

Université de Montréal

DÉVELOPPEMENT D'UN INDICE DE VULNÉRABILITÉ À L'ÉROSION
ÉOLIENNE À PARTIR D'IMAGES SATELLITALES, DANS LE BASSIN
ARACHIDIER DU SÉNÉGAL : cas de la région de Thiès.

par

Robert CISSOKHO

Département de Géographie
Faculté des arts et sciences

Thèse présentée à la Faculté des arts et sciences
en vue de l'obtention du grade de Docteur
en Géographie

Juillet, 2011

© Cissokho, 2011

Université de Montréal
Faculté des études supérieures et postdoctorales

Cette thèse intitulée :

DÉVELOPPEMENT D'UN INDICE DE VULNÉRABILITÉ À L'ÉROSION
ÉOLIENNE À PARTIR D'IMAGES SATELLITALES, DANS LE BASSIN
ARACHIDIER DU SÉNÉGAL : cas de la région de THIÈS.

Présentée par :
Robert CISSOKHO

a été évaluée par un jury composé des personnes suivantes :

André ROY, président-rapporteur
François CAVAYAS, directeur de recherche
Daniel FORTIER, membre du jury
Charles BIELDERS, examinateur externe
Sébastien SAUVÉ, représentant du doyen de la FES

SOMMAIRE

L'érosion éolienne est un problème environnemental parmi les plus sévères dans les régions arides, semi-arides et les régions sèches sub-humides de la planète. L'érosion des sols accélérée par le vent provoque des dommages à la fois localement et régionalement. Sur le plan local, elle cause la baisse des nutriments par la mobilisation des particules les plus fines et de la matière organique. Cette mobilisation est une des causes de perte de fertilité des sols avec comme conséquence, une chute de la productivité agricole et une réduction de la profondeur de la partie arable. Sur le plan régional, les tempêtes de poussières soulevées par le vent ont un impact non négligeable sur la santé des populations, et la déposition des particules affecte les équipements hydrauliques tels que les canaux à ciel ouvert ainsi que les infrastructures notamment de transport.

Dans les régions où les sols sont fréquemment soumis à l'érosion éolienne, les besoins pour des études qui visent à caractériser spatialement les sols selon leur degré de vulnérabilité sont grands. On n'a qu'à penser aux autorités administratives qui doivent décider des mesures à prendre pour préserver et conserver les potentialités agropédologiques des sols, souvent avec des ressources financières modestes mises à leur disposition. Or, dans certaines de ces régions, comme notre territoire d'étude, la région de Thiès au Sénégal, ces études font défaut. En effet, les quelques études effectuées dans cette région ou dans des contextes géographiques similaires ont un caractère plutôt local et les approches suivies (modèles de pertes des sols) nécessitent un nombre substantiel de données pour saisir la variabilité spatiale de la dynamique des facteurs qui interviennent dans le processus de l'érosion éolienne. La disponibilité de ces données est particulièrement problématique dans les pays en voie de développement, à cause de la pauvreté en infrastructures et des problèmes de ressources pour le monitoring continu des variables environnementales.

L'approche mise de l'avant dans cette recherche vise à combler cette lacune en recourant principalement à l'imagerie satellitale, et plus particulièrement celle provenant des satellites Landsat-5 et Landsat-7. Les images Landsat couvrent la presque totalité de la zone optique du spectre exploitable par télédétection (visible, proche infrarouge, infrarouge moyen et thermique) à des résolutions relativement fines (quelques dizaines de mètres). Elles permettant ainsi d'étudier la distribution spatiale des niveaux de vulnérabilité des sols avec un niveau de détails beaucoup plus fin que celui obtenu avec des images souvent utilisées dans des études environnementales telles que AVHRR de la série de satellites NOAA (résolution kilométrique). De plus, l'archive complet des images Landsat-5 et Landsat-7 couvrant une période de plus de 20 ans est aujourd'hui facilement accessible.

Parmi les paramètres utilisés dans les modèles d'érosion éolienne, nous avons identifiés ceux qui sont estimables par l'imagerie satellitale soit directement (exemple, fraction du couvert végétal) soit indirectement (exemple, caractérisation des sols par leur niveau d'érodabilité). En exploitant aussi le peu de données disponibles dans la région (données climatiques, carte morphopédologique) nous avons élaboré une base de données décrivant l'état des lieux dans la période de 1988 à 2002 et ce, selon les deux saisons caractéristiques de la région : la saison des pluies et la saison sèche. Ces données par date d'acquisition des images Landsat utilisées ont été considérées comme des intrants (critères) dans un modèle empirique que nous avons élaboré en modulant l'impact de chacun des critères (poids et scores). À l'aide de ce modèle, nous avons créé des cartes montrant les degrés de vulnérabilité dans la région à l'étude, et ce par date d'acquisition des images Landsat. Suite à une série de tests pour valider la cohérence interne du modèle, nous avons analysé nos cartes afin de conclure sur la dynamique du processus pendant la période d'étude.

Nos principales conclusions sont les suivantes : 1) le modèle élaboré montre une bonne cohérence interne et est sensible aux variations spatiotemporelles des facteurs pris en considération 2); tel qu'attendu, parmi les facteurs utilisés pour expliquer la vulnérabilité des sols, la végétation vivante et l'érodabilité sont les plus importants ; 3) ces deux facteurs présentent une variation importante intra et inter-saisonnière de sorte qu'il est difficile de dégager des tendances à long terme bien que certaines parties du territoire (Nord et Est)

aient des indices de vulnérabilité forts, peu importe la saison ; 4) l'analyse diachronique des cartes des indices de vulnérabilité confirme le caractère saisonnier des niveaux de vulnérabilité dans la mesure où les superficies occupées par les faibles niveaux de vulnérabilité augmentent en saison des pluies, donc lorsque l'humidité surfacique et la végétation active notamment sont importantes, et décroissent en saison sèche ; 5) la susceptibilité, c'est-à-dire l'impact du vent sur la vulnérabilité est d'autant plus forte que la vitesse du vent est élevée et que la vulnérabilité est forte. Sur les zones où la vulnérabilité est faible, les vitesses de vent élevées ont moins d'impact.

Dans notre étude, nous avons aussi inclus une analyse comparative entre les facteurs extraits des images Landsat et celles des images hyperspectrales du satellite expérimental HYPERION. Bien que la résolution spatiale de ces images soit similaire à celle de Landsat, les résultats obtenus à partir des images HYPERION révèlent un niveau de détail supérieur grâce à la résolution spectrale de ce capteur permettant de mieux choisir les bandes spectrales qui réagissent le plus avec le facteur étudié. Cette étude comparative démontre que dans un futur rapproché, l'amélioration de l'accessibilité à ce type d'images permettra de raffiner davantage le calcul de l'indice de vulnérabilité par notre modèle. En attendant cette possibilité, on peut se contenter de l'imagerie Landsat qui offre un support d'informations permettant tout de même d'évaluer le niveau de fragilisation des sols par l'action du vent et par la dynamique des caractéristiques des facteurs telles que la couverture végétale aussi bien vivante que sénescente.

Mots-clés : érosion éolienne, images satellitales, modélisation, indice de vulnérabilité des sols.

Abstract

Wind erosion is an environmental issue among the most critical one in arid, semi-arid and dry sub-humid regions of the planet. Soil erosion accelerated by the wind action causes damages both locally and regionally. Locally, wind erosion decreases the soil nutrients by the mobilization of finer particles and organic matter. This mobilization is one of the causes of lost of soil fertility with lead to the drop in agricultural productivity and to the reduction of the topsoil depth. Regionally, dust storms raised by the wind have a significant impact on population health and infrastructure because of particles deposition.

In areas where soils are frequently submitted to wind aggressions, studies are urgently required in order to spatially characterize the soils according to their degree of vulnerability. Such characterization is important for many reasons, especially for administrative authorities who must decide what action to undertake in order to preserve and conserve the agricultural potentialities of soils, often with limited financial resources available. However, in some regions, as in our study area, the region of Thiès in Senegal, such studies are lacking. In fact, in regions where soil erosion is active, the studies undertaken are much localized because of their approaches (soil erosion models) which require a substantial amount of data for short intervals of time to "capture" the spatial variability of the dynamics of the factors involved in the process of wind erosion. The availability of these data at a regional level is particularly problematic in developing countries because infrastructures and resources to support continuous monitoring of environmental variables are not always available.

The approach in this research aims to fill this gap, mainly through satellite imagery and more particularly those provided by Landsat-5 and Landsat-7. Landsat images cover almost the entire optical spectrum (visible, near/mid/thermal infrared) at resolutions which allow to characterize spatially the soils, according to their vulnerability at a finer level (decametric resolution) than what is possible with satellite imagery often used in environmental studies (AVHRR images from the NOAA satellite series) with a kilometric resolution. In addition,

the full archive of Landsat-5 and -7 covering more than 20 years is now easily accessible. This is an undeniable asset in order to study the dynamics of the process affecting soils vulnerability to wind erosion.

Taking into account the parameters used in wind erosion models (climate, soil, vegetation), we have identified those we can estimate from satellite imagery either directly (e.g. fractional vegetation cover) or indirectly (e.g. characterization of soils by their degree of degradation). Using Landsat images acquired during to the two seasons of the region (rainy and dry season) as well as climatic data and the existing low scale soil map of the region, we developed a database describing the environmental conditions from 1988 to 2002. These data were then considered as inputs (criteria) in an empirical model we made, by modulating the impact of each criterion (weight and score). By this model, we created maps showing the degree of vulnerability (vulnerability index) of the region by date according to Landsat image acquisition date. Several tests are done to validate the internal consistency of the model. To evaluate the dynamic of the erosion process for the period we studied, we have compared our maps.

Our principal conclusions are as follows: 1) the proposed model has a good internal consistency and is sensitive to spatial and temporal variation of the factors taken into consideration; 2) as expected, among the factors used to explain soil vulnerability, erodibility and fractional green vegetation cover are the most important; 3) these two factors present a high intra and inter-season variation so that it is difficult to bring out long term trends even if some parts of the territory (North and East) have high vulnerability indices regardless of season; 4) the diachronic analysis of vulnerability index maps shows seasonal trend because areas with low vulnerability indices are increasing in rainy season, when the surface moisture is higher and vegetation is particularly active, and significantly decrease in dry season; 5) as expected, susceptibility, or the impact of wind on vulnerability, is stronger when the wind speed is high and vulnerability is high. In areas where vulnerability is low, an increase in wind speed has less impact.

In our study we have also included a comparative analysis of some factors derived from Landsat images and from the hyperspectral sensor of the experimental satellite HYPERION. Even if spatial resolution of the images provided by both sensors is similar, the accuracy of factors extracted from the hyperspectral images is definitely higher. This is due to the spectral resolution of the sensor which permits the selection of appropriate bands with the highest level of interaction with the factor of interest. This comparative study shows that in the near future, the accessibility to this type of images will improve the calculation of the index of vulnerability by our model. For now, Landsat imagery provides very interesting information to monitor the process of soil erosion by wind.

Keywords: wind erosion, satellite imagery, multicriteria modeling, soils vulnerability index

Table des matières

CHAPITRE I : L'ÉROSION ÉOLIENNE ET SA MODÉLISATION.....	10
I.1 LE PROCESSUS D'ÉROSION ÉOLIENNE.....	10
I.2 ÉVÉNEMENTS ET VARIATIONS SPATIO-TEMPORELLES.....	11
I.3 FACTEURS À L'ORIGINE DE L'ÉROSION ÉOLIENNE.....	12
I.3.1 CLIMAT.....	13
I.3.2 SOLS.....	14
I.3.3 VÉGÉTATION.....	15
I.3.4 MORPHOLOGIE.....	15
I.3.5 ACTIVITÉS HUMAINES.....	16
I.4 MODÉLISATION DU PROCESSUS D'ÉROSION.....	18
I.4.1 Exemple de calcul des paramètres d'un modèle : le RWEQ.....	20
I.4.1.1 Climat.....	22
I.4.1.2 Sols.....	23
I.4.1.3 Végétation vivante.....	24
I.4.1.4 Morphologie.....	25
I.4.1.5 Activités anthropiques.....	26
RÉSUMÉ.....	27
CHAPITRE II : LA VULNÉRABILITÉ À L'ÉROSION ÉOLIENNE : ÉVALUATION ET CARTOGRAPHIE.....	28
II.1 DÉFINITION.....	28
II.2 MÉTHODES D'ÉVALUATION ET DE CARTOGRAPHIE.....	29
II.2.1. RÉGIONALISATION DES MODÈLES DE PERTE DE SOLS.....	29
II.2.2 MODÈLES EXPERTS.....	31
II.2.3 AUTRES APPROCHES.....	36
II.3 DISCUSSION SUR LES DIFFÉRENTES APPROCHES.....	39
CONCLUSION PARTIELLE.....	41
CHAPITRE III : APPORT DE LA TÉLÉDÉTECTION.....	42
III.1 INTRODUCTION.....	42
III.2 L'HUMIDITÉ DU SOL.....	43

III.2.1 L'HUMIDITÉ DES SOLS DU BASSIN ARACHIDIER	44
III.3 FACTEURS PÉDOLOGIQUES.....	48
III.4 COUVERT VÉGÉTAL	53
III.4.1 VÉGÉTATION PHOTOSYNTHÉTIQUEMENT ACTIVE	54
III.4.2 VÉGÉTATION SÈCHE, SÉNESCENTE ET RÉSIDUS DE CULTURE	59
CONCLUSION PARTIELLE.....	62
CHAPITRE IV : LE TERRITOIRE D'ÉTUDE	64
IV.1 INTRODUCTION	64
IV.2 LES CONDITIONS CLIMATIQUES.....	66
IV.2.1 LES VENTS	69
IV.2.3 LA PLUVIOMÉTRIE.....	72
IV.3 LES SOLS ET LA GÉOMORPHOLOGIE	74
IV.3.1 LE MODELÉ DUNAIRE MARQUÉ.....	79
IV.3.2 LE MODELÉ DUNAIRE ATTÉNUÉ.....	79
IV.3.3 LE MODELÉ INTERDUNAIRE	80
IV.4 LA COUVERTURE VÉGÉTALE	81
IV.4.1 LE DOMAINE SAHÉLIEN	81
IV.4.2 LE DOMAINE SUB-HUMIDE.....	82
IV.5 LES PRATIQUES AGRICOLES.....	83
CONCLUSION PARTIELLE.....	88
CHAPITRE V : APPROCHE MÉTHODOLOGIQUE	89
V.1 INTRODUCTION.....	89
V.2 LES IMAGES SATELLITALES ET LEURS PRÉTRAITEMENTS	90
V.2.1 PRÉTRAITEMENTS DES IMAGES MULTISPECTRALES	95
V.2.2 PRÉTRAITEMENTS DES THERMOGRAPHIES INFRAROUGE.....	101
V.3 LES AUTRES DONNÉES DISPONIBLES	104
V.4.1 LA COUCHE HUMIDITÉ DES SOLS.....	106
V.4.3 LA COUCHE SUR LA VÉGÉTATION VERTE.....	119
V.5.4 LA COUCHE SUR LA VÉGÉTATION SÈCHE, SÉNESCENTE ET LES RÉSIDUS DE CULTURE	123
V.6 ESTIMATION DE L'INDICE DE VULNÉRABILITÉ.....	125

V.6.1 JUSTIFICATION DU MODÈLE ADDITIF	126
V.6.2 LA MÉTHODE DU ANALYTICAL HIERARCHY PROCESS.....	127
V.6.3 FORMULATION FINALE.....	141
CONCLUSION PARTIELLE.....	144
CHAPITRE VI : CARTOGRAPHIE DE L'INDICE DE VULNÉRABILITÉ	146
VI.1 LA VULNÉRABILITÉ À L'ÉROSION ÉOLIENNE.....	146
VI.2 LA SUSCEPTIBILITÉ À L'ÉROSION ÉOLIENNE	151
CHAPITRE VII : APPRÉCIATION DE LA QUALITÉ DES CARTES DE VULNÉRABILITÉ.....	159
VII.1 IMPORTANCE DES FACTEURS	160
VII.2 SENSIBILITE DU MODÈLE.....	162
VII.2.1 ANALYSE DES TAUX DE VARIATION	163
VII.2.2 REMARQUES	172
VII.3 QUALITÉ DE L'ESTIMATION DES FACTEURS	172
VII.3.1 L'ÉRODABILITÉ.....	172
VII.3.2 LA COUVERTURE VÉGÉTALE VIVANTE	178
VII.3.3 L'humidité surfacique.....	183
VII.3.4 LA COUVERTURE VÉGÉTALE SÉNESCENTE.....	185
VII.4 COMPARAISON ENTRE LANDSAT ET HYPERION	188
VII.4.1 DONNÉES ET PRÉTRAITEMENTS	189
VII.4.2 DÉTECTION DE LA COUVERTURE VÉGÉTALE VIVANTE ET SÉNESCENTE À PARTIR DE L'IMAGERIE HYPÉRIION.....	191
VII.5 LES CARACTÉRISTIQUES PÉDOLOGIQUES PAR LE BIAIS DE L'HYPERSPECTRALE	199
CONCLUSION PARTIELLE.....	203
CHAPITRE VIII : DYNAMIQUE SPATIOTEMPRELLE	205
VIII.I TENDANCES DE LA VULNÉRABILITÉ	205
VIII.1.1 ENTRE MARS ET NOVEMBRE 1988	206
VIII.1.2 ENTRE MARS 1988 ET AVRIL 1994	209
VIII.1.3 ENTRE NOVEMBRE 1988 ET NOVEMBRE 1999	210
VIII.1.4 ENTRE NOVEMBRE 1999 ET SEPTEMBRE 2002	212

VIII.2 INFLUENCE DES SAISONS	214
VIII.3 LA SUSCEPTIBILITÉ À L'ÉROSION ÉOLIENNE.....	218
VIII.3.1 ENTRE MARS ET NOVEMBRE 1988	218
VIII.3.2 MARS 1988 ET AVRIL 1994	219
VIII.3.3 ENTRE NOVEMBRE 1988-NOVEMBRE 1999.....	219
VIII.3.4 NOVEMBRE 1999 - SEPTEMBRE 2002	220
VIII.4 ANALYSE DES INTERRELATIONS.....	221
CONCLUSION PARTIELLE.....	226
DISCUSSION ET CONCLUSIONS	227

Liste des tableaux

Tableau I-1: Facteurs clés influençant l'érosion éolienne dans un contexte sahélien.....	13
Tableau I-2: Intervalles de valeurs valides par facteur pour le calcul de la fraction érodable (EF) et du facteur d'encroûtement (SCF).....	24
Tableau II-1: Modèle d'évaluation de la vulnérabilité des sols à l'érosion éolienne	32
Tableau II-2: Définition des classes de texture	33
Tableau III-1: Humidité des sols dior et deck dans le bassin arachidier selon Bonfils et Faure, 1956.....	44
Tableau III-2: Les indices spectraux du sol calculés à partir des images Landsat (TM1 = bande bleu, TM2 = bande verte et TM3 = bande Rouge).....	50
Tableau III-3 : Formules pour calculer des indices de végétation	56
Tableau III-4: Coefficients de détermination (r^2) entre pourcentage de couverture végétale et indices de végétation	58
Tableau III-5: Erreurs types de l'estimation du pourcentage de couverture végétale avec différents indices de végétation.....	59
Tableau IV-1: Vitesse moyenne saisonnière du vent à Louga, Diourbel et Kaolack (1967-2000)	69
Tableau IV-2: Vitesses de déclenchement (m/s) des brumes de poussières et de vents de sable à Louga, Diourbel et Kaolack pour les années 1998, 1999 et 2000.....	70
Tableau IV-3: Vitesses-seuils (m/s) de l'efficacité des vents à Louga, Diourbel et Kaolack	71
Tableau IV-4: Principales caractéristiques des sols du nord du bassin arachidier.....	77
Tableau V-1: Bandes spectrales des capteurs TM et ETM+ de Landsat	91
Tableau V-2: Variations moyennes journalières de données météorologiques enregistrées les jours correspondants aux dates d'acquisition de nos images.....	93
Tableau V-3: Coefficients d'étalonnage pour Landsat TM	95
Tableau V-4: Coefficients d'étalonnage pour Landsat ETM 7 et TM 5	96
Tableau V-5: Éclaircissements spectraux solaires utilisés pour étalonner les images TM et ETM+	98

Tableau V-6: Angles zénithaux du soleil et distance Terre-Soleil correspondant au moment d'acquisition des images Landsat	98
Tableau V-7: Luminance minimale au satellite dans des contextes d'atmosphère claire (25-09-02) et brumeuse (04-04-94).	99
Tableau V-8: Coefficients d'étalonnage du canal thermique TM6 et ETM+6.....	101
Tableau V-9: Valeurs des fonctions atmosphériques.....	103
Tableau V-10: Échelle de contribution relative des divers critères	129
Tableau V-11: Attribution des scores au facteur végétation vivante	136
Tableau V-12: Attribution des scores au facteur végétation sénescence.....	137
Tableau V-13: Attribution des scores à l'érodabilité	138
Tableau V-14: Attribution des scores à l'humidité surfacique	139
Tableau V-15: Classification de l'efficacité des vents selon la vitesse pour la région de Thiès.....	141
Tableau V-16: Classification et attribution de scores aux facteurs de l'érosion éolienne .	142
Tableau V-17: Poids attribués en fonction du rôle des facteurs dans le processus de l'érosion éolienne.....	143
Tableau VI-1: Appréciation qualitative des niveaux de vulnérabilité	146
Tableau VII-1: Coefficients de corrélation de Spearman entre facteurs et vulnérabilité...	161
Tableau VII-2: Différences entre les scores d'érodabilité.....	173
Tableau VII-3: Différences des scores d'érodabilité entre le 30 avril 1986, le 30 mai 2000, le 18 avril 2002 et le 07 mai 2003.....	174
Tableau VII-4: Profils spectraux généraux pour les cultures et les sols	188
Tableau VIII-1 : Évolution des proportions (%) de superficie de la région de Thiès par indice de vulnérabilité en 1988	207
Tableau VIII-2: Évolution des proportions (%) de superficie de la région de Thiès par niveau de vulnérabilité entre mars 1988 et avril 1994	209
Tableau VIII-3: Évolution des proportions (%) de superficie de la région de Thiès par niveau de vulnérabilité entre novembre 1988 et novembre 1999	211
Tableau VIII-4: Évolution des proportions de superficie de la région de Thiès par niveau de vulnérabilité en pourcentage entre novembre 1999 et septembre 2002.....	213

Tableau VIII-5: Étendue en pourcentage de la susceptibilité selon la vitesse du vent en mars et novembre 1988.....	218
Tableau VIII-6: Proportion de la superficie par niveau de susceptibilité selon la vitesse du vent en avril 1994.....	219
Tableau VIII-7: Proportion de la superficie par niveau de susceptibilité en novembre 1999	220

Liste des figures

Figure I-1: Modes de transport des particules de sol par le vent	10
Figure II-1: Exemple d'une « carte » d'EMI du Yuma en Arizona aux États-Unis d'Amérique.....	38
Figure III-1: Représentation simplifiée de l'espace Ts/NDVI (d'après Lambin et Ehrlich, 1996).	46
Figure III-2: Réponse spectrale typique de la végétation vivante, sénescence et sèche.....	53
Figure III-3: Relation entre pourcentage de couverture végétale et les indices de végétation	58
Figure III-4: Sensibilité des indices NDI, SACRI et MSACRI en fonction du taux de couverture de soja	61
Figure IV-1 : Localisation de la région d'étude.....	65
Figure IV-2: Position des isohyètes en 1950-1965 et 1970-1995	67
Figure IV-3: Localisation des stations climatologiques dans la région d'étude	68
Figure IV-4: Vitesses moyennes mensuelles des vents dans les départements de Thiès et de Mbour.....	70
Figure IV-5: Les températures moyennes mensuelles dans le département de Mbour.....	72
Figure IV-6: Diagrammes ombrothermiques pour les années 1988, 1999 et 2002	73
Figure IV-7: Le relief de la région de Thiès à partir des images satellitales stéréoscopiques du capteur ASTER (exagération verticale de 3)	74
Figure IV-8: Les différents types de formations géomorphologiques de la région de Thiès	75
Figure IV-9: Les unités pédologiques du bassin arachidier dans la région de Thiès.....	78
Figure IV-10: Expansion spatiale de la culture de l'arachide au Sénégal	85
Figure IV-11: La consommation d'engrais minéral dans le bassin arachidier de 1956 à 2000	87
Figure V-1: Modèle conceptuel de création des cartes de l'indice de vulnérabilité des sols à l'érosion éolienne.....	90
Figure V-2: Images Landsat utilisées dans cette étude	94
Figure V-3 : Modèle conceptuel de la création de la couche humidité surfacique.....	107

Figure V-4: Humidité surfacique estimée pour différentes dates dans la région de Thiès à partir de l'ETR	114
Figure V-5: Modèle conceptuel de l'évaluation de l'érodabilité	116
Figure V-6: La fraction érodable du sol.....	117
Figure V-7: Indices spectraux des sols à partir de l'image Landsat du 10 mars 1988.....	118
Figure V-8: L'effet modérateur de la canopée sur les pertes de sols par érosion éolienne modélisé à partir de l'équation I.11.....	120
Figure V-9: Modèle conceptuel de calcul du MSAVI	121
Figure V-10: Fraction de la couverture du sol par la végétation vivante estimée à partir du MSAVI.....	122
Figure V-11: L'effet modérateur des résidus de cultures sur les pertes de sols par érosion éolienne modélisé à partir de l'équation I.10.....	124
Figure V-12: Modèle conceptuel du MSACRI	124
Figure V-13: Couverture du sol par la végétation sénescente estimée à partir du MSACRI	125
Figure V-14: Calcul des poids accordés aux quatre facteurs contribuant à la vulnérabilité	131
Figure V-15: Calcul des poids accordés aux cinq facteurs contribuant à la susceptibilité	132
Figure V-16: Résultats du calcul des poids des facteurs par le logiciel Expert Choice.....	134
Figure V-17: Relation entre la vitesse du vent et sa capacité de mobilisation.....	140
Figure VI-1: État de la vulnérabilité à l'érosion éolienne dans la région de Thiès pour les années considérées	147
Figure VI-2: Carte de sensibilité à l'érosion éolienne des sols du Sénégal	149
Figure VI-3: Exemple des patrons de distribution spatiale des facteurs et des niveaux de vulnérabilité en mars 1988.....	150
Figure VI-4: Exemple des patrons de distribution spatiale des facteurs et des niveaux de vulnérabilité en septembre 2002	151
Figure VI-5 : Susceptibilité à l'érosion éolienne en fonction de la vitesse du vent.....	156
Figure VII-1: Modèle conceptuel de calcul des taux de variation de la vulnérabilité	163
Figure VII-2: Variabilité de la vulnérabilité en fonction des changements de valeurs du facteur érodabilité.....	165

Figure VII-3: Variabilité de la vulnérabilité en fonction des changements de valeur du facteur végétation vivante	167
Figure VII-4: Variabilité de la vulnérabilité en fonction des changements de valeur du facteur humidité surfacique.....	169
Figure VII-5: Variabilité de la vulnérabilité en fonction des changements de valeur du facteur végétation sénescence.....	171
Figure VII-6 : Indices spectraux du sol.....	175
Figure VII-7: Expression spatiale des différences de scores d'érodabilité.....	177
Figure VII-8: Appréciation de la densité de la végétation vivante pour mars et novembre 1988, avril 1994, novembre 1999 et septembre 2002 dans la région de Thiès	179
Figure VII-9: Distribution spatiale des niveaux de couverture végétale vivante.....	180
Figure VII-10: Pourcentage de couverture végétale vivante en saison sèche.....	181
Figure VII-11: Pourcentage de couverture végétale vivante en saison des pluies.....	182
Figure VII-12: Niveaux d'humidité surfacique	183
Figure VII-13: Niveau d'humidité surfacique dans la région de Thiès en septembre 2002 et en mars 1988	185
Figure VII-14: Appréciation de la densité de la couverture de la végétation sénescence en mars et novembre 1988, avril 1994, novembre 1999 et septembre 2002 dans la région de Thiès	187
Figure VII-15: Distribution spatiale des niveaux de couverture de la végétation sénescence en mars 1988 (a) et en septembre 2002 (b).....	187
Figure VII-16: Une portion de la scène HYPERION couvrant la partie nord-est de Tivaouane.....	190
Figure VII-17: la couverture végétale estimée avec l'indice MSAVI2 à partir d'images multispectrale Landsat ETM (a) et Hyperion (b).....	192
Figure VII-18: MSACRI à partir de Landsat (a) et de Hyperion (b)	194
Figure VII-19: le NDWI.....	196
Figure VII-20: La couverture du sol par la végétation verte estimée à partir du LCI.....	197
Figure VII-21: Couverture par la végétation sénescence estimée avec le CAI	198
Figure VII-22: Quantification de la similarité entre le CAI et le MSACRI estimés à partir de Hyperion basée sur les valeurs des pixels	199

Figure VII-23: Teneurs en matière organique, en oxyde ferrique et en oxyde estimés à partir de l'image Hyperion.....	201
Figure VII-24:Teneurs en matière organique, en oxyde ferrique et en oxyde estimés à partir de l'image Landsat ETM.....	202
Figure VII-25: Érodabilité à partir de données auxiliaires et d'images Landsat (a) et Hyperion (b).....	203
Figure VIII-1: Proportion (%) de superficie selon les niveaux de vulnérabilité dans la région de Thiès.....	205
Figure VIII-2: Distribution des niveaux de vulnérabilité en mars 1988.....	208
Figure VIII-3: Distribution des niveaux de vulnérabilité en novembre 1988.....	208
Figure VIII-4: Distribution des niveaux de vulnérabilité en avril 1994.....	210
Figure VIII-5: Distribution des niveaux de vulnérabilité en novembre 1999.....	212
Figure VIII-6: Distribution des niveaux de vulnérabilité en septembre 2002.....	214
Figure VIII-7 : Emprise spatiale des niveaux de vulnérabilité.....	215
Figure VIII-8 : Localisation des arrondissements de la région de Thiès.....	223
Figure VIII-9 : Niveau de vulnérabilité par arrondissement en mars 1988.....	224
Figure VIII-10 : Niveau de vulnérabilité par arrondissement en Novembre 1988.....	224
Figure VIII-11 : Niveau de vulnérabilité par arrondissement en avril 1994.....	225
Figure VIII-12 : Niveau de vulnérabilité par arrondissement en novembre 1999.....	225
Figure VIII-13 : Niveau de vulnérabilité par arrondissement en septembre 2002.....	226

Liste des équations

Équation I.1. Modèle de calcul du RWEQ.....	21
Équation I.4 Estimation de l'humidité du sol (SW) selon le modèle RWEQ	22
Équation I.5 Calcul de l'ETP.....	23
Équation I.6 Calcul de la fraction érodable selon le modèle RWEQ.....	23
Équation calcul de l'encroûtement selon le modèle RWEQ.....	24
Équation I.8 calcul du Soil Lost Ratio en fonction de la canopée	24
Équation I.9 calcul de la rugosité Kr.....	25
Équation I.12 estimation du Soil Lost Ratio for flat cover.....	27
Équation I.13 estimation du Soil Lost Ratio for standing material.....	27
Équation II.1 estimation du score de la vulnérabilité.....	34
Équation II.3 calcul de l'indice du risque potentiel à l'érosion hydrique.....	34
Équation II.4 calcul de l'indice d'érodabilité des sols.....	34
Équation II.5 estimation de l'érosion hydrique.....	35
Équation II.6 estimation de l'érosion éolienne.....	35
Équation III.1 calcul du TVDI ou Temperature Vegetation Dryness Index	46
Équation III.2 calcul de l'évapotranspiration réelle.....	47
Équation III.3 calcul de l'évaporation de référence.....	47
Équation III.4 estimation du coefficient Kc.....	48
Équation III.5 estimation l'indice d'encroûtement ou Crust Index.....	51
Équation III.6 estimation du Grain Size Index.....	52
Équation III.7 à III.10 estimation de la fraction de la couverture végétale ou FCV.....	57
Équation III.11 calcul du Normalized Difference Index.....	59
Équation III.12 calcul du Soil Adjusted Corn Residue Index ou SACRI.....	60
Équation III.13 calcul du Modified Soil Adjusted Corn Residue Index ou MSACRI.....	60
Équation V.1 calcul de la luminance au satellite.....	95
Équation V.3 calcul de la distance terre-soleil.....	97
Équation V.4 calcul de la luminance atmosphérique.....	99
Équation V.5 calcul de la réflectance au sol.....	100
Équation V.6 calcul de la profondeur optique	100

Équation V.7 calcul de la température au sol.....	101
Équation V.13 estimation de la teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère.....	102
Équation V.15 calcul de l'émissivité.....	104
Équation V.18 calcul de la pression de la vapeur.....	108
Équation V.19 calcul de la constante psychrométrique.....	108
Équation V.20 calcul de la pression atmosphérique.....	108
Équation V.21 calcul de la chaleur latente de vaporisation.....	109
Équation V.22 calcul de la pression de la vapeur d'eau à saturation.....	109
Équation V.23 calcul de la pression actuelle de la vapeur.....	109
Équation V.24 calcul de l'humidité relative minimale de l'atmosphère.....	109
Équation V.25 calcul de l'humidité relative maximale de l'atmosphère.....	109
Équation V.26 calcul du rayonnement net.....	110
Équation V.27 calcul de l'émissivité de l'atmosphère.....	110
Équation V.28 à V.30 calcul de l'albédo.....	111
Équation V.31 calcul du rayonnement onde courte incident.....	111
Équation V.32 calcul du rayonnement solaire incident	111
Équation V.33 calcul du rayonnement extraterrestre.....	111
Équation Équation .34 calcul de l'inverse relative de la distance terre-soleil.....	112
Équation Équation .35 calcul du flux de chaleur du sol.....	112
Équation V.36 estimation du Vegetation Cover Index,VCI.....	112
Équation V.37 estimation de l'érodabilité.....	115
Équation V.38 estimation de la droite des sols.....	120
Équation V.39 estimation du WDWI.....	120
Équation V.40 estimation de la vulnérabilité selon le modèle cumulative.....	127
Équation V.41 Modèle de l'indice de vulnérabilité.....	143
Équation V.42 Modèle de l'indice de susceptibilité.....	144
Équation VII.1 Modèle de sensibilité.....	161
Équation VII.2 et VII.3 calcul de la luminance pour les images Hyperion.....	189
Équation VII.4 estimation du MSAVI2 à partir d'images Hyperion.....	191
Équation VII.5 estimation di MSACRI.....	192
Équation VII.6 estimation du NDWI à partir d'images Hyperion.....	194

Équation VII.7 estimation du LCI à partir d'images Hyperion.....	195
Équation VII.8 estimation du CAI à partir d'images Hyperion.....	197
Équation VII.9 estimation de l'intensité à partir d'images Hyperion.....	199
Équation VII.10 estimation de l'indice ferrique à partir d'images Hyperion.....	199
Équation VII.11 estimation de l'indice ferreux à partir d'images Hyperion.....	199

À mon défunt Père

Remerciements

Une des principales découvertes que j'ai faite en sacrifiant à cette tradition est la faiblesse des mots pour traduire convenablement ce que je voudrais bien exprimer. Dire Merci à mon Directeur de thèse François Cavayas est absolument insuffisant pour exprimer ma gratitude et ma reconnaissance pour son soutien aussi bien sur le plan académique que matériel et financier. Sans son soutien, cette thèse n'aurait probablement pas pu être finalisée. Merci François.

Mes remerciements vont aussi à la Fondation Ford qui m'a donné l'opportunité, en m'octroyant une bourse, d'entreprendre ces études doctorales et ainsi réaliser un rêve qui remonte à l'adolescence.

Merci aux membres du jury, principalement aux professeurs Biolders, Fortier et Roy pour la qualité de leurs critiques durant la phase d'évaluation de la thèse. Ces critiques m'ont énormément servi dans la révision de la thèse et m'ont emmené à revoir la modélisation de l'érosion éolienne autrement.

Je voudrais aussi remercier mes collègues du laboratoire de télédétection dont les qualités humaines ont contribué à faire de mon passage au département de Géographie une expérience enrichissante.

Un grand merci à ma famille qui a su m'encourager durant ces longues années d'absence. Son soutien a été crucial pendant les périodes difficiles qui n'ont pas manqué durant ce long voyage que sont les recherches doctorales.

INTRODUCTION

Il n'est pas loin le temps où on voyait sur les écrans de téléviseurs l'image de la famine en Afrique sahélienne, des paysages desséchés, des carcasses de bêtes. Ces scènes étaient la conséquence de conditions climatiques défavorables qui ont ouvert la voie à un processus de dégradation des écosystèmes sahéliens. Ce processus a ainsi permis l'installation d'un contexte favorable au déclenchement et/ou l'accentuation de l'érosion éolienne.

L'érosion éolienne est un problème environnemental parmi les plus sévères dans les régions arides, semi-arides et les régions sèches sub-humides de la planète (Shi *et al.*, 2004). Nous entendons par érosion éolienne, l'ablation de la partie superficielle du sol, le transport et le dépôt de ces particules par le vent. L'érosion des sols accélérée par le vent provoque des dommages à la fois localement et régionalement. Shi *et al.* (2004) décrivent une série d'impacts de l'érosion éolienne. Ainsi, sur le plan local, ils identifient comme impact majeur la baisse des nutriments par la mobilisation des particules les plus fines et de la matière organique. Cette mobilisation est une des causes de perte de fertilité des sols avec comme conséquences, une réduction de la profondeur de leur partie arable et une chute de la productivité agricole. De plus, l'érosion éolienne provoque des dommages aux jeunes pousses, enterre les graines et accroît les coûts des exploitations agricoles. Sur le plan régional, on peut mentionner les impacts de tempêtes de poussières soulevées par le vent sur la santé des populations, les transports et les communications ainsi que sur les infrastructures d'irrigation suite à la déposition des particules.

La contribution de l'érosion éolienne dans les processus de dégradation des sols est considérable. Selon les estimations du United Nations Environment Program (UNEP) et du International Soil Research Information Center (ISRIC), en 1990, environ 46% des terres de la planète étaient dégradées par l'érosion éolienne. Par ailleurs, Pimentel *et al.* (1995) font remarquer que durant les 40 dernières années, près de 1/3 des terres arables de la planète ont été perdues par érosion éolienne et hydrique, et que cette dynamique se poursuit

à un rythme de plus de 10 millions d'hectares par an. Le PNUE (2002) évalue les pertes de sols par érosion éolienne selon les différentes régions du monde comme suit :

	Érosion éolienne (millions d'hectares)
Amérique du Nord	37.8
Amérique du Sud	26.9
Europe	38.6
Afrique	159.9
Asie	153.2
Australasie	16.0
TOTAL	432.4

I. La région d'étude

Le bassin arachidier du Sénégal, d'intérêt particulier dans cette recherche, fait partie des ces régions préoccupantes se situant dans la zone occidentale du Sahel. Il est caractérisé par la prédominance de la culture de l'arachide, et a connu une baisse notable de sa production agricole à la suite de la diminution du volume des précipitations durant les années 1960-70. La stratégie alors mise en œuvre par les agriculteurs consistait à accroître les espaces agricoles. Cette stratégie va se révéler nuisible pour trois raisons principales:

- a) l'insuffisance des apports d'engrais chimiques et organiques ;
- b) les coupes à blanc pour assurer une bonne longévité aux matériels agricoles ;
- c) et l'installation d'une quasi-monoculture de l'arachide.

La conjonction de ces facteurs va conduire à la fragilisation des paysages du bassin arachidier et permettre le déclenchement de phénomènes érosifs aussi bien par l'eau que par le vent (Fall, 2002).

La question principale que nous posons dans cette recherche est : comment évaluer la vulnérabilité de cette région à l'érosion éolienne, estimer l'intensité de l'érosion éolienne

ainsi que sa dynamique, durant les dernières décennies. A partir de la réponse à cette question, il serait possible de proposer une méthode utile pour les décideurs dans les opérations de gestion et d'aménagement du territoire afin de lutter contre les effets de l'érosion éolienne.

II. Évaluation de l'intensité de l'érosion éolienne

L'existence des modèles d'érosion éolienne (ex. le Wind Erosion Equation (WEQ) ou le Revised Wind Erosion Equation (RWEQ)) ayant la capacité de simuler les conséquences de l'érosion éolienne (pertes de sol) localement et/ou régionalement, est pour nous une source d'inspiration pour élaborer notre modèle d'évaluation de l'intensité de l'érosion éolienne. Cependant ces modèles nécessitent un nombre substantiel de données pour de courts intervalles de temps. De plus pour les études régionales, ils nécessitent de grandes quantités de données pour exprimer la variabilité spatiale des facteurs qui interviennent dans le processus de l'érosion éolienne (érodabilité des sols, humidité surfacique, couvert végétal, etc.). La disponibilité de ces données est particulièrement problématique dans les pays en voie de développement, à cause de la pauvreté en infrastructures et en ressources pour le monitoring continu des variables environnementales. Le recours à l'imagerie satellitale devient alors une approche évidente face aux modes standards de cueillette de données.

L'utilisation éventuelle des données de télédétection dans ces modèles passe par la modélisation des relations entre le signal de télédétection et les paramètres biophysiques recherchés, à titre d'exemple, réflectance versus érodabilité des sols ou température de surface versus humidité des sols. Bien que des avancées importantes aient été accomplies dans la connaissance des relations entre le signal de télédétection et la biomasse végétale (Bannari *et al.*, 2000 ; Chevrier, 2002 ; Gilabert *et al.*, 2002 ; Liang, 2004), les relations entre le signal de télédétection et les paramètres édaphiques ou climatiques ne sont pas complètement maîtrisées (Ben-Dor *et al.*, 2002 ; Haboudane *et al.*, 2002 ; Coulibaly et Goïta, 2006 ; Zeng *et al.*, 2004 ; Wang *et al.*, 2004 ; Kogan *et al.*, 2004). Par contre, les données de télédétection offrent un potentiel certain pour estimer les indicateurs qui nous renseignent directement ou indirectement sur l'ordre de grandeur des paramètres

biophysiques recherchés (Jensen, 2007 ; Jiménez-Muñoz *et al.*, 2005 ; Sandholt *et al.*, 2002). Il est donc possible de créer des cartes, à l'étendue d'un territoire, qui montrent les variations de ces indicateurs dans l'espace à un instant précis. En couplant ces cartes selon différentes approches (analyses multi-critères, ensembles flous, etc.), de nouvelles cartes sont générées où une zone en particulier reçoit un score qui montre sa vulnérabilité et sa susceptibilité à l'érosion éolienne. C'est une approche très souvent suivie dans l'évaluation des aléas de l'érosion hydrique (ex. van der Knijff *et al.*, 2000 ; Haboudane *et al.*, 2002) mais peu employée dans le domaine de l'érosion éolienne. De plus, avec les images satellitaires à résolution spatiale moyenne, notamment celles de Landsat, nous pouvons couvrir une période d'une trentaine d'années et ainsi avoir une idée beaucoup plus précise, à une échelle régionale, de la dynamique à long terme du phénomène de l'érosion éolienne, et des paramètres qui l'influencent le plus.

III. Les objectifs

Les objectifs principaux de notre recherche sont les suivants :

- Élaborer un modèle de calcul d'un indice de vulnérabilité à l'érosion éolienne faisant appel aux informations extraites des images satellitaires, des banque de données géoscientifiques et climatiques.
- Sur la base de ce modèle, produire des cartes de vulnérabilité afin d'analyser la dynamique du phénomène dans le bassin arachidier.

Pour atteindre ces objectifs, les objectifs spécifiques suivants ont été fixés :

- Par une revue de littérature et une analyse des modèles d'érosion éolienne existants, identifier les facteurs qui influencent la vulnérabilité des sols ;
- Trouver les façons d'estimer ces facteurs à partir des données de télédétection de résolution spatiale adéquate pour une cartographie à l'échelle de la région à l'étude ;
- Analyser les méthodes déjà proposées dans la littérature pour modéliser l'érosion éolienne et concevoir celle que nous allons suivre pour élaborer notre modèle ;

- Faire des tests pour valider la qualité des cartes de vulnérabilité produites et conclure sur la sensibilité de notre modèle aux changements du degré de vulnérabilité au fil des ans.

IV. Les hypothèses

Nos hypothèses de base sont :

- 1) Les facteurs communément utilisés pour modéliser le phénomène de l'érosion éolienne sont calculables directement ou d'une façon approchée à partir des données de télédétection ;
- 2) Le signal de télédétection dûment traité est sensible aux variations spatio-temporelles de ces facteurs, pris isolément ou en combinaison ;
- 3) Il existe une méthode de couplage des données relatives aux différents facteurs pris en compte qui permet de traduire avec suffisamment de nuances l'état des lieux à différents moments, et ainsi produire un indice de vulnérabilité.

V. Pertinence de la recherche

La situation actuelle du bassin arachidier dans son ensemble est inquiétante. En effet, ce sont les bases du développement et de la pérennité des activités agricoles qui sont en train d'y être compromises en raison de la faiblesse actuelle de l'aptitude culturale des sols qui résulte entre autres de leur agression par les phénomènes d'érosion éolienne et hydrique. Des études menées dans les années 40 et 50 dans le bassin arachidier montrent que cette dynamique y était déjà installée (Aubert, 1946 ; Aubert et Maingnien, 1949 ; Roberty, 1954). Des études plus récentes (Fall, 2002) arrivent même à la conclusion que cette dynamique s'est accentuée. Toutefois, en raison de la nature de leur approche basée principalement sur des données ponctuelles prélevées sur des superficies de dimensions modestes, ces récentes études permettent une appréciation de l'état de l'érosion sur l'ensemble de la région sans tenir en compte sa variabilité spatiale. Les questions de la cartographie de la vulnérabilité des sols à l'érosion éolienne à l'échelle régionale restent par conséquent grandes ouvertes.

Sur le plan économique-environnemental, nous considérons que le développement d'un indice de vulnérabilité des sols du bassin arachidier en général, de la région administrative de Thiès en particulier, est d'une grande pertinence. Est-il nécessaire de rappeler que les sols du bassin arachidier sont des formations pauvres en matières organiques et constituées de sables qui, depuis des décennies sont exploités selon des méthodes qui ont accentué leur vulnérabilité à l'érosion éolienne et hydrique. Il s'agit là d'une situation négative pour l'économie rurale voire l'économie nationale, au regard du poids du bassin arachidier dans la production agricole du Sénégal. Une carte d'indices de vulnérabilité des sols à l'érosion éolienne constitue un support utile à la conception de plans de lutte contre la dynamique de fragilisation des écosystèmes arides et semi-arides. Elle est utile aussi pour les services techniques de l'état pour les travaux de budgétisation des actions de restauration des espaces dégradés. Mais l'apport le plus utile que nous lui trouvons, c'est le fait qu'elle peut constituer un support de communication avec les usagers de l'espace. En outre, son intégration dans un logiciel de SIG offre de multiples possibilités de modélisation pour faire des projections de tendances dans le futur.

La conduite d'actions de lutte contre l'érosion, en ayant une bonne connaissance de la localisation des espaces concernés, de leurs superficies, de leurs caractéristiques (sols, végétation, types d'usages) permet d'optimiser les ressources financières, humaines et techniques à engager.

VI. Contribution de la recherche à l'avancement des connaissances

Contrairement à la cartographie de la vulnérabilité des sols à l'érosion hydrique à une échelle régionale, en se fondant en grande partie sur les données de télédétection, celle de la vulnérabilité des sols à l'érosion éolienne n'est abordée qu'occasionnellement et de façon limitée. Dans notre région d'étude ou d'autres régions similaires, cette cartographie dans les rares cas où elle a été faite, a été réalisée par analyse de données de télédétection à résolution kilométrique. Dans ce sens nous considérons que notre recherche, en introduisant des images de télédétection multitemporelles à résolution plus fine que la centaine des

mètres, contribuera dans la meilleure compréhension du phénomène de l'érosion éolienne qui est jusqu'à présent surtout étudié à une échelle très locale (quelques champs agricoles).

L'élaboration des méthodes de calcul des facteurs qui contribuent à l'érosion éolienne à partir des données de télédétection avec l'intégration d'informations provenant d'autres sources (ex. humidité des sols, érodabilité des sols) constituent à nos yeux une autre contribution majeure de cette recherche. Finalement, le modèle de calcul de l'indice de vulnérabilité est en soi unique et nous fournirons divers tests qui démontrent son bien-fondé.

VI. Structure de la thèse

La thèse est divisée en trois parties constituées de huit chapitres. La première partie (chapitres I à III) est consacrée à la revue de la littérature. Dans le chapitre I, après avoir identifié les facteurs qui modulent le degré de vulnérabilité d'un sol (climat, pédologie, végétation, pratiques culturales, etc.) nous abordons brièvement les modèles de l'érosion éolienne. Dans le chapitre II, nous discutons de différentes méthodes d'évaluation de la vulnérabilité des sols à l'érosion en général, et à l'érosion éolienne en particulier. Cette partie est complétée par le chapitre III où il est question des méthodes de calcul par les données de télédétection des différents facteurs identifiés au chapitre I. Cette partie présente en quelque sorte la problématique et supporte nos choix quant à la façon d'aborder la question de la modélisation de la vulnérabilité à l'érosion éolienne par l'occurrence conjointe de certains facteurs biophysiques.

La deuxième partie (chapitres IV et V) présente le contexte ainsi que la méthode de recherche adoptée. Dans le chapitre IV nous justifions le choix de la région de Thiès par une description détaillée de ses caractéristiques climatologiques, pédologiques, morphologiques, l'état de sa couverture végétale ainsi que les activités de productions agropastorales. Le chapitre V aborde les étapes méthodologiques qui mènent à la conception de notre modèle ainsi que son application avec une série d'images de

télédétection couvrant une période de presque vingt ans. Les différentes techniques de traitement appliquées aux images satellitales y sont également examinées.

La troisième partie de la thèse (chapitres VI à VIII) est consacrée aux résultats d'application de notre modèle et à leur analyse. Au chapitre VI, nous présentons les cartes de vulnérabilité et de susceptibilité. Dans le chapitre VII, nous procédons à l'évaluation de la qualité des résultats obtenus et des méthodes de calcul des facteurs retenus. Nous y analysons aussi la sensibilité du modèle proposé en faisant varier l'intensité des différents facteurs pris en compte. Finalement, dans le chapitre VIII, nous analysons les séries de cartes présentées au chapitre VI afin de conclure sur la dynamique de la vulnérabilité par sous région (département) pendant la période examinée.

PARTIE I : ASPECTS THÉORIQUES ET MÉTHODOLOGIQUES

Cette partie vise à dresser un portrait de l'état de l'art dans le domaine de la modélisation de l'érosion éolienne. Elle est subdivisée en trois chapitres. Dans le chapitre I, après avoir défini l'érosion éolienne et identifié les facteurs qui l'influencent, nous passons en revue et donnons quelques détails sur les divers modèles d'érosion éolienne. Dans le chapitre II, nous nous concentrons sur l'établissement d'indices de vulnérabilité à l'érosion éolienne tandis que dans le chapitre III, nous mettons l'accent sur l'utilisation d'images de télédétection pour extraire les informations sur les facteurs qui sont à l'origine de l'érosion éolienne.

CHAPITRE I : L'ÉROSION ÉOLIENNE ET SA MODÉLISATION

I.1 LE PROCESSUS D'ÉROSION ÉOLIENNE

L'érosion éolienne est un phénomène complexe qu'on peut définir comme étant le détachement, le transport et le dépôt des particules du sol par le vent. Le transport des particules peut prendre diverses formes en fonction de la granulométrie et de la vitesse du vent (figure I.1) :

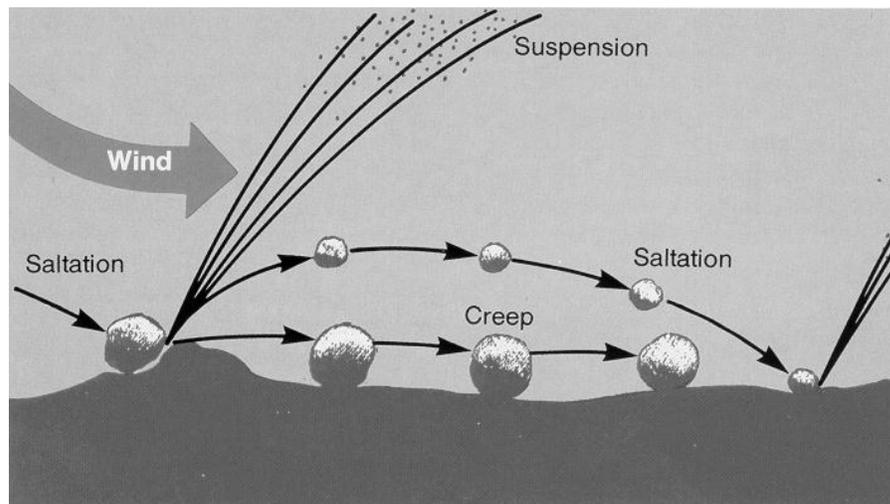


Figure I-1: Modes de transport des particules de sol par le vent

Source : <http://www.weru.ksu.edu/weps/wepshome.html>

La saltation est le mode de transport des particules ou des agrégats de particules dont le diamètre varie de 0.1 à 0.5 mm selon l'USDA-NRCS (2002) et de 0.5 à 1.1 mm selon la Food and Agriculture Organisation (FAO). La particularité de la saltation est que les particules ou agrégats de particules se déplacent par bonds successifs. Lorsqu'ils retombent,

leur impact contribue au détachement d'autres particules. Selon l'USDA-NRCS (2002), 50 à 80% des particules et/ou agrégats de particules sont transportées par saltation.

