). L'essentiel de ces dunes sont localisées à proximité des villages et des cuvettes, où la pression anthropique est la plus forte.

De nombreuses techniques de lutte antiérosive conditionnées par le type de sol, les moyens disponibles et l'objectif visé ont été développées et mises au point pour lutter contre l'érosion éolienne (Tibke, 1988). Les recherches effectuées au Niger se sont principalement focalisées sur la gestion des terres cultivées au travers du billonnage, du mulching et des brise-vent pour réduire la vitesse du vent à la surface du sol et/ou augmenter la vitesse de friction seuil d'érosion éolienne. En ce qui concerne la fixation de dune, les techniques les plus couramment utilisées font appels aux brise-vent représentés essentiellement par les haies vives et les haies mortes. Ces dernières permettent la réduction de la vitesse du vent près de la surface du sol et réduisent ou annulent l'érosion éolienne des sols. Les haies vives sont généralement constituées de bande de végétation naturelle ou de plantations d'herbacées pérennes, d'arbres ou d'arbustes (Biielders *et al.*, 2004) alors que les haies mortes sont faites de branchages ou de matériaux artificiels. L'efficacité au vent et sous le vent d'une barrière antiérosive est fonction de sa nature, de sa porosité et de sa hauteur (H) (Van Eimern *et al.*, 1964). Leurs épaisseurs conditionnent leur perméabilité à l'air. Plus elles sont épaisses, moins elles sont perméables. Une barrière antiérosive de faible porosité est plus efficace en terme de réduction de la vitesse du vent que celle qui a une porosité plus importante sur des distances de 2H et 4H respectivement au vent et sous le vent. Une trop faible porosité peut cependant accentuer les turbulences à proximité de la structure. A partir d'une distance de 4H sous le vent, la barrière la plus poreuse devient plus efficace (Guyot, 1977). La limite de la zone de protection est conventionnellement définie comme étant la distance sur laquelle la vitesse du vent est réduite de plus de 20 %. De telle barrière de 40 % de porosité et d'une hauteur H réduit l'érosion éolienne de 50 % sur une distance de 6 H au vent et de 22 H sous le vent (Skidmore et Hagen, 1977). Roose (1994) indique une réduction de plus de 20 % de la vitesse du vent sur respectivement 10 à 12 fois la hauteur de l'édifice en amont et en aval.

Au Niger, des brise-vent hauts de 2 m de *Bauhinia rufescens* et d'*Andropogon gayanus* ont permis de réduire les flux éoliens de 47 à 77 % et 6 à 55 % sur une distance de 7 et 5 fois la hauteur des brise-vent, respectivement sous le vent et au vent par rapport à un témoin sans barrière antiérosives (Michels *et al.*, 1998). Une strate herbacée large de 5 m composée de *Galago senegalensis* et d'*Andropogon gayannus* a permis de réduire les flux de sédiments éoliens de 53 à 70 % lorsque l'écartement entre les bandes passe de 20 à 6 m (Banzhaf *et al.*, 1992). La présence d'une strate herbacée au sein de ces barrières faites de ligneux provoque des dépôts de sédiment au bout d'une année seulement de mise en

défens (Brenner *et al.*, 1995). Le passage d'un écartement entre deux haies vives de 90 à 6 m provoque une réduction de la vitesse moyenne du vent de 2,8 à 2,1 m/s et une réduction de sa capacité de transport de plus de 50 % au centre des parcelles (Buerkert *et al.*, 1996). En plus de passer au-dessus ou au travers d'une barrière antiérosive, le vent peut aussi le contourner par ses extrémités. La longueur minimale de celle-ci pour réduire les effets du contournement doit être au moins égale à 11,5H (Guyot, 1977). La topographie du site influence aussi la longueur de protection des brise-vent. Une pente descendante dans le sens du vent confère une zone protégée sous le vent plus longue qu'une pente ascendante. La flexibilité de ces types d'ouvrage entraîne une plus grande dissipation de l'énergie et offre par conséquent une meilleure protection (Guyot, 1977).

Les brise-vent améliorent les conditions agroclimatiques dans ses proches environs par la réduction de l'évapotranspiration et des dégâts mécaniques par abrasion sur la végétation. Les dépôts de sédiments éoliens améliorent la fertilité du sol dans les zones de dépôts et augmentent le potentiel en semences d'herbacées dans ces zones. En Chine, une fixation de dune suivie d'une mise en défens vieille de 46 ans sur les rives du fleuve jaune au centre de la Mongolie a permis une recolonisation végétale très variée (ligneux, herbacées, algues, mousses). La vitesse du vent comparée à une zone témoin est réduite de 54 %. La teneur en matière organique est passée de 0,06 % à 1,34 % et les teneurs en nutriments se sont aussi accrues. La diversité animale a également cru (Li *et al.*, 2004). La restauration du couvert végétal et l'arrêt de la mobilité des dunes semblent être une conséquence logique des techniques de fixation de dunes. Ces exemples montrent entre autres la capacité de la nature à se restaurer moyennant une réduction de la vitesse du vent et une suppression de la pression anthropique.

Dans la vallée du fleuve Niger et dans les systèmes dunaires de l'Ader-Doutchi-Maggia et du Manga, la principale technique utilisée pour fixer les dunes vives et pallier ainsi au déplacement de sable tout en restaurant le potentiel écologique consiste en l'association de procédés mécaniques (mise en place de clayonnages à base de branchages) et biologique (plantation d'arbres et semis d'herbacées). Dans le Damagaram Est, c'est surtout le clayonnage à base de branchages de *Leptadenia pyrotechnica* et parfois de rachis d'*Hyphaene thebaïca* qui est utilisé pour fixer mécaniquement les dunes. Ce type de technique qui permet l'augmentation de la rugosité au sol a montré son efficacité en Chine en terme de restauration de la fertilité du sol et réduction de l'érosion éolienne (Qiu *et al.*, 2004). Au Niger, l'évaluation de l'efficacité des haies mortes dans un contexte de réduction de l'érosion éolienne et de restauration de l'écologie du milieu n'est qu'empirique. A ce jour, il ne semble pas y avoir eu d'études quantifiant l'impact des méthodes de fixation physique des dunes vives dans cet environnement, en terme de réduction des flux de sables, de recolonisation du sol par le couvert végétal et de restauration de la fertilité du sol.

Le principal objectif de ce travail est donc l'évaluation de l'impact dans le temps et dans l'espace des techniques de fixation mécanique sur les flux éoliens de particules, les propriétés physico-chimiques du sol et l'évolution qualitative et quantitative de la couverture herbacée.

7.2 Matériels et méthodes

Le site expérimental est une dune vive localisée à Tchago, longue de 240 m (NNW-SSE) et large d'environ 100 m (ENE-WSW). La girouette et l'anémomètre à 2 m de hauteur et le pluviomètre sont utilisés pour caractériser la pluie et le vent (chapitre 3).

7.2.1 Dispositif expérimental

Le dispositif expérimental installé en juillet 2004 est long de 200 m et large de 40 m, orienté perpendiculairement aux vents dominants de saison sèche froide (Harmattan). Il est subdivisé en 40 parcelles de 20 m de long et 10 m de large (Figure 7-1). Sur les 40 parcelles, 6 font office de témoins (zone fixée avec un couvert végétal naturel à l'extrémité SSE de la dune) et 4 sont considérées comme zone de transition entre dune fixée et dune mobile. Les 30 autres parcelles (extrémité NNW) sont localisées sur une partie complètement dégradée, sans aucune végétation. L'ensemble des parcelles est délimité par une palissade.

Des branchages de *Leptadenia pyrotechnica* ont été utilisés pour la réalisation des brise-vent. La hauteur moyenne des palissades est de 1,8 m et la porosité moyenne lors de sa mise en place estimée à partir de 30 mesures est de $9 \pm 7\%$. Deux ans après leur installation, une mesure de renforcement des palissades par des branchages d'épineux de *Balanites aegyptica* et d'*Acacia raddiana* a ramené la porosité à $5,8 \pm 3,5\%$. A la date du 23 septembre 2006, la hauteur de la palissade périmétrale était de $1,5 \pm 0,3$ m. Cette réduction de la hauteur est due à la dégradation physique et à la décomposition des branchages de *Leptadenia pyrotechnica* d'une part, et d'autre part à l'accumulation de sédiments transportés par le vent et dont le maximum d'épaisseur est atteint au pied de la palissade.

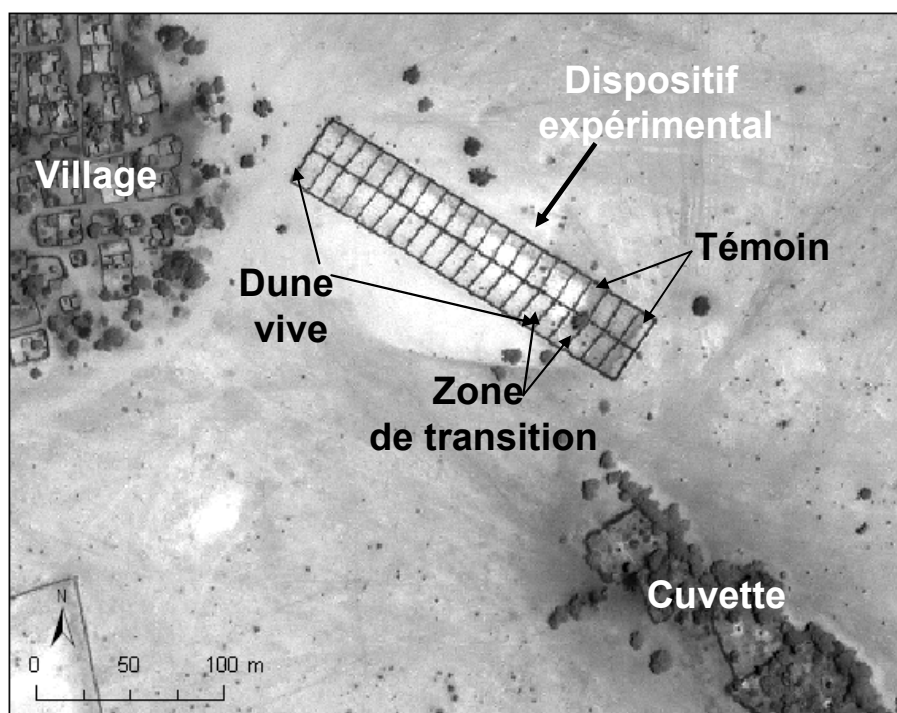


Figure 7-1: Dispositif antiérosif sur la dune vive de Tchago (Ikonos, 25 juillet 2005).

7.2.2 Mesure des flux de sédiments

Les capteurs de sédiments utilisés sont de type MWAC « Modified Wilson And Cooke ». Les capteurs sont alignés le long de 8 transects situés dans le secteur NNW dégradé du dispositif (Figure 7-2). Les 8 transects sont distants de 10 m et orientés transversalement par rapport à la dune, donc parallèlement aux vents d'Harmattan. Sur chaque transect, un MWAC est placé à 3 m sur le côté au vent et à 2 m, 5 m, 9 m et 18 m sous le vent par rapport à la première palissade (Figure 7-3).



*Figure 7-2: Capteurs de sédiments (MWAC) installés à 3 m au vent par rapport à la première palissade de *Leptadenia pyrotechnica* sur la dune rive de Tchago*

L'équation de type puissance modifié (équation 3-1) est utilisée pour le calcul de la densité de flux. En 2005 et 2006, les mesures ont été réalisées entre le 15 février et le 15 mars, alors qu'en 2007 les mesures ont été faites entre le 15 novembre et le 15 mars.