La suspension est le mode de transport des particules qui ont un diamètre inférieur à 0.1 mm. Elles sont généralement mises à la disposition du vent par l'effet de la saltation. Elles peuvent rester longtemps dans l'atmosphère et voyager sur de très longues distances. Selon USDA-NRCS (2002), de 20 à plus de 60% des particules érodées sont transportées par suspension.

La reptation (creep) est le mode de déplacement des particules et/ou des agrégats de particules dont la masse empêche leur soulèvement par le vent. Leur mouvement est souvent provoqué par l'effet des particules en saltation. La proportion de particules transportées par reptation peut varier de 7 à 25% (Lyles, 1980 et USDA-NRCS, 2002).

I.2 ÉVÉNEMENTS ET VARIATIONS SPATIO-TEMPORELLES

L'initiation d'un "événement" d'érosion éolienne survient lorsque le vent atteint une vitesse-seuil déclenchant un mouvement de particules à la surface du sol. La durée d'un événement dépend de la distribution spatio-temporelle de la vitesse du vent et de l'évolution des conditions de la surface après son déclenchement. En ce qui concerne l'érosivité, elle dépend aussi des caractéristiques de surface du terrain et de la vitesse du vent. Son intensité varie donc d'un lieu à un autre. La vitesse-seuil, selon Bagnold (1941), est dépassée lorsque la vitesse du vent augmente, alors que le phénomène de l'érosion est déjà installé. La force de cisaillement consécutive à la vitesse du vent est responsable de la mobilisation des particules du sol. Ainsi, le flux de poussière consécutif à un événement d'érosion éolienne est proportionnel au cube ou au carré de la vitesse de friction du vent au sol (Bagnold, 1941 ; Chepil et Woodruff, 1963; Clark et Konaré, 1997; Schulz et *al.*, 1998; Ginoux et *al.*, 2001; Tegen et *al.*, 2002). Selon Clark et *al.* (2004), le flux de poussière est

considéré comme le cube de la vitesse de friction du vent dans un contexte où les vents sont forts et comme le carré de la vitesse de friction dans les cas où les vents sont faibles. Les auteurs ne mentionnent pas à quoi font référence les termes vents forts et faibles.

Les changements de caractéristiques des facteurs qui affectent la vulnérabilité des sols à l'érosion éolienne sont habituellement consécutifs à des changements à plus long terme. À titre d'exemple, une décroissance soutenue du couvert végétal (souvent accélérée par l'homme) peut avoir un impact dramatique sur la vulnérabilité à l'érosion éolienne, et ce changement de couvert végétal peut être intimement lié aux quantités et aux variabilités spatiotemporelles des pluies. L'étude des changements à long terme offre donc une meilleure compréhension de l'impact de l'érosion éolienne qu'un « instantané » des conditions des lieux ne permettrait pas.

I.3 FACTEURS À L'ORIGINE DE L'ÉROSION ÉOLIENNE

Les actions que sont l'ablation de la partie superficielle (les cinq premiers centimètres) du sol et le transport de ses particules par le vent, ne prennent effet que si certaines conditions sont réunies. Il faut en ce sens reconnaître avec Fryrear (2000) que les facteurs qui ont un impact sur la vulnérabilité d'un sol à l'érosion éolienne sont sa rugosité, son érodabilité ou sa prédisposition à être érodé, son humidité, la quantité et l'orientation des résidus de culture mais aussi les systèmes d'exploitation de l'environnement. Le tableau I.1 résume les principaux facteurs qui modulent l'érosion éolienne en les divisant en cinq catégories : climat, sol, végétation, morphologie et activités humaines. En ce qui suit, nous discuterons avec plus de détails des facteurs indiqués dans le Tableau I-1.

Climat	Sol	Végétation	Morphologie	Activités humaines
Vitesse du vent (+)				Surexploitation agricole (+)
	Texture (±)	Type (±)	Rugosité de surface (±)	Surpâturage (+)
Turbulence (+)	Stabilité de la structure du sol (-)	Couverture dense (-)	Pente (±)	Reboisement (-)
Précipitation (-)	Matière organique (-)		Billons (±)	Résidus de culture (-)
Évaporation (+)	Calcium Carbonate (±)			
Température de l'air (+)	Densité des agrégats (±)			
Pression de l'air (+)	Agrégation du sol (-)			
	Eau contenue dans le sol (-)			

A noter : (+), (-) et (±) signifient que l'érosion éolienne devient forte, faible et incertaine à mesure que le facteur prend de l'importance.

Tableau I-1: Facteurs clés influençant l'érosion éolienne dans un contexte sahélien

Source : adapté de Shi *et al.*, 2004

I.3.1 CLIMAT

Les facteurs climatiques incluent le vent, sa vitesse et ses variations spatiotemporelles, ainsi que la température et les précipitations qui à leur tour définissent l'évaporation (Shi *et al.*, 2004). L'évaporation module à son tour l'humidité des sols. Cette dernière en augmentant la cohésion de la structure du sol, notamment des sables et des limons, rend l'érosion éolienne inefficace.

I.3.2 SOLS

Les facteurs pédologiques incluent la granulométrie et la composition des sols. La granulométrie aussi désignée sous le terme de texture est définie comme étant la proportion des particules minérales de différentes tailles qui composent le sol. On considère que les sols dont le diamètre des particules est inférieur à 100 μm sont les plus exposés à l'érosion éolienne (Bagnold, 1941). La FAO apporte une information supplémentaire utile, à savoir que le diamètre optimum pour qu'une particule soit disponible pour le vent est de 80 μm . Ni Bagnold ni la FAO ne précisent cependant à quelle vitesse de vent un diamètre de 80 μm est optimal pour la déflation éolienne. Les sols argileux, plus cohérents et mieux structurés résistent plus à l'érosion éolienne tout comme les sols à graviers et à charge lourde en roches. Ces dernières ne sont en effet pas mobilisables par le vent à cause de leur masse. L'état de la texture a par ailleurs une influence sur la structure du sol.

Selon le grand dictionnaire terminologique¹, la structure définit la manière dont les particules sont assemblées entre elles à l'état d'agrégats quand le sol est ressuyé. La prise en compte de ce paramètre de l'état des sols est nécessaire en ce sens que l'intensité de l'érosion éolienne sur un sol est aussi fonction de la stabilité de sa structure. Moins la structure d'un sol est stable, plus il est érodable. Une structure stable est une structure qui est capable de maintenir l'arrangement de ses particules et de ses espaces vides même après avoir été agressée par le vent ou par l'eau. Un sol est d'autant plus stable qu'il contient de matières organiques car, comme le soulignent Lynch et Bragg (1985), l'incorporation de résidus organiques entraîne souvent la formation d'agrégats dont la stabilité n'est pas aisément compromise. En outre, le niveau d'agrégation des particules est amélioré par la présence de matières organiques (Tisdall et Oades, 1982). Cette idée est reprise par Kay et Angers (2000) pour qui, la matière organique peut contribuer à la formation, à la stabilisation et à l'accroissement de la taille des agrégats du sol. En revanche, la présence de sodium ou de sel provoque la formation d'une couche pulvérulente en surface et favorise

¹<http://www.olf.gouv.qc.ca/ressources/gdt.html>

ainsi l'érosion éolienne. Il y a aussi d'autres constituants du sol qui influencent la stabilité de sa structure tels que l'argile, la composition du fluide des pores et des corps dissous adsorbés ou échangeables, les plantes, les organismes dans le sol et la profondeur du profil (Kay et Angers, 2000).

I.3.3 VÉGÉTATION

Il va sans dire que la couverture végétale est un facteur clé dans l'étude de l'érosion. Moins la couverture végétale est présente, plus l'érosion éolienne, si les autres conditions sont réunies, peut devenir active. La végétation vivante se présente comme un obstacle qui brise la puissance du vent et réduit sa force de déflation. Ce fait est formalisé par Biielders *et al.* (2004) qui parlent des propriétés aérodynamiques de la végétation déterminées par la hauteur de la rugosité aérodynamique. Cette dernière indique la hauteur théorique à partir de laquelle une opposition est faite au vent. Le sol est donc moins soumis à l'érosion éolienne si la rugosité géométrique du terrain et/ou de la couverture végétale vivante est importante, c'est-à-dire si la hauteur de la rugosité est élevée. Au-delà du fait d'être un obstacle ayant la propriété de ralentir la force du vent, la végétation peut aussi, sous certaines conditions climatiques, permettre l'accumulation de matières organiques, le développement d'activités de la faune et de la flore, l'amélioration de la structure (agrégation et stabilisation) du sol et ainsi réduire son érodabilité. Elle contribue, à l'aide de ses racines, à la fixation des particules du sol.

I.3.4 MORPHOLOGIE

En plus d'être influencée par la texture et la structure du sol, l'érodabilité l'est aussi par l'état de sa surface. Sur un sol où on note la présence de pavage de pierres comme dans les regs, les possibilités d'érosion éolienne sont amoindries tout comme sur les surfaces où on a une pellicule de battance due à la compaction de la partie superficielle du sol. Il y a aussi

la rugosité du sol qui peut ralentir la vitesse du vent au sol et ainsi réduire sa capacité de mobilisation. Mais si elle transforme l'écoulement laminaire du vent en écoulement turbulent, elle accentue la force d'arrachement des particules et donc l'érosivité du vent (Rognon *et al.*, 1997). Nous entendons par rugosité du sol l'expression du micro relief et des micros aspérités à la surface du sol. Par rugosité de surface, il faut donc entendre les micro-dénivellations du terrain mais aussi celles introduites par la hauteur des végétaux. D'une manière générale, la rugosité est une expression des états de surface (Rognon *et al.*, 1997). Il peut s'agir des mottes de terres ou des billons perpendiculaires aux vents dominants ou encore de la hauteur de la couverture végétale.

La pente du terrain et en général le méso et macro relief peuvent influencer la vitesse de vent. Dans un territoire agricole, l'orientation du parcellaire face aux vents dominants ainsi que la longueur des parcelles sont aussi des facteurs qui agissent sur la vulnérabilité des sols.

I.3.5 ACTIVITÉS HUMAINES

Il est évident que les activités anthropiques, par le biais des méthodes d'exploitation des ressources naturelles, sont en mesure d'accélérer l'érosion selon. Malheureusement, dans les écosystèmes sahéliens, notamment celui du bassin arachidier, les systèmes d'exploitation des ressources naturelles (sol et végétaux notamment) ne sont pas de nature à permettre l'atténuation des processus de dégradation des paysages. La surexploitation des terres agricoles, les feux de brousse, la déforestation, la salinisation et l'utilisation du fumier comme combustible domestique au lieu d'être répandu sur les champs, sont autant de facteurs qui peuvent installer et/ou accroître la dynamique de l'érosion (Middleton, 1987).

Un facteur indiqué au tableau I.1 à ne pas négliger est la pratique de laisser les résidus de culture au sol. La conservation des résidus de culture sur le champ contribue à la protection

du sol contre l'érosion par le vent et l'eau (Dumanski *et al.*, 1986; Chilar, 1987). En sus, les résidus de culture améliorent la structure du sol, augmentent sa teneur en matières organiques, améliorent l'infiltration de l'eau et influencent positivement l'évaporation, la température du sol et permettent de fixer le CO₂ dans le sol (Chevrier, 2002). Les résidus permettent aussi la restitution au sol des éléments minéraux (FAO, 2009). Tout comme une importante hauteur de rugosité atténue la force de déflation du vent, autant les résidus de culture fichés dans le sol et les chaumes, ralentissent la vitesse du vent, diminuant de ce fait les dynamiques de mobilisation des particules de sols. D'après Ketcheson et Stonehouse (1983), une équipe de scientifiques de l'université de Guelph au Canada ont trouvé qu'un taux de couverture du sol par des résidus de maïs de 15% peut réduire l'érosion de 75% par rapport à un sol nu. Biielders *et al.* (2000) ont mené des expériences au Niger, plus précisément à Banizoumbou, dont le contexte présente une similitude avec la région de Thiès, pour évaluer l'impact de la technique de réduction de l'érosion éolienne par des résidus de culture de mil et des billons. Sur des parcelles témoins sans résidus et sans billons, ils ont enregistré, sur une période de trois ans, des pertes de sol allant de 17 à 214 Mg par hectare, ce qui correspond à une réduction de la profondeur de la couche arable de l'ordre de 1 à 14 mm. Par contre, sur des parcelles avec billons et résidus de culture, ils ont noté une chute des pertes de sols de l'ordre de 87% par rapport aux parcelles témoins. Ils en concluent que pour contrôler efficacement l'érosion éolienne, il faut 2 Mg de résidus de mil par hectare. Il y a un consensus sur le fait que les résidus de culture contribuent à la réduction de l'érosion mais l'ordre de grandeur des taux de couverture nécessaire pour constituer un obstacle à l'érosion est différent selon les études (Sterk, 2003). En effet, les études de Geiger *et al.* (1992); Michels *et al.* (1995); Sterk and Spaan (1997); Biielders *et al.* (2000), auxquelles Sterk (2003) fait référence, arrivent toutes à des recommandations différentes. Ces différences sont certainement dues à la différence des méthodes de mesures utilisées.

Mais au Sahel en général, les résidus de culture, s'ils sont laissés sur le champ, sont très inégalement répartis, ce qui laisse des zones sans aucun résidu. Elles sont alors le siège de fortes déflations. La quantité de résidus de culture y tourne souvent autour de quelques

centaines à un millier de kg par hectare (Biielders *et al.* 2000). Dans ces conditions, ils sont peu efficaces pour contrer l'érosion éolienne.

I.4 MODÉLISATION DU PROCESSUS D'ÉROSION

Avant de discuter de la vulnérabilité des sols et de son évaluation dans le chapitre suivant, le sujet principal de notre recherche, il est nécessaire de présenter brièvement les différents modèles d'érosion éolienne. Cette discussion facilitera la compréhension de notre démarche.

L'érosion éolienne est un phénomène difficile à prédire avec précision considérant l'état actuel des connaissances sur les interactions dans le système temps-sol-végétation-humains. Depuis les années 1950, des modèles aidant à évaluer ce phénomène ont été proposés. Ces modèles fournissent, sous certaines conditions et selon des hypothèses simplificatrices, des estimations des pertes de sols dues à l'érosion éolienne, localement et régionalement, et ce pour différentes périodes de temps, allant de la durée d'un seul événement à une année.

L'équation d'érosion éolienne ou Wind Erosion Equation (WEQ) (Woodruff and Siddoway, 1965) est le modèle le plus ancien et le plus utilisé actuellement à cause de sa simplicité et du fait que les paramètres pris en compte sont facilement mesurables. Ce modèle permet de prédire la quantité de particules du sol déplacées (en termes de poids) dans une zone restreinte (par exemple un champ agricole) pour une longue période (année) en fonction des conditions moyennées de surface de cette zone et des conditions climatiques qui y prévalent. Il est cependant un modèle largement empirique. Cette nature empirique fait que ce modèle est difficile à adapter à des régions autres que celles pour lesquelles il a été ajusté, les Grandes Plaines des États-Unis (Hagen, 1999).

D'autres modèles ont été développés depuis, fondés pour la plupart sur des équations faisant appel à des lois physiques des modes d'interactions entre le vent et la surface

terrestre. Parmi ces modèles, il y a : (a) ceux qui constituent en quelque sorte une suite au WEQ, le Revised Wind Erosion Equation (RWEQ) (Fryrear *et al.*, 1998) et le Texas Erosion Analysis Model (TEAM) (Gregory *et al.*, 2001), (b) ceux qui se basent sur la production de poussières pour estimer l'érosion (Gillette et Passi, 1988; Shao *et al.*, 1996; Marticornea et Bergametti, 1995) et (c) les modèles du type Wind Erosion Prediction System (WEPS) (Hagen, 1999).

Contrairement au WEQ, les modèles tels que le RWEQ et le TEAM ne considèrent pas que les pertes de sol sont uniformes à travers un champ. Ils supposent que la capacité maximale de transport des particules du sol par le vent est atteinte à une distance relativement courte en s'éloignant de la bordure d'un champ. Au delà de cette distance, il n'y a pratiquement plus de pertes nettes de sol. Le RWEQ suppose que la vitesse-seuil du vent à partir de laquelle le processus d'érosion s'enclenche est de 5 ms^{-1} à une hauteur de 2 m pour toutes les surfaces tandis que TEAM introduit une vitesse-seuil variable selon les conditions de surface. La structure de ces deux modèles semble plus appropriée pour des prédictions de l'érosion sur des champs relativement petits avec des bordures non érodables et où la décharge par saltation et reptation domine la perte des sols (Hagen, 1999).

Les modèles se basant sur la production de poussières pour estimer l'érosion supposent que la mobilisation des particules par saltation et reptation s'opère sur la totalité de la zone de simulation. Ils traduisent alors la quantité totale des particules mobilisées en flux vertical de poussières en perte de sol sur une surface donnée. Puisque ces modèles ignorent les effets des conditions aux limites des champs, ils sont plus appropriés pour l'étude de très grands espaces où la génération de poussières est la principale cause de perte du sol (Hagen, 1999).

En plus des modèles ci-dessus mentionnés, il y a le WEPS (Hagen, 1999) considéré comme beaucoup plus sophistiqué que ceux des catégories précédentes. C'est le seul modèle qui, à l'aide de son module ou sous modèle EROSION, simule d'une façon stochastique les variations météorologiques pendant une journée ainsi que les changements qu'elles font subir aux caractéristiques de surface du terrain. Les processus d'érosion en

saltation/reptation et suspension sont séparés, il est ainsi capable de simuler à la fois les impacts de l'érosion à l'intérieur d'une zone quelconque et à l'extérieur de cette zone (déposition). La variabilité spatiotemporelle est prise en compte mais son utilité se limite sur l'aire d'un champ de forme rectangulaire ou de quelques champs contigus (Visser *et al.*, 2005).

Fait important à noter est que les études portant sur l'analyse critique de l'utilisation de ces modèles en milieu sahélien sont plutôt rares. Nous n'avons pu repérer dans la littérature qu'une seule étude, celle de Visser *et al.* (2005). Cette étude portait sur l'applicabilité des deux modèles, le RWEQ et le WEPS, dans un contexte sahélien. Les auteurs arrivent à la conclusion que le RWEQ appliqué dans un tel contexte n'atteint pas des niveaux de précision satisfaisante, même si les facteurs intervenant dans le RWEQ prennent des valeurs similaires dans le Sahel que celles établies à l'origine dans le contexte des États-Unis (voir tableau I.2). De plus, il y a l'absence de bandes non érodables autour des champs au Sahel comme c'est le cas au États-Unis. Le modèle suppose par ailleurs l'existence d'une certaine homogénéité de la rugosité, de la couverture végétale et des caractéristiques du sol laissées par les opérations de sa préparation. Dans le Sahel, la situation est généralement tout autre. Le WEPS s'est en revanche révélé être un outil convenable à cette fin. En dépit de ses limites, il donne une bonne estimation de la vitesse de friction et prédit correctement le début et la fin d'une période de transport sur un sol dont la surface est sèche (Visser *et al.*, 2005). Il donne en outre une prédiction acceptable de la distribution spatiale des masses transportées sur le site de l'étude. Pour de meilleurs résultats, le modèle devrait prendre en charge les cas de végétation clairsemée.

I.4.1 Exemple de calcul des paramètres d'un modèle : le RWEQ

Rappelons brièvement comment certains intrants de ces modèles sont estimés, ce qui nous servira comme point de comparaison lors de la discussion du potentiel des données de télédétection (chapitre III). Les équations utilisées pour estimer les différents intrants du

RWEQ sont extraites de Visser et *al.* (2005) et de Fryrear et *al.* (1998). Le modèle RWEQ est formulé de la manière suivante.

$$Q(x) = Q_{\max p} \left[1 - e^{-(x/s_p)^2} \right] \quad (\text{I-1})$$

$Q(x)$ est la masse (kg/m) transportée sous le vent sur une distance x ;

x (en mètres) renseigne sur la distance depuis une bordure non érodable;

$Q_{\max p}$ est donné en Kg/m et renseigne sur la capacité maximale de transport du vent;

S_p est la distance sur laquelle le vent atteint 63.2% de sa capacité de mobilisation.

où

$$Q_{\max p} = 109.8(WF.EF.SCF.K'.COG) \quad (\text{I-2})$$

$$S_p = 150.7(WF.EF.SCF.K'COG)^{-0.3711} \quad (\text{I-3})$$

WF : le facteur climatique;

K' : la rugosité

COG : *flat and standing residue factor* ou effet du couvert végétal vivant et mort;

SCF : l'encroûtement du sol;

EF : la fraction érodable

En ce qui concerne l'effet des aménagements agricoles, il est estimé de la façon suivante :

$$COG = SLR_f * SLR_s * SLR_c$$

où

SLR_f = soil loss ratio for flat cover

SLR_s = soil loss ratio for plant silhouette

SLR_c = soil loss ratio for growing crop canopy

Les méthodes de calcul des différents facteurs sont extraites du manuel du RWEQ ainsi que de l'article de Visser *et al.* (2005), et leur présentation suit l'ordre établi dans la section I.3 à savoir, climat, sol, végétation, morphologie et activités humaines.

I.4.1.1 Climat

Le rôle modérateur des conditions climatiques dans le calcul des pertes de sol est le résultat combiné de trois facteurs : le facteur éolien (W_f) ; l'humidité des sols (SW) et la couverture neigeuse (SD). Cette dernière est bien sûr sans signification pour les conditions du Sahel. Le facteur éolien (W_f) dépendra de la vitesse du vent ainsi que de la vitesse-seuil, qui comme nous l'avons mentionné, a été fixée à 5m/sec à une hauteur de 2m dans le cas du modèle RWEQ.

L'humidité des sols (SW), un des facteurs pouvant être évalué par télédétection (chapitre III), est estimé dans le cadre du modèle RWEQ selon des données ponctuelles. Elle est prise en compte parce qu'elle influence la vitesse de vent nécessaire pour éroder un sol. On peut l'estimer comme suit :

$$SW = \frac{ETP - (R + I) \frac{R_d}{N_d}}{ETP} \quad (I-4)$$

où

ETP = évapotranspiration potentielle (en mm) ;

R_d = nombre de jours de pluie et/ou d'irrigation durant la période de simulation ;

$R+I$ = pluie et irrigation (en mm) ;

N_d = nombre de jours pris en compte pour la simulation.

En ce qui concerne l'évapotranspiration potentielle, elle est calculée selon Samani et Pessarakli (1986):

$$ETP = 0.0162 \left(\frac{SR}{58.5} \right) (DT + 17.8) \quad (I-5)$$

où

SR = radiation solaire totale pour la période étudiée (en cal/cm²);
DT = température moyenne (en degré centigrade).

Si le facteur SW est inférieur ou égal à zéro parce qu'il y a eu une importante précipitation ou irrigation et que l'évaporation est faible, il n'y a pas possibilité d'érosion pour cette période. En l'absence de pluie et d'irrigation, le facteur SW est égal à un et donc il n'intervient pas pour modérer l'érosivité du vent (Fryrear *et al.*, 1998).

I.4.1.2 Sols

Le rôle modérateur des conditions édaphiques dans le calcul des pertes de sol dépend selon le RWEQ de deux facteurs : la fraction érodable du sol ainsi que le facteur d'encroûtement. Dans la conception du modèle RWEQ, la détermination de la fraction érodable du sol est faite sur les 25 premiers millimètres (Fryrear *et al.*, 1998). Elle est constituée de particules de sol dont le diamètre est inférieur à 0.84 mm et qui peuvent être transportées par le vent. L'équation permettant de calculer la fraction érodable du sol (EF) est ainsi formulée :

$$EF = \frac{29.09 + 0.31Sa + 0.17Si + 0.33 \frac{Sa}{CL} - 2.59OM - 0.95CaCO_3}{100} \quad (I-6)$$

où

Sa est la teneur en sable exprimée en %;
Si est la teneur en limon exprimée en %;
Sa/CL est le rapport entre les teneurs en sable et en argile exprimé en %;
OM est la teneur en matière organique exprimée en %;
CaCO₃ est la teneur en carbonate de calcium exprimée en %.

Le facteur d'encroûtement du sol est déterminé par la proportion d'argile et de matière organique exprimée en pourcentage (Fryrear *et al.*, 1998) :

$$SCF = \frac{1}{1 + 0.0066(CL)^2 + 0.021(OM)^2} \quad (I-7)$$

où

CL = teneur en argile en %

OM = teneur en matière organique en %

Pour que le résultat de l'équation I.6 soit valide, les valeurs des différents facteurs doivent être comprises dans les intervalles indiqués dans le tableau I.2. Les données qui sont hors des intervalles de valeurs définies dans ce tableau n'ont pas été testées pour les équations de calcul du EF et du SCF.

	SA(%)	Si (%)	CL(%)	SA/CL	OM(%)	CaCo ₃
intervalles	5.5-93.6	0.5-69.5	5.0-39.3	12-53.0	0.18-4.39	0.0-25.2

Tableau I-2: Intervalles de valeurs valides par facteur pour le calcul de la fraction érodable (EF) et du facteur d'encroûtement (SCF)

Source : Visser. *et al.*, 2005

Comme nous le verrons dans le chapitre III, il est très difficile d'obtenir par télédétection une évaluation précise de tous ces éléments. En l'absence des données pédologiques, ce n'est qu'indirectement que nous pouvons évaluer les conditions édaphiques, c'est-à-dire par le biais d'indices.

I.4.1.3 Végétation vivante

Lorsqu'il y a présence de plantes vivantes sur le champ à l'étude, on introduit un facteur modérateur associé à la canopée : le facteur SLR_c (soil loss ratio for growing crop canopy).

Ce facteur est calculé de la manière suivante :

$$SLR_c = e^{-5.614(cc^{0.7366})} \quad (I-8)$$

où

cc = fraction de la surface du sol couverte par la canopée.

Fait intéressant à signaler ici est que la fraction du couvert végétal est estimable par télédétection avec une précision adéquate par le biais des indices de végétation (chapitre III).

I.4.1.4 Morphologie

La rugosité (K_r) prise comme facteur d'entrée dans le modèle RWEQ est celle laissée par les travaux champêtres. Cette rugosité peut être orientée ou distribuée aléatoirement. Le calcul de la rugosité se fait comme suit :

$$K_r = 4 \frac{(RH)^2}{RS} \quad (I-9)$$

où

RH est la hauteur des crêtes (en cm) et RS , la distance entre les billons (en cm).

Si on veut calculer la rugosité en intégrant aussi bien la rugosité orientée K_r et la rugosité aléatoire C_{rr} , il faut calculer le facteur K' . A noter qu'en calculant le facteur K' , on considère que K_r et C_{rr} sont perpendiculaire au vent dominant. La formule permettant de calculer K' est la suivante :

$$K' = e^{(1.86K_{rmod} - 2.41K_{rmod}^{0.924} - 0.124C_{rr})} \quad (I-10)$$

$K_{rmod} = R_c(K_r)$ corrige l'angle que fait la rugosité par rapport au vent

$$R_c = 1 - 0.00032A - 0.000344A^2 + 0.00000258A^3 \quad (I-11)$$

R_c est le coefficient de rotation et A est l'angle du vent en degré. Il est égale à 0 si le vent est perpendiculaire et à 90 s'il est parallèle.

L'évaluation de la rugosité du sol par les données de télédétection demande l'utilisation d'images à haute résolution particulièrement celles dont le signal est sensible aux variations de la micro-topographie. Cette sensibilité caractérise surtout les capteurs actifs comme les radars (chapitre III).

I.4.1.5 Activités anthropiques

Les paramètres qui participent à la détermination de l'incidence des pratiques agricoles sur l'érosion sont les résidus sur pieds, par terre et la canopée des plantes cultivées. Le modèle RWEQ exprime l'effet des résidus de culture par terre par le terme *Soil Loss Ratio coefficient for flat cover* (SLR_f) développé à partir de plusieurs données de terrain et de laboratoire. Il est important de noter que ce n'est pas le diamètre, la densité ou le type de matériel qui est important mais bien le pourcentage de la surface couverte par les résidus (Bilbro et Fryrear, 1994). La présence d'un pavage rocailleux est considérée comme une couverture par des résidus par terre. Le SLR_f varie de 0 à 1 et exprime l'effet modérateur des résidus de culture sur l'érodabilité des sols. Il se calcule comme suit :

$$SLR_f = e^{-0.0438(SC)} \quad (I-12)$$

où

SC = surface du sol couverte par des résidus par terre en %.

Tout comme les résidus par terre, les résidus sur pied ont aussi la capacité de réduire la vitesse du vent, ce qui diminue son pouvoir érosif. Des études de terrain et de laboratoire ont permis de développer le SLR_s (*soil loss ratio coefficient for standing material*). La surface du champ couverte par la silhouette des résidus sur pied est calculée selon la formule suivante :

$$SLR_s = e^{-0.0344(SA^{0.6413})} \quad (I-13)$$

Où SA représente la surface couverte par la silhouette des résidus sur pied et est calculée en multipliant le nombre de résidus sur pied dans un mètre carré par le diamètre moyen en cm et par la hauteur moyenne en cm des résidus.

Comme nous le verrons dans le chapitre III, des recherches relativement récentes ont démontré que, tout au moins, la fraction de la surface couverte par des résidus par terre (équation I.12) peut être estimée par les données de télédétection.

RÉSUMÉ

Dans ce chapitre nous avons essayé de faire ressortir les facteurs à propos desquels il y a un consensus en ce qui concerne leur rôle dans le phénomène de l'érosion éolienne. Nous avons aussi revu brièvement les principaux modèles de calcul de l'érosion éolienne et décrit la façon de calculer les intrants du modèle RWEQ. Tout ceci servira comme appui à nos explications sur le calcul des indices de vulnérabilité ainsi que sur l'utilisation des données de télédétection dans les chapitres qui suivent.

CHAPITRE II : LA VULNÉRABILITÉ À L'ÉROSION ÉOLIENNE : ÉVALUATION ET CARTOGRAPHIE

II.1 DÉFINITION

Dans la littérature consacrée au thème de l'érosion des sols et en général à la gestion des ressources naturelles, le terme vulnérabilité exprime, la plupart du temps, la réaction de la ressource face à un agent agresseur, autrement dit son degré de fragilité ou l'équivalent, sa capacité de résistance. Si l'on considère ici le vent comme l'agent agresseur, nous pouvons dire par exemple, selon les explications que nous avons données au chapitre précédent, qu'un sol dénudé composé de particules fines est plus vulnérable à l'érosion éolienne qu'un autre qui est aussi dénudé mais qui a une forte pierrosité. Tel que mentionné à la section I.2, la notion de la vulnérabilité n'est pas une notion statique, car la capacité de résistance d'une ressource change dans le temps (répétition des agressions, changements graduels ou brusques de la structure du paysage, etc.).

Il est à noter que deux autres termes sont utilisés dans la littérature toujours dans le contexte de la gestion des ressources naturelles notamment : la susceptibilité et le risque. Nous proposons dans ce qui suit une définition de ces concepts parce qu'ils occupent une grande importance dans la suite de ce travail. On peut définir la vulnérabilité comme le degré auquel un système peut, en raison de son état, être atteint à la suite d'une exposition à des perturbations ou à un stress. La susceptibilité est influencée par la vulnérabilité et un aléa. Dans le cadre de ce travail, l'aléa correspond à la vitesse du vent. On peut donc la définir comme l'expression de l'impact d'un événement ou l'aléa sur la vulnérabilité. En somme, un sol devient susceptible à l'érosion éolienne avec l'occurrence d'un vent qui dépasse le seuil de saltation. Mais le degré de susceptibilité varie en fonction du degré de vulnérabilité du sol et de l'intensité de l'aléa ou l'érosivité dans notre cas. Il est donc possible d'évaluer la susceptibilité en tenant compte des caractéristiques du vent et du degré de la

vulnérabilité. Le risque en ce qui le concerne est associé aux conséquences possibles de la vulnérabilité mais aussi de la susceptibilité du système à l'érosion éolienne.

II.2 MÉTHODES D'ÉVALUATION ET DE CARTOGRAPHIE

Les méthodes et techniques permettant d'ordonner les sols selon leur degré de vulnérabilité à l'érosion et sa cartographie régionale varient considérablement. La plupart des ouvrages publiés dans ce domaine traitent de l'érosion hydrique (ex. Bahadur, 2009; Yuksel *et al.*, 2008; Reusing *et al.*, 2000; Haboudane *et al.*, 2007). Ceux consacrés à l'érosion éolienne sont rares (ex. Jabbar *et al.*, 2006; Zobeck, *et al.*, 2000; Coen *et al.*, 2004), et rarissimes ceux qui traitent des deux formes d'érosion à la fois (ex. Song *et al.*, 2006; Bales et Neville, 2002). Leur philosophie d'approche ne diffère cependant pas. En ce qui suit, nous les réviserons en mettant l'accent sur l'érosion éolienne. Nous élargirons aussi notre revue en incluant des ouvrages dans un domaine connexe qui est celui de la dégradation des sols. Pour cette revue, nous avons séparé les ouvrages en trois catégories : 1) ouvrages qui traitent de la mise en application à une échelle régionale des modèles d'érosion comme ceux dont il a été question dans le chapitre précédent; 2) ouvrages qui mettent en application des modèles empiriques qui sont inspirés des modèles d'érosion; et 3) ouvrages qui adoptent des philosophies d'approche différentes de celles des deux catégories précédentes.

II.2.1. RÉGIONALISATION DES MODÈLES DE PERTE DE SOLS

La plupart des travaux publiés visent la cartographie de la vulnérabilité à l'érosion hydrique à un niveau régional (Bahadur, 2009; Reusing *et al.* 2000 entre autres). Dans le cas de l'érosion éolienne nous pouvons citer Jabbar *et al.* (2006) qui se basent sur le modèle WEQ, Zobeck *et al.* (2000) qui utilisent le RWEQ et Coen *et al.* (2004) qui appliquent le

WEPS. L'approche est commune : 1) les différents facteurs requis pour ces modèles sont évalués à l'échelle de la région et cartographiés par des méthodes standards ou à l'aide des données de télédétection; 2) une unité spatiale est choisie (unités arbitraires, parcellaire, bassins versants, etc.) et caractérisée par ses facteurs propres; 3) le modèle d'érosion est appliqué et les pertes de sols enregistrées à partir de la simulation sont souvent transposées à des indices de vulnérabilité.

À titre d'exemple dans le cas de l'érosion éolienne :

1) Jabbar *et al.* (2006) estiment à partir des pertes de sols calculées avec le modèle WEQ, le niveau de dégradation du sol. Plus la quantité de sol perdue par unité de surface est importante, plus le niveau de dégradation est considéré comme élevé. Excepté le facteur végétation vivante et l'encroûtement calculés à partir des données de Landsat TM, les autres facteurs ont fait l'objet de collectes ponctuelles sur des surfaces de 30 cm de côté.

2) En se basant sur le modèle RWEQ, Zobeck *et al.* (2000) estiment l'érosion éolienne potentielle en se basant sur les cartes de sol et sur les résultats de la classification non dirigée d'une image Landsat TM. L'érosion éolienne potentielle est calculée sur des champs de 6 hectares environ, et par un procédé de généralisation (up-scaling), ils estiment le niveau d'érosion éolienne potentielle à l'échelle de la région.

3) Coen *et al.* (2004) appliquent le modèle WEPS sur des aires de 65 hectares chacun. Les données climatiques nécessaires comme intrants du modèle sont calculées par interpolation des données provenant des stations météorologiques, les données pédologiques sont extraites de la carte des sols de l'Alberta (Canada). En ce qui concerne les données relatives à la rotation des cultures, la végétation vivante, les plans d'eau, etc., elles sont extraites des cartes des ecodistricts. L'estimation de l'érosion éolienne est faite en faisant la sommation de la contribution de chaque combinaison sol-mode de gestion-climat. Par cette méthode, ils expriment la variabilité spatiale et l'évaluation du risque d'érosion éolienne causé par les changements des modes de gestion agricole.

II.2.2 MODÈLES EXPERTS

Dans cette catégorie d'approches, nous pouvons inclure des modèles qui utilisent des variantes des équations des modèles d'érosion des sols ou qui s'inspirent d'eux, et qui aboutissent directement à des indices de vulnérabilité (ou de susceptibilité ou du risque) à l'érosion. D'une manière analogue au cas précédent : 1) différents facteurs (critères) sont considérés comme nécessaires à la définition de la vulnérabilité et ils sont cartographiés à l'échelle de la région par des méthodes standards de cartographie ou à l'aide des données de télédétection; 2) une unité spatiale est choisie (unités arbitraires, parcellaire, bassins versants, etc.) et caractérisée par ses facteurs propres; 3) utilisant l'expérience et les connaissances des personnes ressources, ces facteurs sont d'abord classifiés et par la suite croisés, le résultat du croisement étant le degré de vulnérabilité est exprimé le plus souvent d'une façon qualitative (nulle, faible, modérée, élevée).

Les approches peuvent varier considérablement sur le plan a) du choix des facteurs, b) de la façon de les classifier ainsi que c) de la méthode utilisée pour croiser ces facteurs. Quelques exemples typiques sont décrits dans ce qui suit.

Certains auteurs classifient chaque facteur en deux ou plusieurs catégories et emploient des règles de décision du type : Si tel et/ou tel condition ALORS telle conclusion. Par exemple :

Si le (%) de couverture végétale < 0.2

ET

Si (%) de sable > 0.8

ALORS vulnérabilité forte.

Ces règles sont à la base de l'application de la logique ou de l'algèbre Booléenne, une technique employée dans ce qu'on appelle les systèmes experts. Un exemple typique est le

« modèle » de vulnérabilité à l'érosion éolienne proposé par Vliet et collaborateurs,² dans un contexte québécois. Les critères retenus sont la classe de drainage, la teneur en matière organique, le pourcentage de sable moyen, fin et très fin de la couche de surface, ou la texture de surface en cas de données manquantes (tableaux II.1 et II.2). D'autres exemples des systèmes experts à base de règles de production, beaucoup plus sophistiqués que le modèle du tableau II.1 quant à la façon de structurer leur base de connaissances ou de traiter les facteurs influençant l'érodabilité des sols, peuvent être cités comme celui de Le Bissonnais *et al.* (2004) ou de Haboudane *et al.* (2007).

Drainage	Classe de texture de la couche de surface*	Teneur en matière organique de la couche de surface				
		Faible <1,7 % C org.	Modérée 1,7-4 % C org.	Élevée 4-9 % C org.	Très élevée 9-17 % C org.	Extrêmement élevée ≥17 % C org.
Très rapidement à Bien drainé	1	Élevée	Élevée	Élevée	Élevée	-
	2 - 3	Élevée	Modérée	Modérée	Élevée	-
	4 - 5	Modérée	Nulle à faible	Nulle à faible	Modérée	-
	T	-	-	-	-	Élevée
Modérément Bien à Imparfaitement drainé	1	Élevée	Modérée	Modérée	Élevée	-
	2 - 3	Modérée	Modérée	Modérée	Modérée	-
	4 - 5	Modérée	Nulle à faible	Nulle à faible	Nulle à faible	-
	T	-	-	-	-	Élevée
Mal drainé	1	Modérée	Nulle à faible	Nulle à faible	Modérée	-
	2 - 3	Nulle à faible	Nulle à faible	Nulle à faible	Nulle à faible	-
	4 - 5	Nulle à faible	Modérée	Modérée	Nulle à faible	-
	T	-	-	-	-	Modérée
Très mal drainé		Nulle à faible	Nulle à faible	Nulle à faible	Nulle à faible	Nulle à faible

Tableau II-1: Modèle d'évaluation de la vulnérabilité des sols à l'érosion éolienne

Source : Martin, A. et Nolin, M. C., 1991; Preston, E. W. et Acton, C. J., 1984

²http://www.agrireseau.qc.ca/agroenvironnement/documents/chap13_f%5B2%5D.pdf (consulté 21 mai 2009)

Classe	Texture	Définition
1	Grossière	Sable grossier (SG), moyen (S), fin (SF), très fin (STF) et sable loameux (SGL, SL, SFL) (e.g. série La Présentation)
2	Moyennement grossière	Sable très fin loameux (STFL) et loam sableux grossier à fin (LSG, LS, LSF) (e.g. série Rougemont)
3	Moyenne	Loam sableux très fin (LSTF), loam (L) et loam limoneux (LLi) (e.g. série Ste-Rose)
4	Moyennement fine	Loam sableux argileux (LSA), loam argileux (LA) et loam argileux limoneux (LLiA) (e.g. série Du Jour)
5	Fine	Argile sableuse (AS), argile (A), argile limoneuse (ALi) et argile lourde (ALo) (e.g. série Providence)
T	Tourbeuse	Couche de surface tourbeuse ($\geq 17\%$ C org.) (e.g. série Nobel)

Tableau II-2: Définition des classes de texture

Source : Day, J. H., et McMenamin, J., 1983

Cependant, la plupart des auteurs préfèrent aborder le problème par des méthodes dites multicritères où à chaque facteur un score est attribué, et parfois un poids aussi lui est affecté. Très souvent, les scores et les poids sont définis de façon empirique. Ceux qui sont inspirés directement des modèles d'érosion emploient une formule de combinaison du type produit des facteurs :

$$S = \prod_{i=1}^N s_i \quad (\text{II-1})$$

où S est le score de la vulnérabilité ;

et s_i est le score du facteur i parmi les N facteurs utilisés.

D'autres préfèrent calculer le score comme une moyenne pondérée des scores des différents facteurs. Le score final est ainsi exprimé selon la même échelle que les scores des différents facteurs :

$$S = \frac{\sum_{i=1}^N W_i \cdot S_i}{\sum_{i=1}^N W_i} \quad (\text{II-2})$$

où S et S_i sont définis comme précédemment et W_i est le poids attribué au facteur i parmi les N facteurs utilisés.

L'exemple classique ici est le modèle CORINE (COoRdination of INformation on the Environment) employé particulièrement en Europe pour l'évaluation du risque à l'érosion hydrique. Yksel *et al.* (2008) présentent un exemple d'application de ce modèle où le risque potentiel à l'érosion hydrique est exprimé comme suit :

$$\text{Indice du risque potentiel à l'érosion hydrique} = \text{Indice d'érodabilité des sols} * \text{Indice d'érosivité} * \text{Indice de pente} \quad (\text{II-3})$$

L'indice d'érodabilité des sols est calculé comme suit :

$$\text{Indice d'érodabilité des sols} = \text{Classe de texture} * \text{Classe de Profondeur} * \text{Classe de pierrosité} \quad (\text{II-4})$$

Les auteurs reconnaissent trois classes d'érodabilité des sols selon leur composition (texture), trois classes selon leur profondeur ainsi que deux classes selon leur pierrosité. Le produit des scores des classes considérées donne un score final qui représente l'indice d'érodabilité des sols. Ces scores sont reclassifiés selon une échelle entre 0 et 3, le zéro indiquant une érodabilité nulle et le trois une érodabilité forte. Le même principe est suivi pour l'indice d'érosivité et l'indice de pente. La multiplication des trois indices donne un score final qui représente le risque potentiel d'érosion qui est par la suite transposé selon une échelle allant de 0 à 3, le zéro indiquant un risque faible et le trois, un risque fort.

Bales et Neville (2002) suivent une approche similaire pour caractériser les sols de leur région d'étude selon leur « sensibilité » à l'érosion hydrique et éolienne. Ils attribuent des scores aux facteurs considérés comme les plus pertinents pour chaque type d'érosion. Ils considèrent alors comme score final la moyenne des scores des facteurs considérés, ce qui revient à dire qu'à chacun des facteurs est attribué un poids égal à l'unité. Ils utilisent des images satellitales pour cartographier l'occupation du sol en délimitant les surfaces d'eau, les zones urbaines imperméables, la végétation irriguée, les surfaces naturelles d'herbes ou arbustes et les aires dénudées. À chaque type d'occupation du sol, des scores ont été attribués. Grâce à un modèle numérique d'altitude, divers paramètres morphométriques ont été extraits (pente et orientation de pente, courbure, etc.). Des cartes pédologiques ont servi à extraire les paramètres pédologiques nécessaires à leur modèle. Pour cartographier les sols vulnérables à l'érosion hydrique, le modèle suivant est utilisé :

$$\begin{aligned} \text{Érosion hydrique} = & (\text{courbure} + \% \text{de pente} + \text{facteur d'érosion (carte d'occupation du sol)} \\ & + \text{facteur d'érodabilité (carte pédologique)}) / 4 \end{aligned} \quad (\text{II-5})$$

et pour l'érosion éolienne, la formule suivante est appliquée :

$$\begin{aligned} \text{Érosion éolienne} = & (\text{courbure} + \text{exposition au vent} + \text{facteur d'érosion (carte d'occupation} \\ & \text{du sol)} + \text{facteur d'érodabilité (carte pédologique)}) / 4 \end{aligned} \quad (\text{II-6})$$

Dans le domaine des systèmes experts, il y a depuis longtemps un débat, non pas sur la pertinence, mais sur la définition des conditions sous lesquelles les règles déterministes utilisées permettent d'arriver à des conclusions valables. Il y aussi un questionnement sur l'incertitude et l'imprécision des données utilisées pour quantifier les différents facteurs et la façon d'en tenir compte. Pour prendre en charge cet état de fait, des approches alternatives sont proposées impliquant les principes de la logique ou de l'algèbre flou, les lois de la probabilité et la règle de décision bayésienne, la théorie de l'évidence de

Dempster-Shaffer (une généralisation de la théorie bayésienne), ou des combinaisons de ces méthodes. Kulkarni (2001), Burrough *et al.* (1998) et Bonham-Carter (1994), entre autres, présentent une revue de la plupart des ces méthodes avec des exemples tirés du domaine des géosciences. Les ouvrages qui traitent de l'érosion en mettant en œuvre ces méthodes alternatives sont cependant rares. Thiam (2005), parmi ces rares ouvrages, propose l'usage de la logique floue, parce qu'elle est plus apte à prendre en charge le caractère imprécis de l'évaluation des indicateurs de dégradation, ainsi que de la théorie de l'évidence parce qu'elle intègre la notion de l'ignorance, afin de produire des cartes montrant la sévérité de la dégradation des sols en Mauritanie. Pour produire ces cartes de dégradation, l'auteur utilise aussi bien des données biophysiques que des données socioéconomiques.

II.2.3 AUTRES APPROCHES

Trois cas sont passés en revue ici pour illustrer ces autres approches : l'approche par indicateur, l'approche du « Eolian Mapping Index » ainsi que l'approche classificatoire.

II.2.3.1 L'approche par indicateur

Chappell (1996) élabore une carte de vulnérabilité à l'érosion éolienne en se basant quasi exclusivement sur le suivi des traces de césium 137. Le césium 137 est un radioélément introduit dans l'atmosphère à la suite des essais nucléaires et de l'accident de Tchernobyl en 1986. A la faveur des précipitations, il sera déposé sur toute la surface de la Terre. Il est très fortement adsorbé sur les particules du sol sous une forme non échangeable, ce qui fait qu'il ne se déplace dans l'environnement qu'avec les particules auxquelles il est attaché (Bonn, 1998 ; Biielders *et al.*, 2004 ; Damnati *et al.*, 2004). Cette propriété fait qu'on peut estimer le niveau d'érosion, éolienne et hydrique, en comparant les niveaux d'activité du césium 137 entre deux périodes. Une diminution du niveau d'activité suppose un

déplacement des particules du sol. Pour ce faire, il est nécessaire de faire des prélèvements de sol, à différents endroits en fonction de différentes caractéristiques, sur le site d'étude. Ces sols sont analysés en laboratoire afin de mesurer le niveau d'activité du césium 137. Une interpolation est faite pour l'élaboration de la carte. Il est apparu qu'au niveau des zones avec plus de végétation, les niveaux d'activité du césium 137 sont supérieurs à ceux des zones dénudées. Il en est conclu que le niveau de vulnérabilité à l'érosion, éolienne et hydrique, est plus élevé pour les zones sans couverture végétale. On peut retenir que les principaux facteurs considérés dans cette estimation sont la couverture végétale, le vent et la texture du sol. Dans une autre étude faite par Chappell et Warren (2003), il ressort que les principaux facteurs qui contribuent à rendre le sol favorable à l'érosion sont, les pratiques de mise en valeur et leur historique, bien plus que la topographie et les types de sols.

II.2.3.2 L'Eolian Mapping Index (EMI)

Cet indice a été conçu par le United States Geological Survey (USGS). Le postulat de base est que dans les régions arides et semi-arides comme celles que l'on retrouve aux États-Unis, la réflectance des sols varie en fonction de leur composition et de leur texture. Comme nous l'avons déjà mentionné, ces paramètres sont à la base de l'estimation de l'érodabilité des sols. Plus la réflectance est élevée, plus les sables fins dominent, donc plus grand est le potentiel de mobilisation des particules par le vent. De l'autre côté, la présence de végétation notamment vivante va avoir une influence sur la réflectance du sol. Un faible couvert végétal accompagné d'une forte réflectance est une indication pertinente de la vulnérabilité des sols à l'érosion éolienne.

Les cartes du EMI sont des images couleurs produites en superposant les bandes du proche infrarouge, du rouge ainsi que de leur rapport. Ce dernier met en évidence la présence d'un couvert végétal. Cette image oppose la couleur jaune à la couleur bleue. Les tonalités de

jaune sont reliées à des sols avec une végétation éparse tandis que les tonalités de bleu sont reliées au pourcentage de la couverture du sol par les végétaux (figure II.1).

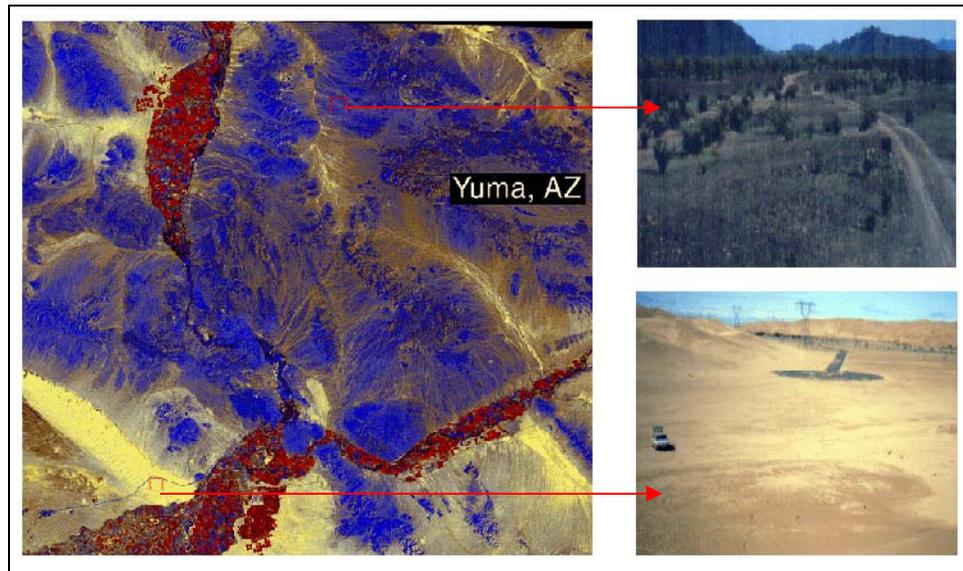


Figure II-1: Exemple d'une « carte » d'EMI du Yuma en Arizona aux États-Unis d'Amérique

Source : <http://terraweb.wr.usgs.gov/projects/eolian/eolianmp.html>

Les analyses effectuées à partir de ces images montrent que les surfaces les plus vulnérables sont celles des vallées et des formes à faible dénivelé (particulièrement celles dépourvues de végétation) car composées des matériaux fins. Les surfaces avec un relief accidenté à montagneux sont les moins vulnérables car composées des matériaux plus grossiers, donc difficilement mobilisables par le vent. Des recherches sont en cours pour introduire dans ces cartes de l'information provenant des modèles numériques de terrain afin justement de mettre en évidence ces variations de la vulnérabilité reliées à la topographie du terrain. Ces recherches visent aussi à adopter des approches quantitatives afin de "chiffrer" le degré de vulnérabilité à l'érosion éolienne.

II.2.2.3 L'approche classificatoire

Haboudane *et al.* (2007) utilisent l'approche de clustering pour définir des unités spatiales présentant une certaine homogénéité du point de vue topographique. À chaque unité ainsi définie, ils attribuent un score qui reflète la vulnérabilité de cette zone à l'érosion hydrique. Tel que mentionné plus tôt, ces auteurs utilisent par la suite l'approche système expert pour conclure sur la « susceptibilité » à l'érosion hydrique. Nous n'avons pas pu trouver des exemples où la classification automatique est utilisée comme approche pour caractériser directement une unité spatiale selon son degré de vulnérabilité. Par contre, il existe des exemples où la classification du territoire en zones selon le type de dégradation est effectuée par interprétation visuelle des images de télédétection et d'autres données de base (voir par exemple Sujatha *et al.*, 2000).

II.3 DISCUSSION SUR LES DIFFÉRENTES APPROCHES

Dans la section II.2.1, nous avons mentionné quelques rares études essayant d'évaluer la vulnérabilité à une échelle régionale à partir des pertes de sol tel que calculées par les modèles d'érosion (exemple RWEQ). Or la plupart de ces modèles sont conçus pour être appliqués à une échelle locale, quelques champs tout au plus. Leur pertinence pour des calculs à une échelle régionale est discutable. Par ailleurs, le calcul des paramètres du modèle demande des connaissances précises à une échelle très fine (voir section I.4.1) dont nous ne disposons pas. Cette approche n'a pas été donc retenue mais, tel que nous l'avons mentionné au chapitre I, les modèles comme le RWEQ nous seront utiles pour l'identification des facteurs dont il faut tenir compte dans le développement de notre indice de vulnérabilité.

Comme nous l'avons constaté à la section II.2.2, l'approche la plus répandue pour cartographier la vulnérabilité des sols est celle basée sur les systèmes experts. L'approche

système expert basée sur des règles de production n'est efficace que si les facteurs à prendre en considération ne sont pas nombreux, et ont un pouvoir net discriminant des différents états ou conditions des sols, ce qui n'est pas souvent le cas. Il est en effet difficile voire impossible de déterminer par exemple à partir de quel pourcentage de couverture du sol par la végétation vivante ou sénescence il n'y a plus d'érosion. Vouloir introduire des nuances fait multiplier les règles et alourdit considérablement la tâche d'établir la base de connaissances. Bien que les méthodes alternatives rendent les systèmes experts plus versatiles, leur mise en œuvre présente des difficultés certaines. La théorie de l'évidence, par exemple, peut à première vue être considérée comme la plus adaptée à l'étude de la dynamique de l'érosion en raison notamment de l'ignorance qui est intégrée au processus d'estimation. L'insuffisance majeure qu'on peut lui trouver en ce sens est le fait que la délimitation des niveaux de crédibilité et de plausibilité à la base de cette théorie relève du jugement de l'expert (Thiam, 2005). Il s'y ajoute le grand nombre de combinaisons nécessaires pour donner un résultat sur les différents niveaux de crédibilité et de plausibilité de l'érosion éolienne. En ce qui concerne le recours aux principes de la logique floue dont la spécificité est le traitement de l'imprécision, il dépend étroitement de la notion des fonctions d'appartenance dont la définition est subordonnée comme dans le cas précédent, au niveau de connaissance de l'expert sur la question abordée. La mise en œuvre des méthodes multicritères présente aussi des difficultés similaires quant à l'attribution des scores et la définition des poids. Il n'en demeure pas moins qu'elles sont relativement faciles à concevoir et leurs résultats plus compréhensibles. C'est l'approche que nous avons choisi pour estimer notre indice de vulnérabilité dont il sera question à la section V.6.

Concernant les autres méthodes, celle du Eolian Mapping Index présente un intérêt particulier pour nous compte tenu du fait qu'elle fait exclusivement appel aux données satellitales. Les images du EMI permettent certes de se faire rapidement une idée de la vulnérabilité des sols, cependant le fait de s'être basé uniquement sur deux facteurs (matériel fin et couverture végétale), même s'ils sont parmi les plus importants à prendre en compte, fait du EMI un outil qui reste à améliorer. Il y a en effet d'autres facteurs

mentionnés dans le chapitre précédent (dont certains estimables à partir d'images satellitales) qui n'ont pas été pris en compte et dont la présence ou l'absence a un impact non négligeable sur la capacité érosive du vent (degré d'humidité des sols, présence de la végétation sèche et dans les secteurs agricoles présence de résidus de culture, etc.). Par ailleurs, la forte réflectance du sol qui est associée dans la méthode de conception du EMI à la présence du matériel fin peut être due à d'autres facteurs tels que la pauvreté du sol en matières organiques ou la présence de sel en surface.

CONCLUSION PARTIELLE

Il existe plusieurs options pour élaborer un modèle de calcul de la vulnérabilité des sols à l'érosion éolienne à un moment précis dans le temps. Nous considérons que l'approche multicritère avec attribution des scores aux facteurs et pondération de leur influence est la plus appropriée. C'est une approche qui a fait ses preuves dans le contexte de l'érosion hydrique. À l'état actuel des connaissances sur le phénomène de l'érosion éolienne dans notre région, elle se prête bien de par sa versatilité et sa relative simplicité à une première expérimentation du genre sur le calcul d'un indice de vulnérabilité. Campbell (1987) définit un indice comme étant un nombre qualifiant l'intensité d'un phénomène qui est trop complexe pour être décomposé en paramètres connus. Aussi le développement d'un indice de vulnérabilité des sols à l'érosion éolienne ne saurait avoir comme prétention la complète compréhension de l'ensemble des interactions complexes qui existent entre les différents composants de l'écosystème et dont le résultat pourrait être la vulnérabilité des sols.

CHAPITRE III : APPOINT DE LA TÉLÉDÉTECTION

III.1 INTRODUCTION

Notre discussion sur l'apport de la télédétection à l'évaluation des facteurs responsables de l'érosion éolienne est limitée aux images multispectrales et aux thermographies infrarouges. On peut signaler cependant que les images hyperspectrales offrent un potentiel plus important que les images multispectrales pour l'extraction des informations sur les sols et la végétation à cause de la finesse de leurs bandes spectrales mieux centrées sur des longueurs d'ondes spécifiques entre 400 et 3000 nm. À titre d'exemple, il est possible de trouver des bandes spectrales où la réflectance varie en fonction des constituants biochimiques de la végétation sèche et ainsi pouvoir mieux quantifier sa densité (Murray et Williams, 1988 ; Daughtry *et al.*, 2004). Malheureusement les satellites munis des capteurs hyperspectraux acquérant des images à des résolutions spatiales et spectrales adaptées pour une cartographie à l'échelle régionale de la vulnérabilité sont encore en phase expérimentale et quelques images sont enregistrées par ci par là au-dessus des différents continents. Nous reviendrons à ce type d'images dans le chapitre VIII où il sera question d'une expérience menée avec une image hyperspectrale HYPERION du satellite expérimental de la NASA EO-1 couvrant une partie de la zone à l'étude.

Quant aux images radar, elles sont de plus en plus disponibles à des fréquences et selon des polarisations variables et peuvent, en principe, fournir des informations valables sur l'humidité et la rugosité de la surface, deux facteurs importants en érosion éolienne (Shoshany *et al.*, 2000; Oldak *et al.*, 2003 ; Wagner et Scipal, 2000 ; Magagi et Kerr, 2001). Cependant la modélisation du signal et la séparation de l'information sur l'humidité de celle sur la rugosité des surfaces sont des opérations très complexes. La modélisation devient plus problématique lorsque le sol est couvert de végétation. Le choix approprié de

la fréquence et de la polarisation des ondes ainsi que de l'angle d'incidence du faisceau radar sont aussi sujets à des débats. À titre d'exemple, des études menées par Baghdadi *et al.* (2002) à partir des images ERS (C, VV, $\theta=23^\circ$) et RADARSAT-1 (C-HH- $\theta=39^\circ$ et 47°) ont abouti à la conclusion qu'on ne peut établir de relations entre les données radar et l'humidité du sol, même sur des surfaces nues à cause de la quasi homogénéité des niveaux d'humidité et de la diversité des niveaux de rugosité. Cependant, d'après d'autres études et expérimentations, le recours à la bande C avec un faible angle d'incidence (environ 20°) permet l'estimation optimale de l'humidité du sol avec une très faible influence de la rugosité (Bertuzzi *et al.*, 1992, Boisvert *et al.*, 1995). Mais l'obstacle fondamental de l'utilisation des images radars, réside dans le fait que les modèles qui existent font intervenir un certain nombre de constantes nécessitant le recours à des mesures in situ avec des appareils spécialisés (Shoshany *et al.*, 2000 ; Sahebi *et al.*, 2003) difficilement accessibles pour notre site à l'étude.

Dans ce qui suit, nous présenterons les fondements théoriques et les possibilités pour extraire les informations nécessaires à la détermination de la vulnérabilité à partir d'images multispectrales et thermiques.

III.2 L'HUMIDITÉ DU SOL

La prise en charge de ce facteur soulève quelques questions pour deux raisons principalement. La première est liée au fait que cette étude a pour cadre physique une zone sahélienne caractérisée par des sols de texture sableuse et sablo-argileuse, mais aussi par le fait que neuf mois sur 12, il y a prédominance de conditions sèches. La deuxième est liée aux capacités actuelles de l'imagerie satellitale à renseigner sur la teneur du sol en eau.

III.2.1 L'HUMIDITÉ DES SOLS DU BASSIN ARACHIDIER

L'humidité est fortement influencée par les précipitations mais aussi par des facteurs tels que l'évaporation, la température, l'humidité de l'air. D'une manière générale, les sols de la zone sahélienne et de la région du bassin arachidier en particulier demeurent secs une bonne partie de l'année. Cependant, des mesures d'humidité du sol effectuées par Bonfils et Faure (1956) sur les sols dior et deck du bassin arachidier (tableau III.1) nous révèlent qu'ils ne se dessèchent pas une à deux jours après les événements pluvieux même s'ils demeurent pratiquement secs huit mois par an et qu'ils ne se humectent de nouveau entièrement que deux à trois mois après le début de la saison des pluies notamment au cours du mois d'août (Bonfils et Faure, 1956). Le mois d'août et de septembre demeurent encore les mois durant lesquels on enregistre le plus de précipitations. Les données relatives à l'humidité du sol, notamment sur les 10 premiers centimètres, nous amène ainsi à considérer ce facteur dans l'estimation de la vulnérabilité des sols à l'érosion éolienne.

Propriétés	Profondeur en cm	Sol dior	Sol deck
		% d'eau	% d'eau
24 heures après une pluie de 25 mm	0 - 10	7	8.5
	50	8	11
	100	10	12
3 jours après une pluie de 30 mm	0 - 10	6	6
6 jours après une pluie de 30 mm	0 - 10	3	3.5
	50	8	10
15 jours après une pluie de 25 mm	0 - 10	1.5	1.5
	50	5	6
	100	6	8
2 mois après une pluie de 25 mm	0 - 10	0.3	0.8
	50	1	3
	100	4	4.2

Tableau III-1: Humidité des sols dior et deck dans le bassin arachidier selon Bonfils et Faure, 1956

III.2.2 L'HUMIDITÉ SURFACIQUE PAR TÉLÉDÉTECTION

L'humidité surfacique du sol, un des facteurs ayant une influence sur le niveau de vulnérabilité, est mesurable, en principe, à partir de l'infrarouge thermique. En raison des caractéristiques des longueurs d'ondes utilisées, il n'est pas possible d'estimer l'humidité du profil. Dans les années 1980 certains auteurs ont tenté de modéliser le signal dans cette bande spectrale (8-14 μm) en fonction du degré d'humidité des sols sans obtenir pour autant des résultats probants (Carlson *et al.*, 1981 ; Taconet *et al.*, 1986). Dans des études plus récentes, plusieurs auteurs ont suivi l'approche d'évaluation indirecte de l'humidité des sols (Price, 1990 ; Carlson *et al.*, 1994 ; Moran *et al.*, 1994 ; Gillies *et al.*, 1997 ; Nemani *et al.*, 1993 ; Zeng *et al.*, 2004). Cette approche est fondée sur la paramétrisation de l'espace température, estimée d'après les données dans l'infrarouge thermique, et la fraction du couvert végétal, estimée à partir des indices de végétation. Une étude dans le contexte sahélien (Nord du Sénégal) suivant cette approche est présentée par Sandholt *et al.* (2002). Elle est basée sur l'utilisation exclusive de données de télédétection provenant du capteur AVHRR de NOAA (résolution kilométrique) desquels sont dérivés la température du sol et l'indice de végétation NDVI. Le but de cette étude est de fournir des données de base pour les intégrer à des modèles hydrologiques. L'humidité du sol est estimée indirectement par un indice de degré de « sécheresse » comme suit :

1) On dresse un diffusiogramme avec en abscisse le NDVI et en ordonnée la température du sol. L'enveloppe de la distribution des valeurs dans cet espace est un triangle (voir figure III.1). Les équations spécifiant les côtés du triangle nommés « dry edge » et « wet edge » servent comme base pour le calcul de cet indice.

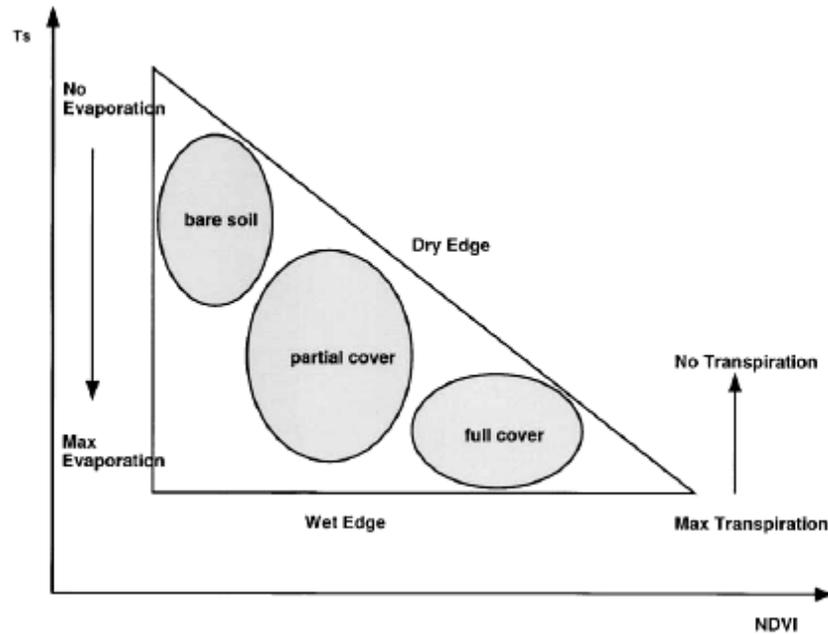


Figure III-1: Représentation simplifiée de l'espace Ts/NDVI (d'après Lambin et Ehrlich, 1996).

2) l'indice TVDI (Temperature Vegetation Dryness Index) est défini de la manière suivante :

$$TDVI = \frac{T_s - T_{s\min}}{a + bNDVI - T_{s\min}} \quad (\text{III-1})$$

$T_{s\min}$ le minimum de la température de surface du triangle; il définit le « côté humide » du triangle.

T_s la température de surface au niveau d'un pixel donné

a et b les coefficients de l'équation du « côté sec » du triangle :

$T_{s\max} = a + bNDVI T_{s\max}$ étant la température maximale de la surface du sol observée pour un NDVI donné.

Les auteurs estiment que : a) la méthodologie du TVDI est robuste et peut être appliquée sur des surfaces étendues et b) la forme de l'espace Ts/NDVI est insensible au type de couverture du sol, tout au moins dans la partie semi-aride de l'Afrique de l'ouest.

En se référant à la figure III.1, on remarque que principalement, ce sont les phénomènes de d'évaporation et de transpiration qui contrôlent les niveaux d'humidité du sol. Une approche alternative proposée par la FAO permet d'estimer indirectement l'humidité surfacique à partir du calcul de l'évapotranspiration réelle (Allen *et al.*, 1998). Pour l'appliquer, nous avons besoin des données provenant des stations météorologiques ainsi que des données provenant des images satellitales comme nous le verrons par la suite.

L'évapotranspiration réelle ETR est formulée comme suit :

$$ETR = K_c * ETP \quad (III-2)$$

où ETP est l'évapotranspiration potentielle ou de référence et Kc un coefficient dont la valeur est fonction du stade de développement végétatif.

L'évaporation de référence peut être évaluée selon la formule ci-dessous préconisée par la FAO (Allen *et al.*, 1998):

$$ETP = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{273 + T} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34U_2)} \quad (III-3)$$

avec

R_n le Rayonnement net en MJ m⁻² J;

G le flux de chaleur du sol en MJ m⁻² J ;

γ la constante psychrométrique en kPa degré Celsius;

Δ la courbe de pression de la vapeur d'eau en kPa degré Celsius ;

U_2 vitesse du vent à deux mètres du sol m/s;

e_s pression de la vapeur à saturation en kPa

e_a pression actuelle de la vapeur en kPa;

T température du sol en degré Celsius.

Parmi les paramètres utilisés pour estimer l'ETP, certains peuvent être calculés à partir de données issues de stations météorologiques et d'autres à partir d'images satellitales. C'est le cas par exemple de la température du sol calculée à partir de l'image infrarouge thermique. Concernant les méthodes de calcul du coefficient K_c (équation III.4), plusieurs méthodes ont été proposées à partir des données de télédétection (Bausch, 1995; Allen *et al.*, 1998; Allen 2000; Garatuza-Payan *et al.*, 2003; Er-Raki *et al.*, 2007). À titre d'exemple, Bausch (1995) propose un calcul basé sur l'indice de végétation SAVI (voir ce chapitre, section III.4) :

$$K_c = 1.416 * SAVI + 0.017 \quad \text{(III-4)}$$

Que ce soit pour l'une ou l'autre de ces méthodes, l'introduction de la température cinétique de surface est nécessaire. Cependant un capteur de télédétection ne mesure que la température radiométrique qui est souvent inférieure à la température cinétique (parfois de plusieurs degrés) à cause des effets atmosphériques ainsi que de l'émissivité de la surface. Cette dernière exprime la capacité d'un objet de « traduire » sa température cinétique en rayonnement électromagnétique tel que prescrit par la loi de Planck (émission d'un corps noir). La façon dont nous avons abordé ces questions de corrections radiométriques des images dans l'infrarouge thermique est expliquée dans la deuxième partie de la thèse (chapitre V).

III.3 FACTEURS PÉDOLOGIQUES

Il faut signifier d'emblée que l'accès aux propriétés pédologiques par le biais de l'imagerie multispectrale n'est pas aisée pour plusieurs raisons. Dans ce sens, Ben-Dor *et al.* (2002) font savoir qu'il est difficile d'accéder aux informations relatives aux propriétés du sol, seulement à partir de leur réflectance spectrale, et ce même dans des conditions contrôlées

comme en laboratoire, à cause de la complexité du système sol. Dans la pratique, l'accès à ces informations est beaucoup plus difficile car les capteurs mesurent la luminance provenant des sols qui n'est qu'un pâle reflet de la réflectance des sols à cause notamment des changements d'illumination du terrain et des effets atmosphériques, mais aussi à cause de la couverture végétale. Les capteurs multispectraux opèrent avec des bandes spectrales larges qui ne sont pas souvent centrées sur des longueurs d'ondes caractéristiques des réflectances des divers constituants des sols (argile, sable, etc.) réduisant ainsi leur sensibilité aux variations de ces constituants (faible rapport signal-bruit). Ainsi de nombreux travaux faits sur la cartographie des formations meubles à la surface du sol avec des images multispectrales ont débouché sur des résultats mitigés (Coulibaly et Goïta, 2006).

Dans les régions avec une faible couverture végétale pendant une longue période de l'année, c'est le cas dans la zone d'étude, il est possible cependant d'évaluer l'état des sols via une série d'indices spectraux mettant à profit les réponses simultanées des surfaces dans deux ou plusieurs bandes spectrales. Le calcul de ces indices repose sur la correspondance qui existe entre le niveau de développement d'un sol et la forme de son spectre (Baumgardner *et al.*, 1985 ; Haboudane, 1999 ; Haboudane *et al.*, 2002). En effet, la signature spectrale d'un sol est déterminée par ses principaux constituants comme les minéraux argileux, la matière organique, les oxydes de fer et éventuellement les carbonates (Baumgardner *et al.*, 1985 ; Escadafal, 1994 ; Haboudane *et al.*, 2002). Ces indices permettent jusqu'à une certaine mesure, l'évaluation de la distribution spatiale de la teneur du sol en matière organique, en oxyde de fer (FeO) et en hématite (Fe₂O₃), par conséquent de renseigner sur leur sensibilité potentielle à l'érosion aussi bien éolienne que hydrique. Dans la mesure où ces éléments contribuent à la cohésion des particules du sol, leur absence facilite leur mobilisation par le vent. En raison de cette situation, nous considérons que moins ils sont présents, plus les sols sont dégradés. Les méthodes de calcul se trouvent dans le tableau III.2.

LES INDICES	FORMULES	REFERENCES
Indice ferreux (oxyde de fer)	$IFe = \frac{TM3 - TM2}{TM3 + TM2}$	Tucker (1977)
Intensité	$I = \frac{1}{\sqrt{3}}(TM1 + TM2 + TM3)$	Escadafal (1994)
Indice ferrique ou de rougeur (Hématite)	$IR = \frac{(TM_3)^2}{TM_1 * (TM_2)^2}$	Madeira (1993) Houssa <i>et al.</i> (1996)

Tableau III-2: Les indices spectraux du sol calculés à partir des images Landsat (TM1 = bande bleu, TM2 = bande verte et TM3 = bande Rouge)

Ces différents indices spectraux du sol présentent tout de même des limites qui peuvent être introduites par l'humidité du sol, les phénomènes d'ombrage, la granulométrie ou encore la minéralogie (Houssa *et al.*, 1996). L'intensité est un indice spectral du sol qui peut permettre d'estimer, sur la base du niveau de réflectance du sol, son niveau de dégradation, dégradation qui découle de la faiblesse de sa teneur en matière organique. La présence de la matière organique a tendance à réduire les niveaux de réflectance du sol. L'intensité est un indice qui présente l'inconvénient d'être sensible à l'effet des ombres, des angles d'illumination et de visée (Escadafal et Huete, 1991). Il faut donc les utiliser avec précaution.

L'indice de rougeur entretient avec la teneur en hématite ou oxyde ferrique (Fe_2O_3) une relation qui est influencée par la minéralogie. Houssa *et al* (1996) ont remarqué que le coefficient de corrélation entre un indice de rougeur élevé et une teneur en hématite de moins de 1% variait entre 0.09 et 0.22. Pour les sols qui avaient une teneur égale ou supérieure à 1% d'hématite, le coefficient de corrélation variait entre 0.93-0.99. L'indice de rougeur est aussi influencé par la teneur en kaolinite. Dans les zones sahéliennes, la kaolinite se rencontre sur les sols ferrugineux avec une coloration rougeâtre, parfois ocre. Elle introduit des perturbations dans la mesure où plus la teneur en kaolinite est élevée, plus

l'indice de rougeur le sera, indépendamment de la teneur en hématite (Escadafal, 1993; Frazier et Cheng, 1989). Il faut cependant noter que, tout comme l'oxyde ferrique, la kaolinite qui est l'un des principaux constituants des argiles a aussi la capacité de fixer les particules du sol.

En ce qui concerne l'indice ferreux, pour certains sols, notamment sablo-argileux, sa valeur est influencée non seulement par sa teneur en oxyde de fer (FeO) mais aussi en kaolinite (Houssa *et al.*, 1996). Plus ces teneurs sont importantes, plus l'indice ferreux est élevé.

Dans la littérature, nous pouvons trouver d'autres indices spectraux introduits dans les études sur l'érosion éolienne ou hydrique. À titre d'exemple Jabbar *et al.* (2006) considèrent qu'on peut estimer le degré d'encroûtement des sols à l'aide du « Crust Index », CI, mettant en relation les réponses des surfaces dans les bandes spectrales du rouge (R) et du bleu (B) :

$$CI = \frac{R - B}{R + B} \quad \text{(III-5)}$$

Le facteur d'encroûtement utilisé dans les modèles d'érosion éolienne dépend de la proportion d'argile et de la matière organique (voir équation I.7). À la lumière du potentiel des images multispectrales pour nous fournir une information précise sur la composition des sols, nous ne pensons pas qu'elles soient en mesure de permettre une estimation de l'encroûtement. Ainsi ce facteur a été ignoré dans le calcul de l'érodabilité des sols.

Xiao *et al.* (2006) pour leur part ont conçu un indice appelé GSI (Grain Size Index) pour estimer la texture d'un sol. Ils considèrent en effet que le fait que la surface d'un sol ait une texture de plus en plus grossière est le signe de sa dégradation. Ils estiment qu'il est possible de suivre la dynamique de la désertification en étudiant les changements de texture

de la surface du sol. L'indice qu'ils ont développé à cet effet, en se servant des bandes spectrales du rouge (R), du vert (V) et du bleu (B), est formalisé de la manière suivante :

$$GSI = \frac{R - B}{R + B + V} \quad (\text{III-6})$$

Pour développer cet indice, les auteurs ont utilisé des données in situ acquises avec un radiomètre portatif. Mais en raison de la résolution spatiale des images Landsat, on ne peut utiliser cet indice pour arriver à une caractérisation satisfaisante de la texture. Étant donné l'important rôle de la texture dans le processus de l'érosion éolienne, comme nous le verrons dans la deuxième partie de la thèse, nous avons procédé à la combinaison entre, la fraction érodable, calculée à partir de l'intensité et des données issues de la carte morphopédologique de la région, et des indices spectraux du sol comme l'indice ferreux et l'indice ferrique pour estimer l'érodabilité.

Pour ce qui est de la micro rugosité des sols laissée par les billons par exemple, il semble ne pas y avoir de consensus en ce qui concerne le rôle qu'elle joue dans le processus d'érosion éolienne. Alors que certains considèrent qu'elle peut constituer un obstacle à l'érosion éolienne (Biielders *et al.*, 2004) d'autres estiment qu'elle peut l'accentuer en transformant l'écoulement laminaire de l'air en écoulement turbulent, renforçant de ce fait sa capacité d'arrachement et de transport des particules (Rognon *et al.*, 1997). En plus, l'évaluation de la rugosité des sols, en plus de nécessiter des données de terrain difficilement accessibles pour nous, reste très complexe par télédétection (voir page 42 et 43). Pour ces raisons, elle ne sera pas intégrée dans notre formulation de la vulnérabilité à l'érosion éolienne.

Afin de minimiser l'incidence des effets atmosphériques et de l'angle d'illumination solaire signalés plus tôt, nous devons utiliser des réflectances au sol et non pas les luminances mesurées par le capteur pour être en mesure de caractériser les propriétés du sol. La façon

d'estimer ces effets lors de l'acquisition des images pour être en mesure de calculer les réflectances au sol est expliquée dans la deuxième partie de la thèse.

III.4 COUVERT VÉGÉTAL

Depuis longtemps, nous procédons à la quantification de la couverture végétale chlorophyllienne ou de sa biomasse, par le biais d'indices de végétation, qui pour la plupart, mettent en relation les réflectances hautement contrastantes de la végétation « verte » dans le proche infrarouge (700-1100 nm) et le rouge (600-700nm) (figure III.2). Pour une revue exhaustive des indices proposés, voir par exemple Jensen (2007). Dans la section III.4.1, nous présentons un aperçu des indices les plus appropriés dans le contexte sahélien. En ce qui concerne les travaux pour la quantification de la couverture du sol par des résidus de culture, ils sont relativement récents. Les indices développés tiennent le plus souvent compte des bandes dans l'infrarouge (700-3000 nm) où il est possible de différencier la matière végétale non photosynthétiquement active du sol adjacent (Figure III-2). Ces indices sont revus dans la section III.4.2.

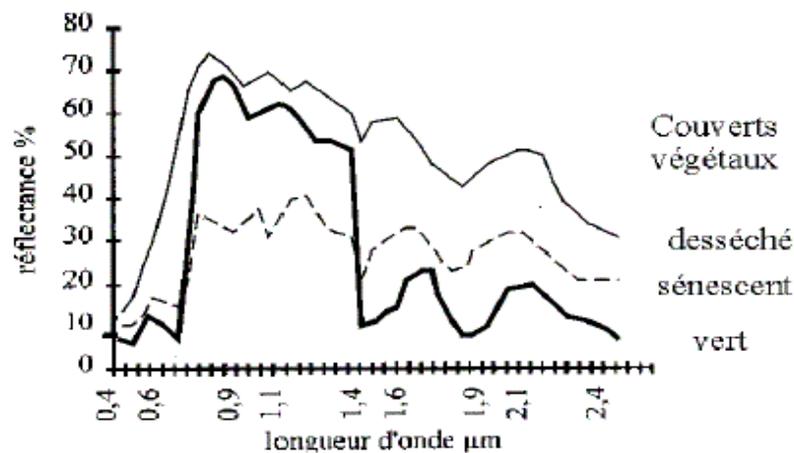


Figure III-2: Réponse spectrale typique de la végétation vivante, sénescente et sèche

Avant de passer en revue les indices de végétation, nous devons signaler que tout comme dans le cas des indices spectraux des sols, il est nécessaire, pour estimer la végétation vivante et sénescente, de travailler avec des mesures de télédétection traduites en réflectances au sol afin de minimiser l'incidence des effets atmosphériques et de l'angle d'illumination solaire (voir partie II).

III.4.1 VÉGÉTATION PHOTOSYNTHÉTIQUEMENT ACTIVE

Tel que déjà mentionné, un des facteurs qui modère les effets érosifs du vent est la fraction de la couverture végétale vivante. Plusieurs chercheurs ont proposé des modèles qui mettent en relation les indices de végétation et la fraction du sol couvert par la végétation (FCV). Les principaux indices et modèles utilisés sont présentés par la suite.

III.4.1.1 Indices proposés

L'indice le plus utilisé aujourd'hui est sans contredit le Normalized Difference Vegetation Index ou NDVI (tableau III.3). Plusieurs études ont été menées pour modéliser la relation entre le NDVI et la fraction du couvert végétal. Ces études ont montré que le NDVI peut conduire à des estimations de la FCV mais qu'il est à manipuler avec précautions pour plusieurs raisons : a) il est fortement sensible aux effets atmosphériques (Asrar *et al.*, 1984 ; Kaufman, 1984), b) il a l'inconvénient de surestimer le pourcentage de couverture végétale en début de saison végétative et de le sous-estimer en fin de saison végétative (Cyr, 1993) et c) il est fortement influencé par la réflectance du sol sous-jacent lorsque la couverture végétale est partielle (Huette, 1988). La sous estimation du couvert végétal en fin de saison végétative peut être dommageable dans la perspective de son intégration à un modèle d'estimation de la vulnérabilité des sols à l'érosion éolienne dans la mesure où elle peut conduire à une surestimation de l'érosion. En supposant que nous possédons un modèle de

correction des effets atmosphériques, le problème majeur demeure la contamination de cet indice par la réponse du sol, particulièrement, lorsque la couverture végétale est faible à relativement faible, comme c'est le cas dans un contexte sahélien.

Afin de minimiser les effets du sol sur le NDVI, Gillies *et al.* (1997) ont proposé une nouvelle formulation du NDVI, le NDVI* (tableau III.3). Sa formulation implique le NDVI pour un sol à nu ($NDVI_0$) et le NDVI pour un fort couvert végétal ($NDVI_\infty$). Le premier est souvent calculé en prenant des échantillons de réflectances des sols à nu dans le rouge et le proche infrarouge identifiés dans l'image étudiée. La relation établie entre les réflectances dans ces deux bandes est utilisée pour calculer le $NDVI_0$.

D'autres indices conçus spécifiquement pour réduire les effets du sol sous-jacent sont ceux de la famille du SAVI (Soil Adjusted Vegetation Index). Ces indices présentent un intérêt particulier pour le calcul de la fraction du couvert végétal dans des conditions de végétation clairsemée. Le tableau III.3 montre la formulation de ceux qui sont le plus souvent utilisés et dont il sera question abondamment par la suite. À part le SAVI originellement proposé par Huette (1988), nous pouvons trouver le TSAVI (Transformed SAVI) proposé par Barret et Guyot (1991) ainsi que les deux versions de MSAVI (Modified SAVI) proposées par Qi *et al.* (1994).

Indice de végétation	Formulation Dans les formules suivantes les réflectances sont indiquées par ρ avec des indices signifiant la bande spectrale : b=bleu ; v=vert ; r=rouge et pir=proche infrarouge)	Commentaires
Normalized Difference Vegetation Index	$NDVI = \frac{\rho_{pir} - \rho_r}{\rho_{pir} + \rho_r}$	
	$NDVI^* = \frac{NDVI - NDVI_0}{NDVI_\infty - NDVI_0}$ <p>Avec</p> $NDVI_0 = \frac{(a-1)\rho_r + b}{(a+1)\rho_r + b}$ $\rho_{pir} = a\rho_r + b$	<p>$NDVI_0$ = Valeur du NDVI pour un sol à nu (environ 0,15),</p> <p>$NDVI_\infty$ = Valeur du NDVI pour un sol couvert complètement de végétation (à la limite égale à 1)</p> <p>a = la pente de la droite de sol</p> <p>b = l'ordonnée à l'origine de la droite de sol</p>
Soil Adjusted Vegetation Index	$SAVI = (1 + L) \frac{(\rho_{pir} - \rho_r)}{\rho_{pir} + \rho_r + L}$	Le coefficient L varie entre 0 (couvert végétal dense) et 1 (très faible couvert végétal); la valeur la plus utilisée est 0.5 ce qui représente un couvert de densité intermédiaire
Transformed Soil Adjusted Vegetation Index	$TSAVI = \frac{a(\rho_{pir} - a\rho_r - b)}{\rho_r + a(\rho_{pir} - \rho_r) + X(1 + a^2)}$ $\rho_{pir} = a\rho_r + b$	Possibilité d'adapter le SAVI aux caractéristiques des sols de la zone à l'étude; le coefficient X peut varier mais la valeur la plus utilisée est de 0.08 a = la pente de la droite de sol b = l'ordonnée à l'origine de la droite de sol
Modified Soil Adjusted Vegetation Index	$MSAVI = (1 + L) \frac{(\rho_{pir} - \rho_r)}{\rho_{pir} + \rho_r + L}$ <p>avec</p> $L = 1 - 2a * NDVI * WDWI$ <p>et</p> $WDWI = \rho_{pir} - a\rho_r$	Même formulation que le SAVI sauf que L est estimé pour chaque pixel. $NDVI$ est l'indice de végétation de la différence normalisée $WDWI$ est appelé indice de végétation de la différence pondérée a est la pente de la droite de sol
Modified Soil Adjusted Vegetation Index 2	$MSAVI2 = \frac{2 * (\rho_{pir} + 1) - \sqrt{(2 * \rho_{pir} + 1)^2 - (8(\rho_{pir} - \rho_r))}}{2}$	Version de MSAVI avec des coefficients ajustés pour minimiser les variations de 1 ^{er} ordre du sol sous-jacent.

Tableau III-3 : Formules pour calculer des indices de végétation

III.4.1.2 Estimation de la fraction du couvert végétal

Selon Gutman et Ignatov (1998), la FCV peut être estimée directement par le NDVI* en considérant que $FCV = NDVI^*$ tandis que Carlson et Ripley (1997), entre autres, avancent que la FCV est plutôt fonction du carré du NDVI*. Ces auteurs conviennent tous qu'il est possible d'estimer la fraction de la couverture végétale à partir d'un indice de végétation.

Concernant le NDVI ainsi que les indices de la famille du SAVI, nous nous référons ici à une étude effectuée par Purevdorj *et al.* (1998) dans le contexte d'une faible couverture végétale. Les auteurs examinent la relation entre la FCV et divers indices de la famille de SAVI ainsi que le NDVI évalués d'après des données au sol. Ils établissent une série de modèles empiriques d'estimation (polynomiales de 2^e degré) de la FCV en fonction des indices testés :

$$FCV(\%) = -4.337 - 3.733 * NDVI + 161.968 * NDVI^2 \quad (III-7)$$

$$FCV(\%) = -22.634 + 180.38 * SAVI - 15.928 * SAVI^2 \quad (III-8)$$

$$FCV(\%) = 1.062 + 43.5442 * TSAVI + 97.817 * TSAVI^2 \quad (III-9)$$

$$FCV(\%) = -19.721 + 189.537 * MSAVI - 42 * MSAVI^2 \quad (III-10)$$

La qualité d'ajustement est illustrée par les coefficients de détermination donnés au tableau III.4 ainsi que sur les graphiques de la figure III.3.

Test sites	NDVI	SAVI	TSAVI	MSAVI
Field and laun grass, in Japan	0,95	0,92	0,94	0,90
Leaf	0,94	0,95	0,98	0,92
Grassland in Mongolia	0,86	0,84	0,89	0,84
All measurements	0,92	0,89	0,92	0,89

Tableau III-4: Coefficients de détermination (r^2) entre pourcentage de couverture végétale et indices de végétation

Source : Purevdorj *et al.*, 1998

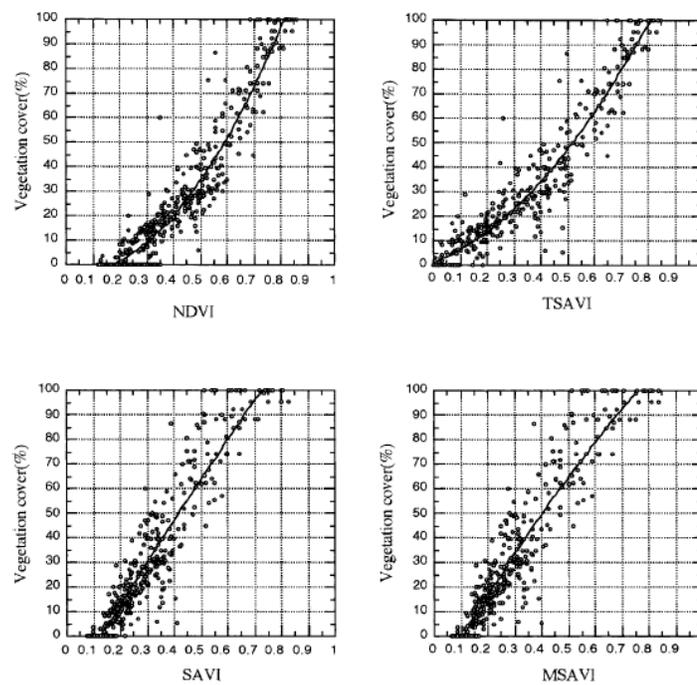


Figure III-3: Relation entre pourcentage de couverture végétale et les indices de végétation

Source : Purevdorj *et al.*, 1998

Selon ces auteurs, en se servant des équations III.7 à III.10, il est possible d'estimer la FCV avec des incertitudes qui se situeraient généralement en deçà de 10% sous différents types de couvertures végétales (voir tableau III.5).

Vegetation cover	NDVI	SAVI	TSAVI	MSAVI
Bare soil	5.4	4.4	2.9	4.2
Vegetation cover < 40%	8.1	9.3	7.9	9.3
Vegetation cover > 40%	12.6	14.5	11.9	14.2
Total	8.4	9.7	8.1	9.6

Tableau III-5: Erreurs types de l'estimation du pourcentage de couverture végétale avec différents indices de végétation

Source : Purevdorj *et al.*, 1998

Le TSAVI étant ajusté selon les droites de sol spécifiques aux sites à l'étude, il offre la plus faible incertitude. Cette incertitude est moindre car la droite de sol tient aussi compte de la végétation sénescente (Baret, 1986). Ce qui est surprenant cependant est que le NDVI, à part sur le sol à nu, permet une estimation moins incertaine que le SAVI ou le MSAVI. Selon les auteurs le fait que ces indices soient ajustés pour une droite de sol globale pourrait expliquer ces résultats. Nous considérons sur la base de ces observations, que les indices de la famille du SAVI permettent une meilleure estimation de la couverture végétale et que cette estimation sera d'autant plus précise que la droite des sols sera bien estimée.

III.4.2 VÉGÉTATION SÈCHE, SÉNESCENTE ET RÉSIDUS DE CULTURE

Nous désignons par le vocable "Végétation Non Photosynthétique" (VNP), tout état de la végétation autre que verte, c'est-à-dire sèche, sénescente et résidus de culture. Parvenir à caractériser la couverture du sol par la végétation photosynthétiquement inactive n'est pas aisée à cause de la confusion entre sa réponse spectrale et celle du sol. Cette confusion sera d'autant plus importante que les résidus seront peu couvrants. À la manière des indices développés dans le cas de la végétation verte, divers indices ont été conçus qui sont en principe insensibles à l'effet du sol pour estimer la couverture du sol par la végétation sénescente. Nous pouvons citer le NDI (Normalized Difference Index) proposé par

MacNairn et Protz (1993), le SACRI (Soil Adjusted Corn Residue Index) proposé par Biard *et al.* (1995), et le MSACRI (Modified Soil Adjusted Corn residue Index) proposé par Bannari *et al.* (2000). Ces indices se basent uniquement sur les bandes dans l'infrarouge et prennent la forme suivante dans le cas de l'imagerie TM (ou ETM+) de Landsat :

$$NDI = \frac{TM4 - TM5}{TM4 + TM5} \quad (III-11)$$

$$SACRI = \frac{\alpha(TM4 - \alpha TM5 - \beta)}{(\alpha TM4 + TM5 - \alpha\beta)} \quad (III-12)$$

$$MSACRI = C \left[\frac{\alpha(TM5 - \alpha TM7 - \beta)}{\alpha TM5 + TM7 - \alpha\beta} \right] \quad (III-13)$$

Les coefficients α et β des équations III.2 et III.3 sont respectivement la pente et l'ordonnée à l'origine de la droite des sols nus définis dans l'espace spectral Moyen Infrarouge (MIR) – Proche infrarouge (PIR) ou TM/ETM5 – TM/ETM7. La constante multiplicative C de l'équation III.13 prend la valeur 5.

Les travaux de Bannari *et al.* (1999), sur la base d'expériences menées sur des champs avec différents niveaux de couverture par des résidus, c'est-à-dire de 0% pour un sol nu à 100% pour un sol entièrement couvert par les résidus, ont en effet démontré que ces indices sont les plus performants, en particulier le MSACRI impliquant les bandes spectrales dans les deux fenêtres du MIR (TM/ETM+ 5 : 1.55 à 1.75 μm et TM/ETM+ 7 : 2.08 à 2.35 μm). La Figure III-4 révèle par ailleurs que les combinaisons TM4-TM5 et TM4-TM7 sont moins performantes que la combinaison TM5-TM7 aussi bien pour le NDI que le SACRI. En effet entre 800 et 1800 nm, les résidus présentent des niveaux de réflectance plus élevés que ceux des sols, mais au-delà de 1950 nm, ce sont les réflectances des sols qui sont

supérieures à celles des résidus, en particulier quand les sols ont un niveau relativement faible d'humidité.

Le MSACRI qui est une version révisée du SACRI permet une bonne différenciation entre les VNP et le sol. Les valeurs prises par l'indice croissent d'une façon quasi linéaire au fur et à mesure que la densité de la VNP devient importante.

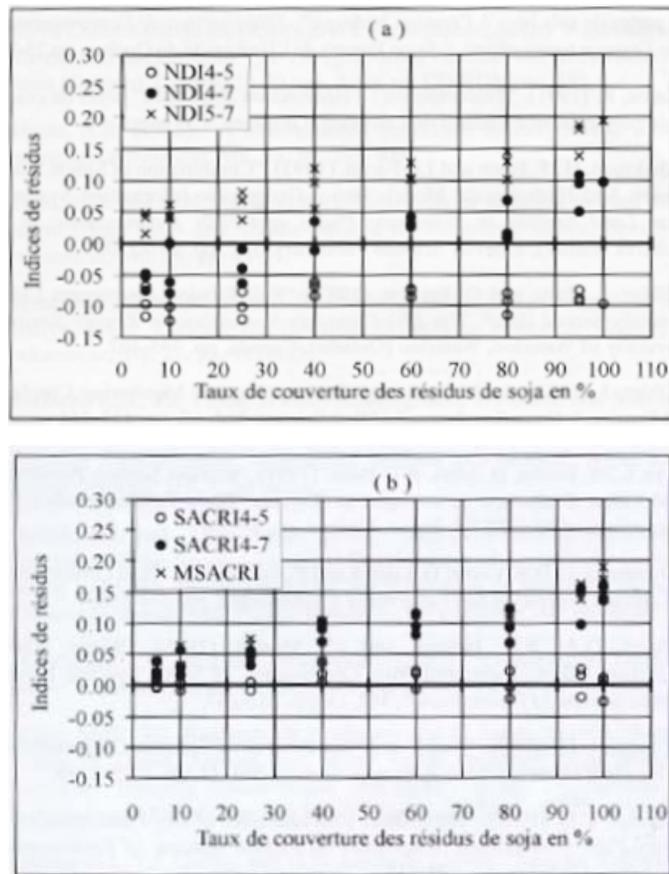


Figure III-4: Sensibilité des indices NDI, SACRI et MSACRI en fonction du taux de couverture de soja

Source : Bannari *et al.*, 1999

CONCLUSION PARTIELLE

Le recours aux images satellitales offre de nombreux avantages pour une évaluation à l'échelle régionale de la vulnérabilité à l'érosion éolienne. Elles permettent une caractérisation de l'état de plusieurs facteurs importants dans le processus de l'érosion. Nous avons fait une revue critique de plusieurs méthodes qui peuvent être utilisées afin d'estimer l'état des facteurs qui sont à l'origine de l'érosion. En dépit des limites, dont nous avons fait mention, dans l'estimation des facteurs recherchés, on peut valablement les considérer dans l'estimation de la vulnérabilité.

PARTIE II : CADRE DE LA RECHERCHE

Cette partie est consacrée à la présentation du site à l'étude (chapitre IV) ainsi que, de la méthodologie adoptée pour, atteindre les objectifs de notre recherche et le traitement des données de télédétection, ainsi que la présentation de notre modèle de calcul de l'indice de vulnérabilité (chapitre V).

CHAPITRE IV : LE TERRITOIRE D'ÉTUDE

IV.1 INTRODUCTION

Le bassin arachidier du Sénégal (Figure IV-1) est un espace géographique qui englobe les régions administratives de Diourbel, Fatick, Kaolack, Louga (département de Linguère sans les Niayes³), une partie des régions de Thiès (sans les Niayes) et de Tambacounda (les arrondissements de Koumpétoum et de Maka). Il couvre 22% du territoire national, soit 44 000 km², et concentre 48% de la population nationale soit un peu moins de 3 500 000 habitants dont les 75% sont des ruraux. Il occupe une importante place dans les productions agricoles nationales. L'examen des statistiques agricoles de 1960 à 2000 révèle que près des deux tiers de la production agricole du Sénégal proviennent du bassin arachidier (Fall, 2002). Entre 1962 et 2000, les arachides et le mil/sorgho produits dans ce bassin représentent en moyenne 82 % et 67% respectivement de la production nationale. En plus, il englobe 57% des terres cultivables du Sénégal et 75% des terres cultivées. C'est dans cette région qu'on rencontre les taux d'exploitation les plus élevés (81% en moyenne) (Ministère de l'Agriculture, 1996).

Dans notre étude, nous nous intéressons tout particulièrement à la région administrative de Thiès (figure IV.1). Elle couvre une superficie d'environ 6600 km², soit près de 15% du bassin arachidier. Elle est limitée :

- au Nord par la région de Louga ;
- au Sud par la région de Fatick ;
- à l'Est par les régions de Diourbel et de Fatick ;
- à l'Ouest par les régions de Dakar et l'océan atlantique.

³ Il s'agit d'une région géographique constituée d'une succession de dunes et de dépressions d'une longueur de 180 km et d'une largeur variant entre 5 et 30 km. Elle traverse les régions administratives de Dakar, Thiès, Louga et Saint-Louis et est propice aux cultures maraîchères (Cissé *et al.*, 2001).

Le choix de cette région qui est une zone tampon entre les zones quasi désertiques du nord et les zones sahélo-soudanaises du Sénégal se justifie par, 1) le poids de la pression démographique dont les répercussions en termes de compétition pour l'accès aux espaces de culture sont importantes, 2) la représentativité des conditions pédologiques prévalant dans l'ensemble du bassin et 3) la présence des deux domaines phytogéographiques, à savoir les domaines sahélien et sub-humide sec. La présence de ces domaines phytogéographiques est intéressante à considérer dans la perspective d'analyse de la variabilité spatiale du phénomène de l'érosion selon le niveau de couverture végétale.

Dans ce qui suit, nous donnerons un aperçu des conditions concernant les différents facteurs pris en compte dans cette recherche (climat, sols, végétation, etc.) pour l'ensemble du bassin, en mentionnant si nécessaire, les particularités de Thiès.

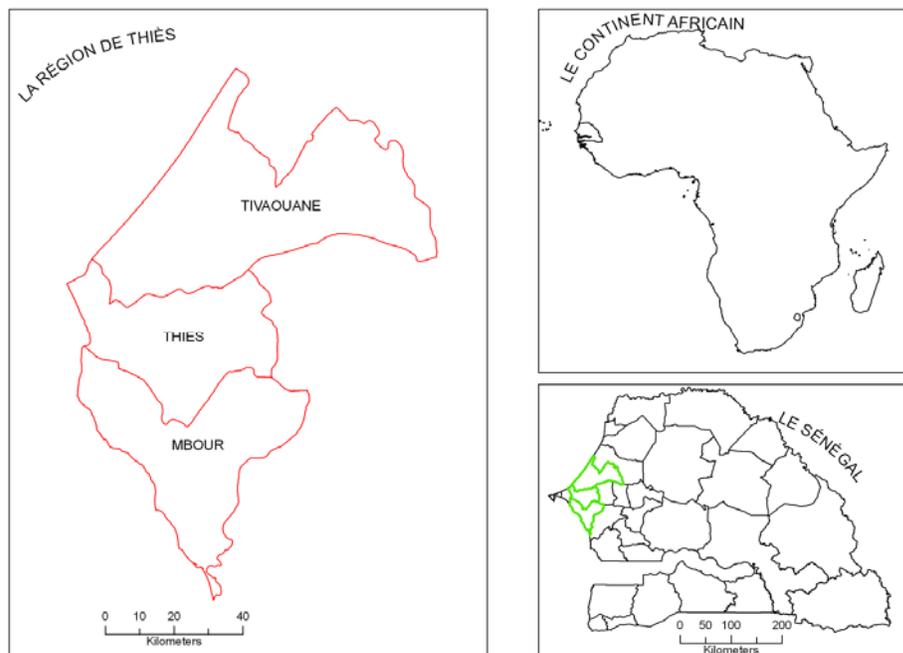


Figure IV-1 : Localisation de la région d'étude

IV.2 LES CONDITIONS CLIMATIQUES

Le bassin arachidier appartient au domaine tropical de l'hémisphère Nord, il est caractérisé par une longue saison sèche qui s'étend de novembre à juin et une courte saison des pluies qui s'étend de juillet à octobre. L'apparition et la succession de ces deux saisons sont provoquées par trois types de masses d'air : l'anticyclone des Açores, l'anticyclone maghrébin et l'anticyclone de Sainte Hélène.

L'anticyclone des Açores engendre un courant d'air appelé alizé maritime qui souffle du NW au N avec une teneur en humidité qui varie, selon Fall (2002), de 6 à 11 g/m³. Son influence se fait sentir sur le littoral sénégalais et s'arrête au sud de la presqu'île de Dakar. L'alizé maritime disparaît durant la saison des pluies. L'anticyclone maghrébin (ou de Libye) présent au-dessus du Sahara, ceinture les hautes pressions subtropicales et engendre l'alizé continental dénommé "harmattan". C'est un vent chaud et sec qui souffle NE à E. L'apparition de ce courant d'air diminue la teneur en eau de l'air et accentue l'amplitude thermique diurne pendant la saison sèche. Alizé maritime et anticyclone maghrébin se rencontrent le long d'une ligne que Leroux (1996) appelle Équateur Météorologique ou Front Intertropical (FIT). Ce front météorologique fait des translations au dessus du continent africain (entre 8°N à 20°N) et influence la circulation atmosphérique, la distribution spatiale et l'intensité des précipitations. Finalement, l'anticyclone de Sainte Hélène est responsable de l'alizé austral (mousson) qui se charge en humidité au-dessus de l'océan (15 à 20 g/m³). Il est responsable des précipitations et atteint sa position la plus septentrionale au mois d'août.

L'alternance de ces masses d'air engendre une zone pluvio-gène dont la translation en latitude fait qu'au Sénégal il y a deux saisons bien distinctes, la saison sèche et la saison des pluies. Il faut cependant préciser qu'il y a une irrégularité spatiotemporelle dans la

distribution des précipitations. Cette répartition se fait par taches et non par bandes comme pourrait le laisser penser ce qui précède.