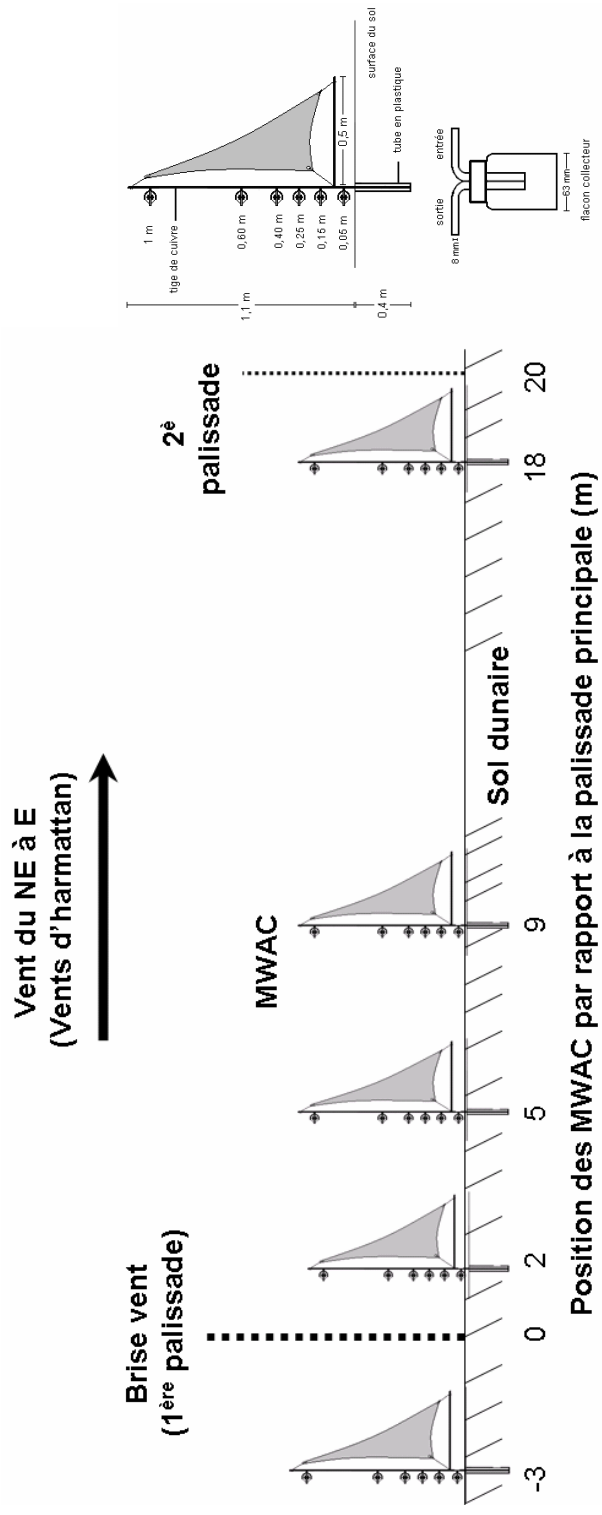


Figure 7-3: Schéma de détail de MWAC et de l'emplacement des capteurs sur un transect à travers une parcelle du dispositif antiérosif de Tchago

7.2.3 Mesures de la topographie

Les flux éoliens captés par les MWAC sous-estiment les flux totaux de sédiments du fait qu'ils ne sont installés qu'en saison sèche. Pour quantifier les flux de sédiments sur toute l'année, la méthode topographique est utilisée. Elle consiste à suivre l'évolution temporelle de la topographie de la dune en des points fixes soigneusement repérés (Buerkert et Lamers, 1999). Connaissant la densité apparente du sol sableux, les variations de la topographie pourront être converties en masse de terre déposée ou érodée.

Sur huit transects (les mêmes que ceux des capteurs), des piquets sont placés à 4 et 1 m au vent de la palissade et à 1, 4, 9 et 17 m sous le vent de la palissade pour le suivi de la variation temporelle de la topographie. Les mesures sont répétées chaque mois entre juin 2005 et juin 2006.

En mars 2007, nous avons procédé au levé topographique en travers de la dune vive avec une mire et un niveau suivant les mêmes transects que ceux des piquets et des capteurs. Cette opération permettra d'apprécier qualitativement les dépôts de sédiment dans les environs des palissades depuis sa mise en place.

7.2.4 Mesures des caractéristiques physico-chimiques du sol et des sédiments éoliens

Pour évaluer l'effet des brise-vent sur les propriétés physico-chimiques du sol, des échantillons de sol ont été prélevés selon les mêmes transects que ceux des piquets en avril 2005 et 2006. Les échantillons sont prélevés à 9, 4 et 1 m au vent de la palissade et à 1, 4, 9 et 17 m sous le vent de celle-ci. L'ensemble du contenu des capteurs des 8 mats situés à 3 m au vent de la première palissade est regroupé en un seul échantillon composite pour analyse. La granulométrie (méthode humide) pour les classes 0-2 μm , 2-50 μm , 50-200 μm et 200-2000 μm ainsi que les teneurs en phosphore assimilable, azote total et carbone organique total ont été déterminés pour tous les échantillons.

7.2.5 Caractérisation de la végétation herbacée

Le développement de la végétation herbacée a été suivi en 2005, 2006 et 2007. L'inventaire de la végétation herbacée s'est fait selon dix bandes orientées parallèlement à la grande longueur de la dune vive (Figure 7-4): (-20 – -5 m) et (-5 – 0 m) au vent de la première palissade, (0 – 5 m), (5-15 m) et (15-20 m) sous le vent de la première palissade (intérieur de la première bande de parcelles) ; (0-5 m), (5-15 m), (15-20 m) sous le vent de la deuxième palissade (intérieur de la deuxième bande de parcelles) et (0-5 m), (5-20 m) sous le vent de la troisième palissade. Une zone onzième zone 'témoin' correspond à une partie non dégradée de la dune mise en défens. La zone de transition se trouvant entre le secteur dégradé et la zone témoin n'a pas été inventoriée.

Au niveau de chacune des bandes un recensement systématique de toutes les espèces d'herbacées a été réalisé en 2005, 2006 et 2007 en début septembre. A cette période, toutes les semences d'herbacées ont levé. L'inventaire est effectué sur le terrain en langue locale transcrit ensuite selon la nomenclature scientifique en se servant du lexique des plantes du Niger (De Fabregues, 1979). Dans chaque bande, à l'intérieur d'une placette de 0,5 m² disposée aléatoirement en 10 répétitions, il a été identifié, récolté et pesé la totalité des espèces herbacées. Les mesures de biomasse se font à la fin de la saison des pluies quand on estime que la croissance des herbacées est arrêtée.

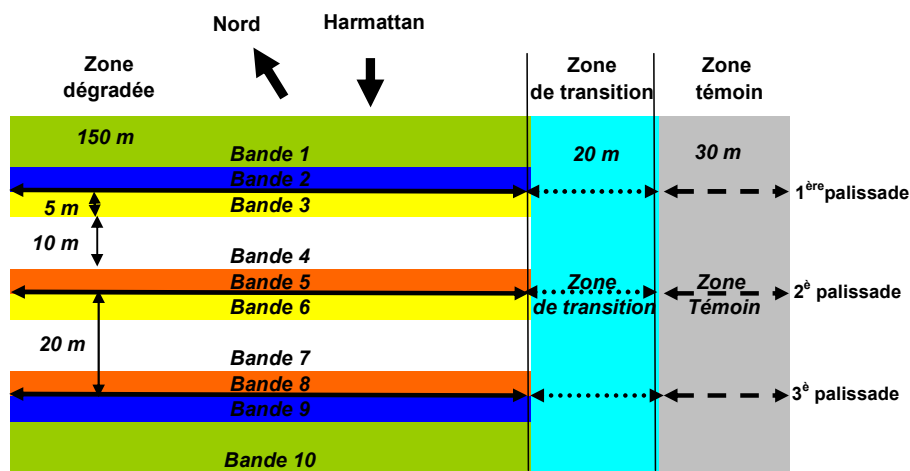


Figure 7-4: Délimitation des zones d'échantillonnage pour l'étude qualitative et quantitative des herbacées sur la dune vive de Tchago

Le recensement des herbacées a permis de calculer au niveau de chaque zone l'indice de spécificité de Meinhinick (Ramade, 2001) suivant l'équation 7-1:

$$d = \frac{S}{\sqrt{N}} \quad (\text{Équation 7-1})$$

avec d , indice de spécificité de Meinhinick, S , la richesse spécifique se traduisant par le nombre d'espèces au niveau du secteur concerné, N , le nombre total d'individus au niveau du dispositif global d'étude.

7.3 Résultats et discussions

7.3.1 Fréquence et direction du vent

Les vents observés au niveau du site expérimental montrent un régime saisonnier très net. La première saison s'observe entre novembre et mars et la seconde entre mai et septembre (Chapitre 3). Avril et octobre sont typiquement des mois de transition. Les vents du Nord-Est à Est (Harmattan) et du Sud-Ouest à Ouest (mousson) caractérisent ces périodes (Figure 7-5).

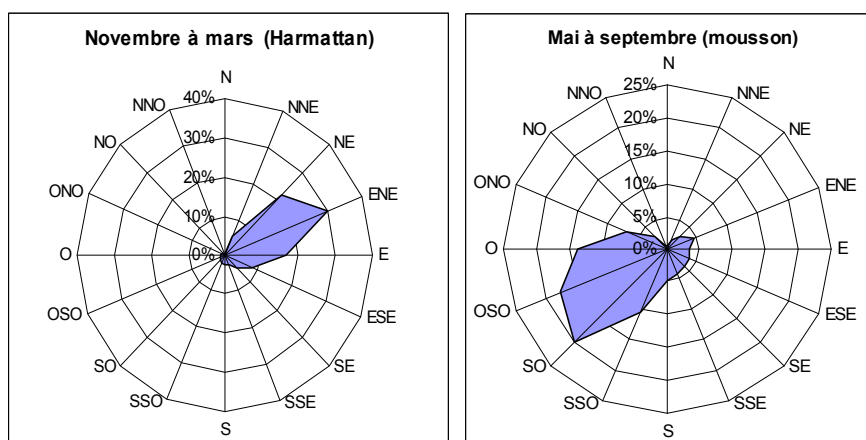


Figure 7-5: Roses des fréquences annuelles saisonnière des vents pour la période allant de juillet 2004 et mai 2007 à Tchago (Nord-ouest de Gouré) à partir des données enregistrées chaque 15 minutes.

Le Tableau 7-1 montre que les vents aux vitesses inférieures à 10 m/s représentent plus de 99 % des enregistrements supérieurs à 6 m/s (vitesse seuil de saltation) entre novembre et mars (Harmattan). Les vitesses maximales des vents durant cette période atteignent parfois 15 m/s (sur 1 minute). Entre mai et septembre (mousson), la classe des vitesses inférieures à 10 m/s reste nettement dominante mais les vents forts supérieurs à 10 m/s sont plus fréquents qu'entre novembre et mars. Il s'agit surtout des vents précédant l'arrivée des lignes de grains. Ces vents se présentent parfois avec des vitesses supérieures à 24 m/s (sur 1 minute). Ces mêmes vents forts précèdent les orages ont été aussi observés dans l'Ouest du Niger (Michels, 1994; Sterk, 1997; Rajot, 2001). Ils n'apparaissent pas de façon marquée à la Figure 7-5 car leur durée est très limitée.

Tableau 7-1: Fréquences et vitesses maximales sur 10 secondes des différentes classes de vents aux vitesses supérieures ou égales à 6 m/s sur un pas de temps d'une minute en fonction des deux régimes de vent de l'année à Tchago (2004-2007)

Période	Novembre à mars (Harmattan)		Mai à septembre (mousson)	
Paramètres	Fréquence	Vit max	Fréquence	Vit max
	%	m/s	%	m/s
$6 \leq U < 10$ m/s	99,38	11,2	94,54	15,2
$10 \leq U < 13$ m/s	0,61	14,8	4,34	17,3
$13 \leq U < 16$ m/s	0,01	15,3	0,98	19,9
$16 \leq U < 19$ m/s	0,00	0	0,15	24,5

7.3.2 Flux de sédiments éoliens en 2005, en 2006 et en 2007 sur le coté au vent de la palissade

L'analyse des flux collectés à 3 m au vent de la première palissade exposée au vent d'Harmattan montre une importante variation spatiotemporelle de la mobilisation des sédiments. La Figure 7-6 montre une légère baisse des flux moyens collectés de 2005 à 2006 suivie d'une chute significative en 2007. L'énergie contenue dans le vent qui a mobilisé ces sédiments sur cette période d'un mois en considérant une vitesse seuil d'érosion de 6 m/s (équation 6-5) est respectivement de 3042 et de 5086 KJ.m⁻² en 2006 et 2007 (les données 2005 sont incomplètes). De ce fait cette réduction de flux éolien ne peut s'expliquer que par le retour des herbacées suite à la mise en place de la palissade antiérosive. Cependant, ces flux éoliens sous-estiment vraisemblablement la réalité du fait que les capteurs se trouvent dans la zone d'influence du brise-vent.

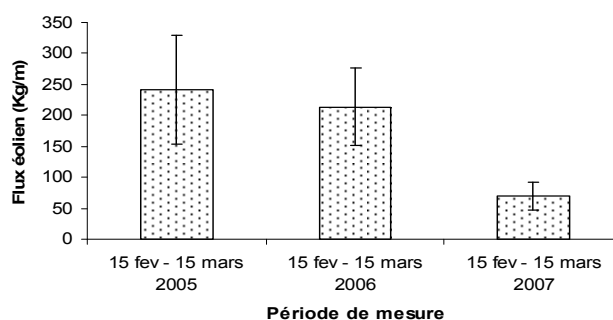


Figure 7-6: Variation temporelle des flux éoliens de sédiments à 3 m au vent de la palissade sur la dune vive de Tchago

La Figure 7-7 montre la variation des flux éoliens moyens mesurés et des flux estimés par l'équation de Lettau et Lettau (1978) pour un sol supposé nu ($Z_0 =$

10^{-4} m ; Chapitre 4), entre le 15 novembre 2006 et le 15 mars 2007. Les flux éoliens collectés sont nuls en novembre, augmentent progressivement pour atteindre le maximum en janvier et février pour diminuer ensuite jusqu'en fin mars. Les flux estimés varient 78 et 200 kg/m sur toute la période de mesure et sont nettement supérieurs aux flux mesurés (Figure 7-7). Les quantités de flux estimées pour ces différentes périodes reflète la force du vent. La faiblesse relative des flux mesurés par rapport aux flux estimés reflète l'efficacité de la couverture herbacée et de la première palissade antiérosive sur la mobilisation des flux de sédiments par le vent.

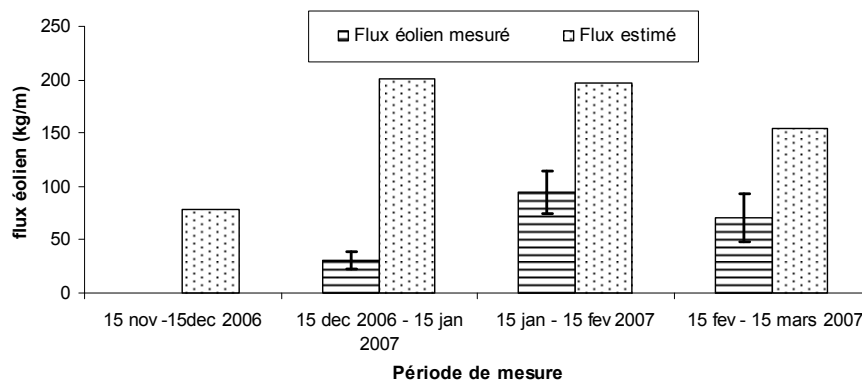


Figure 7-7: Variation des flux éoliens moyens mesurés à 3 m au vent de la palissade sur la dune vive de Tchago et des flux estimés par l'équation de Lettau et Lettau (1978) pour un sol nu ($Z_0 = 10^{-4}$ m) entre le 15 novembre 2006 et 15 mars 2007

7.3.3 Efficacité antiérosive de la palissade

La Figure 7-8 montre les flux éoliens (0-1 m) mesurés à 3 m au vent et à 2, 5, 9 et 18 m sous le vent de la première palissade pour la période allant du 15 février au 15 mars en 2005, 2006 et 2007. En 2005, année de mise en place de la palissade par rapport aux flux mesurés à 3 m au vent, les flux éoliens mesurés à 2, 5, 8 et 16 m sous le vent de la première palissade représentent respectivement 5 %, 1,2 %, 1,3 % et 1,3 % (Figure 7-8). Un an après, aucun flux n'a été enregistré sous le vent de la palissade.

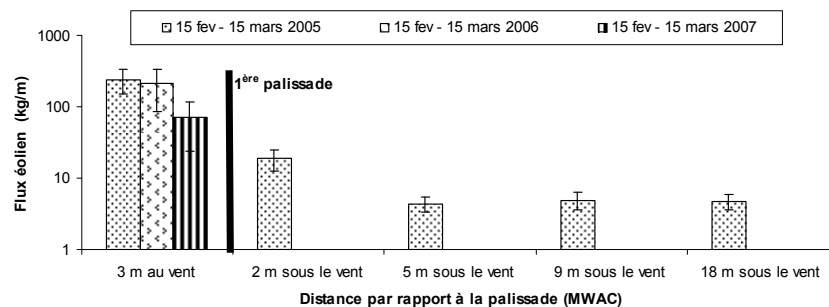


Figure 7-8: Variation des flux éoliens moyens en fonction de la distance par rapport à la première palissade entre le 15 février et le 15 mars 2005, 2006 et 2007.

La Figure 7-9 montre la variation moyenne de la topographie de la dune pour la période allant du 11 novembre 2005 au 15 avril 2006. En moyenne, l'ensemble du secteur d'étude est sujet à dépôts. Les dépôts sont plus importants au vent et à proximité de la palissade. Cette situation traduit l'efficacité de la première palissade exposée au vent d'Harmattan.

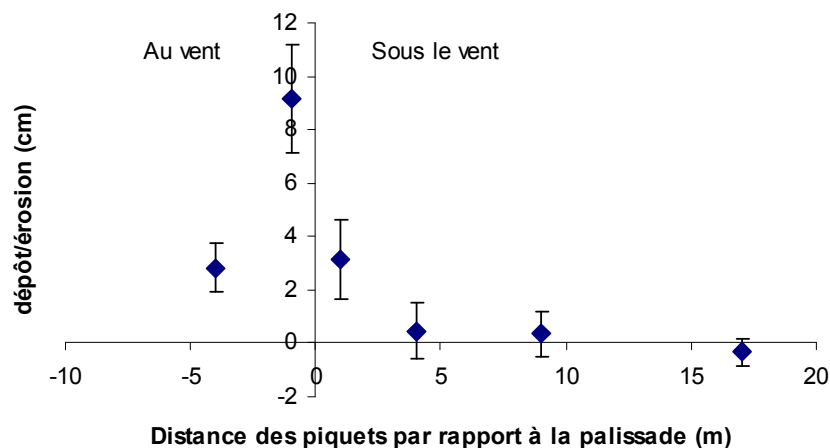


Figure 7-9: Variation moyenne de la topographie au vent et sous le vent de la première palissade du dispositif antiérosif sur la dune vive de Tcbago pour la période allant du 11 novembre 2005 au 15 avril 2006 ; l'axe des ordonnées marque la position de la première palissade.

Le Tableau 7-2 montre l'équivalence massique calculée en considérant que les dépôts ont une densité apparente de $1,65 \text{ t/m}^3$. Entre 4 m avant et 1 m sous le vent, les dépôts sont considérables, atteignant 151 kg/m^2 à 1 m au vent de la

palissade. A 4 et 9 m sous le vent de la barrière, les dépôts sont faibles et à 17 m on observe une faible déflation.

Tableau 7-2: Masse de sédiment déposée ou érodée calculée à partir de la variation de la topographie à l'emplacement des piquets

Position piquet	Dépôt/érosion (kg/m ²)
4 m au vent de la 1 ^{ère} palissade	46
1 m au vent de la 1 ^{ère} palissade	151
1 m sous le vent de la 1 ^{ère} palissade	52
4 m sous le vent de la 1 ^{ère} palissade	8
9 m sous le vent de la 1 ^{ère} palissade	6
17 m sous le vent de la 1 ^{ère} palissade	-6

La Figure 7-10 montre la topographie en travers de la dune vive en fin mars 2007 dans la direction des vents de mousson et d'Harmattan et permet d'apprécier qualitativement l'action des palissades sur les sédiments transportés par le vent d'Harmattan et de mousson. La crête au niveau de la palissade exposée aux vents d'Harmattan est plus élevée que celle directement exposée aux vents de mousson. Au niveau de la deuxième palissade la crête est inexistante. Ces élévations de la topographie au niveau de la première et troisième palissade indiquent qu'il y a eu dépôt de sédiments de part et d'autre du dispositif antiérosif.

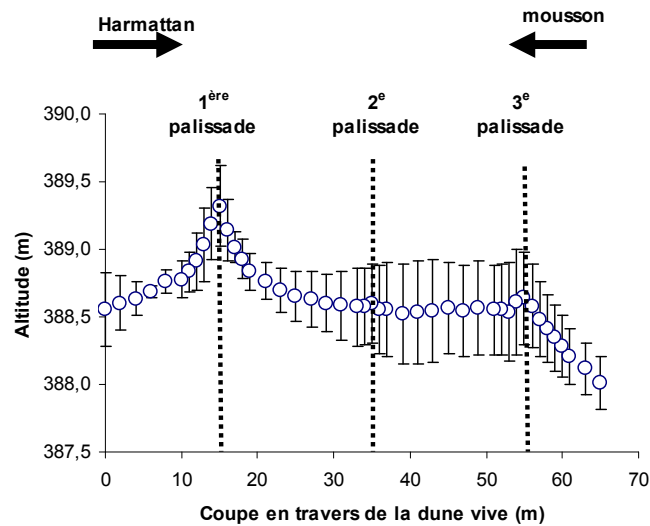


Figure 7-10: Topographie moyenne en travers de la dune vive en fin mars 2007. Les barres d'erreur représentent l'écart-type de 10 mesures

Sur base des résultats présentés ci-dessus, on peut dire que la mesure antiérosive a été efficace. Cette efficacité s'exprime en terme de réduction de flux de sédiments par rapport aux flux mesurés au vent de la première palissade et en terme d'une réduction progressive en trois ans des flux éoliens mesurés au vent de la palissade.

7.3.4 Caractéristiques physico-chimiques des sédiments éoliens collectés à 3 m au vent de la première palissade exposée à l'Harmattan

7.3.4.1 Analyse granulométrique

La Figure 7-11 montre la composition granulométrique des sédiments éoliens composites collectés entre 5 et 100 cm de hauteur à 3 m au vent de la première palissade. Les particules de diamètre supérieur à 50 μm constituent plus de 93 % de la masse des sédiments éoliens. La teneur en éléments fins ($\phi < 50 \mu\text{m}$) contenus dans les sédiments éoliens est faible (moins de 5%) quelques soit la période de mesure. La granulométrie de ces sédiments éoliens est semblable à celle du sol composé de 57,8 % de sable grossier, 38,7 % de sable fin, de 1,5 % de limon et de 2,1 % d'argile. Les sédiments collectés avant le 15 janvier sont proportionnellement plus riches en particules fines (Figure I-11b). L'augmentation graduelle de la teneur relative en sable grossier au cours de la saison sèche en 2007 s'explique vraisemblablement par la disparition progressive du couvert végétal au fur et à mesure de l'avancement de la saison sèche.

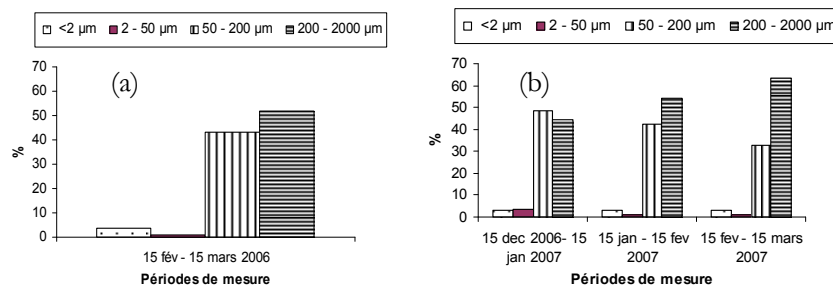


Figure 7-11: Analyse granulométrique des sédiments éoliens collectés entre 5 et 100 cm de hauteur à 3 m au vent de la palissade exposée à l'Harmattan en 2006 (a) et 2007 (b).

7.3.4.2 Analyse chimique

La Figure 7-12 montre la teneur en phosphore assimilable, en carbone organique total et en azote total des sédiments éoliens. Globalement les teneurs

en ces éléments sont faibles. Le sol concerné est composé essentiellement de grain de quartz et est pauvre en argile et matière organique, ce qui explique les très faibles teneurs en nutriments et en carbone organique. En considérant la période allant de mi-février à mi-mars, les teneurs en P, N et C sont du même ordre en 2006 et 2007. Entre le 15 décembre et le 15 janvier 2007, les teneurs en ces éléments sont nettement supérieures à celle observées à partir du 15 février. Ces différences de concentrations entre les périodes de mesure s'expliquent d'une part par le fait que le vent d'Harmattan est globalement plus élevé après le 15 janvier et, d'autre part, par la diminution progressive du couvert végétal. Ces deux facteurs se conjuguent pour accroître la capacité de transport du vent et permettre ainsi de transporter des particules plus grossières (Figure 7-11b). Avant le 15 janvier, lorsque les vents sont plus faibles et le couvert végétal plus dense, les sédiments sont donc proportionnellement plus riches en argiles et particules organiques. Le rapport C/N pour toutes les périodes considérées tourne autour de 10 et est similaire à celui du sol en place, indiquant que le carbone transporté est surtout d'origine humique et non lié à des débris végétaux. L'évolution de la teneur en sable grossier par rapport aux sables fins en 2007 ne se traduit pas par un changement dans la composition chimique des sédiments. Ceci est logique compte tenu de la nature quartzeuse des sables.