En ce qui concerne l'état pluviométrique de la région, on peut constater avec Fall (2002) que les mutations des conditions climatiques qui ont affecté le bassin arachidier sont perceptibles à travers l'existence de cinq sous-séries : une sous-série humide 1931-1949 ; une sous-série très humide 1950-1958 ; une sous-série humide 1959 et 1969 semblable à celle de 1931-1949 ; une sous-série très sèche 1970-1986 ; une autre sous-série sèche entre 1987 et 2000 moins prononcée que celle de 1970-1986. Ces mutations sont visibles à travers la carte des isohyètes (Figure IV-2). Dans ce contexte de mutations des conditions climatiques, on peut aussi remarquer la réduction de la durée de la saison des pluies (Fall, 2002).

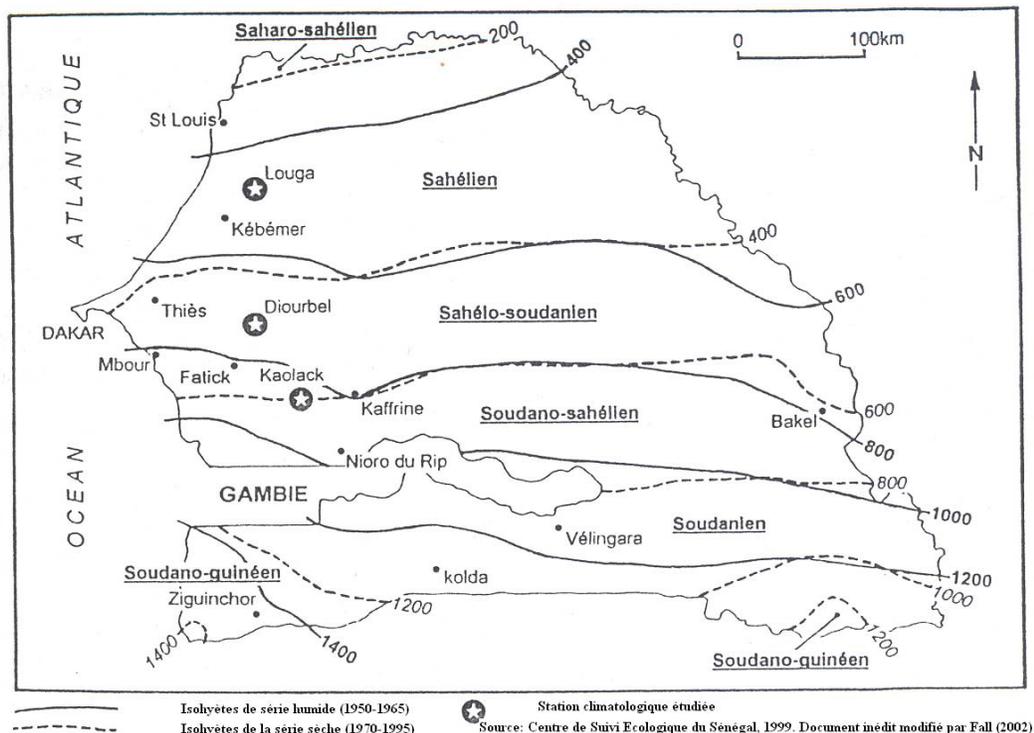


Figure IV-2: Position des isohyètes en 1950-1965 et 1970-1995

La variabilité des conditions climatiques dans la région à l'étude n'est connue que très partiellement car il n'y a que deux stations météorologiques (figure IV.3). L'examen des données mises à notre disposition par la Direction de la météorologie nationale du Sénégal pour les années d'acquisition d'images satellitales (voir chapitre V) entre 1988 à 2002 permettent de dégager quelques tendances.

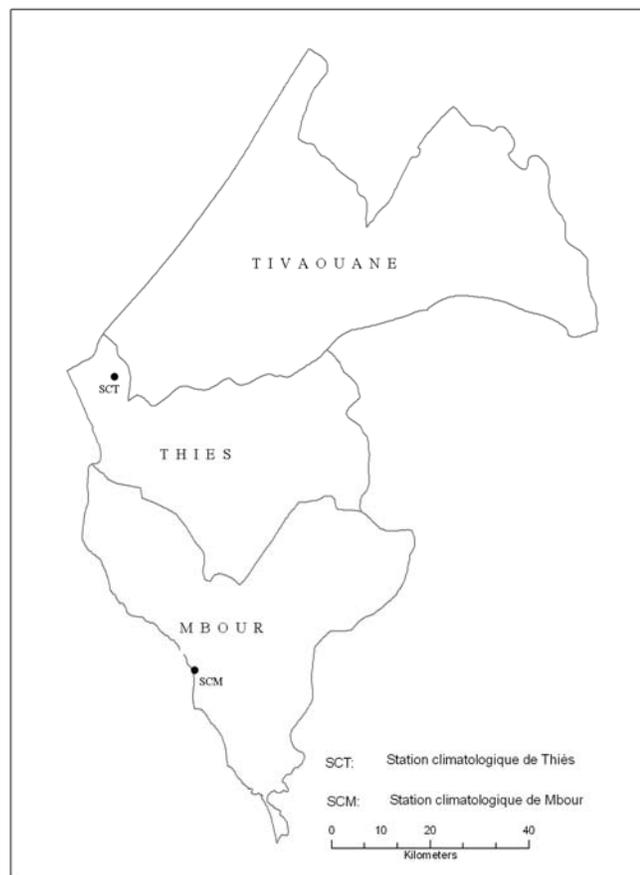


Figure IV-3: Localisation des stations climatologiques dans la région d'étude

IV.2.1 LES VENTS

En général, les vents baissent d'intensité pendant la saison des pluies. Fall (2002) dresse un tableau des vitesses de vents en fonction des saisons pour les régions de Louga, Diourbel et Kaolack qui confirme cette idée (voir tableau IV.1)

Stations		Saison noor	Saison nawet	Saison lolti	Annuelle
LOUGA	Moyenne (m/s)	3.2	2.8	2.9	3.0
	Ecart-type (m/s)	0.9	0.7	0.8	0.8
	Coef. de var. (%)	27	25	28	26
DIOURBEL	Moyenne (m/s)	2.2	1.5	1.5	1.8
	Ecart-type (m/s)	0.4	0.3	0.4	0.3
	Coef. de var. (%)	18	23	26	18
KAOLACK	Moyenne (m/s)	3.5	2.2	2.8	2.9
	Ecart-type (m/s)	0.5	0.4	0.3	0.3
	Coef. de var. (%)	13	20	12	11

Tableau IV-1: Vitesse moyenne saisonnière du vent à Louga, Diourbel et Kaolack (1967-2000)

Source : Données de la direction de la Météorologie nationale du Sénégal

On peut voir sur le graphique ci-dessous la tendance du comportement du facteur éolien selon les saisons au Sénégal. Les données enregistrées pour les mois de mars et novembre 1988, avril 1994, novembre 1999 et septembre 2002⁴ confirment le caractère saisonnier de l'intensité du facteur éolien. Les données sur lesquelles est basée la figure IV.4 sont des moyennes mensuelles. Les faibles vitesses de vents enregistrées dans le département de Thiès en 2002 pourraient nous empêcher de percevoir des périodes de fortes activités éoliennes.

⁴ Années de base pour notre étude (voir chapitre IV).

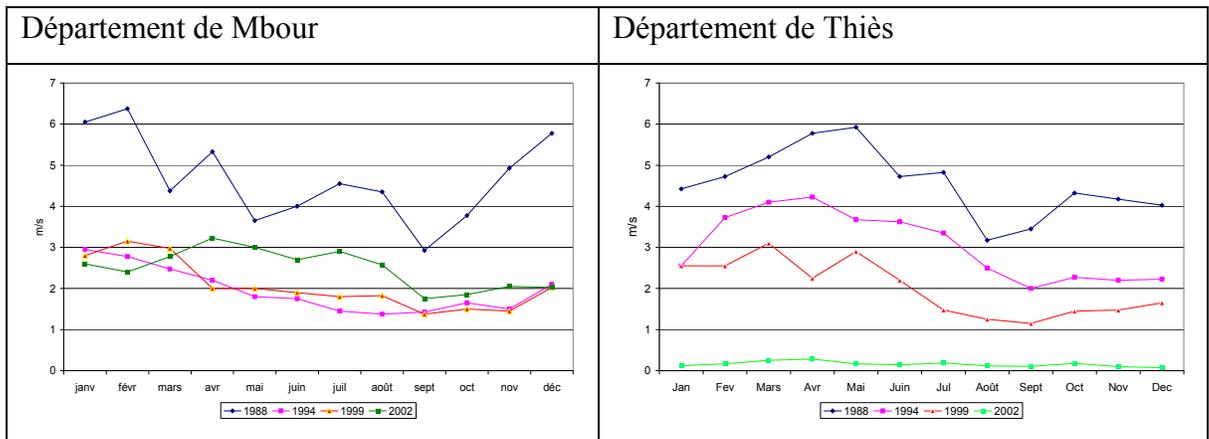


Figure IV-4: Vitesses moyennes mensuelles des vents dans les départements de Thiès et de Mbour

Tel que mentionné dans la partie I, il est important pour étudier l'érosion éolienne de connaître la dynamique de la vitesse des vents, mais aussi et surtout de déterminer la vitesse-seuil du vent. Pour déterminer la vitesse-seuil, Fall (2002) s'est basé sur les données d'observations sur le déclenchement des brumes de poussière et de vent de sable au niveau des régions de Louga, Diourbel et Kaolack. Il a ensuite corrélé ces données d'observations avec les relevés météorologiques de la direction nationale de la météorologie (tableau IV.2).

Régions	Brume de poussière	Sable brassé	Tempête de sable
Louga	3 à 5	6 à 8	7 à 14
Diourbel	2 à 4	4 à 6	5 à 8
Kaolack	4 à 6	8 à 10	-

Tableau IV-2: Vitesses de déclenchement (m/s) des brumes de poussières et de vents de sable à Louga, Diourbel et Kaolack pour les années 1998, 1999 et 2000

Source : Direction de la Météorologie Nationale du Sénégal, 2001. TCM de Louga, Diourbel et Kaolack

Sur la base des données d'observations sur le terrain et les relevées de la Direction de la Météorologie Nationale, il a déterminé les vitesses-seuil et réparti les vents de chaque régions en deux classes, vents efficaces et vents inefficaces (voir tableau IV.3)

	Vents efficaces	Vents inefficaces
Louga	≥ 4	< 4
Diourbel	≥ 3	< 3
Kaolack	≥ 5	< 5

Tableau IV-3: Vitesses-seuils (m/s) de l'efficacité des vents à Louga, Diourbel et Kaolack
Source : Fall, 2002

Étant donné la proximité de la région de Thiès avec les régions de Louga, Diourbel et Kaolack, nous avons considéré que la vitesse-seuil y serait comprise entre 3 et 5 m/s.

IV.2.2 LES TEMPÉRATURES

Nous pouvons observer sur la figure IV.5 que les températures moyennes sont élevées toute l'année dans l'ensemble du bassin arachidier. Elles sont d'environ 30° C, avec des minima en janvier-décembre qui tournent autour de 18° C et des maxima en avril-mai qui oscillent autour de 40° C.

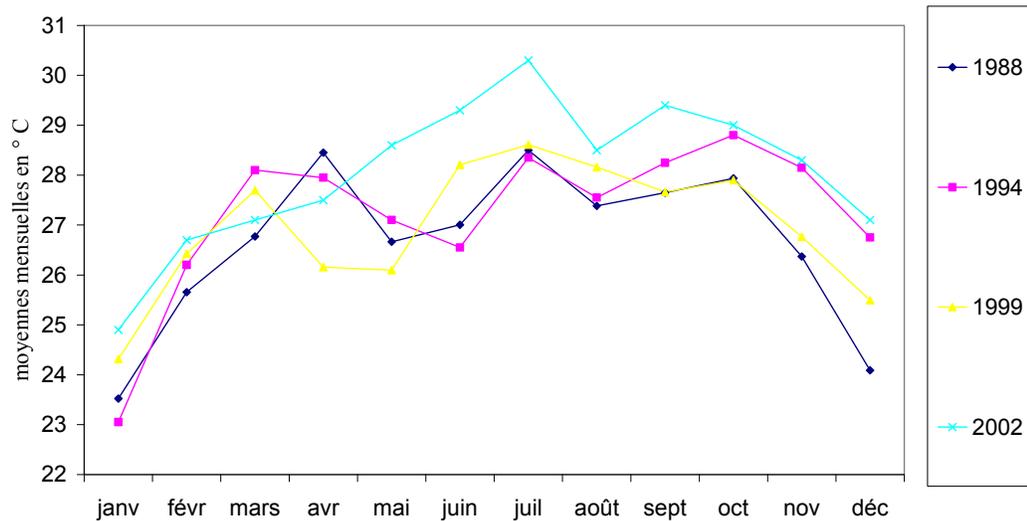


Figure IV-5: Les températures moyennes mensuelles dans le département de Mbour
Sources des données : Direction de la météorologie nationale du Sénégal

Il y a par ailleurs une différence de situations thermiques entre l'intérieur du pays et la partie côtière. Les températures sont plus douces sur les côtes que dans l'intérieur du pays, cependant en saison des pluies, notamment au mois d'août, les différences de température entre les différentes régions sont peu marquées.

En résumé, on peut retenir que le contexte climatique actuel du bassin arachidier est caractérisé par des températures élevées, des taux d'humidité atmosphérique faibles pendant toute la saison sèche, ce qui engendre un bilan hydrique déficitaire une bonne partie de l'année.

IV.2.3 LA PLUVIOMÉTRIE

Comme on peut le remarquer sur la figure IV.4, les vitesses maximales du vent sont enregistrées durant les mois d'avril et mai tandis que les minima sont enregistrés durant les

mois d'août et septembre. On note donc que c'est pendant la saison des pluies que l'activité éolienne est la plus faible. C'est aussi durant cette saison que les volumes de précipitations les plus importants sont enregistrés, notamment pendant les mois d'août et septembre. Aussi, à l'exception de ces deux mois, et parfois des mois de juillet et octobre, le reste de l'année est caractérisé par une situation de sécheresse (voir figure IV.6).

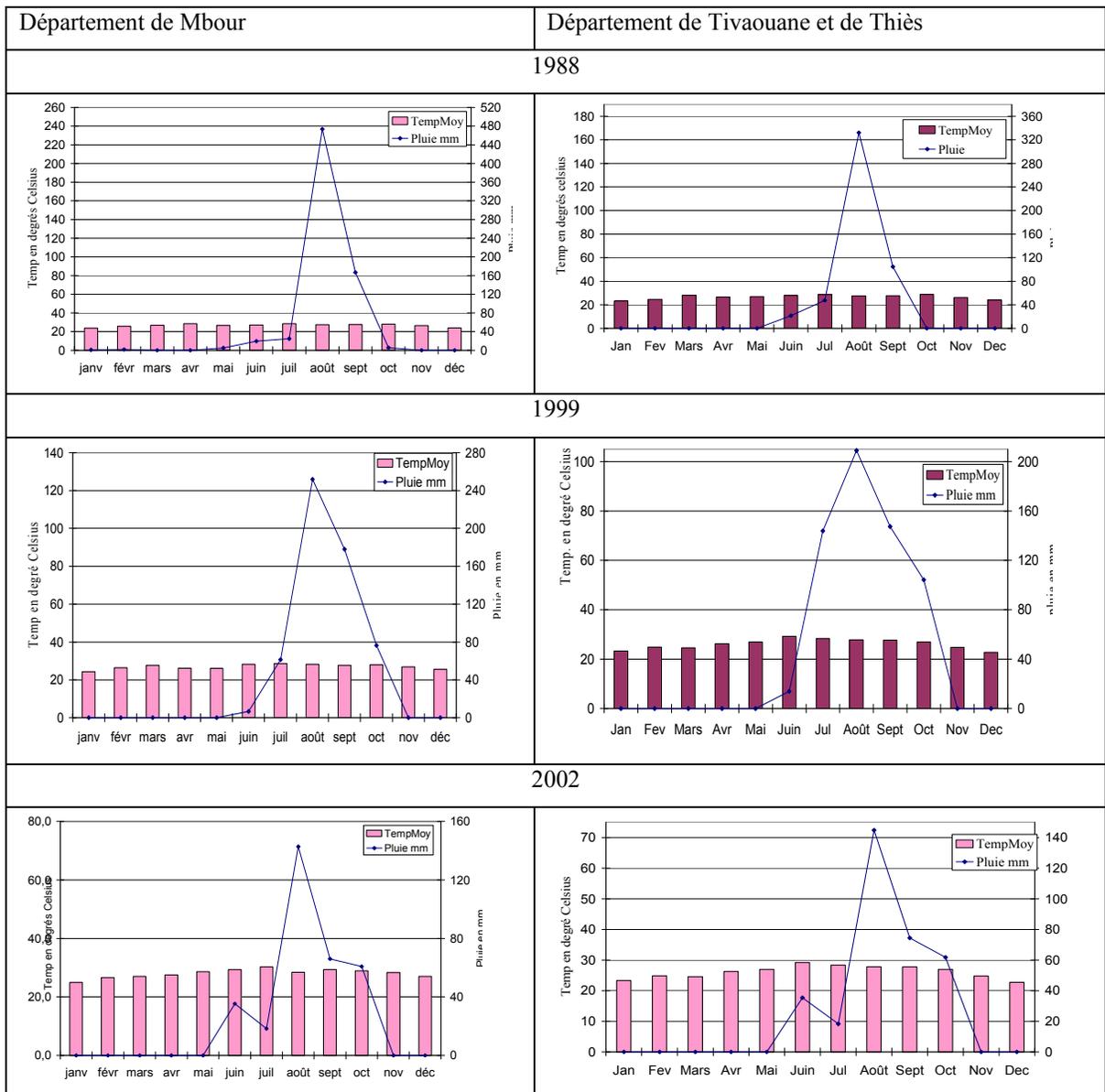


Figure IV-6: Diagrammes ombrothermiques pour les années 1988, 1999 et 2002

IV.3 LES SOLS ET LA GÉOMORPHOLOGIE

Les paysages du bassin arachidier se caractérisent par leur monotonie. Les sols ont quasiment la même texture sableuse, ils se différencient seulement par la coloration plus foncée de leur horizon de surface dans les bas-fonds. Les rares accidents de reliefs qui existent se manifestent au niveau du plateau de Thiès (105 m) et le massif de Ndiass (90 m). Le relief du bassin arachidier est à l'image de celui du Sénégal, il est presque plat comme le laisse voir la figure IV.7.

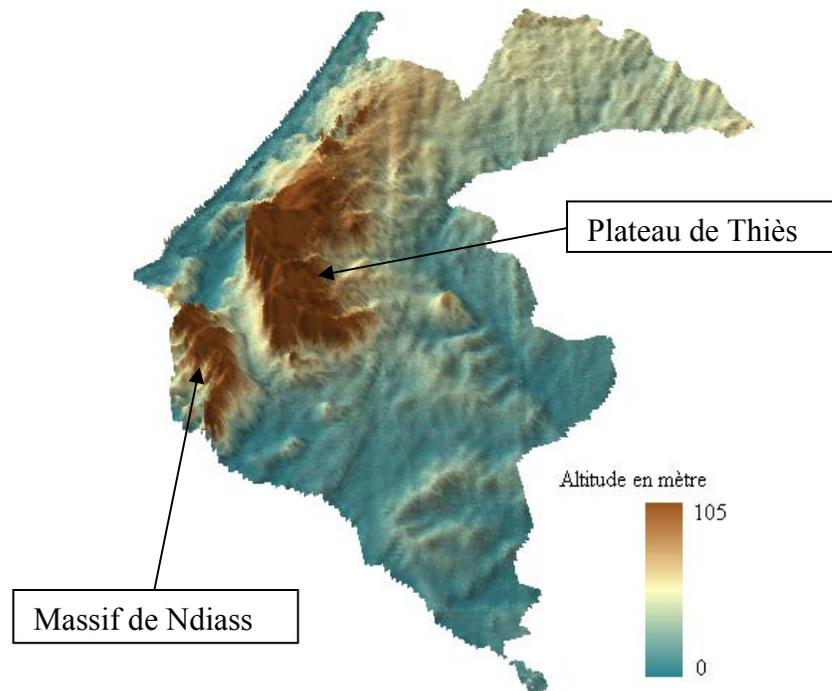


Figure IV-7: Le relief de la région de Thiès à partir des images satellitales stéréoscopiques du capteur ASTER (exagération verticale de 3)

Source : www.gdem.aster.ersdac.or.jp

Dans ce travail, nous nous intéressons surtout aux formations superficielles parce que l'érosion éolienne n'affecte que cette partie. Les types de formations superficielles dans le

bassin arachidier se distinguent par leur texture. Il s'agit généralement de sols formés de sables et appartenant au sous-groupe des sols ferrugineux tropicaux peu lessivés appelé sous-groupe des sols *dior* en Wolof. À part ce terme, deux autres sont usités pour désigner la variabilité de la texture des sols : les sols *deck*, argileux, et les sols *deck-dior* qui ont des caractéristiques intermédiaires entre les deux précédentes. Mais cette classification sommaire utilisée par les populations locales cache en réalité une plus grande diversité morphopédologique et pédologique comme on peut le voir sur la figure IV.8.

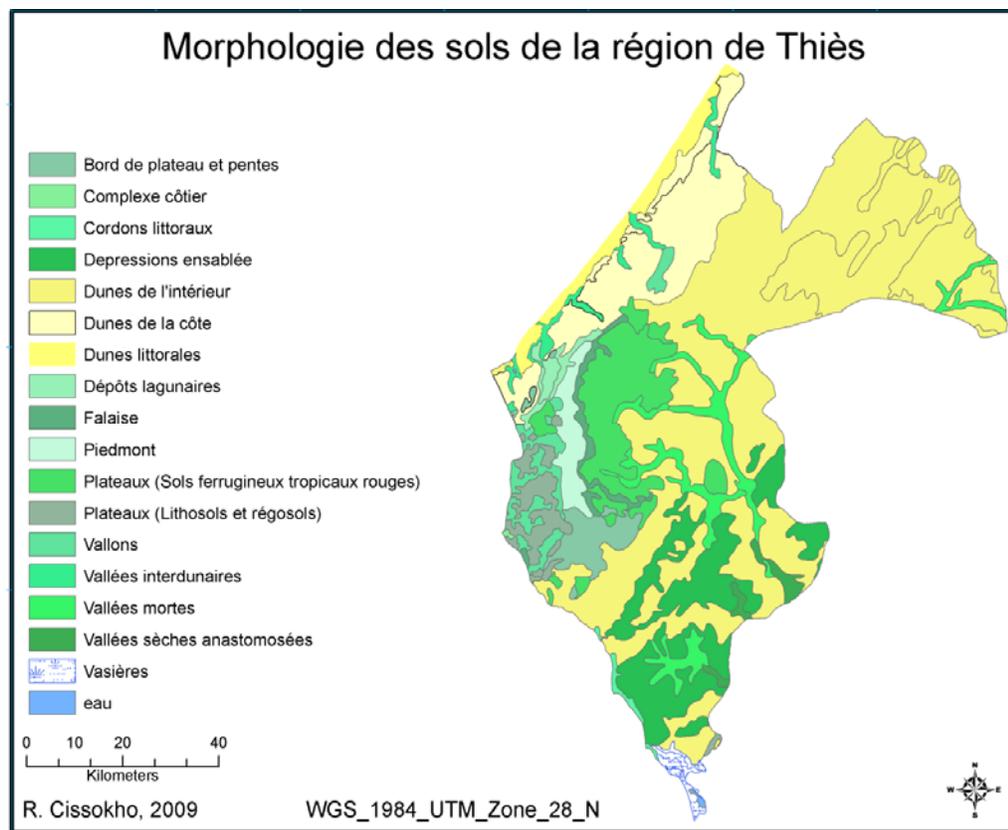


Figure IV-8: Les différents types de formations géomorphologiques de la région de Thiès

Les différentes unités morphopédologiques de la région de Thiès, excepté les zones de plateaux, de piedmont et de falaise, ont pour siège des formations dunaires qui sont globalement de trois types : formation dunaire marqué, atténué, et interdunaire. Leurs

caractéristiques sont résumées au tableau IV.4 et les figure IV.8 et IV.9. La carte sur cette dernière figure a été compilée par nous en se servant des données du Tableau IV-4 et d'autres sources (sur Internet⁵ et dans la littérature scientifique : CILSS⁶, 2001 ; Fall, 2002 ; Visser *et al.*, 2005). En ce qui suit, nous présentons une description sommaire des trois types de formation dunaires en se référant au tableau IV.4.

⁵<http://ns.cse.sn/fao/sols.htm> - http://www.fao.org/docrep/005/y3948f/y3948f07.htm#P0_0 -

⁶ Comité Inter États de Lutte contre la Sécheresse dans le Sahel

Modelés	Types de sol		Morphologie du profil			Caractéristiques physiques				Teneur en Matière Organique	
	Classification française (CPCS)	Appellation locale	Horizon	Prof. (cm)	Couleur (code Munsell)	Structure	Texture en %				
							SG	SF	L		A
Dunaire marqué	Sol ferrugineux tropical peu ou pas lessivé	dior	Ap	0-7	7.5 YR 4/6	Particulaire m	--	--	--	--	0.28
			A et AC	7-35	7.5 YR 4/4	Massive t	39	55.5	2.6	3.5	0.16
			C	35-140	5 YR 5/6	Particulaire f	46.8	49.2	1.4	3.3	--
Dunaire atténué	Sol ferrugineux tropical peu ou pas lessivée	dior	Ap	0-5	10 YR 3/6	Polyédrique t	--	--	--	--	0.31
			A et A(B)	5-43	10 YR 4/4 à 4/6	Massive t	31.4	62.9	2.5	3.7	0.21
			(B) et C	43-140	7.5 YR 5/6	Massive f	31.9	63.5	1.6	3.6	--
Dunaire très atténué	Sol ferrugineux tropical peu ou pas lessivée	Dior-deck	Ap	0-5	7.5 YR 4/5	Polyédrique t	--	--	--	--	--
			A et AC	5-40	7.5 YR 3/6 à 3/4	Massive ld	25.4	59.7	6.7	8.8	0.40
			C	40-120	7.5 YR 3/2 à 3/3	Polyédrique d	26.2	57.0	6.9	10.2	--
Couloir interdunaire	Sol peu lessivé, d'apport éolien, hydromorphe en profondeur	Dior-deck	Ap	0-5	10 YR 4/3	Particulaire t	--	--	--	--	--
			A1 et A2	5-60	10 YR 4/3	Massive f	31.3	59.0	6.5	3.1	1.33
			C	6--120	10 YR 5/3 à 6/3	Massive f	31.2	60.1	5.7	3.9	1.05
Dépression interdunaire	Sol ferrallitique à réserve calcique, à caractère d'hydromorphie	Deck	Ap	0-5	10 YR 4/3	Polyédrique t	--	--	--	--	--
			A	5-30	10 YR 3/2	Polyédrique td	32.0	52.3	6.1	9.6	0.58
			B et BC	30-76	10 YR 3/1	Polyédrique td	37.6	46.6	6.8	10.2	0.67
			C1	76-93	10 YR 6/4	Massive d	47.8	31.5	15.0	7.1	0.64
			C2	93-133	10 YR 5/6	Massive f	--	--	--	--	--

m : massive ; f : friable ; t : tendre ; d : dure ; ld : légèrement dure.

SG : Sable Grossier, diamètre allant de 0.2 à 2 mm

SF : Sable Fin, diamètre allant de 20 µm à 0.2 mm

L : Limon diamètre allant de 2 à 20 µm

A : Argile diamètre inférieur à 2 µm

Tableau IV-4: Principales caractéristiques des sols du nord du bassin arachidier

Source : Fall, 2002

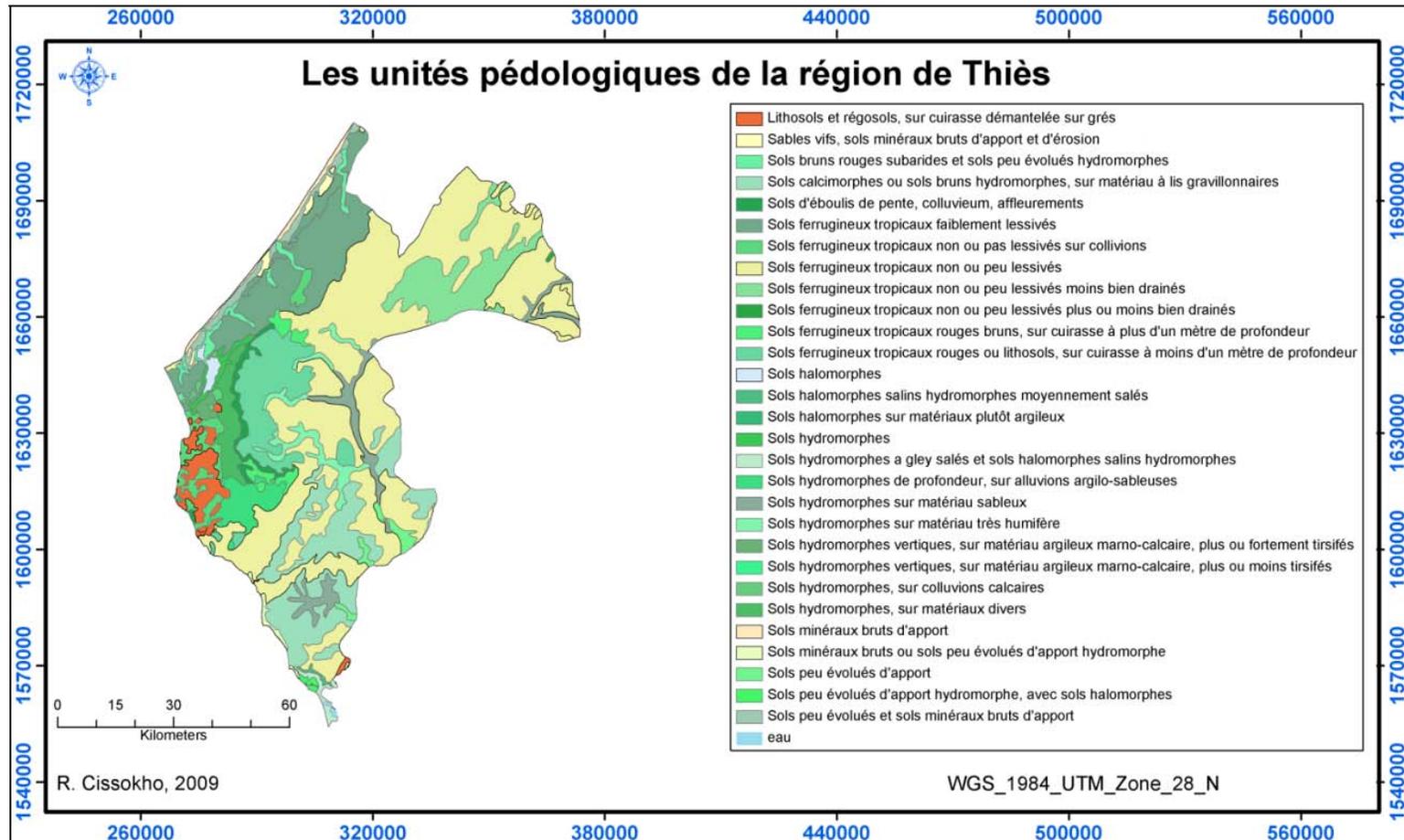


Figure IV-9: Les unités pédologiques du bassin arachidier dans la région de Thiès

IV.3.1 LE MODELÉ DUNAIRE MARQUÉ

Les sols de ce modelé sont faiblement rubéfiés sur une profondeur d'environ un mètre. La couleur générale est jaune rougeâtre (7,5 YR 4/6) selon le *soil Munsell color chart*, mais peut parfois devenir plus rouge (5 YR 5/6).

On note que le profil pédologique est faiblement développé. Il est de type AC ou A(B)C. Avec une épaisseur de 5 à 6 cm, l'horizon arable Ap à une structure particulière. L'horizon A sous-jacent est caractérisé par une structure massive, sa consistance est tendre ou tout au plus légèrement dure. Il arrive qu'on remarque par endroit, lorsque l'érosion décape les horizons superficiels, l'horizon C de couleur rouge vive (5 YR à 2.5 YR) (Fall, 2002).

Les caractéristiques physiques et chimiques des sols, plus précisément ceux situés au sud de la ville de Louga se manifestent par des teneurs en argile qui ne dépassent pas 5% et celles en limons sont comprises entre 2 et 3%. En ce qui concerne la proportion de sable, elle est toujours supérieure à 90% avec une prépondérance de sable fin représentant plus de 50% du total des sables. La teneur en matières organiques dans l'horizon A superficielle est faible, elle se situe entre 0.1 et 0.2 %, elle est encore plus faible dans les horizons B et C où ne subsiste que des traces de matières organiques.

IV.3.2 LE MODELÉ DUNAIRE ATTÉNUÉ

Le modelé dunaire atténué se distingue du modelé dunaire marqué par la couleur moins rouge du sol et une topographie moins accidentée. Tout comme dans le modelé dunaire marqué, les sols sont sableux et les profils sont de type AC ou A(B)C. Les sols ne sont donc pas très différents de ceux rencontrés dans le modelé dunaire marqué. L'horizon superficiel, remanié sur environ 5 cm d'épaisseur, est de couleur claire (10 YR 4/4 ou 7.5 YR 4/5).

Les sols des modelés dunaires marqués tout comme ceux des modelés dunaires atténués sont d'origine éolienne. Cette parenté d'origine se manifeste par le faible taux d'argile et de matière organique (inférieur à 0.5%) mais aussi par la prédominance de sables fins dans la fraction granulométrique (Bureau pédologique du Sénégal, 1998). Le modelé dunaire atténué a une teneur en argile qui se situe entre 2.5 et 5% et atteint par endroit 10%. La teneur en limon est inférieure à 10% ; celle des sables varie entre 80 et 95% avec une nette prédominance de sables fins, 50 à 80%.

IV.3.3 LE MODELÉ INTERDUNAIRE

Les sols des couloirs interdunaires sont sableux. Ils sont constitués de sable à 90% avec une prédominance de sable fin (plus de 60% du total des sables) et d'argile avec un taux de 4%. Ils ont cependant des teintes moins vives, souvent grisâtres, sans toutefois connaître une amélioration des teneurs en matières organiques (0.2%). Ces sols ont un profil de type ABC. L'horizon Ap a une épaisseur de 5 à 6 cm avec une couleur brune (10YR 4/3), une texture sableuse. L'horizon A en dessous a une épaisseur de 20 à 50 cm. Sa texture est sableuse ou sablo-limoneuse tandis que sa structure est massive. Selon Fall (2002), parfois on note la présence de carbonate de calcium dans cet horizon.

Ces sols sont classés dans la catégorie des sols ferrugineux tropicaux peu ou pas lessivés et non dans celle des sols isohumiques brun-rouge subarides, même si le matériel (sable quartzeux à sesquioxydes et kaolinite) est à peu près le même et a subi le même type d'altération (Bertrand, 1998). Ils sont désignés en Wolof sous le terme *dior* ou *dior-deck* suivant le degré de compacité à la fin de la saison des pluies.

Il faut noter que l'horizon superficiel contient un volume de sables supérieur à 80% avec une prédominance de sables fins. Le taux de matière organique rencontré ici, bien que

faible, est supérieur à celui des sols dunaires marqués et atténués avec cependant une plus faible diffusion dans les horizons sous-jacents.

Les sols *deck-dior* sont caractérisés par une couleur noire (10 YR 2/2 à 10 YR 3/3) sur une profondeur d'au moins un mètre. On les retrouve dans les parties les plus basses de la dépression interdunaire. Son profil assez développé avec un horizon A, un horizon B argique et un horizon C calcique. Les teneurs en argile varient entre 10 et 14% et ceux en limon sont compris entre 6 et 7%. Les teneurs en argile et en limon sont plus développés dans les sols des dépressions interdunaires que dans les sols dunaires. La teneur en matière organique est faible, elle varie entre 0.5 et 0.6 % seulement.

IV.4 LA COUVERTURE VÉGÉTALE

La couverture végétale du bassin arachidier a connu de profondes mutations consécutives à l'installation de régimes pluviométriques plus secs, mais aussi à cause des fortes pressions exercées sur le paysage par les activités anthropiques (agriculture, élevage, production forestière). Ces mutations se traduisent par des densités de couverture végétale plus faibles dont les conséquences sur la conservation des potentialités agronomiques des sols sont négatives. En raison de sa configuration, la région administrative de Thiès, se trouve à cheval sur deux domaines phytogéographiques. Dans Fall (2002), on trouve une description assez détaillée de l'état des formations végétales du bassin arachidier.

IV.4.1 LE DOMAINE SAHÉLIEN

La partie nord du bassin arachidier se trouve dans le domaine sahélien qui est compris entre les isohyètes 200 et 400 mm. On y rencontre une pseudo-steppe arbustive dont le peuplement est dominé par *Acacia raddiana*. Les espèces comme *Balanites aegyptiaca*,

Faidherbia albida, *Parinari macrophylla* recouvrent les dunes. Elles donnent des fruits comestibles, ce qui fait qu'elles sont conservées. Un grand nombre d'espèces ligneuses, notamment celles qui ont une affinité plus soudanienne, comme les *Anogeissus* et les *Prosopis* ainsi que les espèces à enracinement superficiel, comme *Acacia senegal* ou *Commiphora africana* ont disparu du fait de l'abaissement du niveau des nappes phréatiques. Ces espèces disparues ont souvent été remplacées par *Balanites aegyptiaca*, qui grâce à son système racinaire pivotant s'adapte mieux aux conditions actuelles du domaine sahélien.

Au niveau des espaces de jachère, on rencontre des arbustes comme *Guiera senegalensis* (*nger*) qui est dominante mais aussi du *Combretum glutinosum* (*ratt*) et du *Zizyphus mauritiana* (*sidem*).

En ce qui concerne le tapis herbacé, il est constitué de graminées telles que *Cenchrus biflorus* (*cram cram*) et *Aristida adscensionis*.

Au niveau des couloirs interdunaires il y a une végétation ligneuse qui ne se différencie pas beaucoup de celle qui se trouve sur les dunes. Parfois on y rencontre une forte densité de *Guiera senegalensis* et de *Tamarindus indica* (*dakhar*) mais surtout de l'*Adansonia digitata* (*guy*).

IV.4.2 LE DOMAINE SUB-HUMIDE

Il se situe entre les isohyètes 400 et 800 mm et correspond au climat soudano-sahélien. Entre les isohyètes 400 et 600 mm, on rencontre une couverture végétale dominée par *Faidherbia albida* (*kad*). Cette espèce est protégée par les agriculteurs dans les espaces agraires. A l'inverse de la plupart des espèces végétales de ce domaine phytogéographique, *Faidherbia albida* conserve ses feuilles pendant la longue saison sèche et ne les perd qu'au

début de la saison pluvieuse. En plus de *Faidherbia albida*, il y a aussi le *Borrassus aetiopium* que l'on rencontre dans les régions de Thiès et de Fatick. Dans les vallées relictuelles de Thiès et vers Palmarin (département de Mbour), on trouve une espèce très menacée, *Eleais guineensis* (*rone*). En ce qui concerne le plateau de Thiès, il est recouvert par une pseudo-steppe arbustive dont le peuplement est dominé par des acacias : *Acacia seyal*, *Acacia ataxacantha*, *Acacia adansonii*.

Entre les isohyètes 600 et 800 mm, la couverture végétale est caractérisée par une savane arbustive et arborée dominées par les vestiges d'une forêt originelle alors dominée par de grands arbres de type soudanien comme *khaya senegalensis* (*khaye*), *Pterocarpus erinaceus* (*ven*), *Anogeissus leiocarpus* (*nguediane*), *Adansonia digitata* (*guy*), *Cordyla pinnata* (*dimb*) et *Parkia biglobosa* (*oul*).

IV.5 LES PRATIQUES AGRICOLES

Il faut noter que la région de Thiès fut l'une des premières à être concernée par le développement de la culture de l'arachide. La figure IV.10 donne une illustration de l'expansion spatiale de cette culture au Sénégal. Sans entrer dans un long développement sur l'historique de l'expansion spatiale de la culture de l'arachide au Sénégal, il est nécessaire de rappeler que l'introduction de la graine d'arachide au Sénégal remonte au 16^e siècle par les portugais (Hardy, 1921). Cependant l'introduction de sa culture est le fait de la présence française. Les premiers essais de la diffusion de la culture sont notés entre 1850 et 1890. Suite à ces essais, il y a eu une première phase d'extension avec une option très nette pour la maximisation des rendements et des productions ou options productivistes entre 1890 et 1950. Durant cette période, le centre de production était d'abord situé à Rufisque qui est maintenant un des départements de la région de Dakar, ensuite ce centre s'est déplacé à Diourbel en 1919, et en 1934 il s'est déplacé à Kaolack. Après la seconde guerre mondiale, il y a eu une phase marquée par l'organisation et l'encadrement de la

production avec l'installation d'usines de décorticage et des huileries, mais aussi la mise en place d'un tissu commercial et administratif structuré, chargé de la collecte de la production (Fall, 2002).

Dès 1933, il y a eu une seconde phase d'extension vers les "terres neuves" (Lericollais, 1977) dans le but de décongestionner l'ancien bassin arachidier où les jachères sont de plus en plus écourtées à cause de l'attrait de cette culture de rente, de la mécanisation et de la croissance démographique. Les "terres neuves" sont situées dans la partie est et sud-est du Sénégal. Le vieux bassin par opposition aux "terres neuves" est maintenant dans une phase de restructuration pour pallier le manque d'espace (Fall, 2002). Dans la région de Thiès comme dans celle de Diourbel, l'espace culturel n'a pas connu d'extension durant cette période. Cette situation s'explique par le fait que ces régions sont les plus peuplées du bassin arachidier, ce qui fait que la pression sur les terres cultivables y est plus élevée. Dans la région de Thiès notamment, l'espace pastoral ne subsiste que sur quelques lambeaux de terres rocailloux (11%) (Fall, 2002).

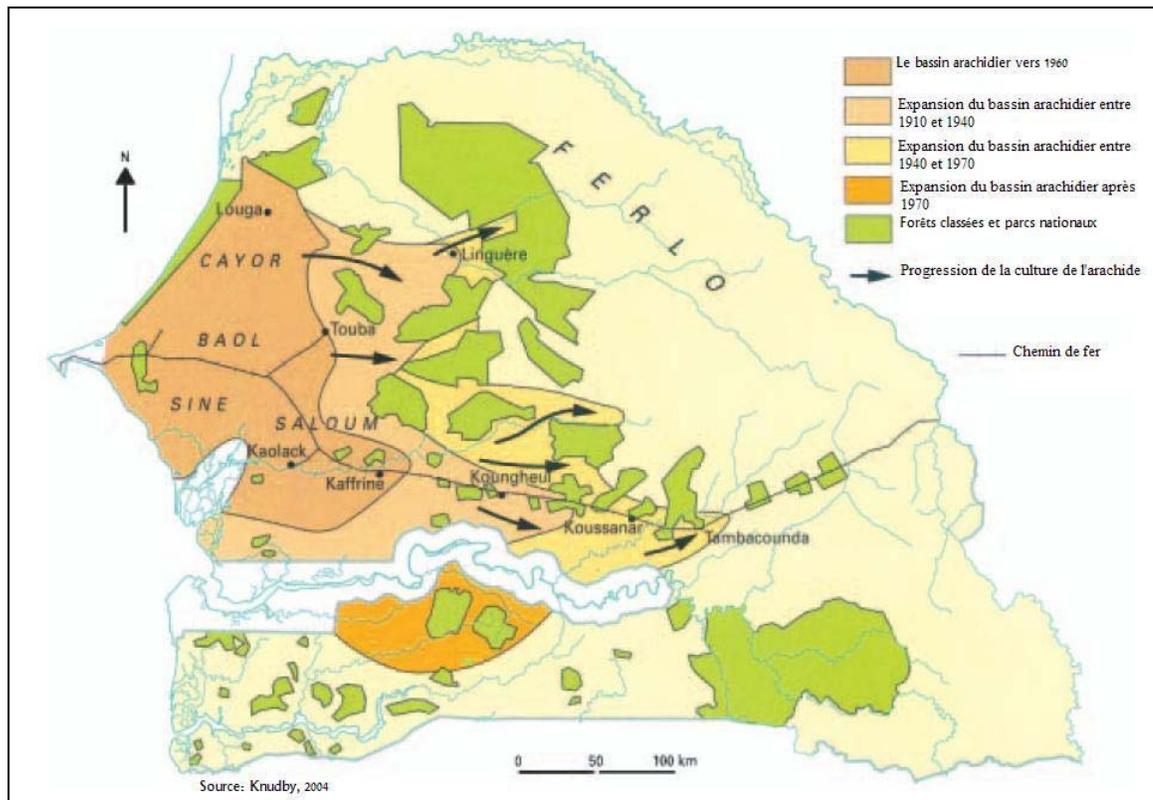


Figure IV-10: Expansion spatiale de la culture de l'arachide au Sénégal

En somme, en un demi-siècle (1929-1979), le bassin arachidier a occupé 33% du territoire national et concerne essentiellement les régions de Louga, Diourbel, Thiès, Fatick et Kaolack (Ba, 1995). Le rapport superficie cultivée sur la surface cultivable par région donne 78% pour Louga, 89% pour Diourbel, 98% pour Thiès et 75% pour l'ensemble des régions de Fatick et Kaolack (Fall, 2002). Ce fort taux d'utilisation des espaces agricoles fait que les aires protégées sont de plus en plus convoitées par les agriculteurs (Cissokho, 2000).

Les options productivistes ont été maintenues après les indépendances. C'est ainsi que le Programme de Productivité Arachidière a été mis en place en 1964 en vue d'augmenter les

recettes d'exportation tirées de l'arachide⁷. Dans les années 70, il y a eu une réorganisation de l'intervention de l'État qui se matérialisera par la création de la SODEVA⁸ dans le bassin arachidier, dont le rôle consistait à faire la vulgarisation des techniques culturales, et à encadrer la production arachidière et céréalière. La vulgarisation consistait à faire la promotion de la traction animale, de la densification des semis, de l'utilisation de produits phytosanitaires, d'engrais minéraux. Pour permettre la mécanisation agricole, les agriculteurs sont encouragés à agrandir les champs, ce qui les conduit à détruire les haies vives d'*Euphorbia balsamifera* qui protégeaient alors les cultures des effets du vent mais aussi de la divagation des animaux. Il y a eu aussi la mise en place de l'Office National de Crédit et d'Assistance au Développement (ONCAD) qui a permis une augmentation des productions grâce à l'octroi de crédits pour l'achat d'intrants et de matériels agricoles (Fall, 2002).

En ce qui concerne les pratiques d'utilisation d'engrais minéraux pour conserver les potentialités agronomiques des sols, elle a commencé timidement en 1949 et a connu une rapide croissance entre 1961 et 1967 (Cissé, 1987) puis une baisse entre 1968 et 1970 (Mbodj, 1987) et une autre hausse durant la campagne 1976/77 (figure IV.11). Le niveau de consommation atteint en 1976-77 n'a pas été atteint jusqu'en 2000 où on note une nouvelle chute considérable.

⁷ Cette période coïncide avec la suppression des prix préférentiels qui étaient garantis par la France dans le cadre de la convention de Yaoundé I.

⁸ Société de Développement et de Vulgarisation Agricole

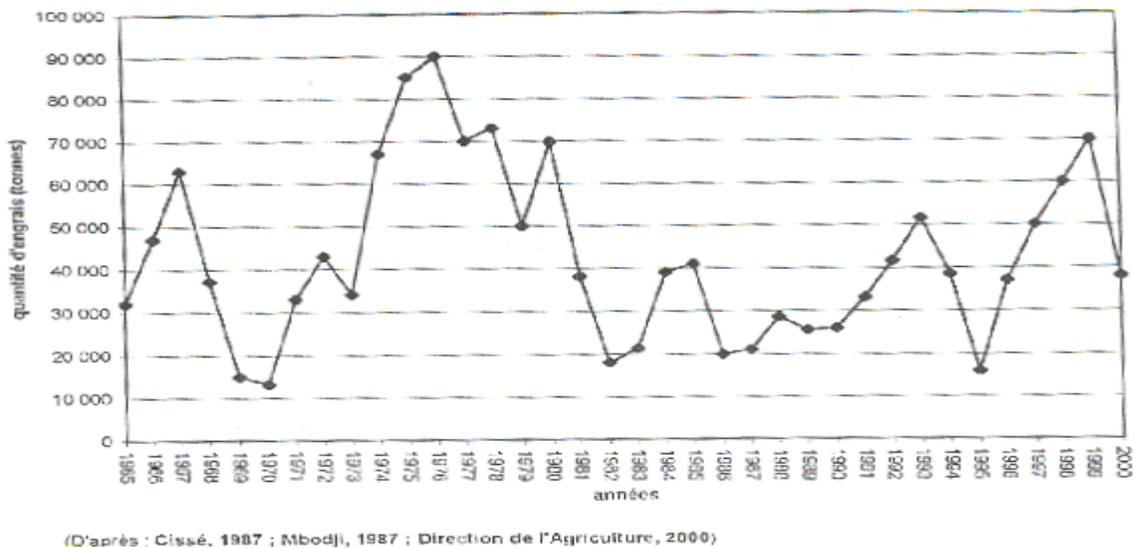


Figure IV-11: La consommation d'engrais minéral dans le bassin arachidier de 1956 à 2000

En 1984, le désengagement de l'État s'est matérialisé par la mise sur pied de la Nouvelle Politique Agricole (NPA) qui a eu comme conséquence une chute drastique de l'utilisation de l'engrais. Selon Mbodj (1987), la quantité d'engrais minérale effectivement utilisée est 100 fois en deçà des quantités nécessaires. Les conséquences, comme on pouvait s'y attendre sur le plan de la productivité et de la production agricole, ne sont pas reluisantes. En effet, les productions mais surtout les rendements vont connaître des baisses considérables. Les agriculteurs, pour maintenir ou même augmenter les niveaux de production, vont trouver des stratégies d'adaptation dont les impacts environnementaux sont négatifs. Parmi les stratégies d'adaptation développées par les agriculteurs, on peut noter d'une part, le raccourcissement, voire la suppression des périodes de jachère qui consistaient à laisser au repos pendant un certain temps (3 à 4 ans) une parcelle afin qu'elle se régénère et reconstitue les conditions de fertilité nécessaires à sa réutilisation, et d'autre part l'extension des superficies cultivées à cause de la croissance démographique et de la baisse des rendements. L'adoption de cette stratégie était possible à cause de la généralisation de la culture attelée. L'extension des espaces de culture en arachide notamment dans la région de Thiès ne peut se faire qu'au détriment d'autres cultures et des

jachères. Cette pratique va avoir comme conséquence un épuisement des sols, et cela d'autant plus que les pratiques de restitution de la fertilité du sol par des apports d'engrais minéraux sont quasi inexistantes. En plus, selon Fall (2002) et Niane Badiane et *al.* (2000), les résidus de culture qui auraient pu servir d'apports en matières organiques sont utilisés par les agriculteurs. Par exemple, les tiges de céréales servent à la construction de l'habitat rural et le reste, s'il n'est pas brouté par les animaux, est brûlé lors des travaux de débroussaillage. Les fanes d'arachide sont ramassées avec les racines pour l'alimentation du bétail (animaux de trait, notamment le cheval, et élevage de stabulation). Cette forme d'exploitation minière des terres est d'autant plus marquée que même les adventices comme *Eragrostis tremula* sont prélevées pour servir dans la construction des toits des cases, ce qui accroît la dénudation du sol. Par ailleurs, en raison de la baisse des précipitations notées depuis les années 70, il y a une tendance à réduire les superficies consacrées aux cultures à cycle long comme le sorgho, voire à délaisser les cultures comme le mil et le sanio. Cette situation de fait limite alors les possibilités en matière de succession et d'association de cultures. Il en résultera une monoculture de l'arachide dont les conséquences sont entre autres, la prolifération des nématodes, la minéralisation de l'humus causée par le fréquent travail du sol, réduisant ainsi sa perméabilité (Fall, 2002).

CONCLUSION PARTIELLE

Il ressort à la lecture de ce chapitre que le bassin arachidier en général et la région de Thiès en particulier se trouve dans un contexte de vulnérabilité environnementale. On s'y trouve dans un espace ouvert, ce qui favorise la mobilisation par le vent des particules du sol et cela d'autant plus que la texture est sableuse et sablo-argileuse. Au regard de sa vulnérabilité, il est important de comprendre la dynamique d'un des facteurs majeurs de la dégradation de l'environnement dans ce contexte, l'érosion éolienne.