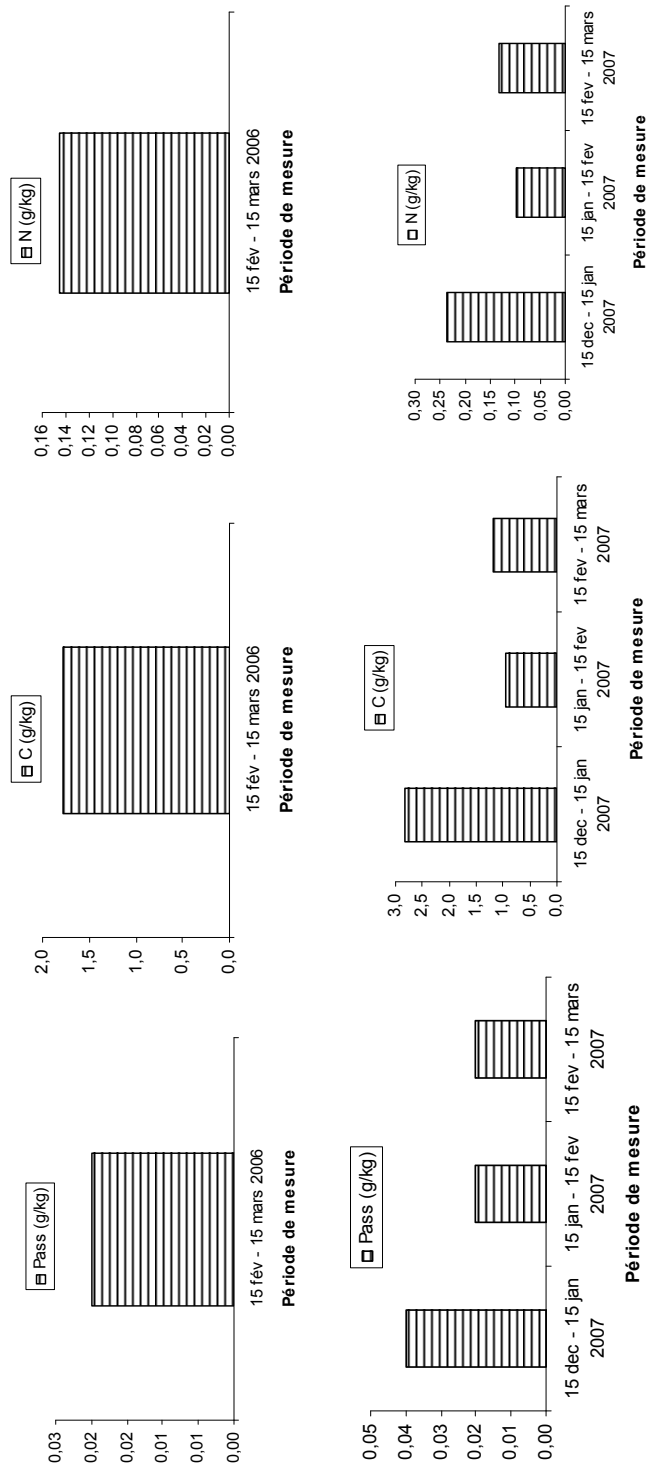


Figure 7-12: Analyse chimique des sédiments éoliens collectés entre 5 et 100 cm de hauteur à 3 m au vent de la palissade exposée à l'Harmattan en 2006 et 2007.

7.3.4.3 Analyse physico-chimique du sol au vent et sous le vent de la première palissade

a) Caractéristiques granulométriques

Globalement pour les deux années et dans le secteur correspondant à 5 m au vent et sous le vent de la première palissade, les teneurs en sables grossiers sont plus importantes au vent de la palissade que sous le vent alors qu'on observe le contraire au niveau des teneurs en sables fins et argile et limons (Figure 7-13). Cette situation s'explique par le dépôt préférentiel des sables grossiers suite à la forte réduction de la vitesse du vent au vent de la première palissade. Les sédiments arrivant de ce fait sous le vent de la première palissade sont dominés par les sables fins et enrichis en particules fines de diamètre inférieur à 50 μm (Figure I-9). On observe par conséquent un enrichissement en sables fins et particules fines dans les premiers mètres sous le vent de la palissade (Figure 7-9).

b) Caractéristiques chimiques

Les teneurs moyennes en phosphore assimilable (P_{ass}), en carbone organique total et en azote total sont dans l'absolu faibles (Figure 7-14). L'évolution des teneurs en P_{ass} au vent de la première palissade est cohérente avec l'évolution de la teneur en éléments fins de diamètre inférieur à 50 μm , ce qui n'est pas le cas pour l'évolution de cette teneur sous le vent de la palissade. Il semble donc que sur le côté au vent, ce soient avant tout les éléments fins qui conditionnent la teneur en P_{ass} . La faiblesse des teneurs en P_{ass} sous le vent est difficilement explicable. Ces données doivent cependant être interprétée avec prudence vu que la précision de l'instrument de mesure est de 0,01 g/kg et que par ailleurs les teneurs sont à la limite de la capacité de détection.

Qu'on soit en 2006 ou 2007, les teneurs totales en carbone organique et azote sont plus importantes sous le vent qu'au vent de la première palissade et les teneurs enregistrées en 2007 sous le vent de la palissade sont nettement supérieures à celles de 2006. L'évolution spatiale des teneurs en carbone total et en azote total est cohérente avec l'évolution des teneurs en éléments fins de diamètre inférieur à 50 μm (Figure I-13). Le retour progressif de la végétation, plus accentué du côté sous le vent de la palissade, peut également expliquer une certaine augmentation de la teneur en matière organique. Un enrichissement en ces deux éléments dans les environs des palissades antiérosives a été aussi observé par Michels *et al.* (1998) et par Eltrop *et al.* (1996).

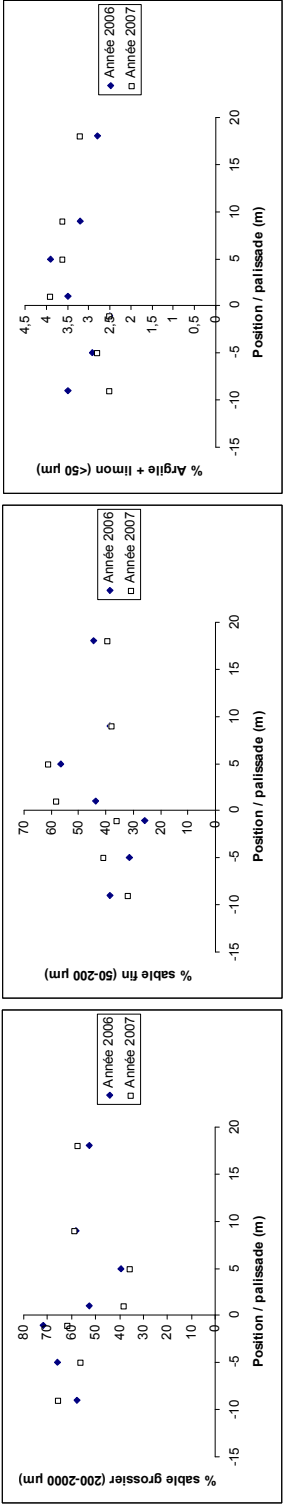


Figure 7-13: Granulométrie du sol (0-10 cm) de part et d'autre de la palissade exposée au vent d'Harmattan

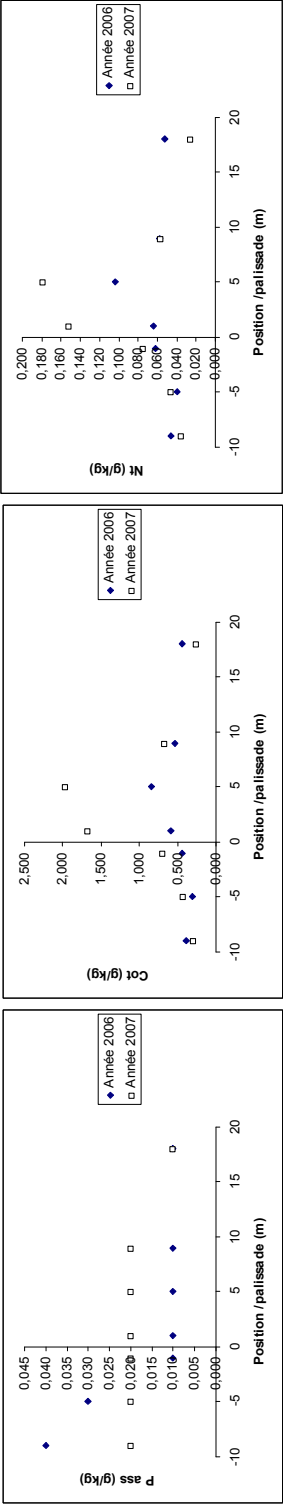


Figure 7-14: Teneur en azote et en carbone organique du sol(0-10 cm) de part et d'autre de la palissade exposée au vent d'Harmattan

7.3.4.4 Impact dans le temps du brise-vent sur la quantité et la qualité du couvert herbacée

a) Quantification de la biomasse

En 2004, au moment de la mise en place du dispositif antiérosif, la totalité de la surface de la dune vive était nue et les sables étaient vifs. La Figure 7-15 montre l'évolution de la biomasse sèche entre 2005 et 2007 au niveau des zones définies au sein du dispositif antiérosif installé en juillet 2004 (Figure 7-4). La biomasse produite au niveau des zones d'accumulation de sédiment éolien (bandes 3 et 8) est importante à cause du microclimat induit par la palissade (ombre, stabilisation du sol, réduction de l'effet d'abrasion dû aux flux de particules éoliennes, réduction de l'évapotranspiration par réduction de la vitesse du vent) et du potentiel fertilisant et semencier des dépôts.

Les légères tendances à l'augmentation de biomasse observées au sein de chaque bande suivant les années seraient dues à une amélioration de la fertilité au niveau du sol définissant chaque bande. Le fait que la pluviométrie cumulée annuelle en 2005, 2006 et 2007 soit respectivement de 317, 299 et 254 mm ne semble pas d'avoir d'effet sur la variation annuelle de la production de biomasse. Dans les bandes 4 à 7, la biomasse est relativement faible et croît progressivement entre 2005 et 2007. L'effet de la mise en défens sur la zone témoin se traduit par une croissance de la production de biomasse entre 2005 et 2007. Cette croissance pourrait traduire une restauration progressive du potentiel écologique du site mais doit être interprétée avec prudence vue la grande variabilité spatiale des résultats.

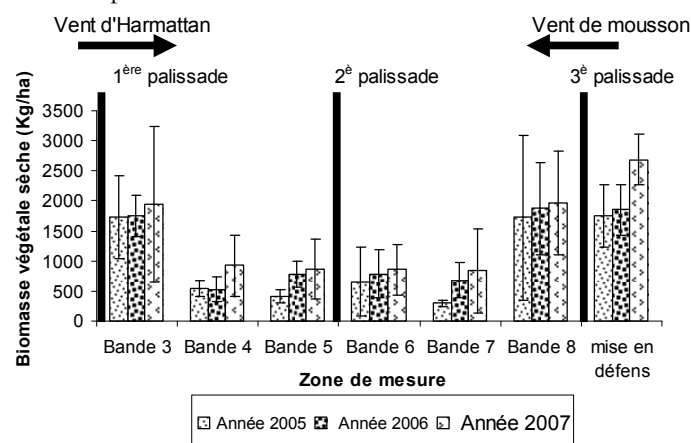


Figure 7-15: Variation de la production de biomasse herbacée au sein du dispositif antiérosif installé sur la dune vive de Tchago en 2004 selon la distance par rapport aux palissades

L'essentiel des semences d'herbacées contenu dans les sédiments éoliens germent avec la saison des pluies et s'épanouiront à cause de la clôture qui a créé un environnement favorable à l'épanouissement des herbacées. Au fil des ans, en plus des semences contenues dans les sédiments éoliens, les semences produites sur place viennent renforcer le potentiel semencier. La biomasse produite par les herbes contribue à l'amélioration de la fertilité (Figure 7-14). Si nous nous référons aux travaux de Biielders *et al.* (2002) et de Banzhaf *et al.* (1994), une telle production de biomasse herbacée au sein du dispositif réduirait conséquemment les flux de sédiments éoliens même en l'absence de clayonnage. Cependant, le développement d'une telle végétation n'est possible que moyennant une réduction préalable des flux de sédiments par des palissades antiérosives ou d'autres mesures physiques.

En terme de biomasse végétale, la restauration écologique s'est faite en une seule année à proximité des palissades et de façon plus progressive au niveau des bandes 4, 5, 6 et 7. La Figure 7-16 montre une vue panoramique en septembre 2007 de la dune mise en défens en juillet 2004. Le fond de l'image représente la dune jadis vive fixée en 2004 avec des palissades faite de branchage de *Leptadenia pyrotechnica* et le premier plan la partie non dégradée mais mise en défens faisant office de zone témoin.



Figure 7-16: Développement de la végétation herbacée sur la dune vive de Tchago (septembre 2007). Les vents d'Harmattan soufflent de droite à gauche.

b) Biodiversité de la végétation herbacée

Le Tableau 7-3 montre la diversité végétale en 2005, 2006 et 2007. Les bandes internes aux palissades (en gras dans le Tableau 7-3) montrent un nombre plus élevé d'herbacées comparé aux zones exposées directement aux vents d'Harmattan (bande 1 et 2) et de mousson (bande 9 et 10). Au sein de la palissade, le nombre d'espèce et le nombre de famille auxquelles elles appartiennent croît considérablement d'année en année. L'indice de spécificité de Meinhinick confirme cette tendance. Au niveau des zones non protégées, nous observons une baisse du nombre d'herbacées et de l'indice de spécificité entre 2006 et 2007.

Pour toutes les périodes confondues, la famille dominante est celle des graminées avec principalement *Aristida adscensionis* et *Cenchrus biflorus*. Le listing de toutes les espèces recensées se trouve en annexe III.

Tableau 7-3: Dénombrement des espèces herbacées au niveau de la dune vive équipée d'un dispositif antiérosif entre 2005 et 2007 (Id M = Indice de Meinhinick)

position	2005		2006		2007	
	Nbre d'espèces	Id M	Nbre d'espèces	Id M	Nbre d'espèces	Id M
Bande 1	-	-	23	3,5	10	1,2
Bande 2	-	-	26	4,0	15	1,7
Bande 3 à 8	13 (8 familles)	3,6	29 (18 familles)	4,4	59 (20 familles)	6,8
Bande 9	-	-	16	2,6	12	1,4
Bande 10	-	-	16	2,6	15	1,7
Témoin en défens	11 (8 familles)	3,3	33 (18 familles)	5,0	71 (23 familles)	8,2

7.3.5 Discussion

Les caractéristiques physiques de notre dispositif antiérosif répondent aux normes établies dans la littérature (Guyot, 1977; Skidmore et Hagen, 1977; Tibke, 1988; Roose, 1994). Elles permettent en effet une bonne réduction de la vitesse du vent, engendrant ainsi un dépôt important de sédiments aux environs de la palissade exposée au vent tout en empêchant la remobilisation des particules sous le vent avant la palissade suivante. Pour pallier à l'enterrement des palissades, on fait recours généralement à des opérations de regarni dont l'objectif est de permettre à la palissade de retrouver ces caractéristiques d'origine.

Compte tenu des résultats présentés ci-dessus, on peut dire que la mesure antiérosive a été efficace pour réduire les flux éoliens tant en période d'Harmattan qu'en période de mousson. Cette efficacité s'exprime principalement par une réduction progressive en deux ans des flux éoliens sous le vent de la palissade suite à l'effet de la palissade (2005) et de l'effet combiné de la palissade et du retour des herbacées (2006 et 2007). L'annulation des flux éoliens en 2006 et 2007 est cependant surtout due à l'installation du couvert végétal. Les précédents travaux sur l'efficacité des brise-vent ne montraient qu'une réduction des flux éoliens (Michels et al., 1998; Buerkert et Lamers, 1999). Ceci s'explique par le fait que ces études concernaient des brise-vent en bordure de champs cultivés, où le retour des herbacées est contrôlé par sarclages répétés. Cependant, Brenner et al. (1995) et Biolders et al. (2002) ont rapporté des dépôts dans une barrière antiérosive à strate haute associée à une strate herbacée et dans une jachère sahélienne, respectivement, ce qui confirme le rôle des herbacées dans l'arrêt de la mobilisation éolienne. Selon Biolders et al. (2002), une bande de végétation herbacée de 5 m de large permet de réduire les flux éoliens de 43%. Les dépôts observés de part et d'autre de la première palissade sont aussi des signes de l'efficacité de la palissade et de la colonisation par la végétation herbacée. Plus on s'approche de la palissade plus l'épaisseur du dépôt est importante. La production de biomasse herbacée est plus importante dans les secteurs concernés par ces dépôts.

Si nous considérons uniquement les résultats de l'année 2005 qui montrent une légère reprise des flux éoliens à partir de 18 m, nous pouvons supposer que cette reprise continuerait progressivement si la deuxième palissade n'existait pas. Roose (1994) a montré que l'efficacité d'une barrière antiérosive s'étend sur une distance sous le vent de 12 fois la hauteur de celle-ci. La hauteur moyenne de notre brise vent est de 1,8 m. Partant de cela, ce dispositif réduirait fortement les flux éoliens jusqu'à environ 22 m.

L'analyse physico-chimique des sédiments montre une fertilité accrue sous le vent à proximité du brise-vent. De ce fait, ces zones d'accumulation peuvent être associées à des îlots de fertilité. Dans les systèmes champs/jachère en milieu sableux de l'Ouest du Niger, les dépôts observés autour des arbustes et à proximité des brise-vent constituent des îlots de fertilité où les rendements observés sont supérieurs aux autres parties du secteur (Eltrop et al., 1996; Michels et al., 1998; Michels et Biolders, 2006). On peut raisonnablement penser que le meilleur développement de la strate herbacée à proximité des palissades externes est lié à un effet similaire.

La diversité végétale observée au niveau de la dune suite à la présence du dispositif antiérosif est remarquable. Elle reflète le potentiel des différents types de semences d'herbacées contenues dans le sol dunaire et les flux éoliens. Li et al. (2004) indique une situation similaire en Chine au niveau d'un site de fixation de dune situé en Mongolie du Nord. De ce fait, la réduction de la force du vent associée à une mise en défens au niveau d'un site constitue une bonne technique de restauration écologique.

7.4 Conclusions

En 2005, la première palissade a réduit de plus de 98 % les flux éoliens enregistrés au vent à 3 m de celle-ci. L'efficacité observée en 2006 et en 2007 était pratiquement de 100 %. L'absence totale de mobilisation éolienne à l'intérieur de l'ouvrage de fixation de dune est à la fois favorable à la reprise des plants pour la fixation biologique et en même temps constitue une cause et une conséquence de la reprise de la végétation herbacée.

L'efficacité des palissades antiérosive se traduit aussi par des dépôts de sédiments à proximité de celles-ci. La granulométrie de ces dépôts est dominée par du sable grossier au vent et par du sable plus fin sous le vent de la palissade exposée à l'Harmattan. Les argiles et les limons sont très faiblement représentés dans ces dépôts mais suivent la même tendance que les sables fins. L'accumulation de particules de diamètre inférieur à 50 μm en association avec la biomasse issue des herbacées a permis un accroissement de la teneur en carbone organique et en azote sous le vent et à proximité de la palissade antiérosive.

Le retour des herbacées au niveau de la dune vive se traduit par la présence en fin de saison des pluies de 13 espèces recensées en 2005, 29 espèces en 2006 et 59 espèces en 2007. Le nombre de familles et l'indice de spécificité biologique suivent la même tendance. La biomasse herbacée sèche produite dépasse par endroit 200 g/m² en 2007.

L'emploi de palissades en branchages de *Leptadenia pyrotechnica* à faible porosité (inférieur à 10 %) et 1,8 m de hauteur s'est révélé être une technique efficace de fixation mécanique des dunes vives en zone semi-aride. Non seulement cette efficacité se maintient en première année jusqu'au-delà de 18 m sous le vent de la palissade exposée aux vents d'Harmattan mais aussi elle se trouve renforcée en deuxième année suite à une reprise relativement abondante de la végétation herbacée spontanée. Elle constitue donc une méthode adéquate pour la restauration du potentiel écologique des dunes dégradées. Cependant, la non pâture au sein des clayonnages est essentielle pour permettre le développement de la végétation herbacée en saison des pluies et son maintien en saison sèche.

Chapitre 8

Conclusions générales et perspectives

8.1 Conclusions générales

Ce travail avait pour objectif d'une part de quantifier l'érosion éolienne en milieu dunaire steppique dans le Damagaram Est et ainsi d'évaluer dans quelle mesure les pâturages contribuent à l'ensablement des cuvettes dans cette zone, et d'autre part d'évaluer l'efficacité d'un dispositif anti-érosif en terme de réduction des flux éoliens et de restauration du potentiel écologique au niveau d'une dune vive. Se basant sur ces objectifs, les conclusions qui découlent de ce travail sont les suivantes :

- La couverture herbacée constitue l'élément le plus important de l'état de surface du sol dunaire à vocation pastorale. Sa dynamique temporelle affecte directement la hauteur de rugosité aérodynamique (Z_0) qui conditionne la vitesse de friction et la vitesse de friction seuil de saltation. Ces deux paramètres sont des paramètres clés pour l'estimation des flux éoliens.
- La pluviométrie est le principal moteur de l'évolution de Z_0 au cours de la saison des pluies alors que l'activité pastorale (broutage, prélèvements pour l'alimentation du bétail) est la cause principale de l'évolution de Z_0 en saison sèche. Une bonne corrélation existe entre la vitesse seuil de soulèvement des particules par le vent et Z_0 . Ainsi une augmentation de Z_0 induit un accroissement de la vitesse seuil de soulèvement des particules du sol.
- La dynamique temporelle de Z_0 en combinaison avec la vitesse du vent induit une dynamique saisonnière marquée des flux éoliens. Contrairement à ce qui avait été rapporté pour les champs cultivés à l'Ouest du Niger où près de 85% des flux éoliens se produisent en saison humide, on observe en milieu steppique une répartition à peu

près égale des flux entre saison sèche et saison humide. On note cependant une quasi absence de flux éoliens entre mi-juillet et janvier-février en raison du fort développement du couvert herbacé pendant cette période.

- Sur base de l'équation de Lettau et Lettau (1978), les pâturages pourraient constituer des zones de déflation potentielles surtout pour les périodes où la couverture herbacée du sol est faible (deuxième moitié de la saison sèche) et au moment des tempêtes observées lors du passage des lignes de grains (première moitié de la saison des pluies). En cas d'exploitation excessive de la biomasse végétale, les sols dunaires à vocation pastorale seraient donc susceptibles de contribuer à la production de sédiments éoliens responsables de l'ensablement des cuvettes dans le Damagaram Est. La validation du modèle n'a cependant pas pu être réalisée étant donné que les flux éoliens mesurés n'étaient pas en équilibre avec les états de surface du pâturage.
- L'incertitude relative sur les masses de sédiments entrant et sortant dans les parcelles calculées par une étude de la propagation des incertitudes varie entre 38 et 76% en fonction de la parcelle et de l'événement. L'incertitude relative moyenne sur le bilan de masse calculé par le modèle « entrée/sortie » en considérant tous les événements des deux parcelles est de 400%, ce qui est très élevée. Plusieurs pistes ont été proposées pour réduire cette incertitude, et en particulier l'utilisation de capteurs ayant une meilleure efficacité, la réduction de l'incertitude sur l'efficacité des capteurs, ainsi que le développement de capteurs capables de mesurer les flux éoliens en continu.
- Le bilan de masse en sédiments au niveau de deux parcelles sur la dune fixée par la végétation à Tchago est globalement positif. Ceci indiquerait d'une part l'existence de sources de sédiments extérieures aux parcelles étudiées, et d'autre part que l'érodibilité du sol au niveau de cette source est plus élevée que celle du pâturage. La source principale de sédiments est vraisemblablement un caoudeyre (zone à horizon B affleurant dépourvue de toute végétation) situé au Sud-Ouest des parcelles. Dans le contexte de cette étude, le pâturage jouerait donc le rôle de piège à sédiment. Cette conclusion doit cependant être considérée avec précaution vu la grande incertitude qui affecte les calculs de bilans de masse. Elle ne peut en aucun cas permettre de conclure de façon générale que les pâturages du Damagaram constituent des zones non-érodibles.
- La comparaison de deux modèles de calcul de bilan de masse (modèle « entrée/sortie » et modèle « érosion/dépôt » basé sur une spatialisée des flux) indique qu'ils conduisent tous deux aux mêmes résultats. Si les résultats du bilan « entrée/sortie » sont entachés d'une grande

incertitude, l'incertitude sur le bilan « érosion/dépôt » est vraisemblablement encore plus grande. Donc, si le but du travail est uniquement la quantification du bilan de masse, le modèle « entrée/sortie » paraît plus approprié car nécessitant moins de point de mesure, faisant appel à une moindre complexité de calcul et moins affecté par l'incertitude. Par contre, si l'objectif visé est de localiser les zones de dépôts et d'érosion au sein d'une parcelle en plus du bilan de masse, le modèle « érosion/dépôt » serait alors une étape obligée.