CHAPITRE V : APPROCHE MÉTHODOLOGIQUE

V.1 INTRODUCTION

Pour atteindre nos objectifs, à savoir être en mesure d'une part, d'élaborer un modèle de calcul d'un indice de vulnérabilité à l'érosion éolienne faisant appel aux informations extraites des images satellitales et d'autre part, produire des cartes de vulnérabilité à partir de ce modèle afin d'analyser la dynamique du phénomène dans le bassin arachidier, nous avons opté pour la démarche suivante (figure V.1) :

1. Création des couches thématiques décrivant les divers facteurs retenus pour le calcul de l'indice de la vulnérabilité en se servant des images de télédétection et des autres données disponibles ;
2. Intégration de ces couches dans une base de données et leur combinaison selon le modèle de calcul retenu ;
3. Création des cartes d'indices de vulnérabilité pour les dates d'acquisition des images satellitales et validation des résultats;
4. Analyse diachronique et conclusions.

Ces étapes sont décrites dans ce qui suit.

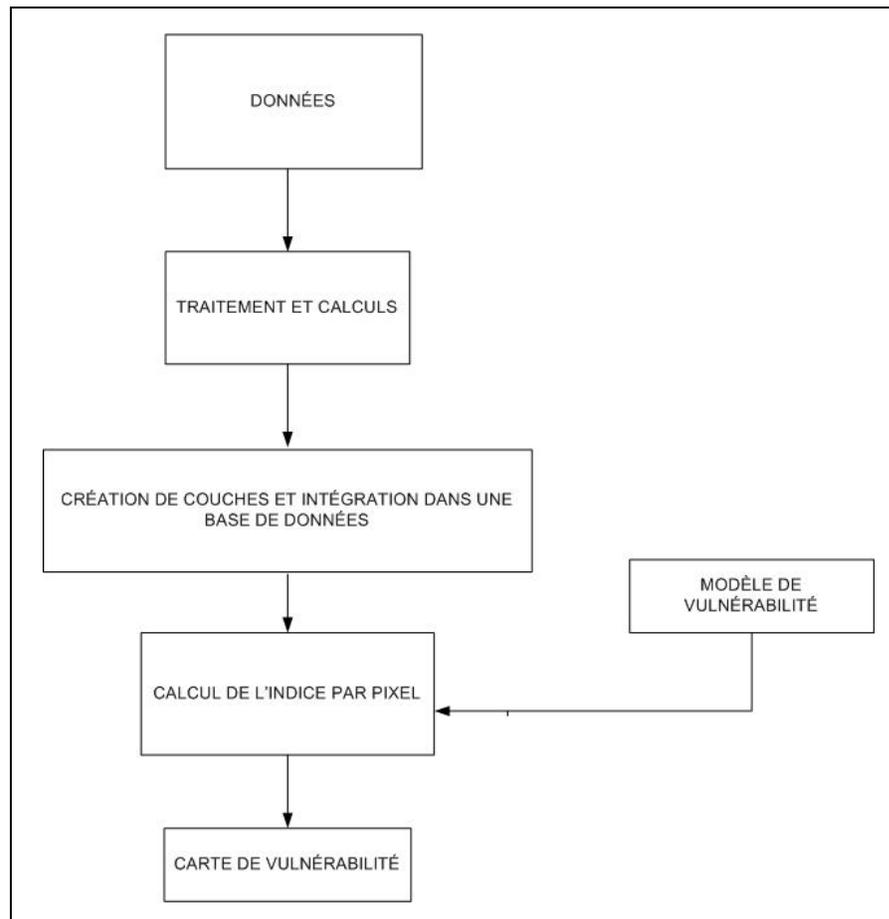


Figure V-1: Modèle conceptuel de création des cartes de l'indice de vulnérabilité des sols à l'érosion éolienne

V.2 LES IMAGES SATELLITALES ET LEURS PRÉTRAITEMENTS

Dans cette recherche nous avons utilisé des images satellitales provenant des capteurs TM (Thematic Mapper) du satellite Landsat-5 et ETM+ (Enhanced Thematic Mapper) de Landsat 7. Ces images sont les seules disponibles qui concilient 1) une résolution spatiale relativement fine (30 mètres pour le multispectrale, 60 ou 120 mètres pour le thermique) ; 2) une acquisition synchrone entre les bandes spectrales du rayonnement solaire réfléchi

(visible, proche et moyen infrarouge) ainsi que de l'infrarouge thermique (voir tableau V.1 pour les domaines spectraux couverts); et 3) la possibilité d'analyser l'évolution des conditions environnementales les vingt dernières années, étant acquises depuis 1984 jusqu'à nos jours.

Bandes spectrales de Landsat 5 TM et de Landsat 7 ETM	Bande spectral (μm)
Bande 1 (bleu)	0.45-0.52
Bande 2 (vert)	0.52-0.60
Bande 3 (rouge)	0.63-0.69
Bande 4 (Proche infrarouge)	0.77-0.90
Bande 5 (Infrarouge moyen)	1.55-1.75
Bande 7 (Infrarouge moyen)	2.09-2.35
Bande 6 (Infrarouge thermique)	10.40-12.50
Bande 8 (panchromatique) spécifique à EMT+ (non utilisée dans cette recherche)	0.52-0.90

Tableau V-1: Bandes spectrales des capteurs TM et ETM+ de Landsat

Une recherche dans les archives du USGS accessibles au public nous a permis de trouver quelques images Landsat avec une couverture nuageuse pratiquement nulle. Parmi ces images, nous avons choisi celles indiquées au tableau V.1. Sur la figure V.2, nous avons un composé couleur normale de ces images. Nous avons voulu étudier le phénomène de la vulnérabilité selon un pas de temps de 5 ans. En outre, nous avons voulu avoir pour chaque année 2 à 3 images de sorte à ressortir les principales caractéristiques des différents facteurs en fonction des saisons. Des contraintes de disponibilité des images et de couverture nuageuse, n'ont pas permis de procéder de la sorte.

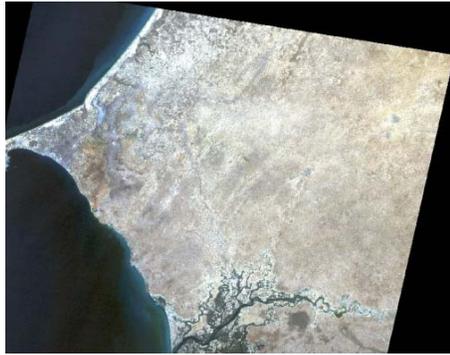
Nous considérons que même si les différentes images des années étudiées n'ont pas été enregistrées le même mois, il est possible de procéder à une analyse diachronique de la

dynamique de la vulnérabilité en comparant par exemple 1988 à 1994 dans la mesure où l'image de 1988 est acquise le 10 mars et celle de 1994 est acquise le 4 avril. Les mois de mars et d'avril appartiennent à la même saison, c'est-à-dire la saison sèche chaude ou *noor*. On peut aussi procéder à une analyse de la dynamique saisonnière en comparant par exemple la situation en novembre 1999 et septembre 2002 parce que les images enregistrées pour ces dates appartiennent à des saisons différentes.

Ces images étaient déjà orthorectifiées par le USGS (WGS 1984 UTM Zone 28 Nord) et rééchantillonnées à la résolution de base, c'est-à-dire 30 m pour les bandes 1 à 5 et 7 et 60m ou 120 m pour la bande thermique. En ce qui concerne les images thermiques, nous les avons rééchantillonnées à une résolution de 30 mètres pour qu'elles soient compatibles aux images multispectrales.

Date d'acquisition (Type d'image)	Commentaires
10 mars 1988 (TM Landsat-5)	La vitesse moyenne journalière des vents était de 5.3 m/s et les températures moyennes journalières ont fluctué entre 18.4 et 35°C. En ce qui concerne l'humidité de l'air, elle a varié entre 31 et 86%.
29 novembre 1988 (TM Landsat-5)	La vitesse moyenne journalière des vents était de 4.2 m/s. Les températures moyennes journalières ont oscillé entre 14.5 et 33°C et l'humidité de l'air a varié entre 29 et 87%.
04 avril 1994 (TM Landsat-5)	La vitesse moyenne journalière des vents était de 3 m/s. Les températures moyennes journalières ont varié entre 18.2 et 40.8°C. L'humidité de l'air a varié entre un minimum de 5 et un maximum 81%.
04 novembre 1999 (TM Landsat-5)	La vitesse moyenne journalière des vents était de 0.5 m/s. Les températures journalières ont oscillé entre 16 et 34.5°C. L'humidité de l'air a varié entre 44 et 100%.
25 septembre 2002 (ETM+ Landsat-7)	La vitesse moyenne journalière des vents était de 0.5 m/s. Les températures journalières ont varié entre 15 et 33°C. L'humidité de l'air était comprise entre 59 et 100%.

Tableau V-2: Variations moyennes journalières de données météorologiques enregistrées les jours correspondants aux dates d'acquisition de nos images



10 mars 1988 (saison sèche chaude)



29 novembre 1988 (saison sèche fraîche)



4 avril 1994 (saison sèche chaude)



4 novembre 1999 (saison sèche fraîche)



25 septembre 2002 (saison des pluies)

Figure V-2: Images Landsat utilisées dans cette étude

V.2.1 PRÉTRAITEMENTS DES IMAGES MULTISPECTRALES

Les images multispectrales, surtout les bandes du visible, sont affectées par les conditions atmosphériques. Afin de permettre un calcul plus précis des facteurs recherchés, nous avons converti les valeurs numériques en réflectances au sol. Pour ce faire, il faut tout d'abord convertir les valeurs numériques en luminances apparentes en se servant des coefficients d'étalonnage fournis par le USGS (tableaux V.3 et V.4)

$$L_{sat} = \left(\frac{(L_{max} - L_{min})}{(VN_{max} - VN_{min})} \right) * (VN - VN_{min}) + L_{min} \quad (V-1)$$

où

L_{sat} est la luminance au satellite ($W m^{-2} sr^{-1}$) ;

L_{max} est la luminance maximale par bande ;

L_{min} est la luminance minimale par bande ;

VN est la valeur numérique du pixel;

VN_{max} est la valeur numérique maximale;

VN_{min} est la valeur numérique minimale.

Bandes	1	2	3	4	5	6	7
L_{min} ($W/m^2 \cdot sr \cdot \mu$)	-1.500	-2.800	-1.200	-1.500	-0.370	1.238	-0.150
L_{max} ($W/m^2 \cdot sr \cdot \mu$)	152.1	296.8	204.3	206.2	27.19	15.6	14.38

Tableau V-3: Coefficients d'étalonnage pour Landsat TM

Source : http://earth.esa.int/pub/ESA_DOC/landsat_FAQ/#_Toc235345952 Consulté le 28 sept. 09

Landsat 7 ETM					Landsat TM 5				
Bandes	Avant 1 juillet 200		Après 1 juillet 2000		Bandes	Du 1 mars au 4 mai 2003		Après le 5 mai 2003	
	High Gain		High Gain			L _{MIN}	L _{MAX}	L _{MIN}	L _{MAX}
	L _{MIN}	L _{MAX}	L _{MIN}	L _{MAX}					
1	-6.2	194.3	-6.2	191.6	1	-1.52	152.10	-1.52	193.0
2	-6.0	202.4	-6.4	196.5	2	-2.84	296.81	-2.84	365.0
3	-4.5	158.6	-5.0	152.9	3	-1.17	204.30	-1.17	264.0
4	-4.5	157.5	-5.1	157.4	4	-1.51	206.20	-1.51	221.0
5	-1.0	31.76	-1.0	31.06	5	-0.37	27.19	-0.37	30.2
6	3.2	12.65	3.2	12.65	6	1.2318	15.303	1.2318	15.303
7	-0.35	10.932	-0.35	10.80	7	-0.15	14.38	-0.15	16.5
8	-5.0	158.40	-4.7	158.3					

Tableau V-4: Coefficients d'étalonnage pour Landsat ETM 7 et TM 5

Source : http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/handbook/handbook_htmls/chapter11/chapter11.html

Les luminances apparentes sont par la suite transformées en réflectances au sol selon l'équation suivante :

$$\rho_{sol} = \frac{\pi(L_{sat} - L_p) d^2}{T^{\uparrow} (T^{\downarrow} E_0 \cos \theta + E_{ciel})} \quad (V-2)$$

où,

L_p la luminance atmosphérique due à la diffusion atmosphérique du rayonnement solaire par les molécules des gaz et les particules d'aérosol dans le champ de vue du capteur ;

E_0 la constante solaire exoatmosphérique pour la bande spectrale, évaluée à une distance moyenne Terre-Soleil (1 unité astronomique) ;

E_{ciel} l'éclairement dû au rayonnement solaire diffusé par l'atmosphère vers la surface visée (éclairement du ciel) ;

T^{\downarrow} la transmittance atmosphérique dans la direction d'illumination ;

T^{\uparrow} la transmittance atmosphérique dans la direction du capteur ;

d la distance Terre-Soleil lors de l'acquisition de l'image (en unités astronomiques) et

θ l'angle zénithal du soleil.

L'équation V.2 n'est valable que pour des surfaces horizontales de réflexion isotrope. Tel que mentionné au chapitre précédent, le relief n'est pas très accidenté dans la région d'étude et l'hypothèse lambertienne est valable pour un capteur visant au nadir comme dans le cas des capteurs TM et ETM+.

La constante solaire est connue, elle est fournie par le site internet de Landsat 7. Également l'angle zénithal du soleil est fourni avec le fichier des métadonnées des images satellitaires. En ce qui concerne la distance Terre-Soleil pour la date d'acquisition, elle peut être évaluée par l'équation suivante.

$$d = 1 - 0.01672 * \text{Cos}(0.9856 * (Jj - 4)) \quad (\text{V-3})$$

Jj est le jour julien correspondant à la date d'enregistrement de l'image

Les Tableau V-5 et Tableau V-6 montrent les valeurs de ces paramètres utilisés dans notre cas.

Bande spectrale	Constante solaire Watts/(m ² .µm)	
	TM	ETM+
Bleu	1983	1997
Verte	1796	1812
Rouge	1536	1533
PIR	1031	1039
MIR	220.0	230.8
MIR	83.44	84.90

Tableau V-5: Éclaircements spectraux solaires utilisés pour étalonner les images TM et ETM+

Date d'acquisition	Angle zénithal	Distance Terre-Soleil (UA)
10 mars 1988	44.98	1.0101
29 novembre 1988	37.85	0.9984
04 avril 1994	32.74	1.0026
11 novembre 1999	37.17	0.9844
25 septembre 2002	30.99	1.0142

Tableau V-6: Angles zénithaux du soleil et distance Terre-Soleil correspondant au moment d'acquisition des images Landsat

L'évaluation de la luminance atmosphérique, L_p , figurant dans

$$\rho_{sol} = \frac{\pi(L_{sat} - L_p) d^2}{T^\uparrow (T^\downarrow E_0 \cos \theta + E_{ciel})}$$

l'équation

(V-2 se fait en se servant des cibles d'une réflectance presque nulle (cibles obscures). La luminance au satellite enregistrée au-dessus de ces cibles peut être donc attribuée à la luminance atmosphérique. L'exemple typique de cibles obscures serait un plan d'eau claire et profonde et sa représentation dans toutes les bandes spectrales. D'autres

exemples sont la végétation dense dans les bandes bleue et rouge et dans une moindre mesure, les ombres projetées par les nuages ou la topographie du terrain. Chavez (1988) a proposé un léger correctif en supposant que les réflectances des ces cibles obscures ne sont pas tout à fait nulles mais qu'environ 1% du signal enregistré par le capteur au-dessus de ces cibles est attribuable à leur propre réflectance. Ce qui revient à dire que :

$$L_p \cong 0.99L_{co} \quad (\text{V-4})$$

où L_{co} est la luminance au satellite enregistrée au-dessus des cibles obscures. Dans notre cas, nous avons utilisé comme cible obscure, l'océan, visible à l'extrémité ouest de nos images (Figure V-2). Des sites d'entraînement ont été établis dans la partie la plus éloignée des côtes (eau profonde) et les histogrammes par bande spectrale sont calculés. La valeur minimale des histogrammes a été par la suite utilisée pour évaluer les luminances atmosphériques. Le tableau suivant montre les valeurs ainsi définies dans deux cas extrêmes, un où l'atmosphère paraît claire et un second où l'atmosphère paraît brumeuse.

Bande spectrale	Luminance au satellite (W/m2/sr) Image 25-09-02	Luminance au satellite (W/m2/sr) Image 04-04-94
TM1	30.25	74.08
TM2	15.87	22.63
TM3	7.38	14.79
TM4	6.48	7.50
TM5	0.005	0.53
TM7	0	0

Tableau V-7: Luminance minimale au satellite dans des contextes d'atmosphère claire (25-09-02) et brumeuse (04-04-94).

L'évaluation des transmittances atmosphériques ainsi que de l'éclairement du ciel peut se faire en utilisant les luminances atmosphériques évaluées précédemment mais aussi par des codes atmosphériques (Teillet et Fedosejevs, 1995). Pour l'application de ces derniers, une série d'hypothèses doivent être émises concernant l'état de l'atmosphère et les propriétés optiques de ses constituants. La méthode que nous avons adoptée pour y arriver se base sur deux postulats : 1) que l'effet de l'absorption atmosphérique sur le signal est négligeable compte tenu du fait que les bandes spectrales de Landsat sont choisies de sorte à le minimiser; 2) que l'éclairement du ciel est ignoré, il ne représente en effet qu'un faible pourcentage de l'éclairement global (<10%) en supposant une atmosphère plutôt claire comme dans notre cas. Suivant ces hypothèses l'équation V.2 devient:

$$\rho_{sol} = \frac{\pi(L_{sat} - L_p) d^2}{T^\uparrow T^\downarrow E_0 \cos \theta} \quad (V-5)$$

avec

$$T^\downarrow = e^{-\tau / \cos(\theta)} \text{ et, en supposant une visée du nadir pour Landsat,}$$

$$T^\uparrow = e^{-\tau}$$

où τ est la somme des profondeurs optiques des molécules de gaz et celle des particules d'aérosol. Le contenu en particules d'aérosol ainsi que leur type lors du passage du satellite étant inconnus, nous pouvons quand même introduire la profondeur optique des molécules des gaz (profondeur optique de Rayleigh) dont le calcul peut se faire par l'équation suivante (Song *et al.*, 2001) :

$$\tau_r = 0.008569\lambda^{-4} (1 + 0.0113\lambda^{-2} + 0.00013\lambda^{-4}) \quad (V-6)$$

où λ est la longueur d'onde centrale (en μm) de la bande concernée.

V.2.2 PRÉTRAITEMENTS DES THERMOGRAPHIES INFRAROUGE

L'estimation des températures au sol passe par la conversion des valeurs numériques en luminances apparentes en se servant d'une équation similaire à l'équation V.1. Le tableau V.8 montre les coefficients d'étalonnage applicables aux bandes thermiques TM/ETM+ 6 de Landsat.

EMT+				TM Du 1 mars 1984 au 04 mai 2003	
Low Gain		High Gain			
L_{\min}	L_{\max}	L_{\min}	L_{\max}	L_{\min}	L_{\max}
0.0	17.04	3.2	12.65	1.2378	15.303

Tableau V-8: Coefficients d'étalonnage du canal thermique TM6 et ETM+6

Source : Chander et Markham, 2003 et

http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/handbook/handbook_htmls/chapter11/chapter11.html

Il faut signaler que contrairement à Landsat 5, Landsat 7 connaît une certaine stabilité depuis son lancement, même s'il y a une erreur d'étalonnage de départ d'environ 3 K (Barsi *et al.*, 2003). Cette erreur a été corrigée pour les images traitées après 2000. Ainsi pour l'image ETM+ de 2002 nous n'avons pas à en tenir compte.

Pour la conversion des luminances apparentes en températures au sol nous avons eu recours à la méthode approximative proposée par Jiménez-Muñoz *et al.* (2003) et Sobrino *et al.* (2004). Selon cette méthode, la conversion se fait par le système d'équations suivant :

$$T_{sol} = \gamma \left[\varepsilon^{-1} (\psi_1 L_{sat} + \psi_2) + \psi_3 \right] + \delta \quad (\text{V-7})$$

$$\gamma = \left\{ \frac{C_2 L_{sat}}{T_{sat}^2} \left[\frac{\lambda^4}{C_1} L_{sat} + \lambda^{-1} \right] \right\}^{-1} \quad (V-8)$$

$$\delta = -\gamma L_{sat} + T_{sat} \quad (V-9)$$

où

T_{sol} est la température au sol en degrés Kelvin

λ est la longueur d'onde effective (11.457 μm pour TM 6) ;

$$C_1 = 1.19104 \cdot 10^8 \text{ W } \mu\text{m}^4 \text{ m}^{-2} \text{ sr}^{-1}$$

$$C_2 = 14387.7 \mu\text{m} \text{ K}$$

\mathcal{E} :est l'émissivité de la surface.

En ce qui concerne les fonctions atmosphériques ψ_1 , ψ_2 et ψ_3 , elles peuvent être obtenues en les considérant comme fonction de la teneur totale en vapeur d'eau de l'atmosphère (w) en utilisant les formules suivantes :

$$\psi_1 = 0.14714w^2 - 0.15583w + 1.1234 \quad (V-10)$$

$$\psi_2 = -1.1836w^2 - 0.37607w - 0.52894 \quad (V-11)$$

$$\psi_3 = -0.04554w^2 + 1.8719w - 0.39071 \quad (V-12)$$

Pour calculer la teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère, nous avons utilisé la formule de Leckner (1978) :

$$w = \frac{0.493 \cdot hr \cdot P}{T} \quad (V-13)$$

avec

hr : humidité relative (en fonction de 1) ;

P : pression potentielle de la vapeur d'eau dans l'atmosphère

T : température ambiante en degrés Kelvin

$$P = \exp\left(26.23 - \frac{5816}{T}\right) \quad (\text{V-14})$$

Une fois les fonctions atmosphériques ψ_1 , ψ_2 et ψ_3 trouvées (voir tableau V.9), il faut ensuite, pour être en mesure d'utiliser l'équation V.7, trouver l'émissivité des matériaux sur l'image.

Fonctions atmosphériques	10 mars 1988	29 novembre 1988	04 avril 1994	04 novembre 1999	25 septembre 2002
ψ_1	1.0876	1.0823	1.0821	1.0903	1.1136
ψ_2	-1.4198	-1.1094	-1.0695	-1.5085	-2.0678
ψ_3	0.9391	0.6419	0.5984	1.0140	1.4221

Tableau V-9: Valeurs des fonctions atmosphériques

La disponibilité d'une seule bande spectrale dans l'infrarouge thermique impose le recours à des méthodes empiriques pour l'estimation de l'émissivité. Une des méthodes souvent utilisées pour des milieux ruraux est celle proposée par Sobrino *et al.* (2004) qui a été adoptée dans cette étude. Elle est basée sur la classification des valeurs de NDVI. Elle considère en effet que les pixels qui ont une valeur d'indice de végétation strictement inférieure à 0.2 peuvent être considérés comme du sol nu. Le choix d'une valeur d'émissivité pour le sol est délicat en raison de l'hétérogénéité de sa composition. Les auteurs ont alors utilisé des spectres de réflectance des différentes familles des sols disponibles dans la librairie spectrale de ASTER (<http://www.asterweb.jpl.nasa.gov>) et ont abouti à une valeur d'émissivité moyenne de 0.97, valeur qu'ils proposent pour les pixels de sol à nu. Lorsque les pixels ont une valeur de NDVI strictement supérieure à 0.5, ils sont

considérés comme de la végétation, on leur attribue alors une valeur d'émissivité de 0.99. Lorsque les pixels ont des valeurs de NDVI comprises entre 0.2 et 0.5, on considère que la région concernée est constituée d'éléments hétérogènes, ce qui rend difficile l'attribution d'une valeur d'émissivité à la manière des situations précédentes. Mais en considérant la valeur d'émissivité moyenne de 0.97 pour le sol nu et de 0.99 pour la végétation, ils proposent l'équation suivante pour l'estimation de l'émissivité :

$$\varepsilon_{TM6} = 0.004P_v + 0.986 \quad (V-15)$$

P_v est la proportion de végétation qui peut être obtenue par la formule ci-dessous développée par Carlson et Ripley (1997)

$$P_v = \left[\frac{NDVI - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \right]^2 \quad (V-16)$$

avec $NDVI_{\max} = 0.5$ et $NDVI_{\min} = 0.2$

Il faut cependant prendre garde d'isoler les surfaces d'eau et leur attribuer une émissivité de 1.

V.3 LES AUTRES DONNÉES DISPONIBLES

Dans le chapitre précédent il a été question des données, sur le climat, les sols et la morphologie, disponibles pour la région d'étude. Toutes ces données ont été utilisées d'une manière ou d'une autre comme support à cette recherche. À des fins de rappel, ces données comprenaient :

- a) les données météorologiques provenant des deux stations de la région et incluait des moyennes mensuelles sur la vitesse du vent, les précipitations, les minima et maxima des températures, l'évaporation, ainsi que les minima et maxima de l'humidité de l'air. Nous disposons aussi de moyennes journalières mais seulement pour les dates correspondant aux dates d'enregistrement de nos images satellitales. Étant donné le faible niveau de maillage de la région par les stations météorologiques, ces données n'ont servi que pour des simulations (vent) ou pour supporter le traitement et les analyses des images Landsat (précipitations, températures ...). En particulier, les données sur le vent nous ont permis de fixer les valeurs minimales et maximales de vitesse moyenne de vent.
- b) les données sur les sols incluant la carte des unités morphopédologiques ainsi que la description des caractéristiques des sols qui les composent. Celles-ci nous ont servi, comme on le verra plus loin, dans l'estimation de la fraction érodable du sol (EF) selon la méthode préconisée dans le modèle RWEQ (équation I.3).
- c) les variations de la topographie n'étant pas importantes (voir section IV.3), ce facteur n'a pas été pris en compte dans l'analyse.

V.4 CRÉATION DES COUCHES THÉMATIQUES

Une fois que les images satellitales sont traitées et que les autres données disponibles sont mises sous une forme adéquate, nous avons procédé à la création des couches thématiques sur les facteurs retenus, c'est-à-dire le climat, les sols ainsi que la végétation. Plus spécifiquement, nous avons retenu les facteurs suivants : l'humidité surfacique du sol, la fraction érodable du sol, les oxydes ferreux et ferrique, les indices de végétation verte (MSAVI) ainsi que de la végétation non photosynthétiquement active (MSACRI).

Des facteurs autres que ceux retenus, mais proposés dans la littérature auraient pu être introduits (voir chapitre II, partie I). Parmi ceux-ci on peut citer l'occupation du sol établie à partir des images satellitales qui est souvent utilisée. Dans un milieu rural, le type d'occupation du sol est un facteur responsable de l'érosion éolienne seulement dans la

mesure où il porte atteinte à la couverture végétale protectrice, ou s'il est le siège d'activités qui contribuent à faciliter la détachabilité et la mobilisation des particules du sol par le vent. En considérant la couverture végétale, l'humidité surfacique et l'érodabilité, il est donc possible de considérer le type d'occupation du sol comme un facteur redondant et ainsi elle a été écartée des analyses subséquentes.

V.4.1 LA COUCHE HUMIDITÉ DES SOLS

Parmi les approches préconisées pour l'estimation de l'humidité (chapitre III), nous avons opté pour la méthode faisant appel à l'évapotranspiration potentielle ou de référence pour deux raisons principalement. La première tient au fait que l'évapotranspiration réelle, dont l'estimation fait appel à l'évapotranspiration de référence, étant une réponse directe à la demande en eau du sol et de la végétation, elle peut valablement être utilisée pour évaluer le niveau d'humidité du sol. En effet, une forte évapotranspiration réelle est observée là où l'évaporation et la transpiration sont élevées. Dans ces cas, la température du sol est faible, sauf exception⁹. Rappelons qu'en présence de stress hydrique même récent, les végétaux ont tendance à minimiser les pertes d'eau par transpiration en fermant leurs stomates. La deuxième raison tient au fait que l'autre méthode fondée sur la paramétrisation de l'espace Ts-NDVI ne fait pas l'unanimité quant à la façon d'interpréter cet espace ainsi qu'en ce qui concerne les conditions effectives sous lesquelles elle exprime mieux l'humidité du sol (Sandholt *et al.*, 2002).

La création de la couche thématique humidité surfacique selon la méthode de calcul que nous avons choisie est faite selon le modèle conceptuel montré par la figure V.3. Il est à

⁹ Des sols humides peuvent présenter une température élevée si la conductivité de l'atmosphère est réduite (Nemani et Running, 1997).

noter que par cette méthode nous cherchons à obtenir un ordre de grandeur de l'humidité du sol et non sa teneur exacte en eau.

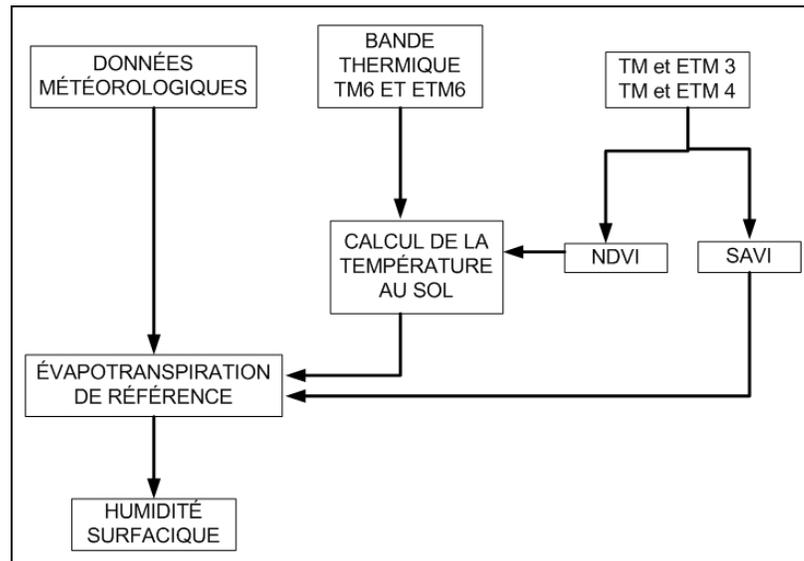


Figure V-3 : Modèle conceptuel de la création de la couche humidité surfacique

Rappelons la formulation de l'évapotranspiration réelle :

$$ETR = K_c * ETP \quad (V-17)$$

La détermination du K_c (voir équation III.4) est faite en fonction de chaque espèce, de son stade végétatif ainsi que de sa localisation géographique¹⁰. Étant donné que nous ne nous intéressons pas à l'estimation des besoins en eau d'une spéculacion agricole en particulier, nous considérons que l'approche proposée par Bausch (1995) basée sur l'indice de végétation SAVI convient le mieux dans un contexte où le peuplement végétale est hétérogène.

¹⁰<http://www.fao.org/docrep/X0490E/x0490e0b.htm#TopOfPage>

L'ETP est calculée selon la méthode préconisée par la FAO et expliquée au chapitre III. La démarche pour le calcul de l'ETP passe par la résolution de plusieurs équations proposées par Allen et *al.* (1998) et décrites ci-dessous. Dans cette démarche, nous avons utilisé les données de température et humidité journalières de l'air fournies par les stations météorologiques et qui correspondaient aux dates d'enregistrement de nos images pour résoudre les équations faisant intervenir la température de l'atmosphère ou l'humidité de l'air. Pour celles qui font intervenir la température du sol, nous avons considéré les températures au sol calculées à partir des images satellites. Les étapes de calcul sont les suivantes :

- 1) calcul de la courbe de la pression de la vapeur en kPa

$$\Delta = \frac{2504 \cdot \exp\left(\frac{17.27Ta}{Ta + 273.3}\right)}{(Ta + 273.3)^2} \quad (\text{V-18})$$

avec Ta la température de l'atmosphère en Celsius

- 2) calcul de la constante psychrométrique en kPa

$$\gamma = 0.00163 \frac{P}{\lambda} \quad (\text{V-19})$$

P pression atmosphérique en kPa ;

λ chaleur latente de vaporisation en MJ kg^{-1}

- 3) calcul de la pression atmosphérique

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26} \quad (\text{V-20})$$

P pression atmosphérique en kPa à une élévation de z mètres. Dans notre cas nous avons considéré une élévation moyenne de 10 mètres.

4) calcul de la chaleur latente de vaporisation

$$\lambda = 2.501 - (2.361 \cdot 10^{-3}) T_a \quad (\text{V-21})$$

λ chaleur latente de vaporisation en MJ kg⁻¹

T_a température de l'air en Celsius

5) calcul de la pression de la vapeur d'eau à saturation e_s en kPa

$$e_s = 0.611 \exp\left(\frac{17.27 T_a}{T_a + 273.3}\right) \quad (\text{V-22})$$

6) calcul de la pression actuelle de la vapeur e_a en kPa

$$e_a = \frac{e_s(T \text{ min}) \frac{RH \text{ max}}{100} + e_s(T \text{ max}) \frac{RH \text{ min}}{100}}{2} \quad (\text{V-23})$$

Avec $RH \text{ max}$ et $RH \text{ min}$ humidité maximale et minimale relative de l'atmosphère

$$e_s(T \text{ min}) = 0.611 \exp\left(\frac{17.27 T \text{ min}}{T \text{ min} + 273.3}\right) \quad (\text{V-24})$$

$$e_s(T_{max}) = 0.611 \exp\left(\frac{17.27T_{max}}{T_{max} + 273.3}\right) \quad (\text{V-25})$$

T_{max} et T_{min} température maximum et minimum

7) Calcul du rayonnement net en W m^2

$$Rn = (1 - \alpha)Rns + \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (\text{V-26})$$

Rn Rayonnement net en W m^{-2}

α Albédo

Rns rayonnement incident

ε_a émissivité de l'atmosphère

ε_s émissivité du sol

σ constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2}$)

T_a et T_s Température de l'atmosphère et du sol

La température du sol est celle que nous avons calculée à partir des images satellites.

8) calcul de l'émissivité de l'atmosphère

$$\varepsilon_a = 1.08(1 - \exp(-E_o / T_a / 2016)) \quad (\text{V-27})$$

E_o est la pression de la vapeur d'eau

$$E_o = 0.6108 \exp\{17.27[T_a / (T_a + 273.3)]\}$$

9) calcul de l'émissivité de surface

Elle est calculée selon la méthode de Sobrino *et al.* (2004). La procédure suivie à cet effet est expliquée dans la section V.2.2 portant sur le prétraitement des thermographies infrarouges.

10) calcul de l'albédo

Ce paramètre est calculé selon la méthode proposée par Liu *et al.* en 2003 (dans Zhang *et al.*, 2005) et est applicable aux données de Landsat TM.

Si $NDVI \geq 0.3$ alors

$$\alpha = 0.53TM2 + 0.36TM4 + 0.11TM7 \quad (V-28)$$

Si $NDVI < 0.3$ alors

$$\alpha = 0.221TM1 + 0.162TM2 + 0.102TM3 + 0.422TM4 + 0.059TM5 + 0.0195TM7 \quad (V-29)$$

Pour les données ETM, l'équation suivante est proposée par Liang *et al.*, 2002 :

$$\alpha = 0.443ETM1 + 0.317ETM2 + 0.240ETM3 \quad (V-30)$$

11) calcul du rayonnement onde courte incident $Rns \text{ MJ m}^{-2} \text{ J}$

$$Rns = (1 - \alpha)Rs \quad (V-31)$$

Rs est le rayonnement solaire incident en $\text{MJ m}^{-2} \text{ J}$

$$Rs = \left(a_s + b_s \frac{n}{N} \right) Ra \quad (V-32)$$

$$a_s = 0.25$$

$$b_s = 0.50$$

n durée actuelle de l'insolation journalière en heures

N durée maximale possible de l'insolation journalière en heures

Ra rayonnement extraterrestre en $\text{MJ m}^{-2} \text{ jour}$

$$Ra = \frac{24(60)}{\pi} G_{sc} * d_r [W_s * \sin(\varphi) * \sin(\delta) + \cos(\varphi) * \cos(\delta) * \sin(W_s)] \quad (V-33)$$

G_{sc} constante solaire = $0.0820 \text{ MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$

d_r inverse relative de la distance terre-soleil

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right) \quad (\text{V-34})$$

J est le rang du jour dans l'année. Il va de 1 au 1^{er} janvier à 365 ou 366 au 31 décembre

W_s est l'angle du soleil

$$W_s = \frac{\pi}{2} - \arctan\left[\frac{-\tan(\varphi)\tan(\delta)}{X^{0.5}}\right]$$

$$X = 1 - [\tan(\varphi)]^2 [\tan(\delta)]^2$$

et X est égal à 0.00001 si $X \leq 0$

φ Latitude en radian

δ déclinaison solaire en radian

12) calcul du flux de chaleur du sol en W m^{-2}

Ce paramètre est calculé selon la méthode proposée par Su *et al.* (2001) :

$$G = 0.35.Rn(1 - VCI) + 0.05.Rn.VCI \quad (\text{V-35})$$

$$VCI = \frac{NDVI - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \quad (\text{V-36})$$

Après avoir calculé ces paramètres, il est alors possible d'estimer l'évapotranspiration potentielle. Un exemple des résultats obtenus après le calcul final de l'ETR, considérée dans cette recherche comme un indicateur direct de l'humidité surfacique, est montré dans

la figure V.4. On y constate en effet qu'en saison sèche chaude (mars 1988) le niveau d'humidité est très bas.

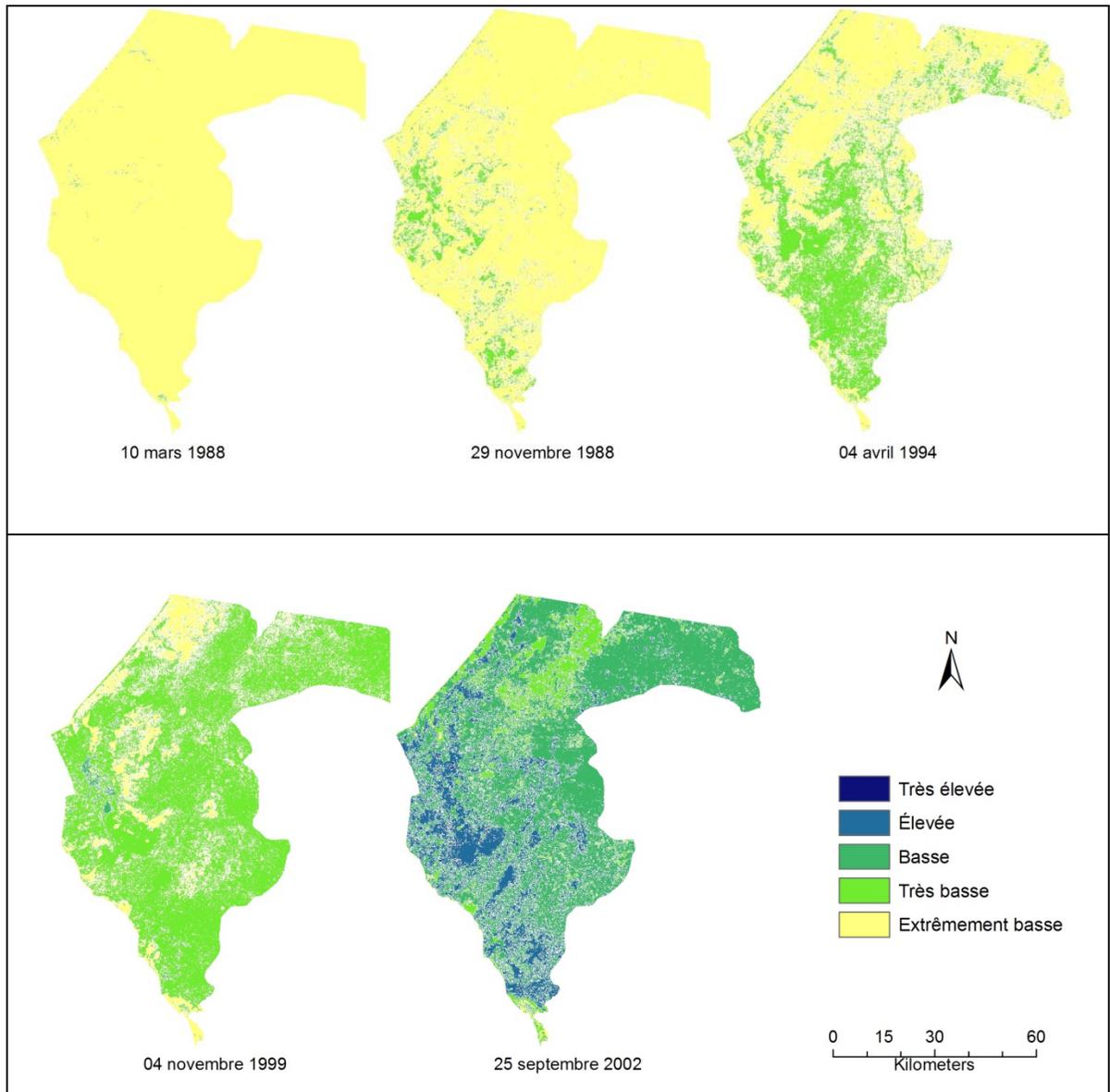


Figure V-4: Humidité surfacique estimée pour différentes dates dans la région de Thiès à partir de l'ETR

V.4.2 LES COUCHES SUR LES SOLS

L'érodabilité est une des principales couches utile pour l'évaluation de la vulnérabilité. La méthode d'estimation qui sera retenue dans notre modèle d'estimation de la vulnérabilité est la somme des indices ferrique et ferreux calculés à partir de l'image du 10 mars 1988 et de la fraction érodable. Dans l'estimation de la fraction érodable, la matière organique exprimée par l'intensité est estimée par image satellitale. Pour maximiser les possibilités de leur détection, nous avons considéré les teneurs estimées à partir de l'image du 10 mars 1988. La couverture végétale y est moins importante comparativement aux autres images. L'érodabilité peut être formalisée sous la forme ci-dessous :

$$\text{Érodabilité} = \text{EF} + \text{Ife} + \text{IR} \quad (\text{V-37})$$

où

EF : Erodible fraction ou la fraction érodable

Ife : Oxyde ferreux

IR : Oxyde ferrique

Après cette sommation, l'érodabilité est classifié et à chaque classe un score est attribué selon la procédure exposée dans la section V.6.2.2. Cette intégration des indices spectraux à la fraction érodable issue de carte morphopédologique (figure IV.9) apporte des nuances qui selon nous représentent mieux la variabilité spatiale de l'érodabilité des sols. La figure V.5 montre les étapes de son calcul.

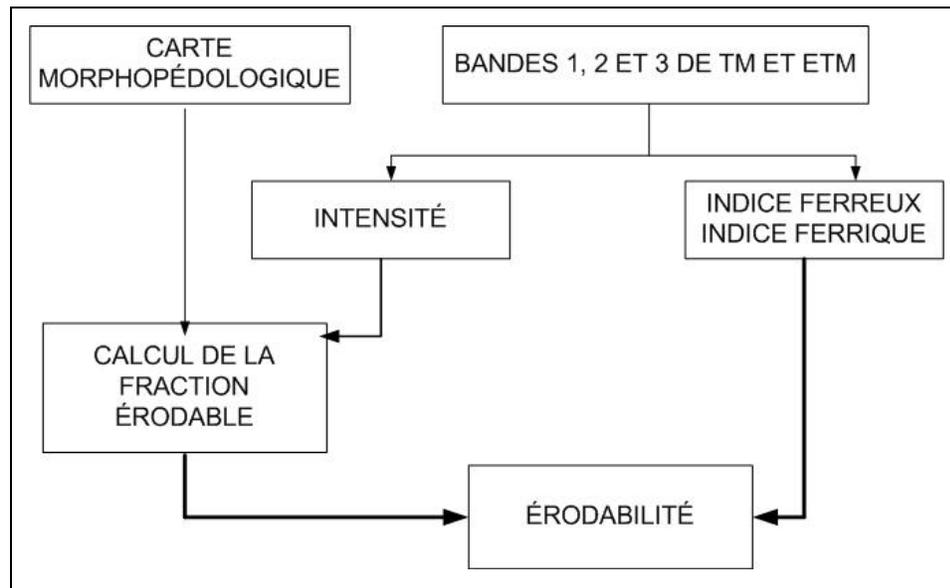


Figure V-5: Modèle conceptuel de l'évaluation de l'érodabilité

En se servant des données du tableau IV.4 et de la carte des unités morphopédologiques ainsi que de la formulation du RWEQ, nous avons pu créer une couche thématique représentant la fraction érodable des sols. Cette couche est illustrée par la figure V.6.

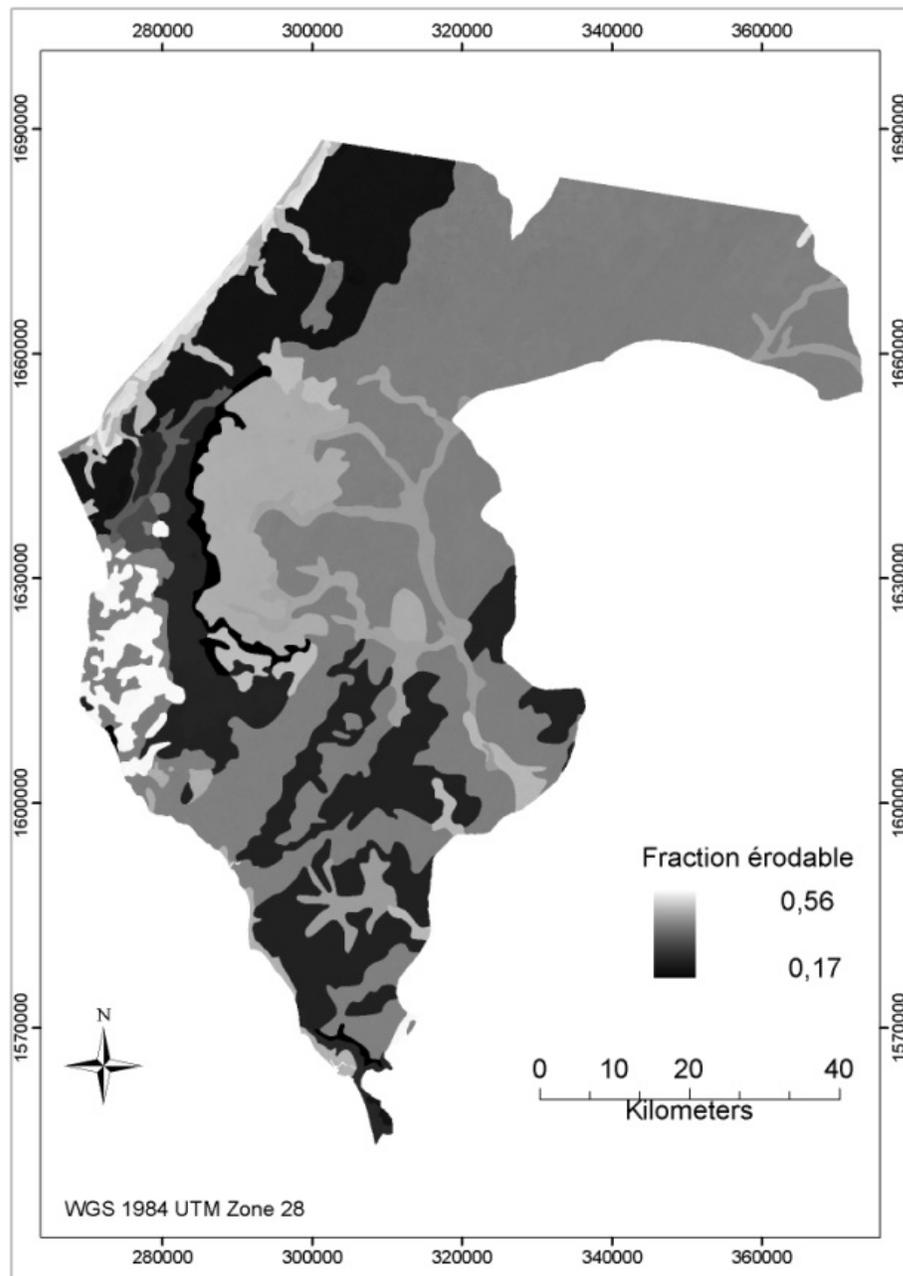


Figure V-6: La fraction érodable du sol

Force est de constater que du point de vue de la variabilité spatiale, cette couche, étant très généralisée, n'offre pas un support adéquat pour nos analyses. Les données relatives aux

caractéristiques du sol qui ont permis de calculer la fraction érodable sont reliées à des polygones de dimensions assez importantes si bien qu'on est confronté à une forte généralisation qui pourrait ne pas exprimer la distribution spatiale des propriétés pédologiques nécessaires à notre étude. C'est pour pallier cette situation que nous avons aussi calculé les données relatives aux caractéristiques pédologiques que sont la teneur du sol en matière organique, en oxyde ferrique ou hématite (Fe_2O_3) et en oxyde ferreux (FeO) à partir des images Landsat (voir figure V.7).

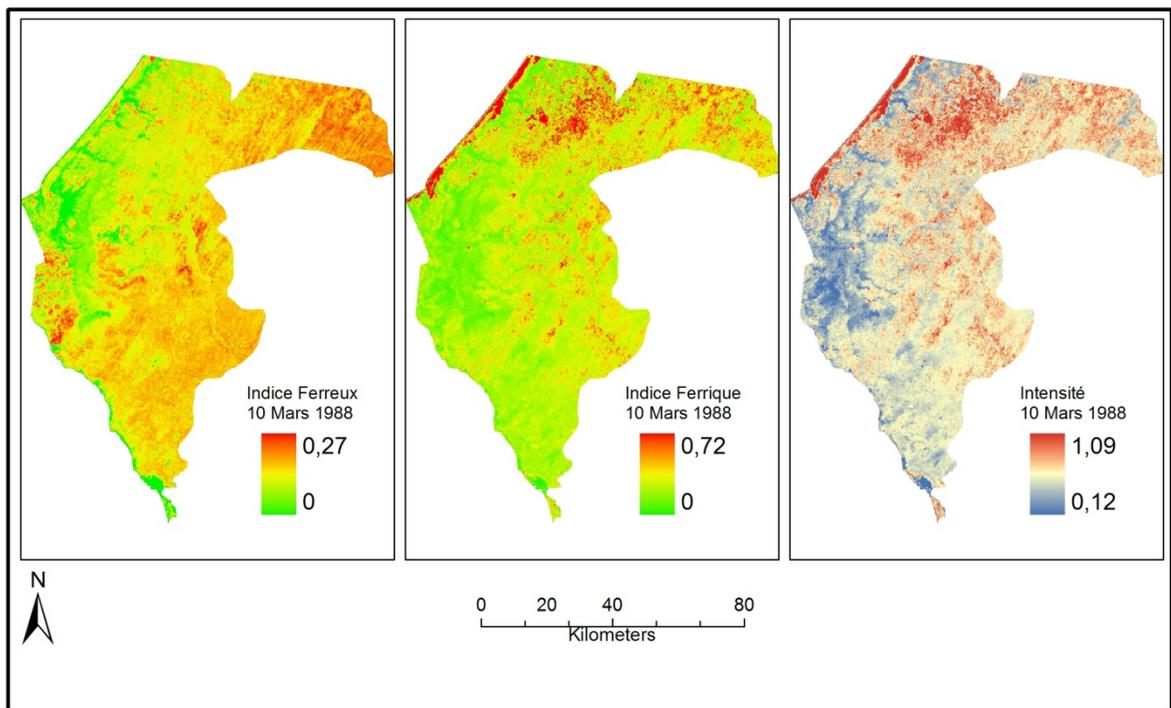


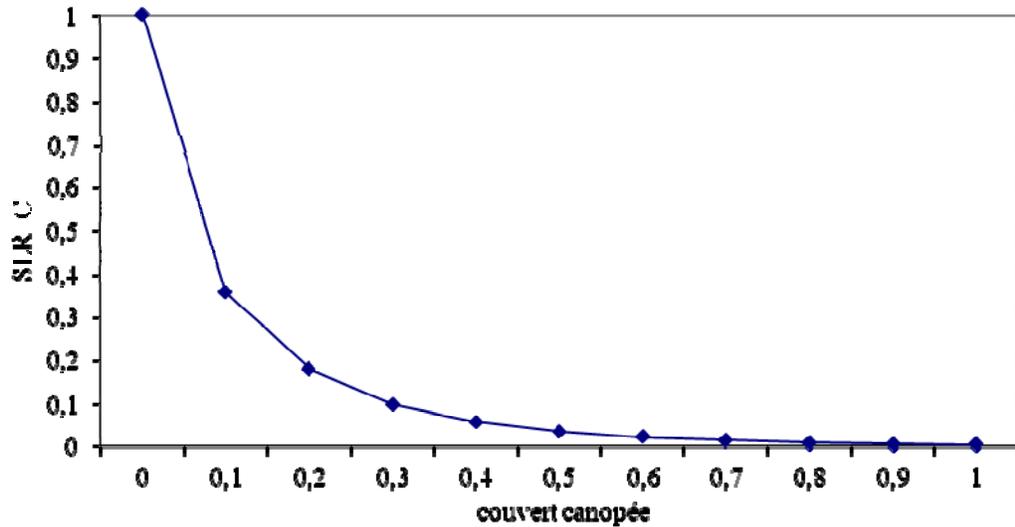
Figure V-7: Indices spectraux des sols à partir de l'image Landsat du 10 mars 1988

A la lecture de la figure V.7, on remarque que l'indice ferrique a des valeurs plus élevées au niveau des dunes côtières et dans une certaine mesure dans la partie nord de la région. Pour ces dunes côtières, on constate que la teneur des sols en matières organiques et en oxyde ferreux est faible. La teneur en matière organique (intensité) est plus élevée au

niveau du centre ouest et le long des vallées. En ce qui concerne l'oxyde ferreux, il présente des valeurs élevées partout à l'exception du plateau de Thiès notamment.

V.4.3 LA COUCHE SUR LA VÉGÉTATION VERTE

Dans notre modèle, l'effet modérateur de la végétation vivante est pris en compte via la fraction du sol couvert par la végétation tel que calculé par l'indice MSAVI. Ce calcul se fait habituellement via un modèle empirique mettant en relation la fraction du couvert végétal et l'indice de végétation (voir section III.4.1.2). Dans notre cas, nous nous sommes servis directement de l'indice MSAVI sans avoir recours à un modèle empirique. Notre raisonnement est le suivant. La figure V.8 illustre la relation retenue par le RWEQ entre fraction du couvert et effet modérateur. On peut constater selon ce modèle, qu'un sol couvert à 40% environ ou plus par la végétation est peu ou pas du tout affecté par l'érosion éolienne. La figure III.3 nous montre que la relation entre le MSAVI et la fraction du couvert est par ailleurs quasi-linéaire à partir d'une couverture de 40%. Nous avons donc décidé d'introduire les indices de végétation directement dans le calcul de la vulnérabilité sans passer par un modèle empirique.



SLR_C: Soil Loss Ratio for growing Crop canopy

Figure V-8: L'effet modérateur de la canopée sur les pertes de sols par érosion éolienne modélisé à partir de l'équation I.11.

Parmi ces indices nous avons opté pour le MSAVI (tableau III.2) parce qu'il intègre dans son calcul l'équation de la droite des sols afin d'annuler l'influence de la réflectance du sol dans l'estimation de l'indice de végétation. Pour calculer la droite des sols, nous avons utilisé l'équation suivante :

$$L = 1 - (2yNDVI * WDVI) \quad (V-38)$$

$$WDVI = \rho_{pir} - (y\rho_r) \quad (V-39)$$

y = pente de la droite des sols et L est la droite des sols

La pente de la droite des sols a été évaluée en faisant la régression entre les valeurs de pixels dans le Rouge et PIR dans les parties de l'image où le sol est le plus visible.

La figure V.9 montre le mode de calcul du MSAVI.

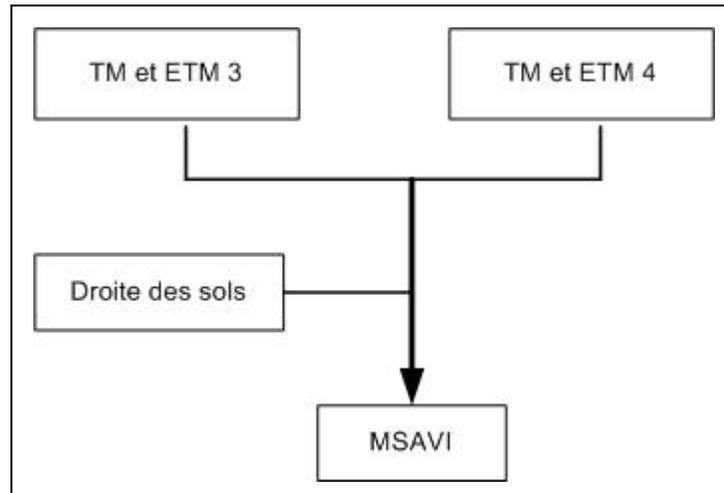


Figure V-9: Modèle conceptuel de calcul du MSAVI

Cet indice est le plus adapté parce que notre zone d'étude est caractérisée par une végétation peu couvrante. Dans de tels contextes, comme nous l'avons déjà mentionné dans la section III.4.1, les indices de la famille du SAVI sont les plus adaptés. Le MSAVI est d'autant plus adapté qu'il permet une meilleure prise en charge de l'interférence du sol mais aussi parce que les tests faits par Purevdorj et al 1998 (voir tableaux III.4 et III.5) montrent qu'il s'agit d'un indice performant. La figure V.10 montre les résultats du calcul de la fraction du couvert végétal en la considérant égale au MSAVI.

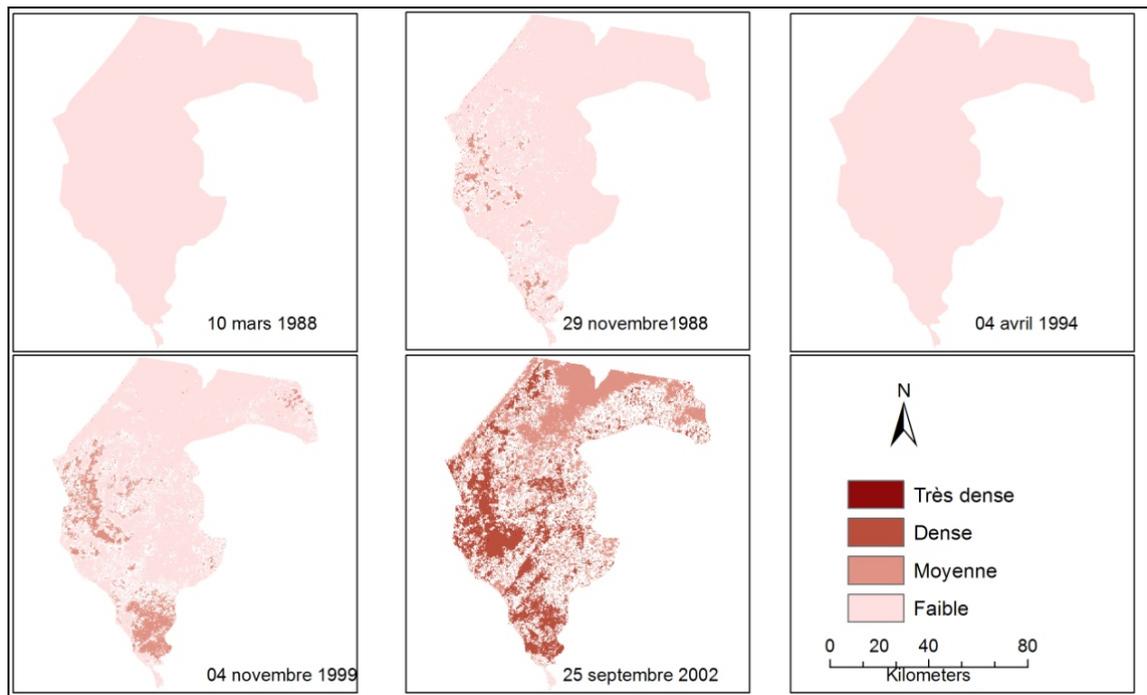
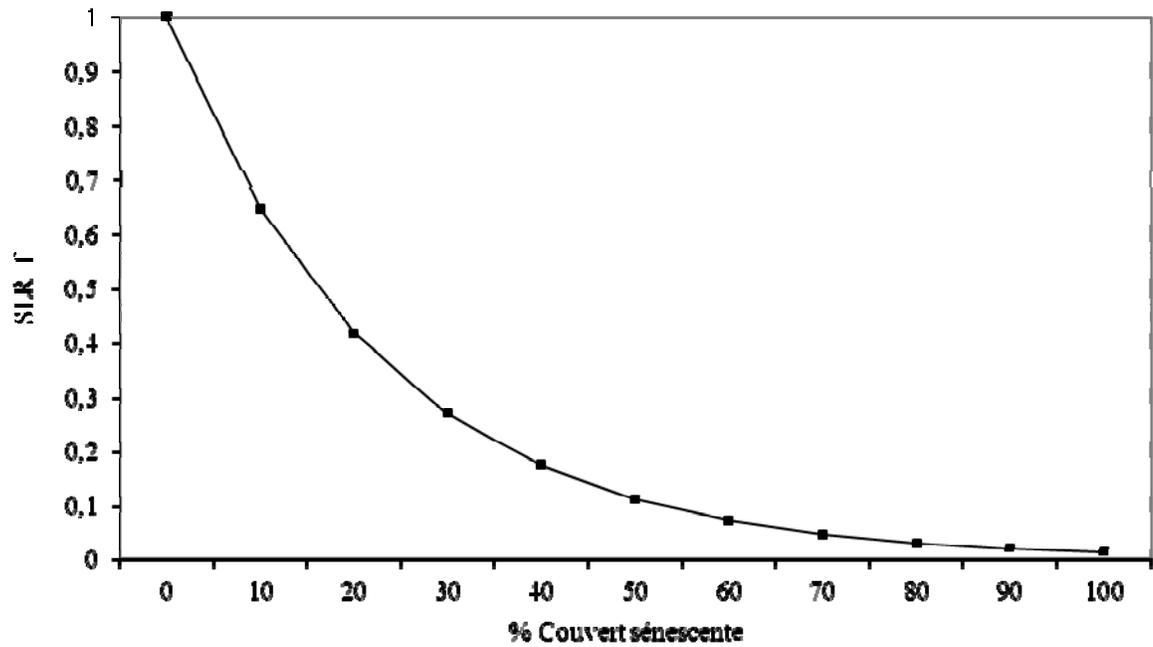


Figure V-10: Fraction de la couverture du sol par la végétation vivante estimée à partir du MSAVI

La lecture des patrons de ces images révèle que ce sont sur les parties centre-ouest et sud que persiste la couverture végétale en saison sèche (voir image du 29 novembre 1988). En septembre 2002, donc en saison pluvieuse, le niveau de couverture végétale s'améliore sur quasiment toute la région mais les zones de couverture végétale très dense sont très faiblement représentées (0.32%). Cependant les niveaux de couverture dense et moyenne occupent une superficie beaucoup plus importante (59.54% et 39.22% respectivement) par rapport aux autres mois étudiés pendant cette saison. Si en saison des pluies, les zones avec une faible densité ne représentent que 0.91% du territoire en saison sèche ces taux sont plus importants. En mars 1988, il est de 99.89% et en avril 1994, il est 99.98. Cette situation montre, si besoin en était, que les sols de la région sont exposés à l'action du vent.

V.5.4 LA COUCHE SUR LA VÉGÉTATION SÈCHE, SÉNESCENTE ET LES RÉSIDUS DE CULTURE

Comme pour la végétation verte, l'effet modérateur des résidus est pris en compte via la fraction du sol couvert par ces résidus (chapitre I). La figure V.11 illustre la relation établie par le modèle RWEQ entre fraction du couvert et effet modérateur des résidus. On peut constater qu'un sol couvert par des résidus de cultures à 60% environ est considéré comme peu à pas du tout affecté par l'érosion éolienne. Tel que montré au chapitre III, le MSACRI calculé à partir des bandes 5 et 7 de Landsat entretient une relation quasi linéaire avec la fraction des résidus jusqu'à environ 60% de couverture (voir figure III.4). C'est pourquoi nous avons opté pour l'intégration directe de cet indice dans le calcul de la vulnérabilité. La Figure V-12 montre le mode de calcul du MSACRI. Comme dans le cas de la végétation vivante, la droite des sols a été établie en analysant les valeurs des sols à nu, mais cette fois-ci dans les bandes du MIR. Les résultats du calcul de la fraction de la couverture du sol par la végétation sèche sont montrés à la figure V.13.



SLR_f : Soil Lost Ratio for Flat cover

Figure V-11: L'effet modérateur des résidus de cultures sur les pertes de sols par érosion éolienne modélisé à partir de l'équation I.10.

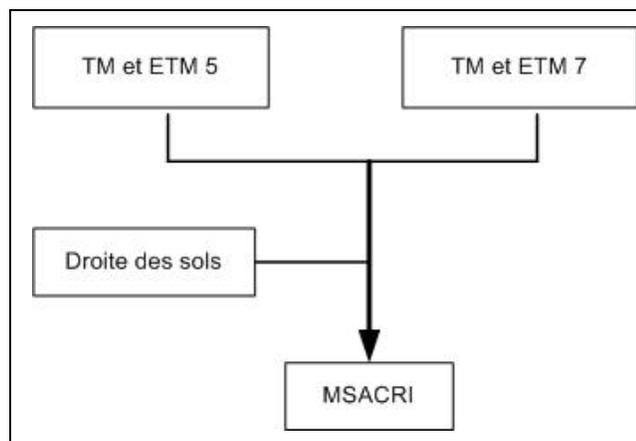


Figure V-12: Modèle conceptuel du MSACRI

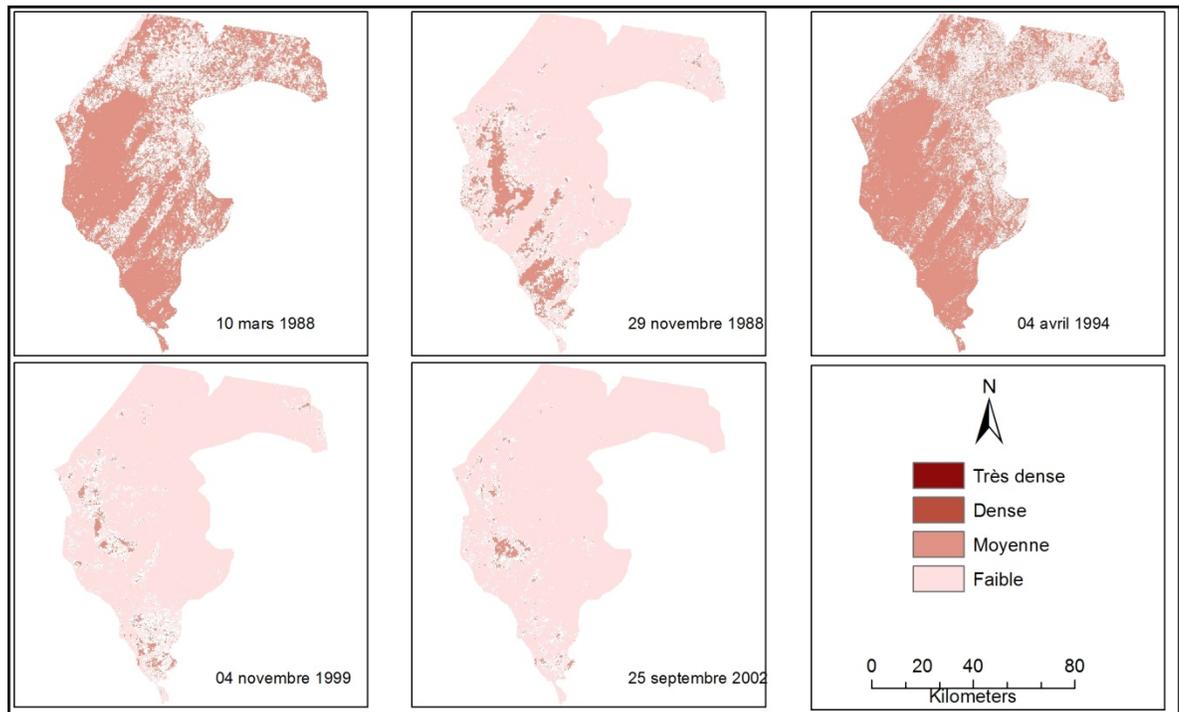


Figure V-13: Couverture du sol par la végétation sénescente estimée à partir du MSACRI

On remarque à la lumière des patrons de la couverture végétale sénescente qu'elle est moyennement à faiblement dense. Cette situation est due au fait qu'en plus du fait que la couverture végétale n'est pas très dense même en saison des pluies, en saison sèche, la couverture herbacée est utilisée pour l'alimentation du bétail, la confection des toits des cases si elle n'est pas tout simplement brûlée.

V.6 ESTIMATION DE L'INDICE DE VULNÉRABILITÉ

Tel que présenté dans le chapitre II, nous avons choisi l'approche multicritère pour concevoir notre modèle en exprimant l'indice de vulnérabilité comme le résultat d'une accumulation des effets des facteurs considérés exprimée sous la forme d'une addition des scores pondérés. Nous avons également mentionné qu'il y a deux façons pour croiser les

facteurs, soit en considérant que le résultat, en l'occurrence la vulnérabilité, est la conséquence de l'interaction entre les facteurs (modèle multiplicatif) ou le cumul de leur action (modèle additif).

V.6.1 JUSTIFICATION DU MODÈLE ADDITIF

Comme nous l'avons mentionné au chapitre II, le calcul de l'indice de vulnérabilité pour une période de temps spécifique peut se faire en employant deux modèles de combinaison des facteurs (critères) pris en compte : le modèle multiplicatif et le modèle additif. Ces deux modèles sont différents dans leur conception en ce qui concerne la façon dont chacun des facteurs agit sur les autres pour définir l'indice. Dans le modèle multiplicatif, on présuppose que les facteurs interagissent fortement entre eux et qu'il suffit qu'un des facteurs prenne une valeur zéro pour que l'indice devienne zéro. Dans un modèle additif l'indice est considéré (le plus souvent) comme la combinaison linéaire entre facteurs. Les facteurs peuvent être considérés d'égale importance ou, en les pondérant, d'importance variable. Puisqu'il n'y a pas d'interaction assumée entre les facteurs, l'indice peut ne pas être nul même si un des facteurs prend une valeur zéro.

Selon nous, le modèle multiplicatif est plus approprié lorsque nous voulons prédire les pertes potentielles des sols pendant la période de temps examinée. Chaque type de sol, selon sa texture, présente un potentiel intrinsèque de perte de sol pouvant être exprimé en kg/m^2 . Les autres facteurs pris en compte comme la végétation vivante, les résidus de culture, l'humidité, etc., agissent directement pour moduler ce potentiel intrinsèque. Dans les modèles d'érosion éolienne dont il a été question au chapitre I, ces facteurs prennent des valeurs entre zéro et un, de sorte qu'en les multipliant on puisse estimer les quantités de sols qui pourraient être perdues à cause du potentiel intrinsèque des sols. À titre d'exemple, si les sols sont couverts à 100% par la végétation vivante, le facteur végétation vivante prend la valeur zéro. Ainsi les pertes sont considérées nulles, et ce peu importe la sensibilité

intrinsèque des sols à l'érosion des sols. Si la végétation vivante est absente (valeur 1, c'est-à-dire sans effet) d'autres facteurs peuvent intervenir pour moduler les pertes des sols (par exemple l'humidité des sols). Dans le cas où l'on veut évaluer la vulnérabilité des sols à l'érosion éolienne, savoir lequel des modèles (additif ou multiplicatif) est le plus approprié dépend selon nous de la façon de concevoir la vulnérabilité des sols. Selon notre conception (chapitre II), la vulnérabilité exprime le potentiel de résistance à la mise en place d'une dynamique d'érosion. Et ce potentiel peut s'exprimer par la contribution relative (poids) des trois facteurs considérés comme des variables indépendantes, l'érodabilité, la couverture par la végétation verte ou sénescente ainsi que l'humidité.

Notre approche additive de la vulnérabilité est exprimée sous la forme d'un modèle cumulatif formalisée sous la forme suivante :

$$IV[i, j] = \sum_{n=1}^N w_n S_n[i, j] \quad (V-40)$$

où i, j représentent les coordonnées d'un pixel quelconque de l'image de l'IV, n est un critère quelconque parmi un total de N critères choisis, w_n est le poids attribué au critère n , et $S_n[i, j]$ est le score attribué au pixel i, j de la couche thématique décrivant le critère n .

V.6.2 LA MÉTHODE DU ANALYTICAL HIERARCHY PROCESS

Cette méthode fut développée par Thomas Saaty dans les années 1970 et elle est basée sur les mathématiques et la psychologie (Munier, 2004, Saaty, 1980). Elle est utilisée dans le domaine de la prise de décisions à caractère managérial. En résumé, un décideur doit « soupeser » plusieurs options avant d'arrêter son choix sur une d'elles en tenant compte d'une série de critères qu'il considère plus au moins essentiels à respecter. Options, critères

et choix final constituent des niveaux d'une hiérarchie et des liens sont établis entre les éléments d'un niveau et tous ou une partie des éléments de niveau supérieur. Ces liens sont représentés par des poids, c'est-à-dire des valeurs numériques sans unités variant entre 0 et 1. Chacun des éléments d'un niveau reçoit un score et ce score est propagé au niveau supérieur en tenant compte de la force des liens entre cet élément et ceux de niveau supérieur. L'intérêt de cette méthode réside dans la technique mathématique employée pour le calcul des poids à accorder aux liens issus des « nœuds » de l'hiérarchie comprenant les différents critères. Cette technique est expliquée par la suite avec nos propres données. Quant à l'attribution de scores aux facteurs et la forme finale de notre modèle, nous les examinerons dans les sections V.6.2.2 et V.6.3 FORMULATION FINALE respectivement.

V.6.2.1 Estimation des poids selon la technique du AHP

Pour estimer les poids de l'équation V.21, nous nous sommes inspirés de la technique mathématique employée par la méthode dite du Analytical Hierarchy Process (AHP). La technique demande en premier lieu de définir selon une échelle allant de 1 à 9 l'importance ou la contribution relative des critères examinés deux par deux. La signification des valeurs de cette échelle est donnée par le tableau V.10.

Degré de contribution relative	Définitions	Explication
1	Contribution égale	Les deux facteurs ont une contribution égale à la vulnérabilité
3	Contribution modérée	L'expérience et le jugement penchent la balance légèrement vers l'un des deux facteurs
5	Contribution forte	L'expérience et le jugement penchent la balance fortement vers l'un des deux facteurs
7	Contribution très forte	La contribution beaucoup plus forte d'un des facteurs est démontrée dans la pratique
9	Contribution extrême	Il y a une évidence quasi-absolue de la contribution beaucoup plus forte d'un des deux facteurs
Les valeurs 2, 4, 6, 8 sont utilisées pour représenter des degrés intermédiaires		

Tableau V-10: Échelle de contribution relative des divers critères

Une matrice carrée est alors formée (matrice dite réciproque) de dimension égale au nombre de critères utilisés. Chaque élément de la matrice représente la contribution relative d'un critère par rapport à un autre. Dans notre cas, nous aurons une matrice de 4x4 car quatre critères sont utilisés pour estimer l'indice de vulnérabilité. Cette matrice devient 5x5 si nous ajoutons le critère vent. Supposons que nous accordons une valeur 6 à l'importance de la végétation verte par rapport à la végétation sénescence. L'élément de la matrice végétation verte vs végétation sénescence sera de 6 tandis que celui de végétation sénescence vs végétation verte sera l'inverse 1/6. La matrice fondée sur notre propre jugement quant à l'importance relative des différents facteurs montrée à la Figure V-14 concerne l'estimation des poids des facteurs pour estimer la vulnérabilité. Comme on peut le constater, nous avons décidé d'accorder une importance plus forte à la végétation verte

vis-à-vis l'ensemble des autres critères. Viennent par la suite l'érodabilité et la végétation sénescente, considérées légèrement plus importante que, l'humidité surfacique, cette dernière étant considérée comme le facteur le moins important de tous. Les poids à accorder à chaque facteur sont les éléments du vecteur propre (Eigenvector) correspondant à la valeur propre maximale (Eigenvalue) de cette matrice. Pour les calculer, Saaty propose une façon simple avec des résultats très proches par rapport à la méthode classique de calcul des valeurs et des vecteurs propres d'une matrice. Les calculs des poids dans notre cas sont montrés dans la figure V.14.

L'introduction du facteur vent change évidemment les poids pour les autres facteurs. La figure V.15 présente les calculs des poids pour l'estimation de la susceptibilité à l'érosion éolienne.

Étape 1 : Former la matrice réciproque

Facteur	Végétation verte	Humidité surfacique	Érodabilité	Végétation sénescence
Végétation verte	1.00	6.00	2.00	4.00
Humide surfacique	0.16	1.00	0,25	0.50
Érodabilité	0.50	4.00	1.00	2.00
Végétation sénescence	0.25	2.00	0.50	1.00
Total	1.91	13.00	2.75	7.50

Étape 2 : Normaliser la matrice pour que la somme des éléments dans la même colonne donne l'unité (division de chaque élément par le total de sa colonne)

Facteur	Végétation verte	Humidité surfacique	Érodabilité	Végétation sénescence
Végétation verte	0.52356	0.461538	0.533333	0.533333
Humidité surfacique	0.08377	0.076923	0.066667	0.066667
Érodabilité	0.26178	0.307692	0.266667	0.266667
Végétation sénescence	0.13089	0.153846	0.133333	0.133333
Total	1	1	1	1

Étape 3 : Calculer le vecteur principal (eigenvector) normalisé en prenant la moyenne par ligne de la matrice normalisée. Les valeurs trouvées constituent les poids à accorder à chaque facteur. Dans le langage du AHP ceci est appelé le « le vecteur priorité ». Puisque il est normalisé, la somme de ses éléments est égale à l'unité.

Végétation verte	0.513
Végétation sénescence	0.138
Érodabilité	0.276
Humidité surfacique	0.074

Figure V-14: Calcul des poids accordés aux quatre facteurs contribuant à la vulnérabilité

Étape 1 : Former la matrice réciproque

Facteur	Végétation verte	Humide surfacique	Érodabilité	Végétation sénescence	Vent
Végétation verte	1.00	6.00	2.00	4.00	7.00
Humide surfacique	0.16	1.00	0,25	0.50	2.00
Érodabilité	0.50	4.00	1.00	2.00	4.00
Végétation sénescence	0.25	2.00	0.50	1.00	2.00
Vent	0.14	0.5	0.25	0.5	1.00
Total	2.05	13.5	4.00	8.00	16.00

Étape 2 : Normaliser la matrice pour que la somme des éléments dans la même colonne donne l'unité (division de chaque élément par le total de sa colonne)

Facteur	Végétation verte	Humidité surfacique	Érodabilité	Végétation sénescence	Vent
Végétation verte	0.487126	0.444444	0.5	0.5	0.4375
Humidité surfacique	0.07794	0.074074	0.0625	0.0625	0.125
Érodabilité	0.243563	0.296296	0.25	0.25	0.25
Végétation sénescence	0.121781	0.148148	0.125	0.125	0.125
Vent	0.069589	0.037037	0.0625	0.0625	0.0625
Total	1	1	1	1	1

Étape 3 : Calculer le vecteur principal (eigenvector) normalisé en prenant la moyenne par ligne de la matrice normalisée. Les valeurs trouvées constituent les poids à accorder à chaque facteur. Dans le langage du AHP ceci est appelé le « le vecteur priorité ». Puisqu'il est normalisé, la somme de ces éléments est égale à l'unité.

Végétation verte	0.474
Végétation sénescence	0.129
Érodabilité	0.258
Humidité surfacique	0.080
Vent	0.058

Figure V-15: Calcul des poids accordés aux cinq facteurs contribuant à la susceptibilité

Puisque le jugement humain peut être parfois incohérent, Saaty a développé une mesure appelée « inconsistance » (illogisme) qui permet justement de déceler ces erreurs de jugement, chose particulièrement utile lorsqu'un grand nombre de critères est employé. Pour illustrer ce que nous entendons par consistance, supposons qu'on ait à faire une comparaison deux à deux entre trois critères. Si par exemple nous établissons que 1) la végétation vivante a plus d'influence sur l'érosion éolienne que la végétation sénescente, 2) la végétation sénescente influence plus l'érosion éolienne que l'érodabilité, 3) l'érodabilité influence plus l'érosion éolienne que la végétation vivante, nous posons dans ce cas, une comparaison illogique car l'érodabilité ne peut avoir plus d'impact sur l'érosion que la végétation vivante dans la mesure où elle a plus d'impact que la végétation sénescente. Or au point 2 nous avons établi que la végétation sénescente a plus d'impact sur la vulnérabilité que l'érodabilité.

Pour développer sa mesure, Saaty prouve que la valeur propre maximale de la matrice normalisée est égale à la dimension de cette dernière dans le cas d'un jugement parfaitement cohérent. Dans un cas concret, cette valeur peut être calculée avec une bonne approximation en prenant la somme des produits de chaque élément du vecteur avec la somme des valeurs par colonne de la matrice initiale. Ainsi dans notre cas nous aurons :

$$\lambda_{max} [4x4] = 4,003063 \text{ et } \lambda_{max} [5x5] = 5,063091$$

L'indice de consistance est alors calculé par la formule suivante $IC = \frac{\lambda_{max} - N}{N - 1}$ avec N la dimension de la matrice. Par des simulations, Saaty a créé ce qu'il a appelé l'indice d'inconsistance aléatoire qui pour des matrices 4x4 et 5x5 prend la valeur 0.9 et 1.12 respectivement. Le rapport entre IC et indice d'inconsistance aléatoire ne doit pas dépasser les 10%. Sinon il faut réévaluer notre jugement. Dans notre cas, ce rapport est inférieur à 2% avec ou sans l'intégration du facteur vent (voir figure V.16).

Il est à noter que tous ces calculs peuvent être effectués à partir des logiciels spécialisés qui mettent à l'œuvre la méthode du AHP. Ces logiciels sont particulièrement utiles lorsque nous utilisons un grand nombre de critères. La figure V.16 montre les résultats de calcul des poids avec un de ces logiciels, l'Expert Choice 11.5. Nous pouvons comparer les résultats avec ceux de nos propres calculs.

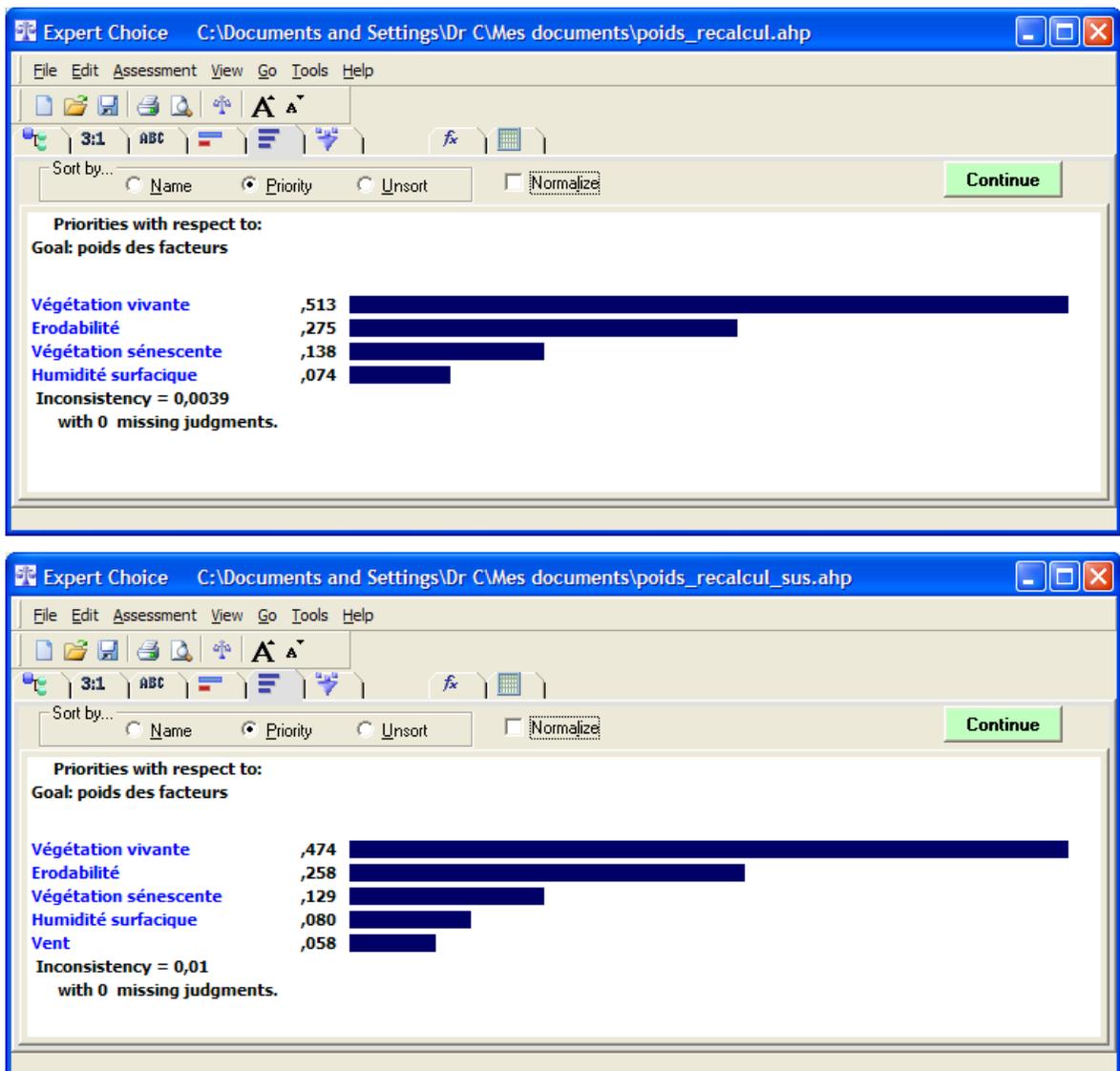


Figure V-16: Résultats du calcul des poids des facteurs par le logiciel Expert Choice

En conclusion, pour définir les poids, nous avons considéré que dans le contexte du bassin arachidier en général et de la région de Thiès en particulier, la végétation est le critère qui a le plus d'importance dans la définition du niveau de vulnérabilité du milieu à l'érosion éolienne. Suivent par ordre d'importance, l'érodabilité, la végétation sénescente et l'humidité surfacique. Les deux principales causes considérées comme étant à l'origine d'une aggravation de la vulnérabilité sont selon notre modèle la diminution de la couverture végétale vivante et l'augmentation des niveaux d'érodabilité. En ce qui concerne la susceptibilité, elle résulte de l'interaction entre les vitesses de vent et la vulnérabilité.

V.6.2.2 Attribution des scores aux facteurs

Étant donné que nos facteurs sont exprimés selon des échelles numériques, nous aurions pu utiliser directement nos couches thématiques après normalisation dans notre modèle. Cependant pour faciliter les analyses subséquentes, nous avons discrétisé les valeurs et assigné à chaque classe un score selon une échelle qui s'apparente à celle utilisée par le AHP (de 1 à 9).

Dans les paragraphes qui suivent nous examinerons les scores attribués facteur par facteur.

V.6.2.2.1 La fraction du couvert végétal

La végétation est prise en charge selon ses différents états : végétation vivante et végétation photosynthétiquement inactive. Les indices de végétation MSAVI et MSACRI sont utilisés respectivement pour représenter la fraction du couvert végétal vivante et sénescente. Ces indices peuvent prendre des valeurs dans l'intervalle allant de -1 à 1, les valeurs négatives indiquant l'absence totale de végétation verte ou sénescente et les valeurs positives, la présence plus ou moins marquée de la végétation.

Pour préparer nos données en vue de leur intégration dans notre modèle de calcul, toutes les valeurs négatives ont été ramenées à zéro. Habituellement et en fonction de la réflectivité des sols de la région, il faut définir un seuil dans l'intervalle des valeurs positives en deçà duquel le couvert végétal est considéré comme sans signification.

Pour la végétation verte, ce seuil varie entre 0.15 et 0.25. Dans le cas qui nous occupe, certains travaux montrent que l'effet « anti-érosif » de la végétation se fait sentir à partir d'un recouvrement du sol de l'ordre de 30% (Bou Kheir et *al.*, 2001)¹¹. Tenant compte des relations établies entre fraction du couvert végétal vivant et indices de la famille SAVI (voir figure III.3) nous avons fixé ce seuil à 0.3. Le reste de l'intervalle a été discrétisé et des scores sont attribués aux différentes classes de la façon montrée au tableau V.11. Quant à la végétation sénescente, au vu de la figure V.11, nous pouvons dire que le seuil de 30% est aussi valable. Cependant l'indice MSACRI varie moins rapidement que les indices de la famille du SAVI avec l'accroissement de la couverture végétale. Ainsi nous avons décidé de définir les mêmes classes pour ces deux facteurs mais d'introduire une différence dans l'attribution de scores aux classes V.12.

Valeurs de MSAVI en %	Niveau de végétalisation	Scores
0-30	faible	7
30-50	moyen	5
50-75	dense	2
75-100	Très dense	1

Tableau V-11: Attribution des scores au facteur végétation vivante

¹¹ Cette citation fait plutôt référence à l'érosion hydrique

Valeurs de MSACRI %	Niveau de végétalisation	Scores
0-30	faible	9
30-50	moyen	7
50-75	dense	3
75-100	Très dense	1

Tableau V-12: Attribution des scores au facteur végétation sénescence

La délimitation des classes est basée d'une part sur la revue de littérature et sur les figures V.8 et V.11. Ces figures modélisant la relation entre couverture végétale vivante, résidus de culture et perte de sol par érosion permet d'estimer approximativement les seuils de couverture à partir desquels la couverture végétale (vivante et sénescence) à un pouvoir de réduction de l'érosivité mais aussi de déterminer des intervalles de classes qui soient pertinentes. Il faut souligner ici le fait qu'en notre connaissance, il n'y a pas de recherche ayant mis en relation les pertes potentielles de sols par érosion et la couverture végétale classifiée.

V.6.2.2.2 La pédologie et l'humidité surfacique

Il est généralement admis que les particules de sol ayant un diamètre inférieur à 0.20 mm sont les plus sensibles à l'érosion éolienne. Mais en plus de la texture, les paramètres pédologiques qui influencent l'érodabilité au Sahel sont la stabilité structurale, la teneur en matière organique, en oxyde de fer et le facteur climatique, notamment l'humidité surfacique. Aussi les paramètres pédologiques que nous considérons pour la calculer sont, les indices spectraux du sol et la fraction érodable (voir équation V.37). Le tableau V.13 donne la valeur des scores attribués à ce facteur. L'expression en pourcentage est utilisée pour des raisons de conformité avec les autres facteurs. Pour ce faire, le maximum du

résultat de l'équation V.37 est utilisé pour normaliser la valeur obtenue et celle-ci est multipliée par 100.

%	Scores	Niveau d'érodabilité
0-20	1	Basse
20-40	3	Modérée
40-60	5	Élevée
60-80	7	Très élevée
80-100	9	Extrêmement élevée

Tableau V-13: Attribution des scores à l'érodabilité

Nous avons fait le choix de travailler avec les propriétés pédologiques qui entretiennent une forte influence sur l'érodabilité au lieu de s'intéresser aux types de sols présents sur notre site d'étude. Ce choix s'explique par la carte morphopédologique disponible qui ne permet pas, en raison de son échelle, de ressortir les classes de sols à un niveau de distribution spatiale intéressant pour notre problématique.

En ce qui concerne l'humidité surfacique du sol, les scores sont attribués selon la classification présentée dans le tableau V.14. Soulignons que la subdivision en classes selon une échelle linéaire est subjective. Elle est justifiée par l'absence d'information dans la littérature en ce qui concerne cet aspect.

% Humidité surfacique	Scores	Niveau d'humidité
0-20	9	Basse
20-40	7	Modéré
40-60	5	Élevé
60-80	3	Très élevé
80-100	1	Extrêmement élevé

Tableau V-14: Attribution des scores à l'humidité surfacique

V.6.2.2.3 Le vent

Tel que mentionné au chapitre IV, Fall (2002) a déterminé les vitesses-seuil pour trois régions administratives (Louga, Diourbel, Kaolack) du bassin arachidier. Se basant sur ces données et les constats sur le terrain, les vents de chaque station ont été répartis en deux classes d'intensité : vents inefficaces et vents efficaces (tableau IV.3).

La fréquence des vents efficaces est variable selon les saisons. C'est pendant la saison sèche chaude qui s'étend de mars à juin qu'on observe la fréquence la plus élevée avec 55% à Louga et 31 % à Kaolack. A Diourbel, 15% seulement des vents sont efficaces pendant cette période. Il faut préciser qu'à Louga, la fréquence des vents efficaces reste élevée pendant toute l'année. Elle atteint 37% pendant la saison des pluies, c'est-à-dire de juillet à octobre et 34% pendant la saison sèche fraîche, c'est-à-dire de novembre à février (Fall, 2002).

Par ailleurs Clark *et al.* (2004) considèrent que la relation entre la vitesse du vent et sa capacité de mobilisation n'est pas linéaire. Ils avancent que l'efficacité d'un vent ne peut croître indéfiniment, elle serait nulle en dessous de 5 m/s, et qu'au-delà d'une certaine vitesse, la pente de la fonction efficacité augmenterait d'une façon linéaire avec la vitesse

pour atteindre un niveau maximal pour une vitesse de vent fixée de 20 m/s. Dans certaines régions, le niveau maximal d'efficacité est atteint avant la vitesse de 20 m/s comme on le constate sur la figure V.17. Sur cette figure, la courbe A représente la fréquence d'occurrence de la mobilisation du sable en fonction de la vitesse du vent à Reggane (Algérie). Les fréquences d'occurrence de la mobilisation du sable en fonction de la vitesse maximale du vent à Faya-Largeau (Tchad) avec des visibilité inférieures à 5 km et à 1 km sont exprimées par les courbes B et C. La courbe E est la relation entre le pouvoir de déflation et la vitesse du vent.

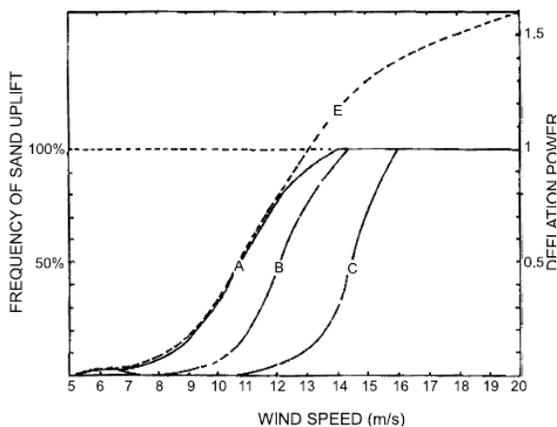


Figure V-17: Relation entre la vitesse du vent et sa capacité de mobilisation

Source : Clark *et al.* 2004

Sur la base des informations de la figure V.17 et des travaux de Fall (2002), notamment le tableau IV.3, on peut confirmer l'idée que la relation entre vitesse de vent et érosivité est contextuelle. Aussi on constate l'absence de lien évident entre la figure V.17 et le tableau V.15.

Pour attribuer des scores au facteur éolien, nous avons donc procédé, dans un souci de contextualisation, à une classification qui est basée sur le travail de Fall (2002), notamment sur les données du tableau IV.3. Nous avons ainsi considéré les affinités sur le plan pédologique, phytogéographique, entre les régions de Louga, Diourbel et Thiès pour

proposer une classification de l'efficacité des vents dans la région de Thiès comme indiqué dans le tableau V.15.

Facteur vent (m/s)	Appréciation	Scores
0 - 1	Pas efficace	1
1 - 3	Peu efficace	3
3 - 4	Efficace	5
4 - 8	Très efficace	7
8 - 20	Rare	9

Tableau V-15: Classification de l'efficacité des vents selon la vitesse pour la région de Thiès

Au regard des données du tableau V.15, nous considérons la vitesse de 3 m/s comme la vitesse-seuil pour la région de Thiès.

V.6.3 FORMULATION FINALE

Nous considérons que la vulnérabilité est le résultat de la dégradation subie par l'environnement qui le rendrait favorable à l'installation d'un processus d'érosion. La première étape dans l'estimation de la vulnérabilité consiste, par le moyen d'une rasterisation et d'une reclassification, à assigner à chaque pixel de chaque classe la valeur du score correspondant. Le Tableau V-16 fait une récapitulation des scores accordés aux différents facteurs.

Facteurs	Classes	Scores
Végétation vivante en %	0-30	7
	30-50	5
	50-75	2
	75-100	1
Végétation sénescence en %	0-15	9
	15-30	7
	30-60	3
	60-100	1
Érodabilité	0-20	1
	20-40	3
	40-60	5
	60-80	7
	80-100	9
Humidité surfactive en %	0-20	9
	20-40	7
	40-60	5
	60-80	3
	80-100	1
Facteur éolien en m/s	0-1	1
	1-3	3
	3-4	5
	4-8	7
	8-20	9

Tableau V-16: Classification et attribution de scores aux facteurs de l'érosion éolienne

La seconde étape consiste à multiplier chaque pixel reclassifié par la valeur exprimant le poids du facteur dans la dynamique de *vulnérabilisation* (figure V.18) comme on le constate à travers les équations ci-dessous.

Modèle de vulnérabilité	
Végétation verte	0.513
Humidité surfaccique	0.074
Érodabilité	0.276
Végétation sénescence	0.138
Modèle de susceptibilité	
Végétation verte	0.474
Humidité surfaccique	0.080
Érodabilité	0.258
Végétation sénescence	0.129
Vent	0.058

Tableau V-17: Poids attribués en fonction du rôle des facteurs dans le processus de l'érosion éolienne

Formule de calcul de l'indice de vulnérabilité IV :

$$IV = (V_{gv} * 0.513 + V_{gs} * 0.138 + E * 0.276 + H * 0.074) \quad (V-41)$$

Avec

V_{gv} = végétation verte

V_{gs} = végétation sénescence

H = humidité surfaccique

E = érodabilité

Formule de calcul de l'indice de susceptibilité IS

$$IS = (V_{gv} * 0.474 + V_{gs} * 0.129 + E * 0.258 + H * 0.080 + V * 0.058) \quad (V-42)$$

où V est la vitesse du vent

Les résultats fournis par ces deux équations ont permis la cartographie de la vulnérabilité des paysages du bassin arachidier.

CONCLUSION PARTIELLE

L'estimation de la vulnérabilité à partir principalement des données satellitales offre l'avantage de rendre compte de sa variabilité spatiotemporelle. Cependant le recours à d'autres sources de données est encore nécessaire pour estimer certains paramètres comme ceux qui décrivent la pédologie. Le choix de la forme additive se justifie par le fait que les facteurs responsables de l'érosion éolienne ont des effets qui s'ajoutent les uns aux autres et qu'ils finissent par créer un processus favorable à installation d'un contexte de vulnérabilité. Dans un modèle multiplicatif, l'effet de chaque facteur a une influence sur l'ensemble des autres facteurs. Par exemple, l'absence de couverture végétale sénescente pourrait avoir une plus forte incidence sur le niveau de vulnérabilité dans un modèle multiplicatif qu'elle n'aurait dans un modèle additif (voir section V.6.1).

PARTIE III

Cette partie est consacrée à nos analyses et elle est divisée en trois chapitres. Dans le chapitre VI, nous présentons les résultats de l'application de notre modèle d'estimation de la vulnérabilité. Le chapitre VII est consacré à l'évaluation de la qualité des résultats obtenus et des méthodes d'estimation des facteurs pris en compte dans le modèle. Finalement, dans le chapitre VIII, nous procédons à une analyse diachronique de la dynamique spatio-temporelle de la vulnérabilité à l'érosion éolienne selon les résultats obtenus au chapitre VI.

CHAPITRE VI : CARTOGRAPHIE DE L'INDICE DE VULNÉRABILITÉ

L'application du modèle de calcul de la vulnérabilité a permis de dresser sa cartographie à l'échelle de la région. Deux séries de cartes ont été générées à l'aide de notre modèle de calcul. La première concerne des cartes de vulnérabilité (équation V.42) et la seconde, des cartes de susceptibilité (équation V.43). Les observations générales que nous pouvons faire à la lumière de ces deux séries de cartes font l'objet de ce qui suit.

VI.1 LA VULNÉRABILITÉ À L'ÉROSION ÉOLIENNE

Après normalisation des valeurs de vulnérabilité, une échelle d'appréciation allant de 1 à 8 a été établie où 1 correspond à l'absence totale de vulnérabilité et 8 à une vulnérabilité extrêmement élevée (voir tableau VI.1). Nous considérons 8 classes pour correspondre au nombre de classes établies par le CSE afin de pouvoir procéder à une comparaison entre nos résultats et le leur. Le fait d'avoir segmenté les résultats en huit classes, même si ce nombre peut sembler élevé, permet de moins biaiser les données originales. La série de cartes produites selon cette échelle d'appréciation qualitative est présentée par la figure VI.1.

Classes	Niveaux	Appréciation
0 – 12.5	1	Pas vulnérable
12.5 – 25	2	Très basse
25 – 37.5	3	Basse
37.5 – 50	4	Modérée
50 – 62.5	5	Assez élevée
62.5 – 75	6	Élevée
75 – 87.5	7	Très élevée
87.5 - 100	8	Extrêmement élevée

Tableau VI-1: Appréciation qualitative des niveaux de vulnérabilité

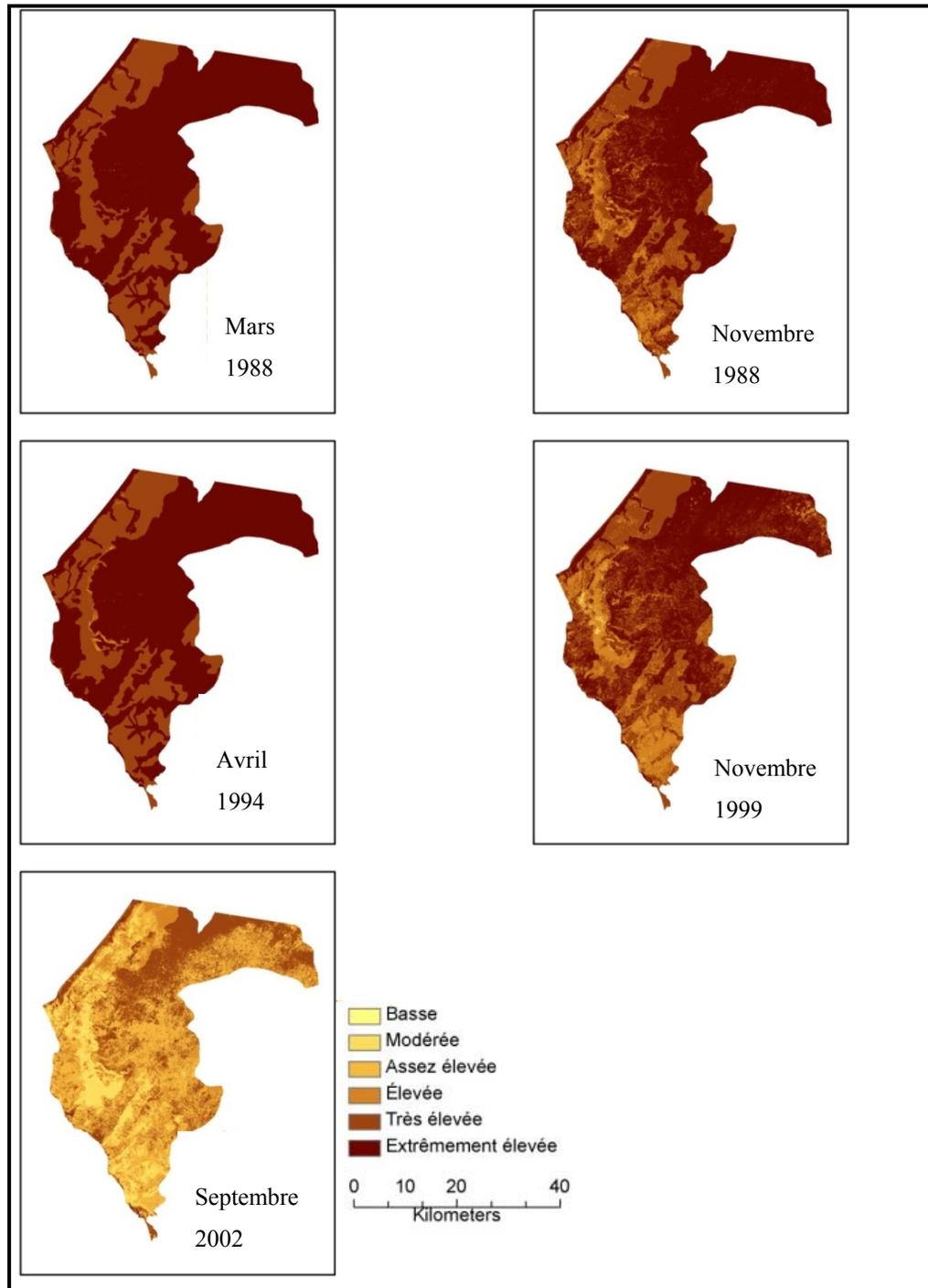


Figure VI-1: État de la vulnérabilité à l'érosion éolienne dans la région de Thiès pour les années considérées

Les cartes laissent apparaître une tendance de vulnérabilité assez élevée à extrêmement élevée. L'influence du cycle des saisons sur les niveaux de vulnérabilité est aussi apparente. En effet, les niveaux de forte vulnérabilité ont plus d'emprise spatiale en saison sèche (mars 1988 et avril 1994) comparativement à la saison des pluies (septembre 2002) et dans une moindre mesure au début de la saison sèche (novembre 1988 et 1989). Une carte de sensibilité à l'érosion éolienne produite par le Centre du Suivi Écologique du Sénégal en 1991 (figure VI.2), même si son échelle est beaucoup plus petite que la nôtre, tend à confirmer les résultats au niveau des secteurs les plus sensibles à l'érosion éolienne. Les patrons montrés sur cette carte s'apparentent à ceux de la carte de vulnérabilité de septembre 2002 notamment, avec bien sûr des différences quant aux degrés de sensibilité (ou de vulnérabilité). Étant donné qu'on considère que l'érodabilité demeure quasiment constante à travers nos années d'étude, les variations de patrons par date d'acquisition sont donc surtout dues à la variation des autres facteurs. Les figures VI.3 et VI.4 montrent un agrandissement des cartes de vulnérabilité produites pour mars 1988 et septembre 2002. Nous pouvons en effet observer qu'en saison sèche (

Figure VI-3) le faible niveau des facteurs comme la végétation vivante et sénescence ainsi que l'humidité surfacique font que les patrons de la carte de vulnérabilité ressemblent à ceux de l'érodabilité. Par contre en saison des pluies (Figure VI-4), les patrons sont le reflet direct de la contribution de l'ensemble des facteurs considérés avec une légère ressemblance avec ceux de l'érodabilité. Au prochain chapitre nous procéderons à un examen plus approfondi des questions relatives à la variabilité saisonnière et à l'exactitude de la cartographie.