- La détermination des caractéristiques physiques du sol et des sédiments éoliens indique que les particules de taille comprises entre 100 et 425 μm constituent la tranche granulométrique la mieux représentées et celles de taille inférieure à 50 μm sont les moins présentes. Les masses des différentes classes granulométriques baissent progressivement avec la hauteur. La proportion de limons et argiles augmente globalement au détriment de la proportion de sables avec la hauteur de collecte.
- Les teneurs totales en nutriments (N, P, K) et en carbone organique du sol dunaire sont faibles. Ces quatre éléments sont surtout associés aux particules fines inférieures à 50 μm . Dans les sédiments éoliens, leurs concentrations croissent globalement avec la hauteur à partir de la surface du sol et lorsque la granulométrie des grains diminue. La matière organique est bien humifiée tant au niveau du sol qu'au niveau de sédiments éoliens.
- Compte tenu de la proportion non négligeable de particules fines dans les flux éoliens proche de la surface du sol (5 cm), l'hypothèse d'une densité de flux de nutriments et de carbone nulle à la surface du sol est peu réaliste. La prise en compte des teneurs en nutriments et en carbone organique au niveau de l'horizon de surface du sol dans le calcul des densités de flux éoliens permet de décrire de façon plus réaliste les profils de concentrations en ces éléments. Les densités de flux de masse calculés en suivant cette approche sont supérieures de 7 à 32 % à celles obtenues en faisant l'hypothèse d'un flux de nutriments nul à la surface du sol. Les études ultérieures devraient approfondir ce point en faisant des mesures de flux entre 0 et 5 cm au-dessus du sol.
- Les bilans de masse en nutriments et carbone organique calculés sur base du modèle « entrée/sortie » pour des flux éoliens estimé entre 0 et 1 m sont positifs et proportionnels au flux de sédiments mobilisés. Sur base des événements étudiés en 2006, les quantités totales de carbone organique, d'azote, de phosphore et de potassium déposées au niveau d'une parcelle avec végétation non modifiée sont respectivement de 104, 13, 3 et 35 kg/ha.
- La contribution des flux entre 0,6 et 1 m de hauteur dans l'estimation des flux éoliens pour le calcul du bilan de masse global en éléments chimiques des événements majeurs de 2006 est de 22% pour le

carbone organique, 19% pour l'azote, 30 % pour le phosphore et 17% pour le potassium. La prise en compte de ces flux est donc importante dans le calcul des bilans de masse de nutriments, contrairement au bilan de masse de sédiments. Les études antérieures de bilans de nutriments et de carbone au Sahel qui se limitaient à des hauteurs de maximum 50 cm sous-estimaient donc probablement fortement les bilans réels.

- L'étude sur l'impact de palissades en branchage de *Leptadenia pyrotechnica* à faible porosité (10%) et de 1,8 m de hauteur sur les flux éoliens et le retour de la couverture herbacée a révélé que cette technique est très efficace pour fixer les dunes vives en zone semi-aride. Cette efficacité se traduit par une réduction de plus de 95% des flux éoliens par rapport à ceux enregistrés à 3 m au vent de la première palissade en première année de mise en place et par l'absence de flux mesurables à partir de la seconde année jusqu'au-delà de 18 m de distance par rapport au brise-vent. Cette dernière situation résulte de l'effet combiné du brise-vent et du retour progressif d'une population dense d'herbacées dominée par des graminées.
- Les dépôts de sédiments à proximité de la palissade exposée aux vents d'Harmattan et de mousson sont aussi une illustration de l'efficacité anti-érosive des palissades. La granulométrie de ces dépôts au niveau de la haie exposée à l'Harmattan est dominée par du sable grossier sur le côté au vent et par du sable fin sous le vent de celle-ci. Les limons et argiles, tout comme le carbone organique, l'azote et le potassium, sont très faiblement représentés mais suivent la même tendance que les sables fins.
- La mise en défens et la présence de palissades a permis le retour d'une grande diversité d'espèces herbacées en seulement trois ans, similaire à celle d'une zone témoin non dégradée. Néanmoins la mise en défens totale du site est essentielle pour le développement de la végétation herbacée en saison des pluies et son maintien en saison sèche.

8.2 Perspectives

L'extension spatiale de notre travail était limitée, pour des raisons essentiellement pratiques et financières. De ce fait, les résultats ont une signification avant tout locale. Dans le contexte de cette étude, les parcelles étudiées jouaient globalement le rôle de piège à sédiments provenant en majorité d'un caoudeyre proche des parcelles. Donc, les pâturages constituent un rempart contre l'ensablement en présence de zones fortement dégradées comme les caoudeyres. Par contre, les calculs ont indiqué que les pâturages sont potentiellement en mesure de soutenir des flux éoliens importants. Pour

statuer sur le rôle des pâturages à l'échelle du terroir ou du paysage, il serait utile de mettre en place un dispositif de mesure à une échelle plus vaste et d'effectuer des suivis tout au long de l'année, permettant ainsi d'évaluer plus précisément la contribution des pâturage à l'ensablement des cuvettes à différentes périodes de l'année.

Dans une approche plus globale de dégradation des terres par érosion éolienne, d'autres unités d'occupation du sol devraient également être étudiée dans le Damagaram afin de pouvoir étendre ces premiers résultats à l'ensemble d'un terroir, voire d'une région. On pense en particulier aux parcelles cultivées, mais aussi aux différents faciès de la steppe, en fonction de la densité de la végétation herbacée mais aussi la densité et la composition de la végétation arbustive.

Nous avons établi une relation entre la hauteur de rugosité aérodynamique et la biomasse herbacée totale. Pour une meilleure généralisation de cette relation, il serait utile de suivre sur plusieurs cycles annuels, l'évolution des flux éoliens et du couvert herbacé en relation avec la hauteur de rugosité aérodynamique. Cette relation mériterait surtout d'être affinée pour les faibles valeurs de couvert végétal qui correspondent à des hauteurs de rugosité aérodynamique faibles et qui sont associées en pratique à des périodes de saltation.

L'estimation de l'incertitude relative sur le bilan de masse pour la méthode « érosion/dépôt » doit être effectuée en vue de parfaire la comparaison des deux méthodes de calcul du bilan de masse au niveau parcellaire. Ceci permettrait d'affiner le choix des modèles de bilan de masse.

L'étude de l'efficacité de la mesure antiérosive s'est faite sur une période de quelques mois chaque année en période d'Harmattan. Il serait utile de l'étendre sur toute l'année de façon à pouvoir quantifier l'impact des vents de mousson et d'Harmattan sur les flux éoliens d'une part, et sur l'efficacité des palissades antiérosives d'autre part.

Ayant constaté *de visu* un dépérissement rapide des branchages de *Leptadenia pyrotechnica*, et pour mieux gérer les ressources végétales utilisées dans la fixation de dunes, ressources qui sont parfois rares et précieuses dans les milieux arides et semi-arides, il serait utile de tester d'autres matériaux et techniques de fixation de dunes en vue de dégager les plus appropriées en fonction des contextes. En plus de leur impact sur les flux éoliens, cette étude devrait aussi s'intéresser à l'impact des palissades sur le fonctionnement hydrique des dunes et la transpiration de la végétation qui recolonise les dunes, en vue d'établir la possibilité de survie d'une végétation pérenne.

Dans ce projet, la reprise de la végétation herbacée tant en quantité qu'en biodiversité fut rapide. Sur un dispositif équivalent mis en place à Worro, le retour de la végétation n'a pas eu lieu, malgré la mise en défens. Il conviendrait d'investiguer les raisons de cette différence de comportement entre les deux sites. Cela permettra éventuellement d'établir des recommandations spécifiques à chaque site concernant la nécessité d'un ensemencement d'herbacées pour la stimulation de la restauration écologique. La prise en compte de la structure de

l'horizon de surface de la dune vive constituerait *a priori* un critère important dans la décision.

Vu l'effort consenti pour récupérer les terres dégradées en milieu dunaire, une bonne gestion du potentiel végétal et des terres s'impose. Pour cela, une compréhension de la dynamique des milieux dunaires récupérés à travers un suivi dans le temps de l'évolution de la restauration écologique est nécessaire. Ceci permettrait d'identifier le mode de gestion le plus approprié de la biomasse végétale.

Dans les milieux arides et semi-arides, les méthodes de lutte contre la désertification ont montré leur efficacité parfois mitigée contre ce phénomène à évolution lente et qui désole la nature. Cependant, combattre la désertification nécessite entre autre le franchissement de l'étape qui consiste en une compréhension approfondie des processus impliqués. Le franchissement de cette étape constituera un début de victoire contre ce fléau destructeur des terres agricoles et des pâturages, et créateur de désolation partout où il fait son apparition.

Annexes

Annexe I: Teneurs en nutriments totaux et en carbone organique totale des poussières déposées à Tchago (Nord-Ouest de Gouré) en 2006

Mois	g/ha/jour				
	Poussière	Azote	Carbone	Phosphore	Potassium
Janvier	523,9	1,9	11,1	0,5	6,9
Février	633,5	1,0	11,3	0,4	8,2
Mars	1186,2	3,4	29,2	0,8	13,4
Avril	681,3	1,7	14,8	0,3	5,4
Mai	2392,0	3,8	31,5	1,1	26,5
Juin	3875,5	12,0	90,1	2,5	43,5
Juillet	4004,7	12,4	93,1	2,6	44,9
Août	3875,5	12,0	90,1	2,5	43,5
Septembre	3875,5	17,2	102,7	4,0	52,9
Octobre	4004,7	17,7	106,2	4,2	54,6
Novembre	422,5	2,2	11,8	0,5	4,4
Décembre	726,7	2,7	21,5	0,8	7,6

Annexe II : Ligne de programme Matlab pour la détermination de l'incertitude sur les paramètres de la droite de régression

```

function [da,db,a,b]=erreur(X5,E_X5,Y5,E_Y5)
global G K
%selectionner la première ligne de ma matrice Y (écart-type pour le premier
%capteur à différentes hauteurs).
% X5 abscisse observation
% E_X5 erreur sur X5
% Y5 ordonnée observation
% E_Y5 erreur sur Y5
captY1 = size(Y5,1); %nombre de capteurs dans Y
captY2 = size(Y5,2); %nombre d'observations dans Y
capt2 = size(X5,1); %nombre de capteurs dans X
da=[];
db=[];
a=[];
b=[];
r=1000;
for j=1:captY1;
    y=Y5(j,:);
    if ~isnan(y) % si il y a des valeurs pour le capteur j, on fait les calculs
        E=E_Y5(j,:);
        r=1000;
        G=[];
        for h=1:captY2;
            for i=1:r;
                G(h,i)=normrnd(y(1,h),E(1,h),1,1);
            end
        end
        K=[];
        for h=1:capt2;
            for i=1:r;
                K(h,i)=normrnd(X5(h,1),E_X5(h,1),1,1);
            end
        end
        B=[];
        for i=1:r;
            X_rg=[ones(captY2,1),K(:,i)];
            b=regress(G(:,i),X_rg);
            B(i,1)=b(1,1);
            B(i,2)=b(2,1);
        end
        B_corr=[];
    end
end