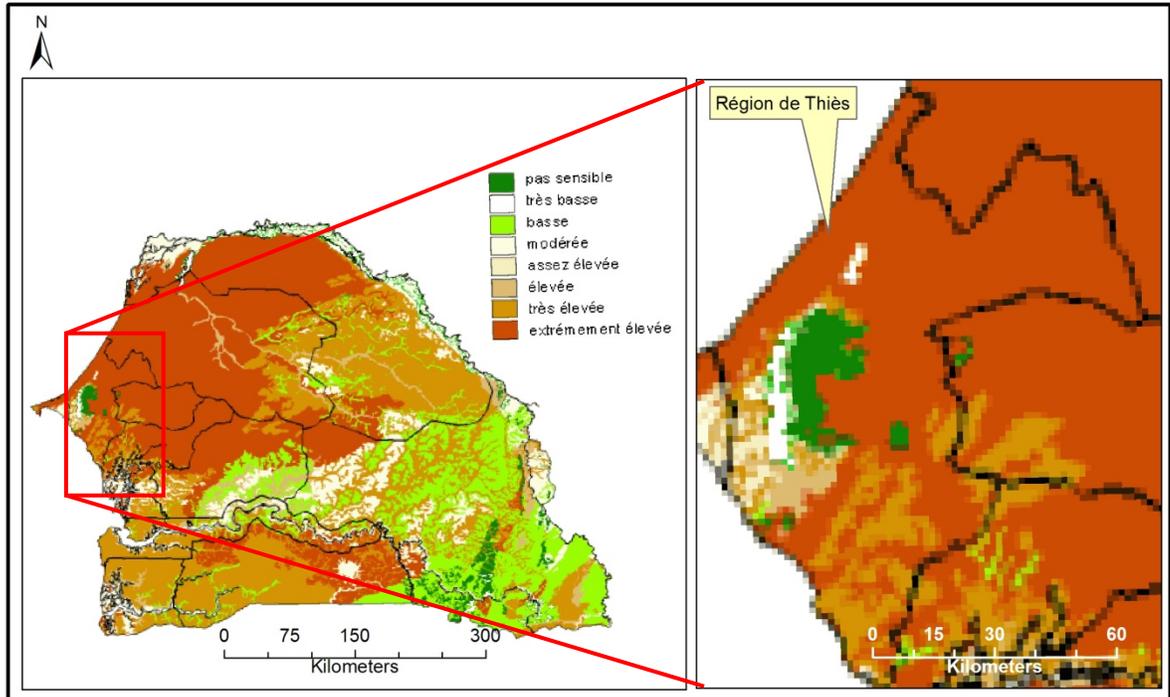


Figure VI-2: Carte de sensibilité à l'érosion éolienne des sols du Sénégal

Source : <http://ns.cse.sn/annuaire/ressnat/sols/cartesensibiliteerosion.htm> consulté le 25 mai 2008; adaptée par R. Cissokho, 2008

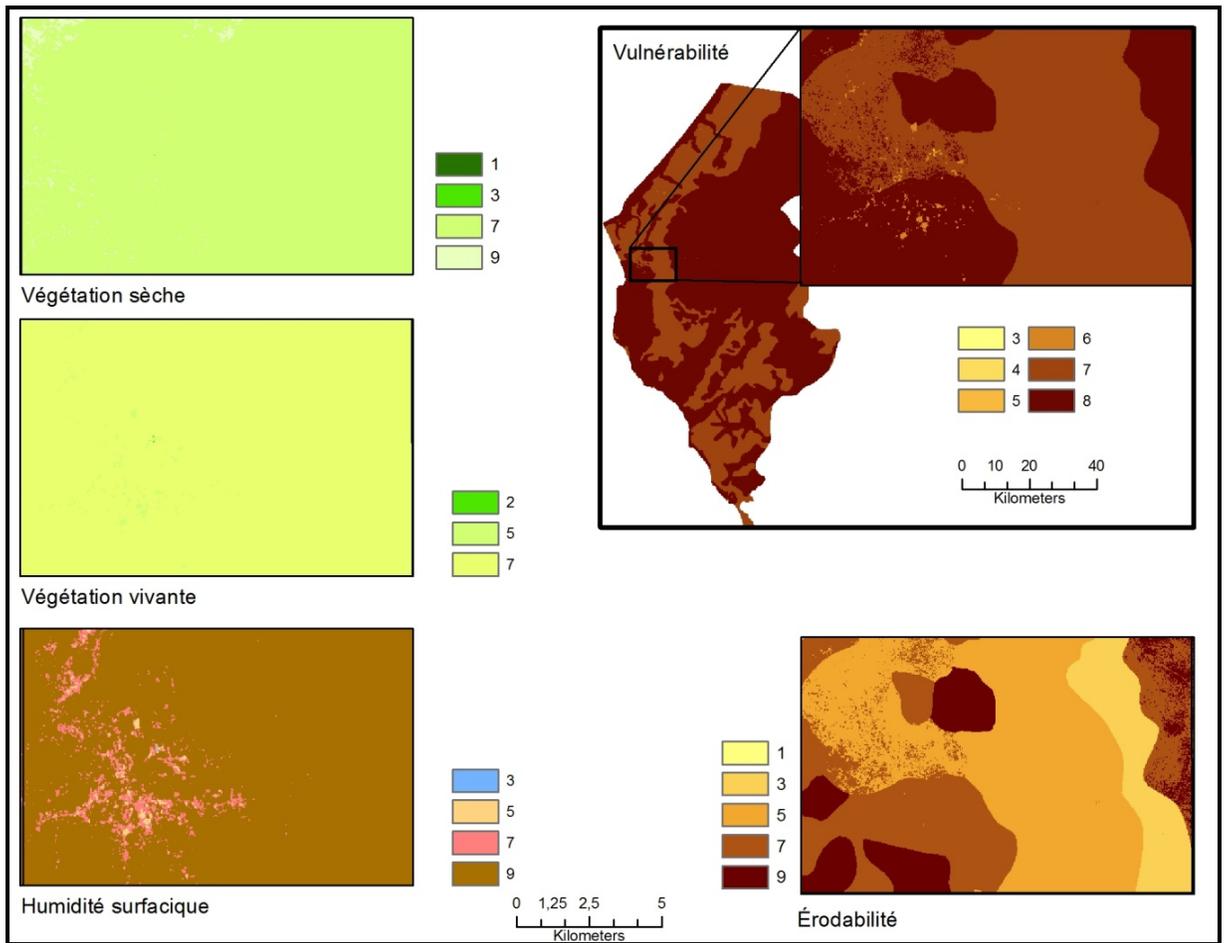


Figure VI-3: Exemple des patrons de distribution spatiale des facteurs et des niveaux de vulnérabilité en mars 1988

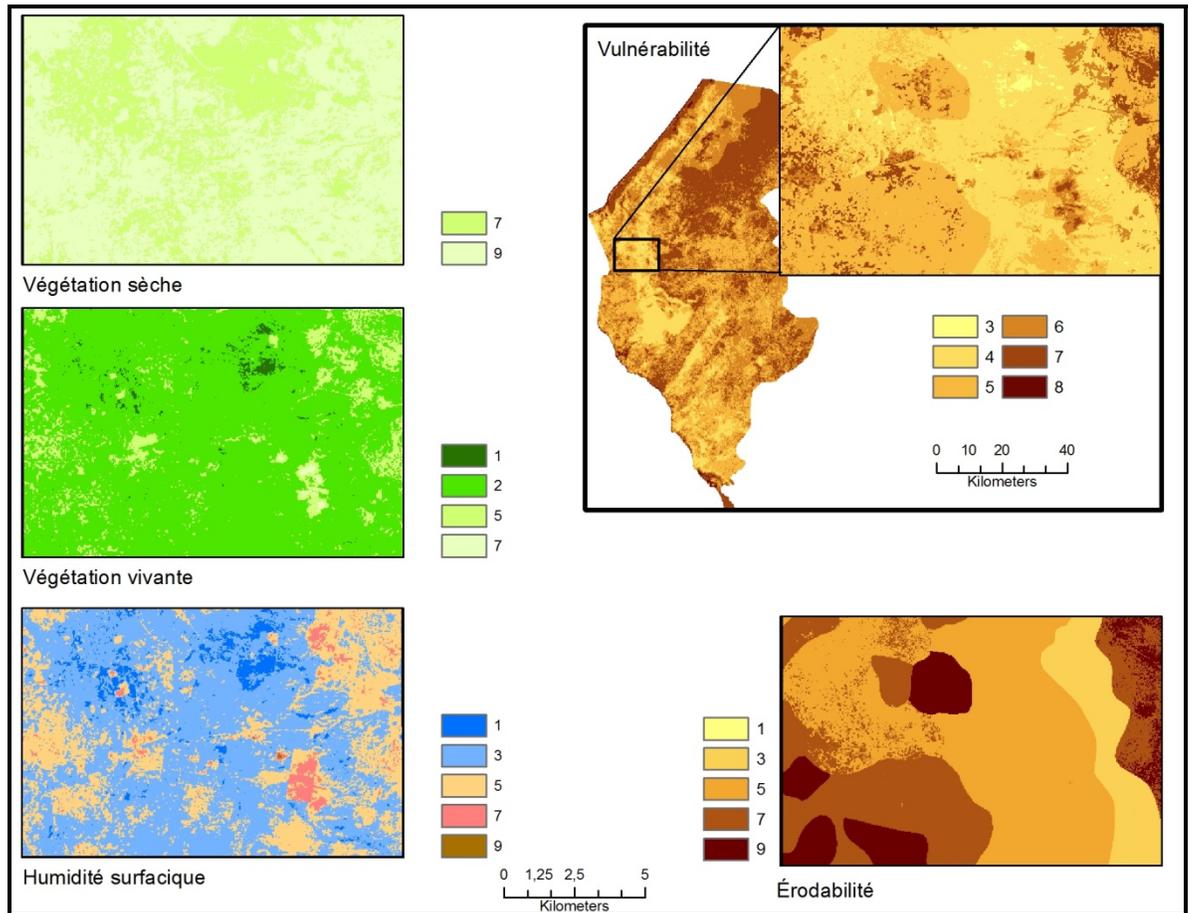


Figure VI-4: Exemple des patrons de distribution spatiale des facteurs et des niveaux de vulnérabilité en septembre 2002

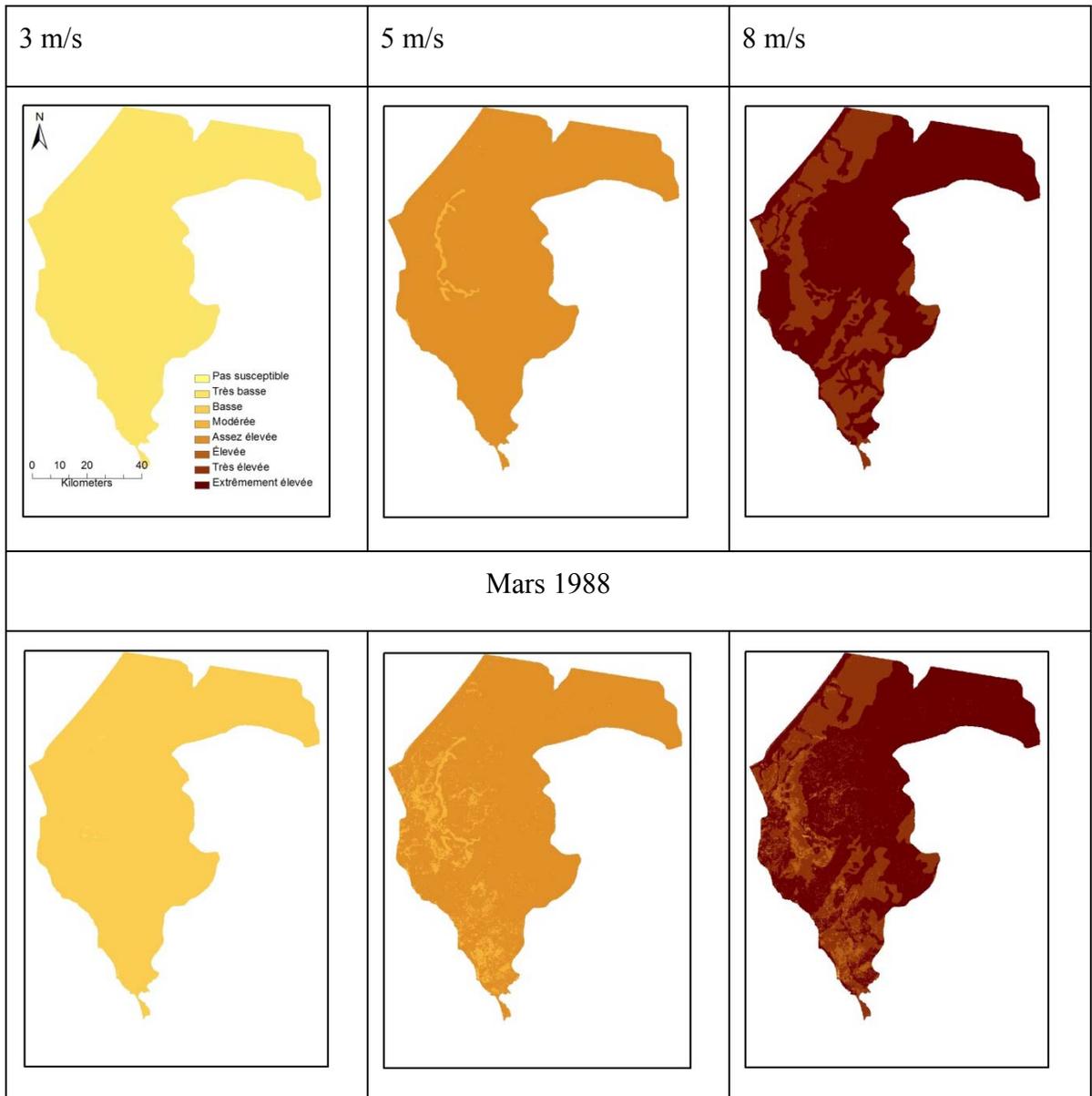
VI.2 LA SUSCEPTIBILITÉ À L'ÉROSION ÉOLIENNE

L'intégration du facteur éolien nous amène à considérer une autre dimension, celle de la susceptibilité à l'érosion éolienne. Un niveau très élevé de vulnérabilité associé à des vitesses de vent très élevées installent un contexte de susceptibilité très élevée. Alors que la vulnérabilité nous permet d'apprécier l'état du milieu en lien avec le processus d'érosion éolienne, la susceptibilité nous permet d'apprécier l'impact du vent dans ce contexte. On peut s'attendre qu'en présence d'un niveau de vulnérabilité élevée, si l'agent d'érosion, le

vent, n'est pas actif, le processus de dégradation par érosion ne sera enclenché. En introduisant la vitesse de vent dans notre modèle

(équation $IS = (V_{gv} * 0.474 + V_{gs} * 0.129 + E * 0.258 + H * 0.080 + V * 0.058)$)

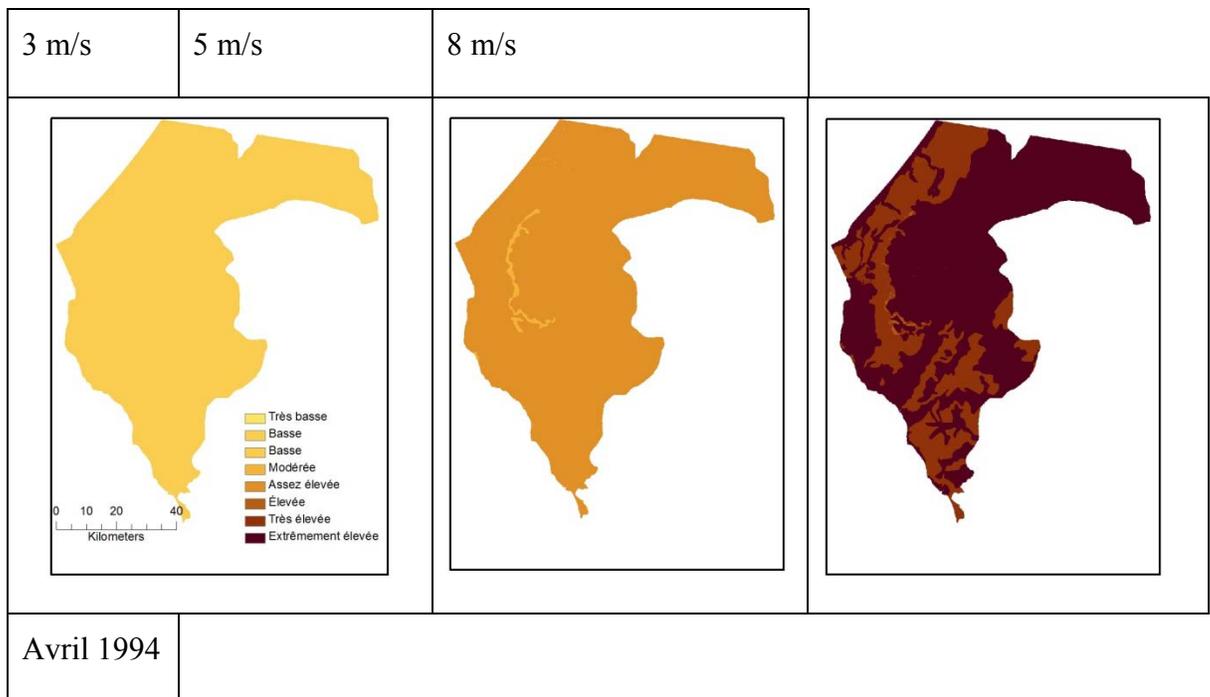
(V-42), des cartes de susceptibilité ont été générées par date d'acquisition d'images (Figure VI-5).

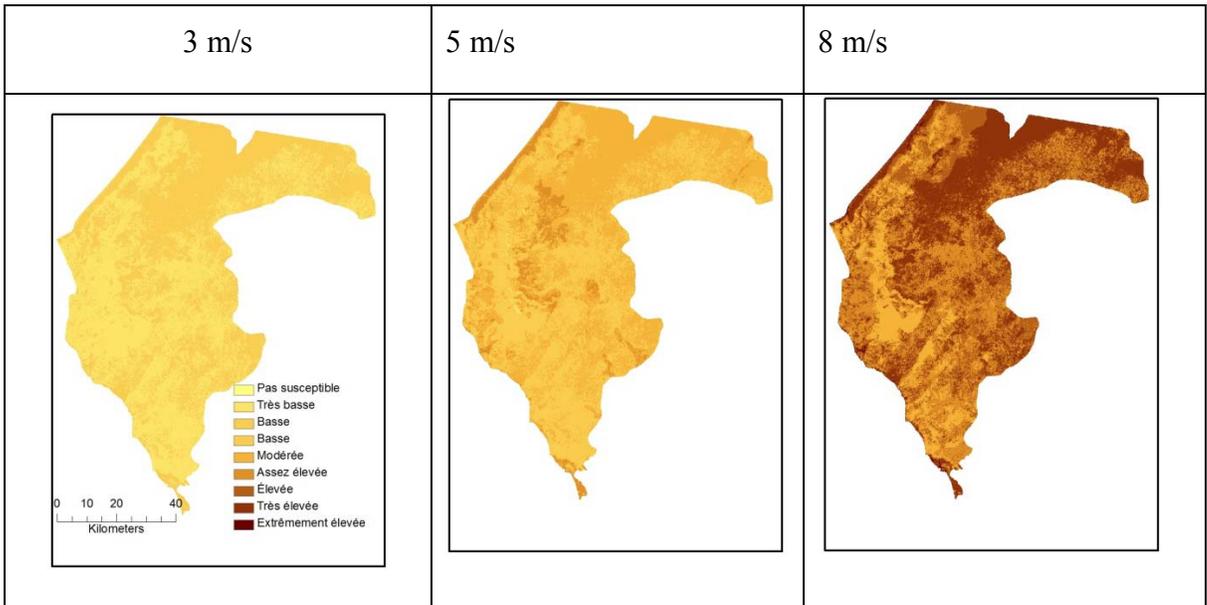
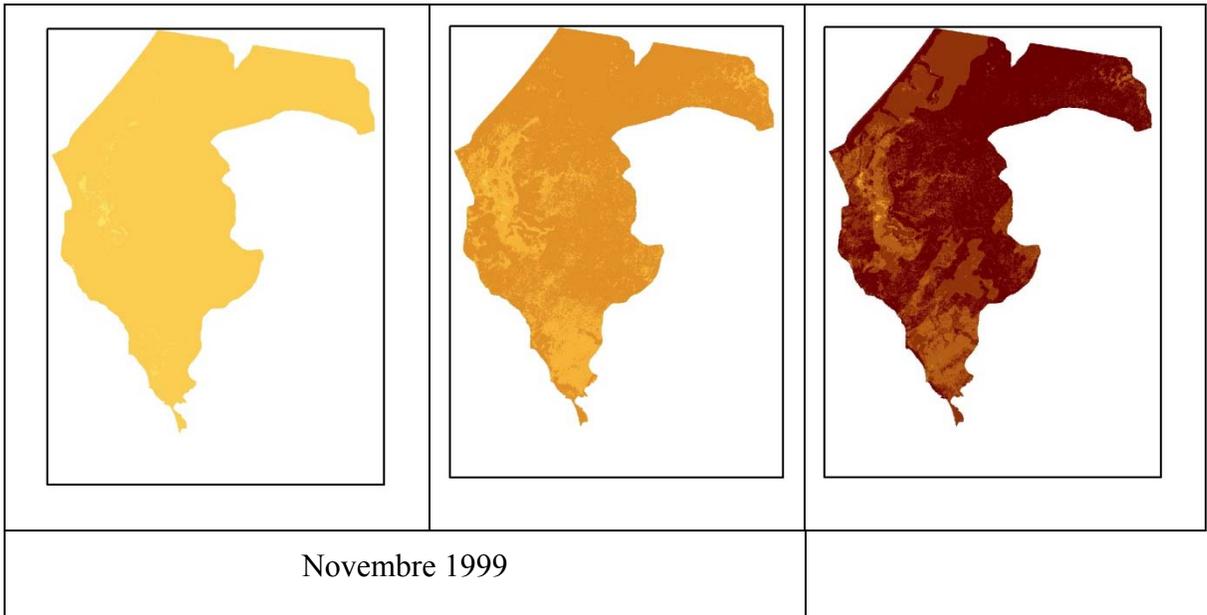


Novembre 1988

Figure VI-5 : Susceptibilité à l'érosion éolienne en fonction de la vitesse du vent

Suite figure VI.5





Septembre 2002

Suite figure VI.5

La susceptibilité est estimée à travers la même échelle d'appréciation que celle utilisée pour la vulnérabilité (Tableau VI-1). Pour simuler le phénomène de la susceptibilité, nous avons considéré une vitesse maximale du vent fixée à 8 m/s. Nous avons en effet constaté, à la lecture des vitesses moyennes mensuelles de vent de la période allant de 1987 à 2002, que les maxima tournaient autour de 5 m/s et rarement 6 m/s. Des vitesses moyennes mensuelles de vent atteignant 8 m/s sont extrêmement rares si on se fie aux données collectées par la direction de la météorologie nationale du Sénégal (voir section IV.2.1). En considérant trois contextes caractérisés par des vitesses de vent de 3 m/s, 5m/s et 8 m/s, nous avons simulé des états de susceptibilité correspondant à chacun de ces contextes. Nous avons constaté qu'avec des vents de 3m/s, le niveau de susceptibilité est partout très bas ou bas même si le degré de vulnérabilité dominant va de élevé à extrêmement élevé pour quasiment toute la région (figure VI.1). A 8 m/s cependant, les niveaux de susceptibilité dominants vont de très élevé à extrêmement élevé pour les mois de mars 1988, avril 1994 tandis que pour novembre 1988 et novembre 1999, ils vont de élevé à extrêmement élevé. Pour le mois de septembre, le niveau de susceptibilité qui occupe la majeure partie du territoire à 8 m/s est le niveau assez élevé (pour plus de détails, voir la section VIII.30).

3 m/s	5 m/s	8 m/s
-------	-------	-------

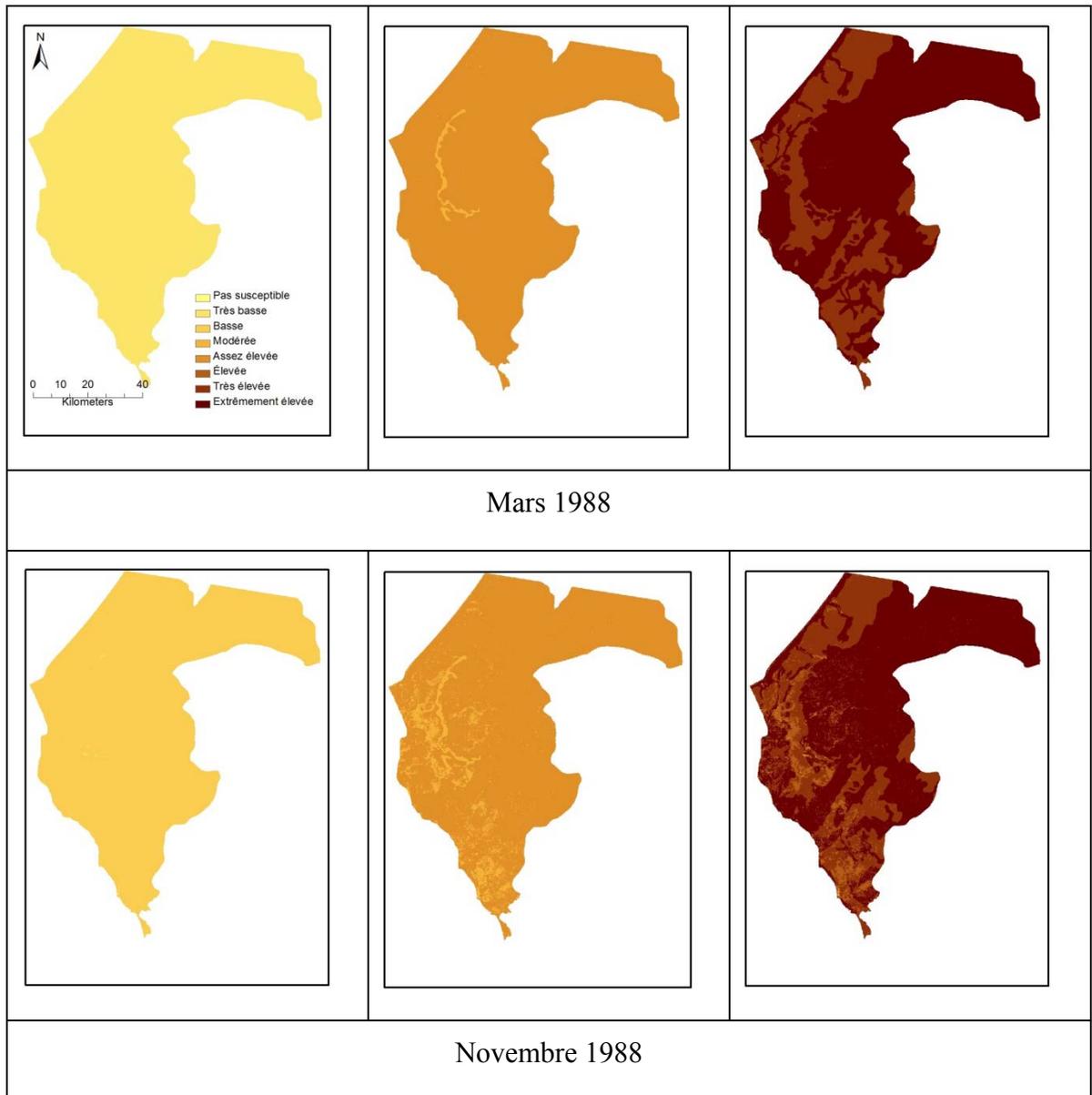
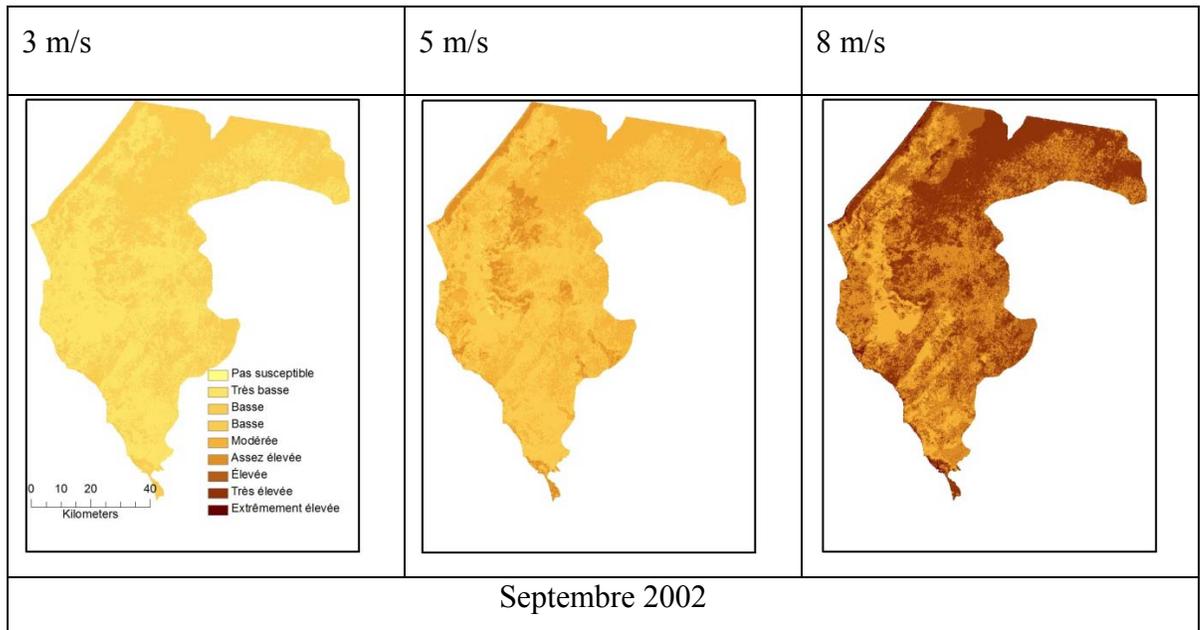


Figure VI-5 : Susceptibilité à l'érosion éolienne en fonction de la vitesse du vent

Suite figure VI.5





Suite figure VI.5

Après avoir discuté de l'exactitude de notre cartographie de la vulnérabilité, au prochain chapitre, nous analyserons la série de cartes de vulnérabilité et de susceptibilité dans le chapitre VIII où il sera question de l'analyse diachronique.

CHAPITRE VII : APPRÉCIATION DE LA QUALITÉ DES CARTES DE VULNÉRABILITÉ

L'exactitude de nos cartes d'indice de vulnérabilité dépend principalement de la qualité du modèle de calcul et de la qualité d'estimation des facteurs pris en compte. Valider la qualité du modèle consiste, en ce qui nous concerne, à évaluer, la pertinence des poids et des scores attribués à chaque facteur, l'adéquation des facteurs pris en compte ainsi que notre hypothèse selon laquelle la vulnérabilité est le cumul des effets des facteurs. Une telle validation suppose la disponibilité de données précises provenant de sources externes. Dans le cadre d'une étude portant sur l'érosion éolienne à la grandeur de la région de Thiès, de telles données proviendraient par exemple d'un réseau de sites d'observation et de mesures pendant la période étudiée. Dans le contexte de notre recherche, ceci n'a pas été possible. En ce qui a trait à l'adéquation des différents facteurs pris en considération, nous avons essayé de tenir compte de ceux intégrés dans les modèles d'érosion éolienne et que nous pouvons évaluer directement ou tout au moins approcher par les données Landsat.

Notre évaluation de l'exactitude des cartes sera donc focalisée sur la qualité de l'estimation des différents facteurs introduits dans notre modèle. Pour ce faire, nous avons dans un premier temps ordonné nos facteurs selon leur incidence sur la détermination du degré de vulnérabilité par des calculs de coefficients de corrélation de Spearman et par une analyse de sensibilité du modèle aux variations des différents facteurs. Par la suite nous avons vérifié nos méthodes d'estimation des facteurs en introduisant d'autres images Landsat ainsi qu'une image hyperspectrale du satellite expérimental HYPERION qui, en principe, offre une plus grande précision dans le calcul des facteurs intervenant dans notre modèle.

VII.1 IMPORTANCE DES FACTEURS

Déterminer l'importance des facteurs nous permet de veiller à une bonne estimation de ceux qui ont une plus grande influence sur la vulnérabilité. Pour apprécier l'ordre d'importance des facteurs sur les résultats de notre modèle, nous avons calculé le coefficient de corrélation de Spearman. L'utilisation de cette technique statistique s'explique par le fait que nous avons attribué aux facteurs des scores, et les valeurs attribuées dans ce processus sont basées sur une classification consistant à ordonner leurs valeurs originales. Le tableau VII.1 montre les coefficients de corrélation de Spearman entre la vulnérabilité et les différents facteurs, mais aussi entre les facteurs eux mêmes pour les années étudiées. Les calculs sont faits avec un niveau de signification de 0.01 selon un test bilatéral. Un peu plus de 1 000 000 de pixels de nos cartes ont été utilisés pour ces calculs. Ils sont extraits d'une large bande allant du nord au sud de la zone afin d'intégrer la variabilité de la vulnérabilité et des différents facteurs.

Variables	Vulnérabilité	Végétation Vivante	Érodabilité	Humidité surfacique
Végétation Vivante	0.027			
Érodabilité	0.688	0.018		
Humidité surfacique	0.076	0.381	0.061	
Végétation sénescence	-0.045	0.006	-0.074	0.015

Mars 1988

Variables	Vulnérabilité	Végétation Vivante	Érodabilité	Humidité surfacique
Végétation Vivante	0.219			
Érodabilité	0.554	0.110		
Humidité surfacique	0.231	0.768	0.106	
Végétation sénescence	0.174	0.309	0.084	0.303

Novembre 1988

Variables	Vulnérabilité	Végétation Vivante	Érodabilité	Humidité surfacique
Végétation Vivante	0.025			
Érodabilité	0.808	0.012		
Humidité surfacique	0.362	0.043	0.240	
Végétation Sénescence	-0.059	0.005	-0.080	0.004

Avril 1994

Variables	Vulnérabilité	Végétation Vivante	Érodabilité	Humidité surfacique
Végétation Vivante	0.334			
Érodabilité	0.526	0.129		
Humidité surfacique	0.345	0.447	0.162	
Végétation sénescence	0.222	0.465	0.132	0.269

Novembre 1999

Variables	Vulnérabilité	Végétation Vivante	Érodabilité	Humidité surfacique
Végétation Vivante	0.397			
Érodabilité	0.542	0.235		
Humidité surfacique	0.395	0.510	0.225	
Végétation sénescence	0.161	0.155	0.115	0.245

Septembre 2002

Tableau VII-1: Coefficients de corrélation de Spearman entre facteurs et vulnérabilité

On se rend compte à la lecture du tableau VII.1 que l'érodabilité présente une corrélation forte, peu importe la saison, avec la vulnérabilité. Les trois autres facteurs pris en considération ont une importance qui varie d'une date à l'autre. A titre d'exemple, la végétation vivante a une corrélation modérée en septembre 2002, en novembre 1999 et en novembre 1988, pour les autres dates, elle est plutôt très faible.

Quant aux corrélations entre les facteurs, on constate qu'en mars 1988 et avril 1994, les corrélations entre les facteurs sont dans l'ensemble très faibles. En novembre 1988 et novembre 1999, on note une forte corrélation entre végétation vivante et l'humidité surfacique. Entre la végétation sénescence et l'humidité surfacique, la corrélation est modérée. En novembre 1999, on note une forte relation entre la végétation vivante et sénescence. En septembre 2002, la corrélation entre l'humidité surfacique et la végétation vivante est forte. La corrélation entre l'humidité surfacique et la végétation sénescence mais aussi avec érodabilité est modérée. On note aussi une corrélation modérée entre la végétation vivante et l'érodabilité.

VII.2 SENSIBILITE DU MODÈLE

En général, les objectifs d'une analyse de sensibilité sont multiples (Rody *et al.*, 2005). Il peut s'agir d'identifier les facteurs qui sont importants pour l'étalonnage du modèle, ou de repérer les fausses hypothèses posées lors de l'interprétation des phénomènes, de juger de la qualité du modèle, mais aussi de voir si le modèle conçu décrit bien le système réel étudié. Nous la définissons comme la quantification de l'influence de chaque variable d'entrée sur la sortie ou sur le phénomène. Nous avons donc opté pour l'approche One-Factor-At-A-Time (OAT) encore appelé analyse de sensibilité à variations fixes. Elle permet d'avoir un taux de variation qui représente l'influence de chaque facteur sur la sortie pour chaque modification de valeurs de ce facteur. Elle consiste à faire varier la valeur d'un facteur d'entrée sans modifier la valeur des autres facteurs du modèle. Cette sorte d'analyse de sensibilité a déjà été utilisée dans le contexte d'évaluation des modèles hydrologiques (Nearing *et al.*, 1990 ; Baffaut *et al.*, 1996; Jacomino et Fields, 1997). Étant donné que nos cartes montrent que la vulnérabilité a une dynamique influencée par le cycle des saisons, nous avons analysé la sensibilité du modèle pour la saison des pluies (septembre 2002) et la saison sèche (mars 1988), ce qui permettra d'une part d'estimer l'effet du changement de valeurs de chaque variable d'entrée sur le comportement du phénomène et d'autre part de juger de son impact en fonction des saisons. En effet il s'agit de considérer comme donnée de référence la vulnérabilité estimée pour les mois de septembre 2002 et mars 1988. Pour chacun de ces mois, nous faisons varier à tour de rôle, la valeur des différents facteurs qui ont été utilisés pour l'estimation de la vulnérabilité du mois considéré (voir figure VII.1). Pour quantifier le niveau de variation introduit par chaque facteur, nous appliquons l'équation suivante :

$$\%variation = \left(\frac{S_2 - S_1}{S_1} \right) * 100 \quad (VII-1)$$

S_2 et S_1 sont respectivement la sortie après changement de valeur et celle de base

VII.2.1 ANALYSE DES TAUX DE VARIATION

L'analyse des taux de variation a pour objectif de quantifier l'impact des changements d'intensité des différents facteurs sur le niveau de la vulnérabilité. Pour apprécier le niveau de ces variations, nous changeons les valeurs d'un facteur pour la valeur 1, 2, 4, 6 et 8 tout en maintenant les autres facteurs inchangés. En appliquant alors l'équation VII.1, on peut évaluer la dynamique de la vulnérabilité selon le niveau de changement de chaque facteur. La procédure de calcul des taux de variation de la vulnérabilité peut être expliquée à l'aide de la figure VII.1. A l'étape 1, nous avons une couche matricielle correspondant à l'état de la vulnérabilité (ici vulnérabilité de base). Au niveau de l'étape 4, nous avons les taux de variation qu'elle connaîtrait si on change la valeur de chacun des pixels du facteur végétation vivante par exemple pour les valeurs 1, 3 et 7 comme dans l'étape 2. Il faudra auparavant calculer les niveaux de vulnérabilité après l'attribution de nouvelles valeurs au facteur végétation. Cette procédure est appliquée à chaque facteur.

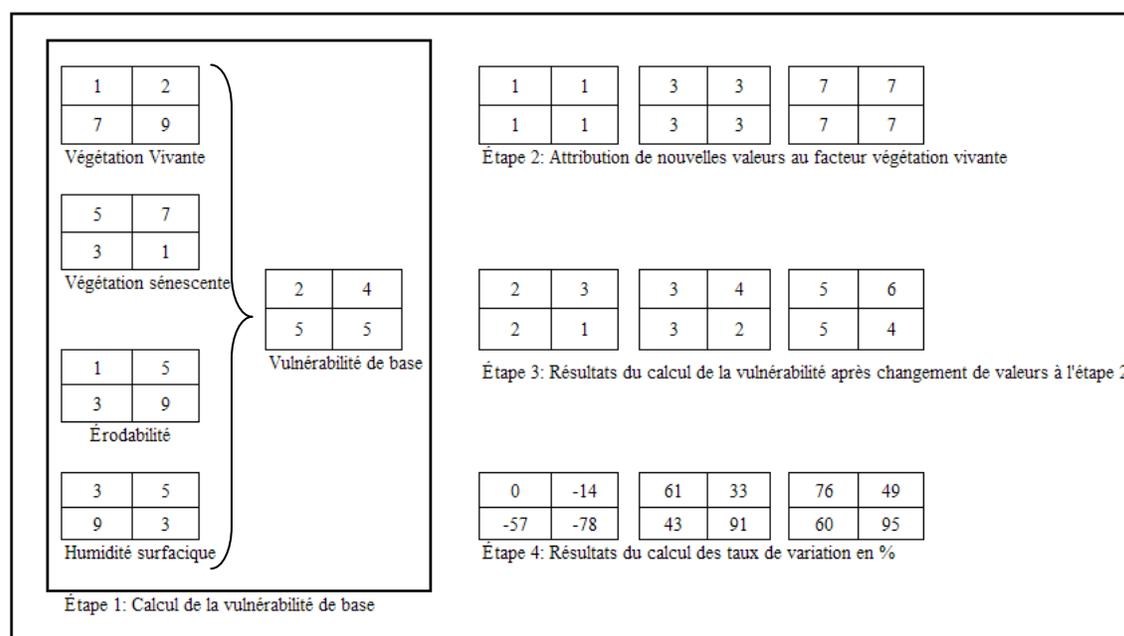


Figure VII-1: Modèle conceptuel de calcul des taux de variation de la vulnérabilité

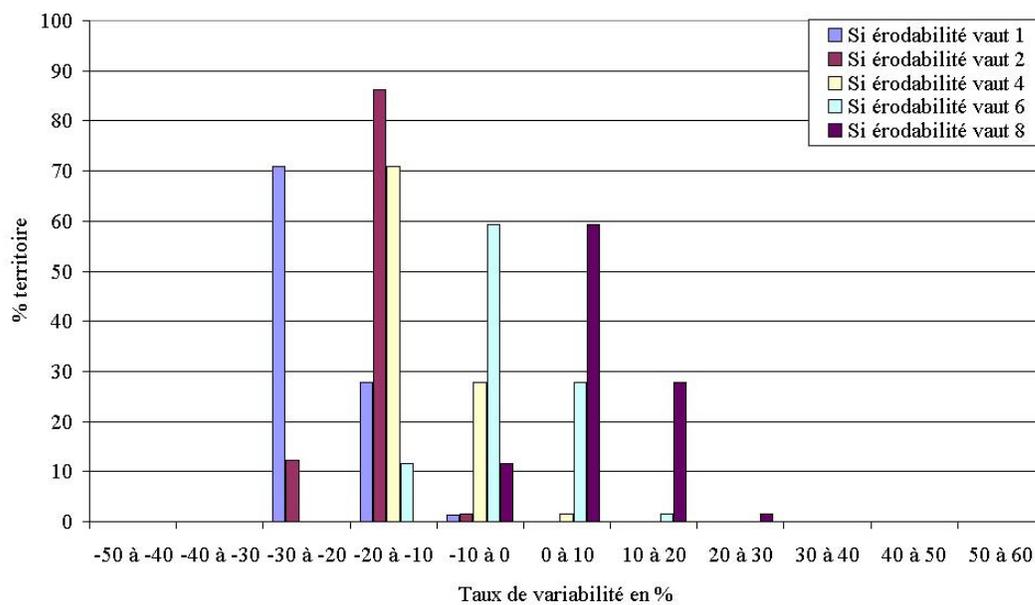
Dans les sections suivantes, nous allons évaluer les niveaux de variations introduits après chaque changement de valeur pour chacun des facteurs pris en compte dans l'estimation de la vulnérabilité.

VII.2.1.1 L'érodabilité

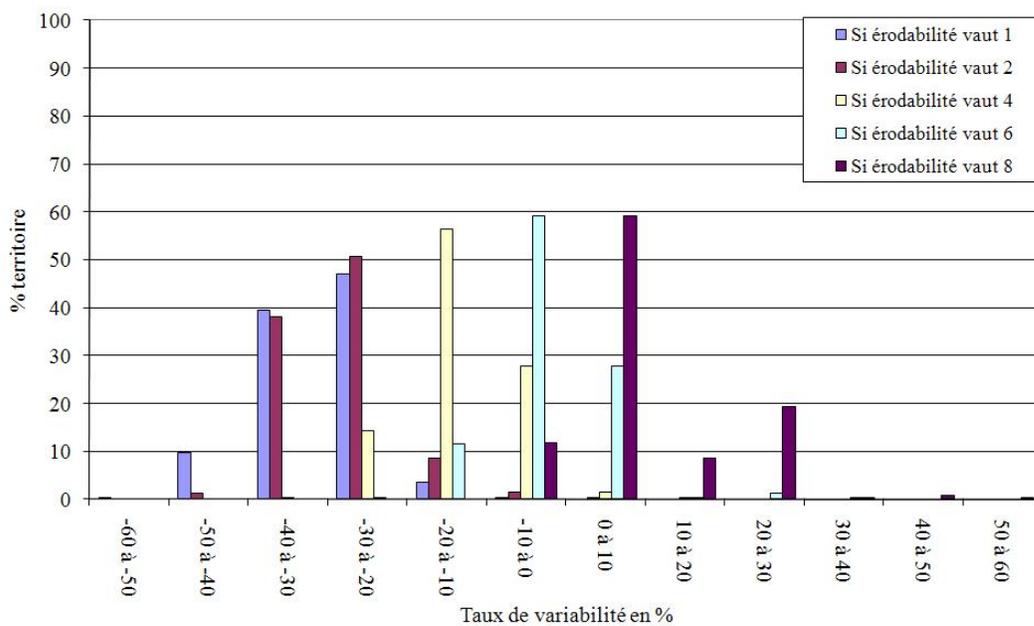
Le calcul des taux de variation a montré que l'attribution du score 8 à la l'érodabilité entraîne une accentuation de la vulnérabilité dans un intervalle de 0 à 10% sur 59% du territoire en septembre 2002 et en en mars 1988 comme le montre la Figure VII-2. Sur près de 9% du territoire on note une augmentation de la vulnérabilité dans une échelle allant de 10 à 20% et une réduction pouvant atteindre 10% sur près de 12% du territoire. Il faut se rappeler que la valeur maximale du facteur érodabilité est 9. Lorsqu'on abaisse la valeur de l'érodabilité à 1, on note une baisse de la vulnérabilité pouvant atteindre 30% sur 47% du territoire et de 50% sur près de 40% du territoire.

En mars 1988, l'affectation du score 8 à l'érodabilité (niveau élevé) entraîne une augmentation du niveau de la vulnérabilité pouvant atteindre 20% sur près de 28% du territoire. Une baisse du niveau de vulnérabilité atteignant 10% est notée sur près de 12% du territoire. En réduisant le niveau d'érodabilité à 1, on enregistre une chute de la vulnérabilité pouvant atteindre 30% sur près de 71% du territoire et de 20% sur près de 28% du territoire.

La lecture des situations en mars 1988 et septembre 2002 permet de dire que quelle que soit la saison, l'érodabilité est un facteur qui a un impact considérable au regard des taux de variations que nous avons enregistré (voir figure VII.2). Son influence donc est importante aussi bien en saison sèche qu'en saison des pluies. Il est par conséquent important de bien l'estimer. Un test à ce propos est présenté à la section VII.3.



Mars 88



Septembre 2002

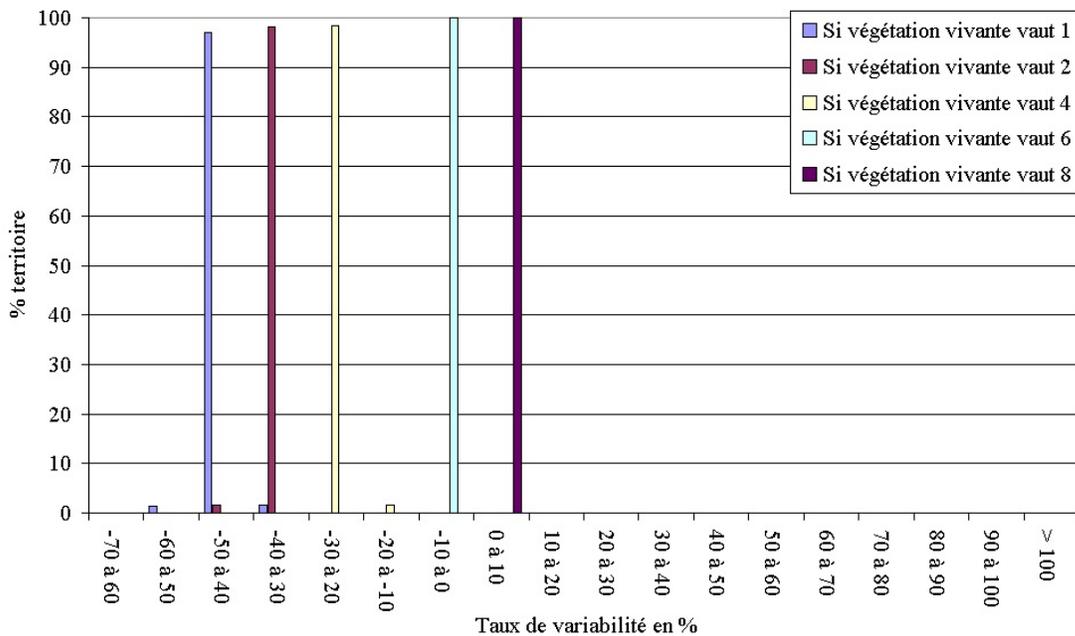
Figure VII-2: Variabilité de la vulnérabilité en fonction des changements de valeurs du facteur érodabilité

VII.2.1.2 La végétation vivante

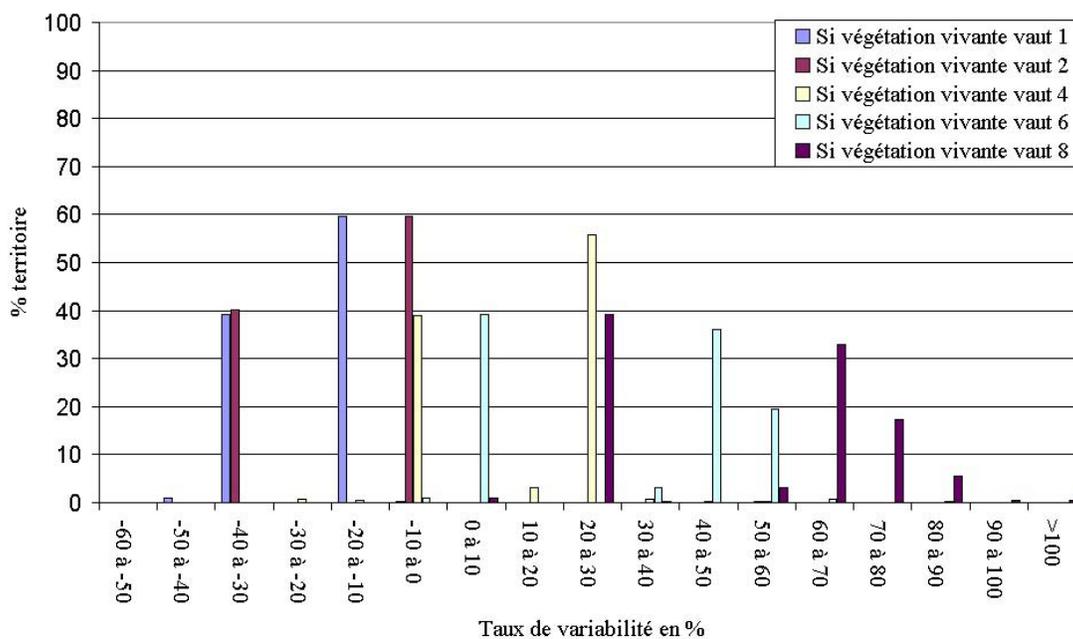
Les taux de variation les plus élevés sont notés au niveau du facteur végétation vivante notamment en mars 1988. En changeant la valeur des pixels de la végétation vivante pour la valeur 8 (faible densité), on constate une augmentation du niveau de la vulnérabilité en septembre 2002 pouvant atteindre 30%, 70% et 80% sur respectivement 39%, 33% et 17% du territoire en septembre 2002. Si on considère une situation où le niveau de la couverture végétale est importante avec un score de 1, on enregistre une réduction de la vulnérabilité variant entre 10 et 20% sur près de 60% du territoire, et entre 30 et 40% sur 39% du territoire.