```

```

        B_corr(:,1)=exp(B(:,1)); % r valeurs de a
        B_corr(:,2)=B(:,2); % r valeurs de b
        da1(j,1)=std(B_corr(:,1));
        db1(j,1)=std(B_corr(:,2));
        a1(j,:)=B_corr(:,1)';
        b1(j,:)=B_corr(:,2)';
    else % si pas de valeurs pour capteur j, on ne met pas non plus de valeurs
pour da et db
        da1(j,1)=nan;
        db1(j,1)=nan;
        a1(j,:)=ones(size(B_corr(:,1'))).*nan;
        b1(j,:)=ones(size(B_corr(:,2'))).*nan;

    end
end
da=da1;
db=db1;
a=a1;
b=b1;

```

Annexe III: Occupation qualitative des différentes zones en herbacée. 06 et 07 indiquent respectivement la présence en 2006 et en 2007

Famille	Nom latin	Nom local (*)	Bande										
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Témoign
	<i>Andropognon gayanus</i>	Gamba (K)						06	06	06			06
	<i>Aristida adscensionis</i>	Kalawu (K)	06/07	06	06	06	06	06	06	06	06/07	06/07	06
	<i>Aristida funiculata</i>	Kalawu (K)	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07
	<i>Aristida stipoides</i>	Nali (K)			06	06	06	06	06	06			06
	<i>Aristida mutabilis</i>	Kalawu (K)	06/07	06/07	06	06	06	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07
	<i>Cenchrus biflorus</i>	Karangya (H)	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07
	<i>Cenchrus picuiri</i>	Karangya Kura (H)	06/07	07	07	07	06/07	06/07	06/07	06/07	07	07	06/07
	<i>Choris plicuiri</i>	Garago (K)	07	07	06/07	06/07	07	06/07	06/07	06/07	07	07	06/07
	<i>Choris virgata</i>	Garago (K)	07	07	07	07	06/07	06/07	06/07	06/07	07	07	06/07
	<i>Crotalaria Arenaria</i>	Tontorwa (K)			06	06	06	06	06	06			06
	<i>Crotalaria Atorubens</i>	Gedal Waky (K)			06	06	06	06	06	06			06
	<i>Crotalaria macrolyx</i>	Dungu musa (K)			06	06	06	06	06	06			06
	<i>Dactyloctenium aegyptium</i>	Gudé gudé (K)	06/07	06/07	07	07	06/07	07	07	07	06/07	06/07	06/07
	<i>Digitaria gayana</i>	Gaddyi (K)	06	06	06	06	06	06	06	06	06	06	06
	<i>Digitaria horizontalis</i>	Gaddyi (K)	06	06	06	06	06	06	06	06	06	06	06
	<i>Eragrostis pilosa</i>	Kanda (K)	07	07	07	07	07	07	07	07	07	07	06/07
	<i>Eragrostis tremula</i>	Balata (K)	07	07	07	07	07	07	07	07	07	07	06/07
	<i>Eragrostis atrovirens</i>	Kanar (K)					06	06	06	06			06
	<i>Hyparrhenia dissoluta</i>	Kutum-bale (K)					06	06	06	06			06
	<i>Pammophilus sahelienis</i>	N'garwo (K)	06/07		07			06	06	06	06	06	06/07
	Gramineae	<i>Pupalia Lappacea</i>	Karangya Kusa (H)		06	06	06	06	06	06	06		
<i>Schwachyrium exile</i>		Kalwu Kine (K)					06	06	06	06			06
<i>Schoenefeldia gracilis</i>		Budu (K)	06	06	06	06	06	06	06	06	06	06	06
<i>Sporobolus festivus</i>		Kanar (K)											06
<i>Tripogon minimus</i>		Karangya Kcéri (H)		06				06	06	06			06
	<i>Vetiveria nigriflora</i>	Khavia (K)	07	07	07	07	07	06/07	06/07	06/07	07	07	06/07

	<i>Alysicarpus ovalifolius</i>	Gadagi (K)	07	07	07	07	07	07	06/07	06/07	07	07	06/07
	<i>Indigofera Astragalina</i>	Dala dunowa (K)							06	06			06
	<i>Indigofera microcarpa</i>	Marunguwa (K)	07	07	07	07	07	07	06/07	06			06/07
Papilionaceae	<i>Indigofera secudiflora</i>	Nyanyan-rehi (K)						07	06/07	06/07	07		06/07
	<i>Tephrosia obcordata</i>	Kany (K)							06	06			06
Boraginaceae	<i>Cordia sinensis</i>	Kabula (K)	07	07	07	07	07	07	07	07	07	07	06/07
	<i>Ipomoea batatas</i>	Dangary (K)	07	07	07	07	07	07	07	07	07	07	06/07
	<i>Evolvulus alsinoides</i>	Tahye malam (K)		06					07				07
Convolvulaceae	<i>Ipomoea kotschyana</i>	Tattâr (K)	07	07	07	07	07	07	07	07	07	07	06/07
	<i>Leptadenia arborea</i>	Turû(K)			07	07	07	07	06/07	06/07	07	07	06/07
	<i>Leptadenia hastata</i>	Yadya (K)							06	06			06/07
Asclepiadaceae	<i>Pergularia tomentosa</i>	Kulguwu (K)	07	07	07	07	07	07	06/07	06/07	07	07	06/07
	<i>Barleria hochstetteri</i>	Gaddayi (K)							06	06			06
Acanthaceae	<i>Peristrophe bilcayculata</i>	Nyanyan-varihî (K)						07	07	07	06/07	07	06/07
	<i>Rottboellia patula</i>	Morla (K)							06	06			06
	<i>Aerva javanica</i>	Argammi (K)											06
	<i>Amaranthus gracizans</i>	Gesca (H)	07	07									06
	<i>Amaranthus spinosus</i>	Rukubu (K)			07	07	07	07	07	07	07	07	06/07
	<i>Andropogon gayanus</i>	Gamba (H)			07	07							06/07
Amaranthaceae	<i>Punica lappacea</i>	Gobi bultu (K)											06
	<i>Cyperus alopecuroides</i>	Jiji (K)							06	06			06
Cyperaceae	<i>Cyperus rotundus</i>	Jiji (K)							06	06			06
Rosaceae	<i>Neurada procumbens</i>	Souno târwunave (K)	07	06/07	07	07	07	07	06/07	06/07	07	07	06/07
	<i>Commelina benghalensis</i>	Balasa (H)	07	07	07	07	07	07	06/07	06/07	07	07	06/07
Commelinaceae	<i>Commelina forskalaei</i>	Balasa (H)	07	07	07	07	07	07	06/07	06/07	07	07	06/07
Capparidaceae	<i>Capparis decidua</i>	Tchiarbunn (H)							06	06			06
Tiliaceae	<i>Corchorus tridens</i>	Malohia (H)	06	06/07	07			07	06/07	06	06	06	06/07
Combretaceae	<i>Triumfetta pendandra</i>	Kaska diewu (H)							06	06			06

	Combretum micrathum	Gieza (H)		07						06							06/07
	Citrullus colocynthis	Guna (H)		07						06/07							06/07
	Citrullus lanatus	Guna (H)	07	07	07	07	07	07	07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07
Cucurbitacée	Coccinia grandis	Tukko (K)	07	07	07	07	07	07	07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07
	Cucumis melo	Tukko (K)	07	07	07	07	07	07	07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07
Aizoacée	Trianthema procumbens	Birma (K)	07	06/07	07	07	07	07	07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07
Liliacée	Dipcadi ssp	Kulo Kulo (K)								06	06	06	06	06	06	06	06
07ygophyllacée	Tribulus terrestris	Kavey (K)	07	07	07	07	07	07	07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07
Menispermacée	Trinospora bakis	Karioito (K)								06	06	06	06	06	06	06	06
Salpiniacée	Cassia italica	Hillesko (K)	07	07	07	07	07	07	07	06	06	06	06	06	06	06	06
Molluginacée	Mollugo cerviana	Chachatao (K)			06					06	06/07	06	06/07	07	07	06/07	06/07
	Cassia singueana	Rummbu (K)			06					06	06	06	06	06	06	06	06
Caesalpinacée	Cassia torra	Tabassa (H)			06					06	06	06	06	06	06	06	06
	Chrozophora brochiana	Danaigi (K)	07	07	07	07	07	07	07	06	06	06	06	06	06	06/07	06/07
	Euphorbia forskallii	Non'n kurtchia (H)	07	07	06/07	06/07	06/07	06	06	06/07	06/07	06/07	06/07	06	06	06	06
Euphorbiacée	Ricinus communis	Kumbi (K)			06					06	06	06	06	06	06	06	06
	Cyperus sp	Iji (K)	07	07	07	07	07	07	07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07
Cyperacée	Fimbristylis spp	Gém'n Kusu (H)	07	07	07	07	07	07	07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07
Polygalacée	Polygale erioptera	Kahi malam (H)		06						06	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07	06/07

* H = Haoussa, K = Kanouri.

References

- Ambouta, J.M.K., Tidjani, A.D., 2006. Typologie des cuvettes et bas-fonds et possibilité d'exploitation agricole et de valorisation. Division des statistiques et de la cartographie forestière, Ministère de l'environnement et de la lutte contre la désertification, PNUD - PLECO, 35.
- Bagnold, R.A., 1941. The physics of blown sand and desert dunes. Chapman and Hall, London 256.
- Banzhaf, J., Leihner, D.E., Buerkert, A., Serafini, P.G., 1992. Soil Tillage and Windbreak Effects on Millet and Cowpea .1. Wind-Speed, Evaporation, and Wind Erosion. *Agronomy Journal* 84, 1056-1060.
- Bielders, C.L., Michels, K., Rajot, J.L., 2000. On-Farm Evaluation of Ridging and Residue Management Practices to Reduce Wind Erosion in Niger. *Soil Science Society of America Journal* 64, 1776-1785.
- Bielders, C.L., Rajot, J.L., Amadou, M., 2002. Transport of Soil and Nutrients by Wind in Bush Fallow Land and Traditionally Managed Cultivated Fields in the Sahel. *Geoderma* 109, 19-39.
- Bielders, C.L., Rajot, J.-L., Michels, K., 2004. L'érosion éolienne dans le Sahel nigérien: influence des pratiques culturelles actuelles et méthodes de lutte. *Sécheresse* 15 (1), 19-32.
- Bielders, C.L., Vrieling, A., Rajot, J.-L., Skidmore, E., 2001. On-farm evaluation of field-scale soil losses by wind erosion under traditional management in the Sahel. *Soil erosion research for the 21st century*, 3-5 janvier 2001. 494-497.
- Blumberg, D.G., Greeley, R., Field studies of aerodynamic roughness length. *Journal of Arid Environments* 25[1], 39-48. 1993.
- Brenner, A.J., Jarvis, P.G., Vandenbeldt, R.J., 1995. Windbreak-Crop Interactions in the Sahel .1. Dependence of Shelter on Field Conditions. *Agricultural and Forest Meteorology* 75, 215-234.
- Breuil, P., Di Benedetto, D., 2000. Incertitudes de mesure en instrumentation - Etalonnage. Note de cours. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne. <http://lms3.epfl.ch/students/Incertitudes.pdf>.
- Buerkert, A., Lamers, J.P.A., 1999. Soil erosion and deposition effects on surface characteristics and pearl millet growth in the West African Sahel. *Plant soil* 215, 239-253.
- Buerkert, B., Banzahaf, J., Buerkert, A., Leihner, D.E., 1996. Effets of natural savannah windbreaks and soil ridging on wind erosion and growth of cowpea and millet. In "Buerkert, B. //Allison, B. E.//von Oppen, M."; *Wind erosion in Niger*; Kluwer Academic Publishers 87-104.

- Chappell, A., 1998. Using Remote Sensing and Geostatistics to Map Cs-137-Derived Net Soil Flux in South-West Niger. *Journal of Arid Environments* 39, 441-455.
- Chepil, W.S., 1945. Dynamics of wind erosion: I Nature and movement of soil by wind. *Soil Sciences* 60, 305-320.
- CNEDD, 2005. Programme d'action nationale de lutte contre la désertification et de gestion des ressources naturelles (PAN-LCD/GRN). Conseil national de l'environnement pour un développement durable, République du Niger. 80.
- Cooke, R., Warren, A., Goudie, A., 1996. Desert geomorphology. UCL press, London 526.
- De Fabregues, Lexique des plantes du Niger. INRAN, B.P., 1979, 156.
- Edmond, B., Sidikou, A.H., 1980. Atlas du Niger. Editions Jeune Afrique p 64.
- Eltrop, L., Allison, B.E., Lamers, J.P.A., Michels, K., 1996. Effets of planted windbreaks on wind erosion and millet growth, and biomass production of windbreaks. *Wind Erosion in Niger*; Kluwer Academic Publishers 105-122.
- Fryrear, D.W., Stout, J.E., Hagen, L.J., Vories, E.D., 1991. Wind Erosion - Field Measurement and Analysis. *Transactions of the Asae* 34, 155-160.
- Gao, Q., Ci, L., Yu, M., 2002. Modeling Wind and Water Erosion in Northern China Under Climate and Land Use Changes. *Journal of Soil and Water Conservation* 57, 46-55.
- Gavaud, M., 1977. Les grands traits de la pédogenèse au Niger méridional. *Travaux et documents de l'ORSTOM*, Paris, 76, 102.
- Gavaud, M., Boucquier, G., 1964. Etude pédologique du Niger oriental (tome II). ORSTOM 347.
- Gaëlle, G., 2004. Recharge et Paléorecharge d'une nappe libre en milieu sahélien (Niger oriental) : approches géochimique et hydrodynamique. Thèse de doctorat, Université Paris Sud, 190.
- Goossens, D., Offer, Z., London, G., 2000. Wind Tunnel and Field Calibration of Five Aeolian Sand Traps. *Geomorphology* 35, 233-252.
- Goovaerts, P., 1997. Geostatistics for natural resources evaluation. Oxford University Press, New York 487.
- Guyot, G., 1977. Les effets aérodynamiques des brises-vent. *Proclim E* 3, Tome 8, 137-188.
- INS, 2007. Le Niger en chiffre. Institut national des statistiques, Niger.
- Jahiel, M., 1998. Rôle du palmier dattier dans la sécurisation foncière et alimentaire au sud-est du Niger. *Sécheresse* 2 (9), 167-174.
- Kanembou, L., 2006. Processus d'ensablement des cuvettes dans la région de Gouré, et suivi de la dynamique par télédétection. Mémoire de maîtrise de géographie; Faculté des lettres et sciences humaines; Université Abdou Moumouni de Niamey p132.
- Karimoune, S., 1994. Contribution à l'étude géomorphologique de la région de Zinder (Niger) et analyse par télédétection de l'évolution de la

désertification. Thèse de doctorat en sciences géographiques, Faculté des sciences Université de Liège 350.

- Lebel, T., Le Barbe, L., Diedhiou, A., Amani, A., 2003. The West African monsoon cycle. Contribution to Exchanges. Newsletter of the climate Variability and Predictability Programme 27, 1-3.
- Lettau, H.H., Lettau, K., 1978. Exploring the world's driest climate. Madison, Wisconsin: Institute of Environmental Studies, University of Wisconsin, Madison, Wisconsin 110-147.
- Leys, J.F., McTainsh, G.H., 1996. Sediment Fluxes and Particle Grain-Size Characteristics of Wind-Eroded Sediments in Southeastern Australia. *Earth Surface Processes and Landforms* 21, 661-671.
- Li, X.R., Xiao, H.L., Zhang, J.G., Wang, X.P., 2004. Long-Term Ecosystem Effects of Sand-Binding Vegetation in the Tengger Desert, Northern China. *Restoration Ecology* 12, 376-390.
- Mainguet, M., 1995. *L'homme et la sécheresse*. Masson, Paris.
- Mainguet, M., Chemin, M.C., 1978. Localisation d'une unité écologique expérimentale dans la région de Maradi (Niger): Précipitations et vents dans le Sahel de la république du Niger et étude des variations dues à une crise climatique (1968-1973). Rapport 4, ACC-Lutte contre les effets de l'aridité.
- Martcorena, B., Bergametti, G., 1995. Modeling the Atmospheric Dust Cycle .1. Design of a Soil-Derived Dust Emission Scheme. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 100, 16415-16430.
- Martcorena, B., Bergametti, G., Gillette, D., Belnap, J., 1997. Factors Controlling Threshold Friction Velocity in Semiarid and Arid Areas of the United States. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 102, 23277-23287.
- Martcorena, B., Kardous, M., Bergametti, G., Callot, Y., Chazette, P., Khatteli, H., Le Hegarat-Masclé, S., Maille, M., Rajot, J.L., Vidal-Madjar, D., Zribi, M., 2007. Surface and Aerodynamic Roughness in Arid and Semiarid Areas and Their Relation to Radar Backscatter Coefficient. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface* 111, 13-35.
- Michels, K., 1994. *Wind Erosion in the Southern Sahelian Zone; Extent, Control, and Effects on Millet Production*. Verlag Ulrich E. Grauer, Stuttgart 99.
- Michels, K., Bielders, C.L., 2006. Pearl Millet Growth on an Erosion-Affected Soil in the Sahel. *Experimental Agriculture* 42, 1-17.
- Michels, K., Lamers, J.P.A., Buerkert, A., 1998. Effects of Windbreak Species and Mulching on Wind Erosion and Millet Yield in the Sahel. *Experimental Agriculture* 34, 449-464.
- Michels, K., Sivakumar, M.V.K., Allison, B.E., 1995. Wind Erosion Control Using Crop Residue .1. Effects on Soil Flux and Soil Properties. *Field Crops Research* 40, 101-110.

- Middleton, N., Thomas, D., 1997. World Atlas of desertification. 2nd edition, United Nations Environment Programme. 182.
- Morgan, R.P.C., 1995. Soil Erosion and conservation. Longman, second edition 198.
- Ozer, P., 2001. Les lithométéores en région sahélienne: un indicateur climatique de la désertification. *Revue internationale d'écologie et de géographie tropical* 24, 1-317.
- Ozer, P., Bodart, C., Tychon, B., 2005. Analyse climatique de la région de Gouré, Niger oriental: récentes modifications et impacts environnementaux. *Cybergeog: Revue européenne de géographie* 308, 1-24.
- Ozer, P., Erpicum, M., 1995. Méthodologie pour une meilleure représentation spatio-temporelle des fluctuations pluviométriques observées au Niger depuis 1905. *Sécheresse* 6, 103-108.
- Qiu, G.Y., Lee, I.B., Shimizu, H., Gao, Y., Ding, G.D., 2004. Principles of Sand Dune Fixation With Straw Checkerboard Technology and Its Effects on the Environment. *Journal of Arid Environments* 56, 449-464.
- Rajot, J.L., 2001. Wind Blown Sediment Mass Budget of Sahelian Village Land Units in Niger. *Bulletin de la Societe Geologique de France* 172, 523-531.
- Ramade, F., 2001. *Elément d'Ecologie Fondamentale*. Edition Mcgraw-Hill 408.
- RGP, 1977. Recensement Général de la Population. INS.
- RGP, 1988. Recensement Général de la Population. INS.
- RGP, 2001. Recensement Général de la Population. INS.
- Roose, E., 1994. Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols. FAO N° 70.
- Shao, Y., 2000. Physics and Modelling of wind erosion. Atmospheric and Oceanographic sciences, Library. Kluwer academic publisher 128.
- Shao, Y., Raupach, M.R., 1993. Effect of Saltation Bombardment on the Entrainment of Dust by Wind. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 98, 12719-12726.
- Sharp, R.P., 1964. Wind-driven sand in Coachella Valley, California. *Geological Society of America Bulletin* 75, 785-804.
- Sivakumar, M.V.K., Michels, K., 1996. Climate of Niger. in : Buerkert, A. C./Allison, B. E./von Oppen, M. "Wind Erosion in Niger, Implications and Control Measures in a Millet-based Farming system" 3-22.
- Skidmore, E.L., Hagen, J.L., 1977. Reducing wind erosion with barriers. *Transactions of the Asae* 20, 911-915.
- Sterk, G., 1994. Wind erosion research and modeling in the USA. Sahelian wind erosion research project. Report V, Wageningen Agricultural University 16.

- Sterk, G., 1997. Wind erosion in the Sahelian zone of Niger: Processes, models, and control techniques. Thèse, Erosion and Soil et Water Conservation Group, Wageningen Agric. Univ., Wageningen, Pays-Bas 151.
- Sterk, G., Herrmann, L., Bationo, A., 1996. Wind-Blown Nutrient Transport and Soil Productivity Changes in Southwest Niger. *Land Degradation et Development* 7, 325-335.
- Sterk, G., Jacobs, A.F.G., Van Boxel, J.H., 1998. Effect of Turbulent Flow Structures on Saltation Sand Transport in the Atmospheric Boundary Layer. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 877-887.
- Sterk, G., Raats, P.A.C., 1996. Comparison of Models Describing the Vertical Distribution of Wind-Eroded Sediment. *Soil Science Society of America Journal* 60, 1914-1919.
- Sterk, G., Stein, A., 1997. Mapping Wind-Blown Mass Transport by Modeling Variability in Space and Time. *Soil Science Society of America Journal* 61, 232-239.
- Stolte, J., 2003. effects of land use and infiltration behavior on soil conservation strategy. PhD Thesis, Wageningen university, Netherlands.
- Tibke, G., 1988. Basic Principles of Wind Erosion Control. *Agriculture Ecosystems et Environment* 22-3, 103-122.
- Tidjani, A.A., 2006. Apport de la télédétection dans l'étude de la dynamique environnementale de la région de Tchago (Nord-ouest de Gouré, Niger). DEA en Science, Faculté des Sciences géographiques, Université de Liège, 88.
- Toudjani, Z., Guero, M., 2006. Analyse diagnostique détaillée de la zone d'intervention du PLECO. Cartographie de la situation d'ensablement. Division des statistiques et de la cartographie forestière, Ministère de l'environnement et de la lutte contre la désertification, PNUD - PLECO, 66.
- Van Eimern, J., Karschon, R., Razumova, L.A., Robertson, G.W., 1964. Windbreaks and shelterbelts. WMO Technical Note 59, 188.
- Visser, S.M., Sterk, G., Snepvangers, J., 2004. Spatial Variation in Wind-Blown Sediment Transport in Geomorphic Units in Northern Burkina Faso Using Geostatistical Mapping. *Geoderma* 120, 95-107.
- Visser, S.M., Stroosnijder, L., Chardon, W.J., 2005. Nutrient Losses by Wind and Water Measurements and Modelling. *Catena* 63, 1-22.
- Webster, R., Olivier, M.A., 1992. Sample adequately to estimate variograms of soils properties. *Journal of Soil science* 43, 177-192.
- Zhang, C.L., Zou, X.Y., Gong, J.R., Lui, L.Y., Liu, Y.Z., 2004. Aerodynamic roughness of cultivated soil and its influences on soil erosion by wind in a wind tunnel. *Soil and Tillage Research* 75, 53-59.
- Zobeck, T.M., Fryrear, D.W., 1986. Chemical and Physical Characteristics of Windblown Sediment .1. Quantities and Physical Characteristics. *Transactions of the Asae* 29, 1032-1036.



Né le 1^{er} juillet 1970 à Bouza (Taboua/Niger), Tidjani Adamou Didier a fait ses études primaires à l'école mission de Niamey et secondaires respectivement au Collège d'enseignement secondaire (CEG2) et au Lycée Issa Korombé (LIK) de Niamey entre 1977 et 1991. Ce périple est sanctionné en 1991 par l'obtention du Baccalauréat en mathématique et sciences naturelles. Après ce diplôme, il rentre en 1992 à la Faculté des Sciences de l'Université de Tunis 2 (Tunisie) où il obtient respectivement un diplôme universitaire d'étude scientifique (1994) et une maîtrise en sciences naturelles (1996). Il s'inscrit en troisième cycle dans la même faculté et obtient en 1998 un diplôme d'études approfondies en géologie appliquée à l'environnement (Option Pédologie). Durant ce DEA il a abordé la question de la pollution par les métaux lourds des sols agricoles de Tunisie. De retour au Niger en 1999, il a été employé dans les départements de sols respectivement l'Institut National de Recherche Agronomique (INRAN) comme Appelé de Service Civique National entre 1999 et 2001 et à la Faculté d'Agronomie (FA) de l'Université Abdou Moumouni de Niamey (UAM) comme assistant vacataire de 2002 à 2003. En Novembre 2003, il entame son doctorat en sciences agronomiques et ingénierie biologique précédé d'un Diplôme d'Etudes approfondies à la Faculté d'ingénierie biologique agronomique et environnementale de l'Université Catholique de Louvain (UCL) qu'il soutient le 22 avril 2008.