En mars 1988, lorsqu'on attribue la valeur 8 à tous les pixels de végétation vivante, on note des taux d'accentuation de la vulnérabilité variant entre 0 et 10% sur 99% de la région. En ramenant les valeurs des pixels de la végétation vivante à 1, le niveau de la vulnérabilité baisse dans une proportion variant entre 40 et 50% sur 97% de la région. Les forts taux de variations notés pour cette date s'explique par le fait que dans l'estimation de la vulnérabilité de référence, la végétation vivante était peu présente (figure VII.9)

Étant donné les forts taux de variation qu'elle peut entraîner, une mauvaise estimation de la couverture végétale vivante peut entraîner des changements importants sur le niveau de vulnérabilité. La végétation active est donc un facteur qu'on doit estimer avec précision afin de minimiser les erreurs dans l'estimation du degré de vulnérabilité.



Mars88



Septembre 2002

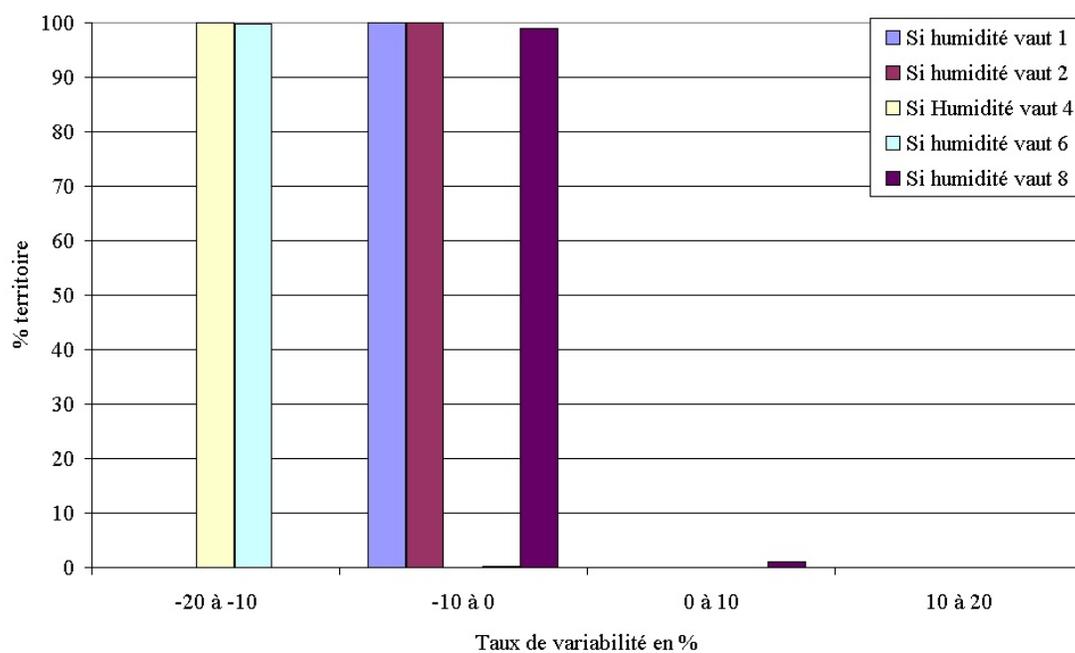
Figure VII-3: Variabilité de la vulnérabilité en fonction des changements de valeur du facteur végétation vivante

VII.2.1.3 L'humidité surfacique

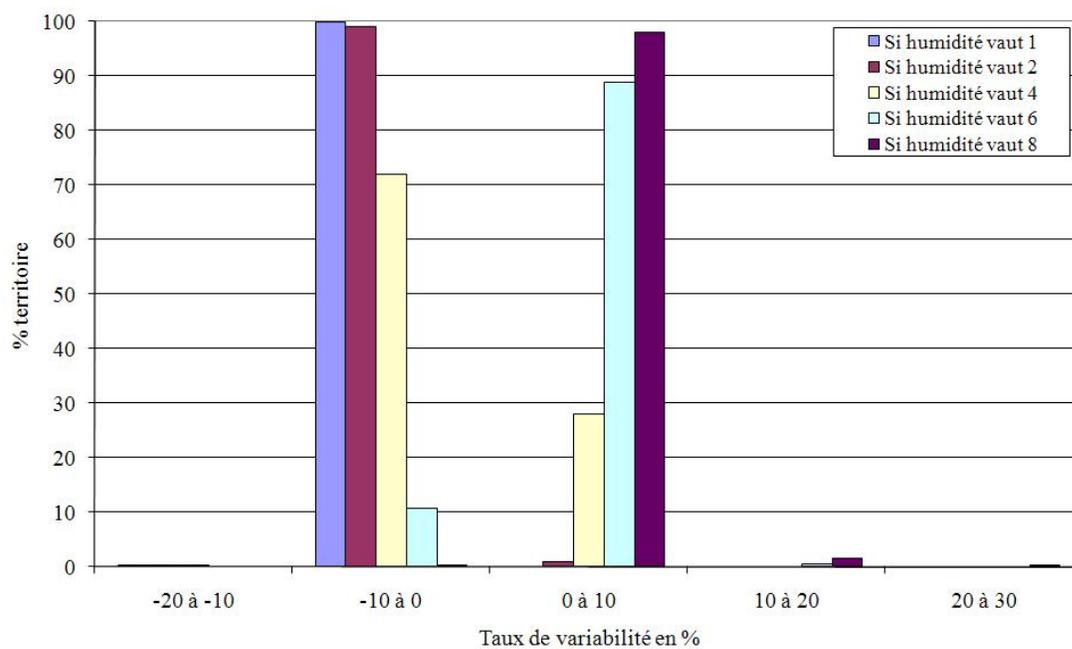
En septembre 2002, on enregistre pour la vulnérabilité une accentuation maximale atteignant 10% lorsque la valeur de l'humidité surfacique est fixée à 8, 6 ou 4 sur respectivement 98, 89 et 28% de la région. En revanche, si la valeur de l'humidité surfacique est de 1, 2, ou 4, on note une baisse maximale de 10% pour la vulnérabilité sur respectivement 99, 99 et 72% du territoire.

En mars 1988, lorsqu'on attribue la valeur 8 comme valeur d'entrée au facteur humidité surfacique, on enregistre une diminution de la vulnérabilité atteignant 10% sur 99% de la région. Lorsque la valeur d'entrée est fixée à 6 ou 4, la diminution de la vulnérabilité se fait dans une proportion allant de 10 à 20% sur respectivement 98 et 100% de la superficie de la région. Si on suppose une situation où l'humidité surfacique est très importante en lui affectant la valeur de 1, on enregistre pour la vulnérabilité une diminution atteignant 10% sur toute l'étendue de la région. On assiste au même scénario lorsque la valeur de l'humidité surfacique est fixée à 2.

Comme on peut le constater, que ce soit en saison sèche qu'en saison des pluies, les niveaux de variations introduits par l'humidité surfacique sont peu élevés comparativement aux autres facteurs. On devrait s'attendre à avoir de forts taux de variation dans la mesure où les niveaux d'humidité surfacique considérées dans l'estimation de la vulnérabilité sont peu élevés (voir figure VII.4) mais le poids attribué à ce facteur a fortement influencé les niveaux de variations obtenus. Dans la mesure où nous ne cherchons pas estimer les pertes de sols mais bien le niveau de vulnérabilité, ces résultats ne remettent pas en cause la pertinence du modèle.



Mars 1988



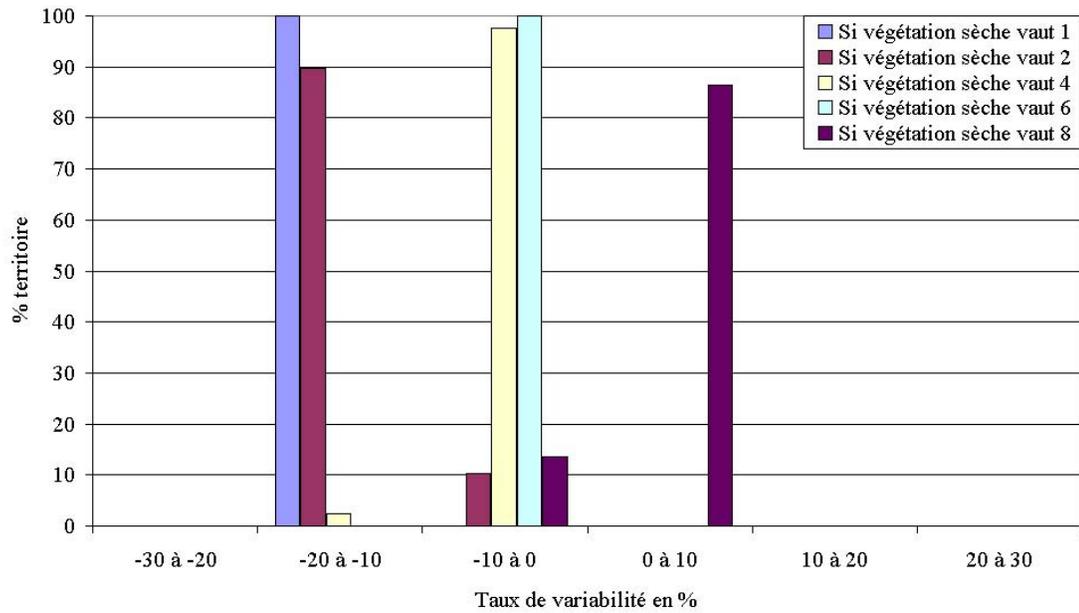
Septembre 2002

Figure VII-4: Variabilité de la vulnérabilité en fonction des changements de valeur du facteur humidité surfacique

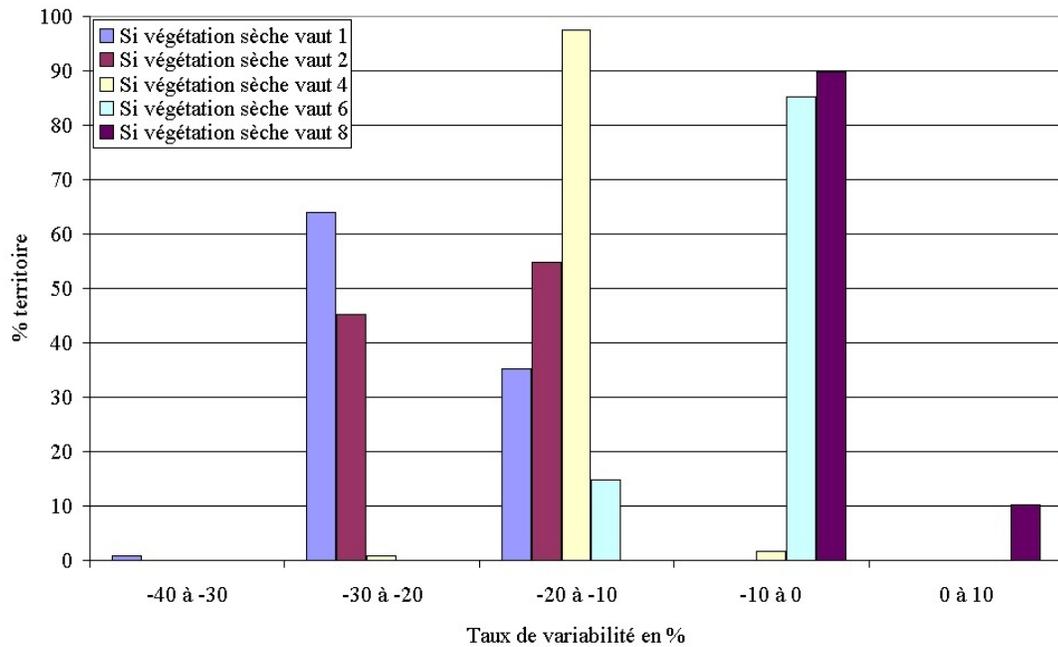
VII.2.1.4 La végétation sénescente

Aussi bien en saison sèche qu'en saison des pluies, la présence de la végétation sénescente, peu importe sa densité, contribue à une diminution du niveau de vulnérabilité. On remarque en effet, qu'en septembre 2002, en fixant la valeur de la végétation sénescente à 8, on note que le niveau de la vulnérabilité va de inchangé à une diminution de 10% sur 90% de la région. On note par ailleurs sur 10% de la région, un niveau de vulnérabilité qui va de inchangé à une accentuation pouvant atteindre 10%. En revanche, lorsqu'on fixe la valeur de la végétation sénescente à 1, 2 ou 4, on enregistre des taux de réduction de 10 à 20% sur respectivement 35, 55 et 98% du territoire. Des taux de réduction de 20 à 30% sont aussi notés sur 64 et 45 % du territoire pour des valeurs de végétation sénescente de 1 et 2 respectivement.

En changeant la valeur d'entrée du facteur végétation sénescente pour 8 (très faible densité) en mars 1988, on enregistre des taux de variation qui vont de 0 (inchangé) à une diminution de 10% du niveau de la vulnérabilité sur 14% de la région. Ce taux passe de 14 à près de 100% et à 98% lorsque respectivement on fixe les valeurs de la végétation sénescente à 6 et 4. On enregistre aussi sur 86% de la région des taux de variation qui vont de 0 à une accentuation de la vulnérabilité atteignant 10%. En revanche, en fixant à 1 ou 2 les valeurs de la végétation sénescente, on enregistre des taux de réduction de la vulnérabilité qui vont de 10 à 20% sur respectivement près de 100 et 90% de la région (voir figure VII.5).



Mars 1988



Septembre 2002

Figure VII-5: Variabilité de la vulnérabilité en fonction des changements de valeur du facteur végétation sénescente

VII.2.2 REMARQUES

L'analyse des taux de variation montre clairement, indépendamment des saisons, que la végétation vivante et l'érodabilité sont les facteurs qui introduisent les niveaux de variabilité les plus importants.

VII.3 QUALITÉ DE L'ESTIMATION DES FACTEURS

L'évaluation des méthodes d'estimation des facteurs considérés dans la conception de notre modèle est une étape importante pour établir sa fiabilité. Dans ce qui suit, nous analyserons les méthodes utilisées pour estimer les différents facteurs que nous avons pris en considération.

VII.3.1 L'ÉRODABILITÉ

La méthode de calcul de l'érodabilité que nous avons adoptée est basée sur le principe selon lequel l'érodabilité est la combinaison de la fraction érodable calculée à partir des données de la carte morphopédologique ainsi que des trois indices spectraux calculés à partir des images Landsat. Ces indices spectraux du sol permettent une appréciation de la teneur des sols en matière organique ainsi qu'en oxydes de fer (Érodabilité = $EF + I_{fe} + IR$ (V-37)). Pour l'estimation de ces indices, et afin d'éviter l'interférence du couvert végétal, nous avons utilisé une image enregistrée en saison sèche, celle du 10 mars 1988. Nous avons voulu savoir si en calculant ces indices spectraux à partir de n'importe quelle image enregistrée pendant la saison sèche, on arriverait à des résultats similaires, sinon, quelle est l'impact de la variation de ces indices sur l'érodabilité, un des intrants importants dans notre modèle. Pour ce faire, nous avons utilisé quatre nouvelles images Landsat que nous avons pu retrouver dans la banque du USGS. Ces images sans couverture nuageuse

importante sont enregistrées le 30 avril 1986, le 30 mai 2000, le 18 avril 2002 et le 07 mai 2003. Les valeurs numériques de ces images ont été transformées en réflectances selon la procédure expliquée au chapitre V.

La figure VII.6 montre les images des trois indices spectraux calculés pour les dates d'acquisition en les comparant à ceux calculés à partir de notre image de référence du 10 mars 1988. Le tableau VII-2 montre les différences des scores d'érodabilité selon le mois et le jour d'acquisition (en ignorant l'année d'acquisition) par rapport à l'image de référence du 10 mars (1988). Il apparaît à la lecture de ce tableau que les niveaux d'érodabilité n'ont pas connu de variations très importantes. Ils sont restés identiques sur près de 88% du territoire. On remarque aussi que le niveau d'érodabilité de mars 1988 est supérieur d'un niveau 2 à celui d'avril 1986, mai 2000, avril 2002 et mai 2003 sur une superficie variant entre 10 et 11% de la région.

Différence des scores	Proportion du territoire en pourcentage			
	1988_03_10 2002_04_18	1988_03_10 1986_04_30	1988_03_10 2003_05_07	1988_03_10 2000_05_30
-2	1.22	1.19	1.35	1.19
0	88.16	88.55	87.35	88.55
2	10.54	10.25	11.20	10.25
4	0.08	0.01	0.09	0.01
6	0.00	0.00	0.00	0.00

Tableau VII-2: Différences entre les scores d'érodabilité

Une autre conclusion que nous pouvons tirer de cette analyse est que notre façon d'évaluer l'érodabilité offre des résultats cohérents. Cette consistance devient davantage évidente si l'on compare les scores d'érodabilité obtenus avec les données des différentes dates. Le tableau VII.3 en donne quelques exemples. Dans ce tableau, on note que le niveau

d'érodabilité entre les différentes dates est resté inchangé sur une surface variant entre 97 et près de 100% de la région. Ainsi, nonobstant les différences dans les années d'acquisition, les erreurs éventuelles dans les corrections atmosphériques ou encore les biais introduits par la discrétisation des valeurs d'érodabilité, nous pouvons conclure que l'érodabilité telle que calculée dans notre recherche est valable car elle n'a pas connu de changement majeurs.

Différences de scores	18-avr-02 30-avr-86	18-avr-02 07-mai-03	30-avr-86 07-mai-03	30-avr-86 30-mai-00	07-mai-03 30-mai-00
-6	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
-4	0.009	0.002	0.000	0.000	0.002
-2	0.969	1.024	0.734	0.032	1.696
0	98.435	97.382	97.569	99.938	97.571
2	0.587	1.592	1.696	0.030	0.731
4	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000

Tableau VII-3: Différences des scores d'érodabilité entre le 30 avril 1986, le 30 mai 2000, le 18 avril 2002 et le 07 mai 2003

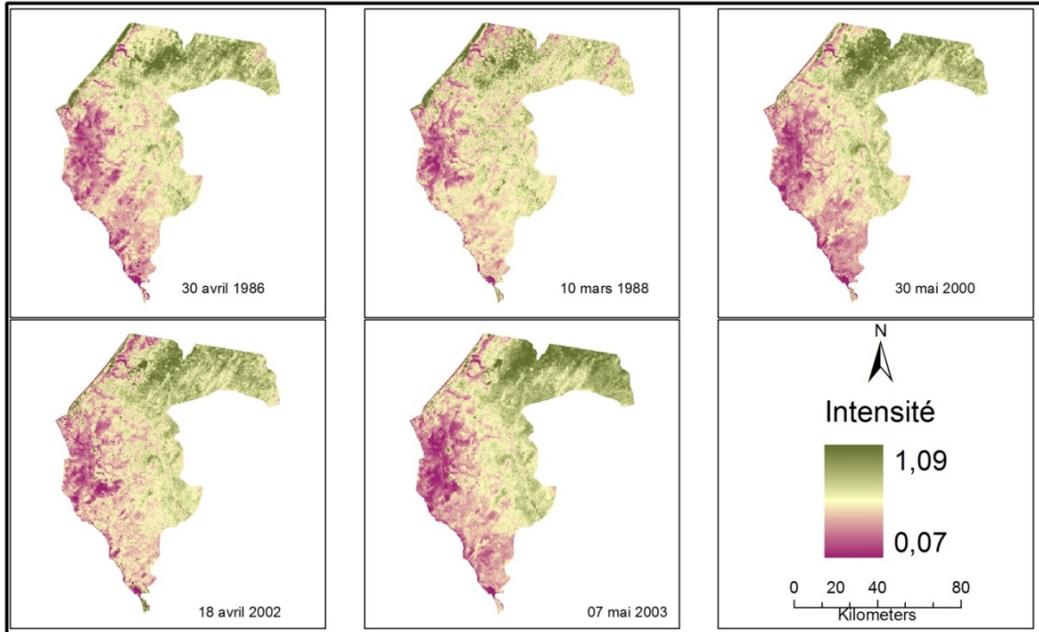


Figure VII-6 : Indices spectraux du sol

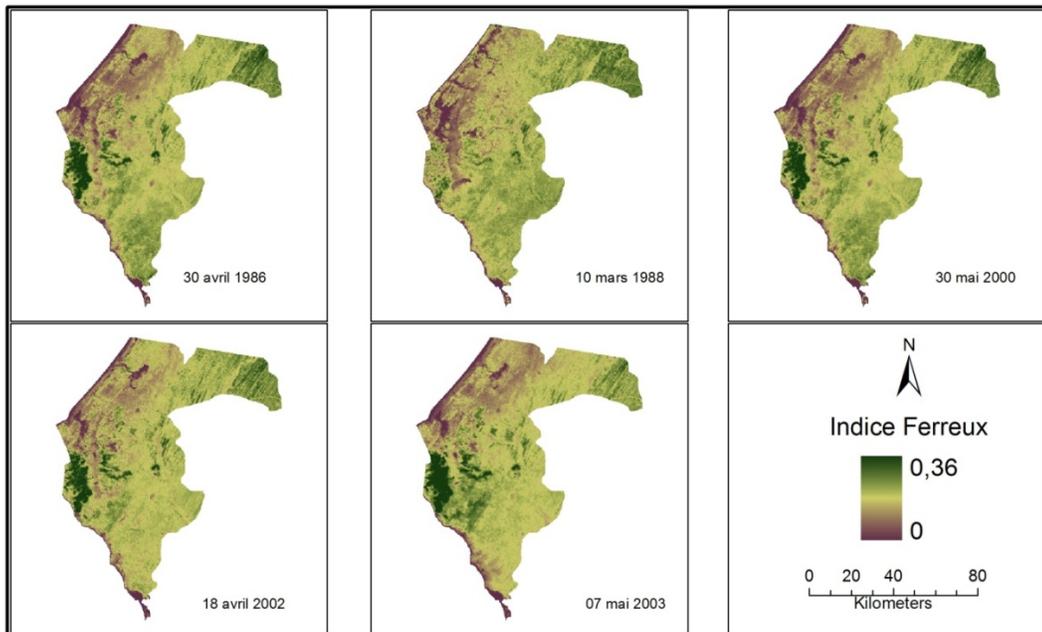


Figure VII.6 : Suite

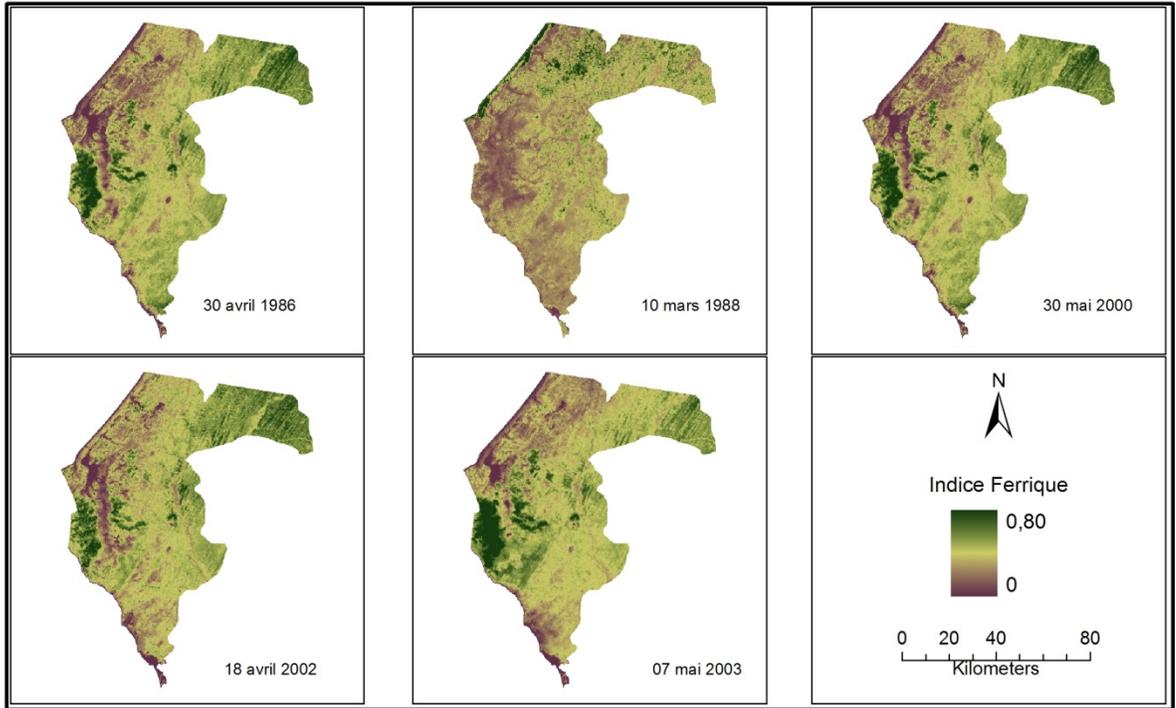


Figure VII.6 : Suite

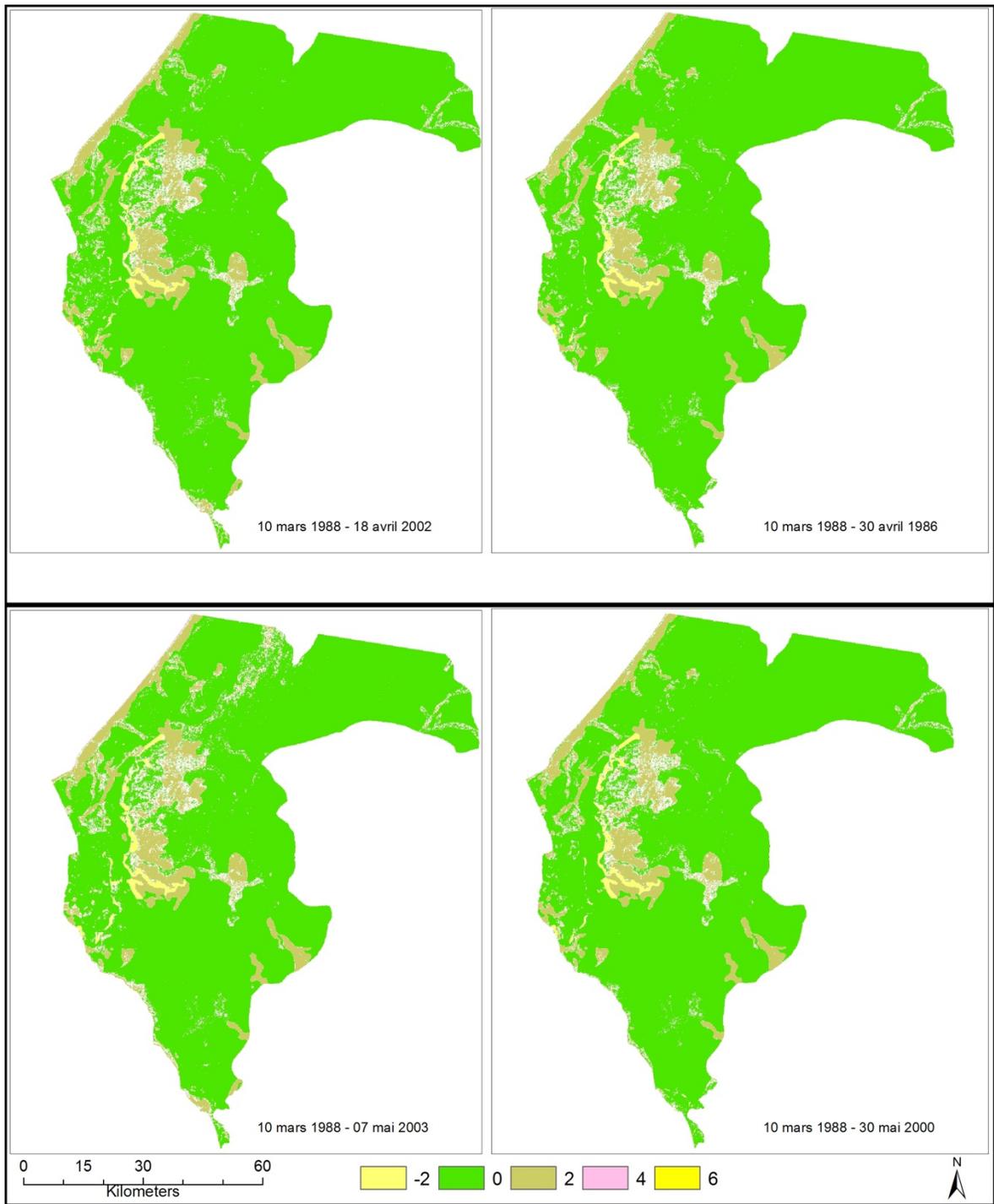


Figure VII-7: Expression spatiale des différences de scores d'érodabilité

VII.3.2 LA COUVERTURE VÉGÉTALE VIVANTE

L'estimation de la couverture végétale par le biais des indices de végétation est une pratique très répandue pour des raisons déjà expliquées dans la section III.4. On peut certes trouver des limites dans les niveaux de précision dans l'estimation de la fraction de la couverture végétale à partir des indices de végétation, mais on doit admettre que ce procédé permet une estimation du niveau de la couverture végétale avec un niveau de précision acceptable (section III.4.1.2).

La Figure VII-8 montre la superficie de la région de Thiès occupée par les différentes classes de densité de végétation vivante. Comme on peut le constater, à l'exception de l'image de septembre 2002, la majeure partie du territoire a une couverture végétale très faible sur la quasi-totalité de la région en mars 1988 et avril 1994. En novembre 1988 et novembre 1999, les niveaux très faibles couvrent respectivement 82 et 66% de la région. En septembre 2002, le territoire présente une couverture végétale dense sur près de 60% du territoire. La figure VII.9 montre la distribution des classes de végétation dans les deux cas extrêmes que nous avons considéré, 10 mars 1988 et 25 septembre 2002.

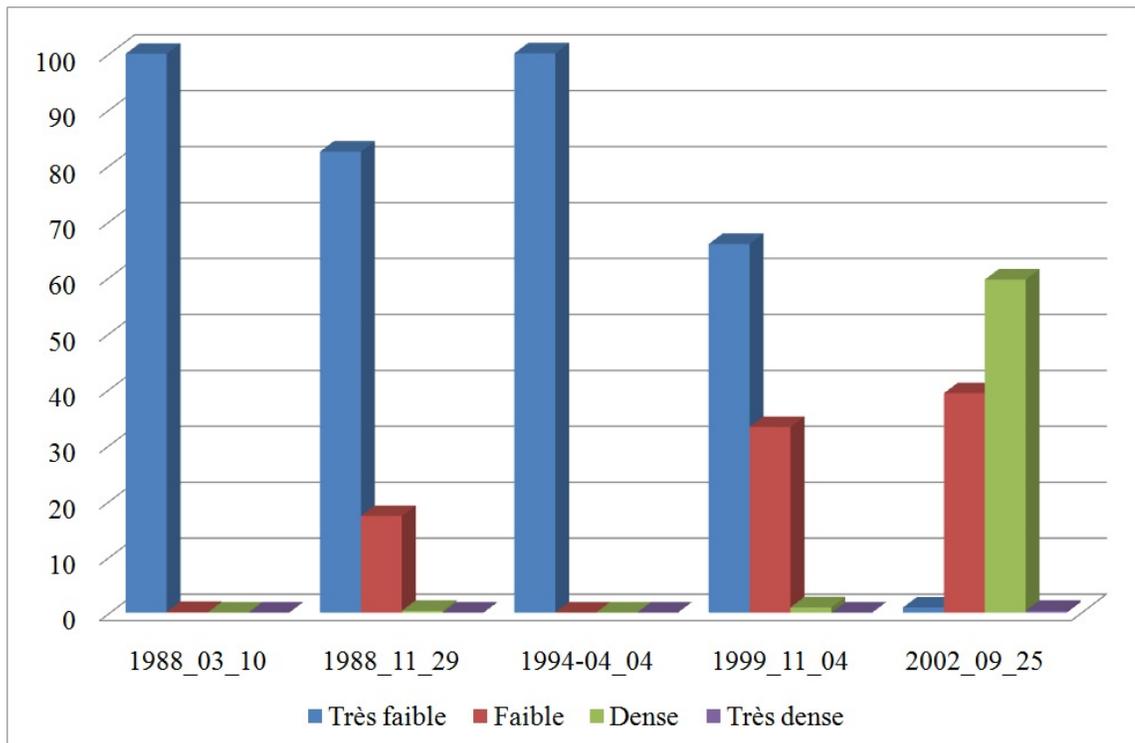


Figure VII-8: Appréciation de la densité de la végétation vivante pour mars et novembre 1988, avril 1994, novembre 1999 et septembre 2002 dans la région de Thiès

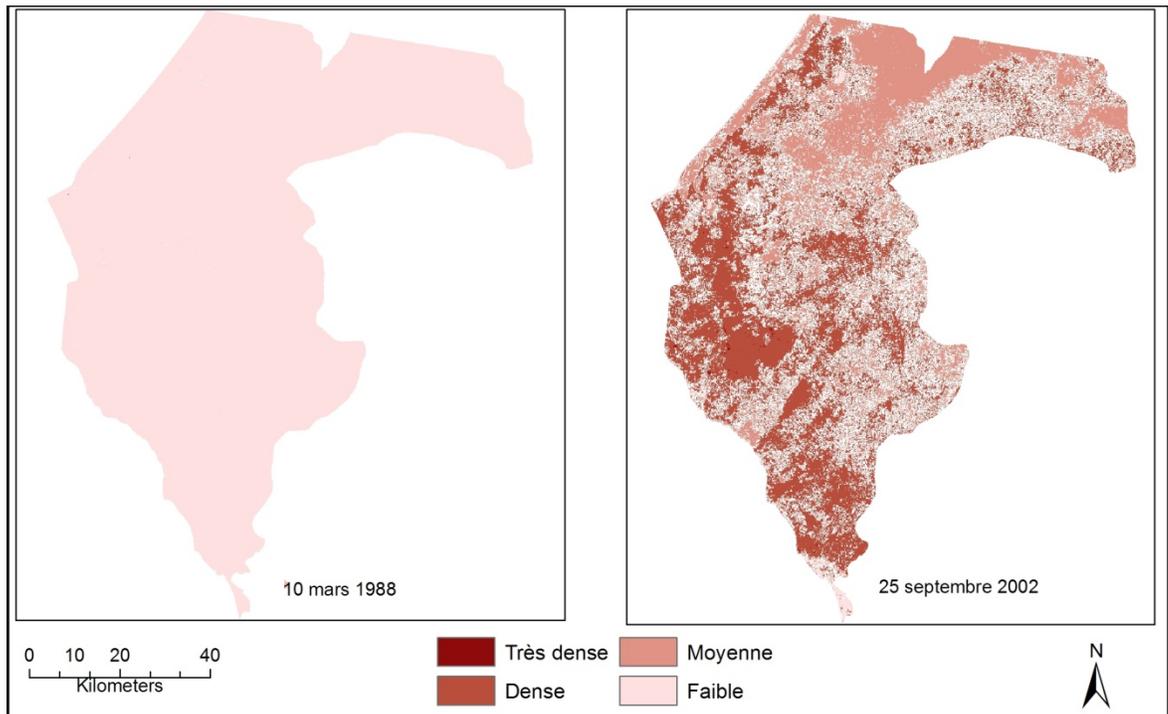


Figure VII-9: Distribution spatiale des niveaux de couverture végétale vivante

Étant donné l'importance du poids du facteur végétation vivante dans le modèle de calcul de la vulnérabilité, nous avons analysé sa dynamique de 1986 à 2005 à partir de nos images de référence ainsi que d'autres disponibles dans la banque d'images du USGS (voir figures VII.10 et VII.11). On peut remarquer que d'une manière générale, le taux de la couverture végétale est faible sur près de 99% de la région en saison sèche (figure VII.10). Sur les 10 images enregistrées en saison sèche pour la période allant de 1986 à 2005, on note des niveaux de couverture faible sur environ 37% du territoire en février 1986, de 14% en novembre 1988 et de 34% en novembre 1999. En saison des pluies cependant, la densité de la couverture végétale varie selon les dates (figure VII.11). On note en effet des niveaux de couverture végétale très faibles pour les dates du 23 octobre 1986, 17 septembre 2005, 03 octobre 2005 et 27 octobre 2008 avec des superficies respectives équivalentes à près de 99, 87, 81 et 78% du territoire. Les niveaux de faible couverture concerne 36% du territoire en septembre 2005, 13% en septembre 2005, 19% en octobre 2005 et 20% en octobre 2008.

C'est seulement en septembre 2002 que la couverture végétale atteint un niveau dense sur une importante superficie (64% du territoire).

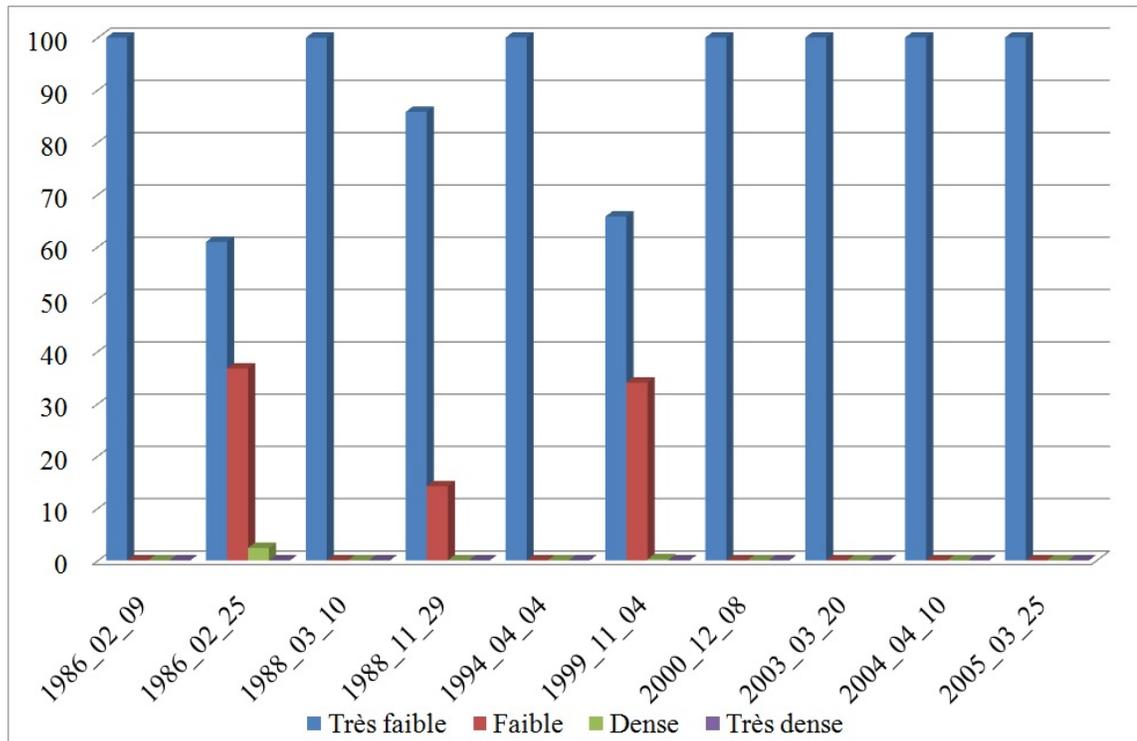


Figure VII-10: Pourcentage de couverture végétale vivante en saison sèche

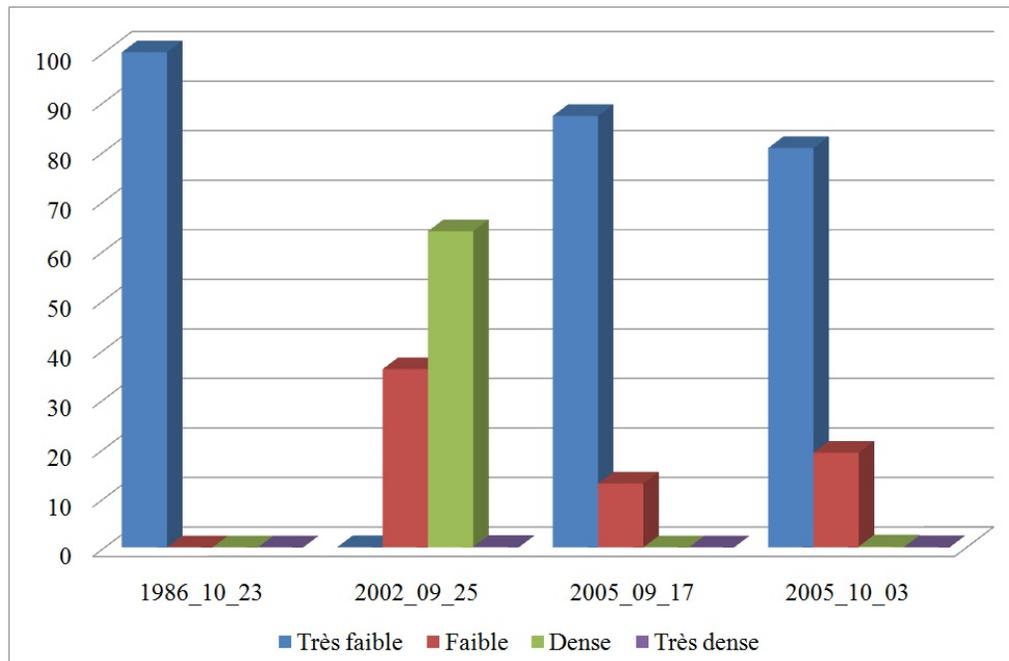


Figure VII-11: Pourcentage de couverture végétale vivante en saison des pluies

Il ressort de cette analyse que le pourcentage de la couverture végétale n'a pas connu de changements significatifs comme en témoigne du reste les photos ci-dessous prises près de Pékesse, dans le département de Tivaouane.



27 janvier 1983 près de Pékesse



26 janvier 1994 près de Pékesse

Les seuls changements de niveau sont le fait de la saison des pluies. Pendant cette saison en effet, le feuillage des plantes et la présence de la couverture herbacée étant plus importants, on observe une hausse des valeurs des indices de végétation.

VII.3.3 L'humidité surfacique

L'estimation de l'humidité surfacique, aussi bien à partir des données météorologiques que des données satellitales, reste encore un sujet à débat. Il y a cependant un consensus sur le fait qu'il y a une relation entre le niveau d'évapotranspiration et le niveau d'humidité surfacique (Jupp *et al.* 1998). Ainsi Allen *et al.*, (1998) se basent sur des résultats d'évapotranspiration pour estimer le niveau de stress hydrique ressenti par les plantes. Afin de rendre la variabilité spatiale de ce facteur, nous avons intégré dans la procédure de calcul des données de télédétection. Les résultats de nos estimations des classes d'humidité du sol dans la région de Thiès sont montrés par la figure VII.12.

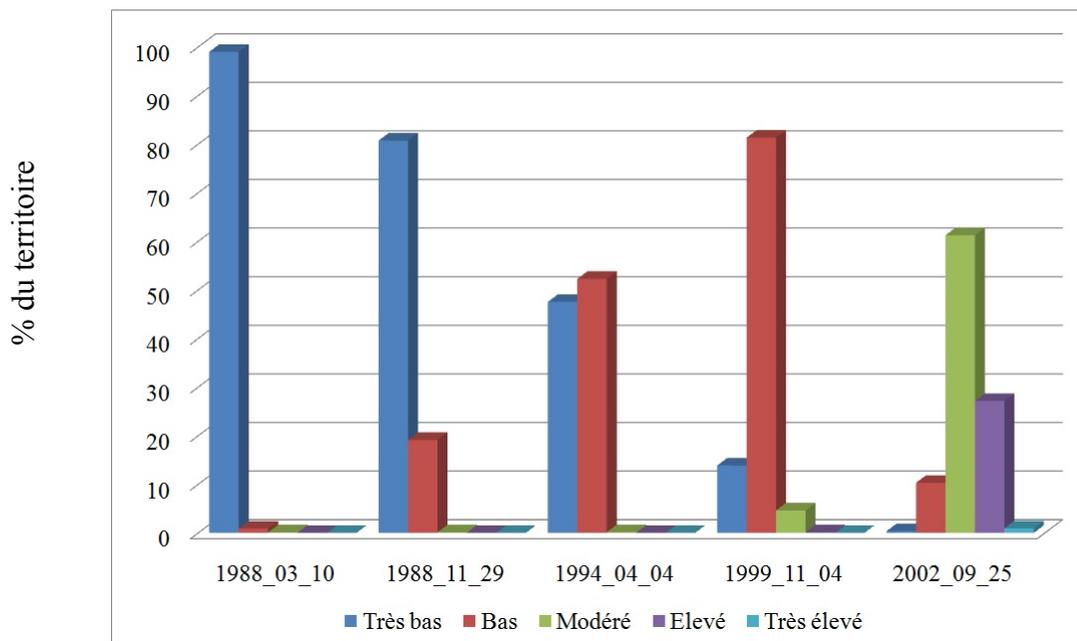


Figure VII-12: Niveaux d'humidité surfacique

On remarque que le mois pour lequel les niveaux d'humidité sont élevés correspond à celui durant lequel on a enregistré des précipitations, à savoir le mois de septembre. La saison des pluies se terminant généralement courant octobre, l'humidité estimée pour l'image du 04 novembre 1999, est aussi élevée, certainement à cause de l'influence des pluies précédentes. A l'exception de ces deux mois, et parfois des mois de juillet et octobre, le reste de l'année est caractérisé par une situation de sécheresse (voir diagrammes ombrothermiques à la figure IV.6), ce qui expliquerait les faibles niveaux d'humidité surfacique estimés pour les images du 10 mars 1988, du 04 avril 1994 et du 29 novembre 1988. Aux dates d'enregistrement des images, il n'a été noté aucune précipitation pour les mois de mars et novembre 1988, avril 1994, novembre 1999. Pour septembre 2002, il a été noté à Thiès des précipitations de 46.4 mm, 1.5 mm, 1.2 mm, 8.4 mm, 9.9 mm et 4 mm pour respectivement les 11, 13, 14, 19, 20 et 25 septembre 2002. Il faut noter qu'il s'est passé 12 jours entre le seul évènement pluvieux important du mois et la date d'enregistrement de l'image.

En ce qui concerne la répartition spatiale des niveaux d'humidité surfacique pour les mois de mars 1988 et septembre 2002 représentant respectivement le moins humide et le plus humide de la série étudiée, elle se présente sous la forme ci-dessous.

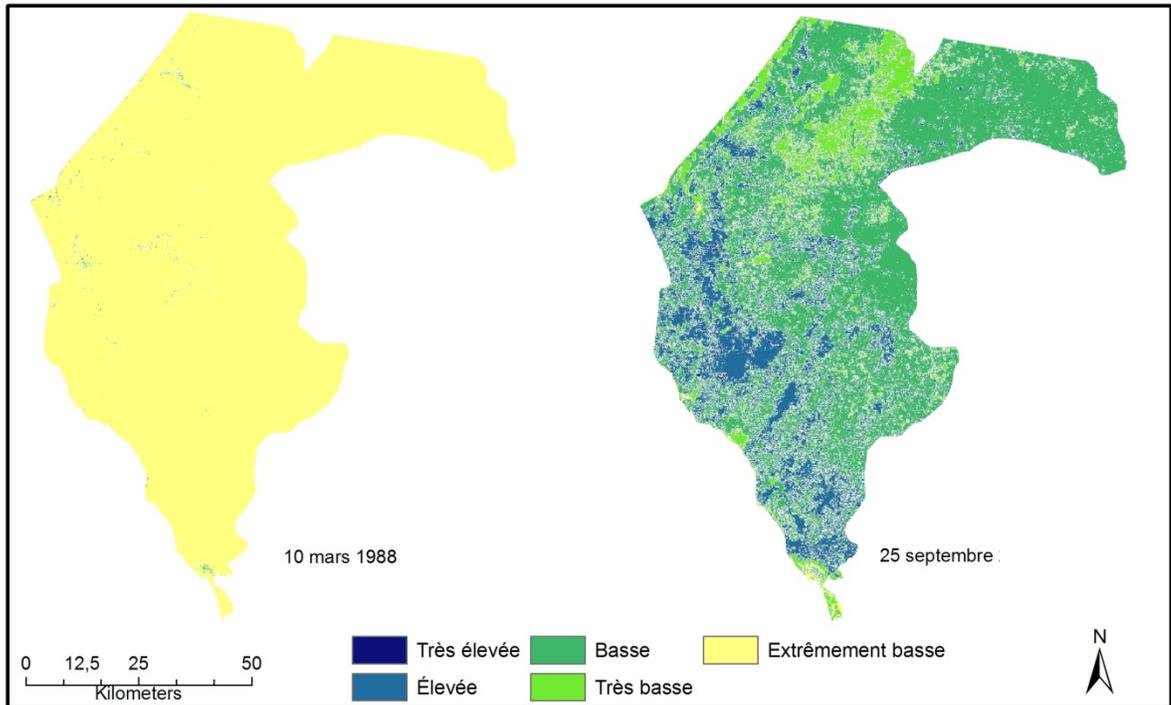


Figure VII-13: Niveau d'humidité surfacique dans la région de Thiès en septembre 2002 et en mars 1988

Il est entendu que le niveau d'humidité surfacique des sols est un état qui dépend aussi bien des caractéristiques morphopédologiques que des conditions climatiques. On peut aussi constater que le comportement de l'humidité surfacique est influencé par les précipitations, mais également par les niveaux de sécheresse des mois précédents l'enregistrement de l'image concernée et pour laquelle l'indice d'humidité surfacique est calculé.

VII.3.4 LA COUVERTURE VÉGÉTALE SÉNESCENTE

L'estimation de la couverture végétale sénescente par télédétection dans un contexte sahélien, particulièrement dans la région de Thiès est problématique pour deux raisons. La première tient au fait qu'elle est généralement très peu dense, ce qui fait que la réponse du sol pourrait influencer la précision des indices de végétation sénescente. La deuxième est

liée au fait que les bandes d'absorption dans lesquelles les constituants de la végétation sénescente se manifestent sont très fines. L'indice MSACRI utilisé dans notre étude a été développé pour estimer à partir d'images satellites le niveau de couverture du sol par des résidus de culture de maïs en Amérique du nord. En notre connaissance, c'est la première fois qu'on l'applique sur des images du Sahel. En comparant les figures VII.9 et VII.15, on remarque une cohérence dans la distribution de la végétation active et sénescente pour les mêmes dates d'acquisition. En se référant à la figure VII.15, on note l'importance de ce facteur dans sa capacité à réduire le niveau de vulnérabilité.

En ce qui concerne la dynamique temporelle de la couverture du sol par la végétation sénescente, on note que sa densité diminue au fur et à mesure que s'installe la saison sèche. La figure VII.15 renseigne sur la distribution spatiale des différents niveaux de présence de la végétation sénescente. Les taux de couverture vont de couverture très faible à faible. Pour les mois de novembre 1988 et novembre 1999 et septembre 2002, il y a une nette prédominance des niveaux très faible qui occupent respectivement 75, 83 et 90% du territoire. En ce qui concerne les niveaux de couverture faible, ils occupent 86% du territoire en mars 1988 et avril 1994 tandis qu'ils couvrent 25, 17 et 10% du territoire en novembre 1988, en novembre 1999 et en septembre 2002 respectivement. Cette situation est compréhensible lorsqu'elle est mise en relation avec celle de la végétation vivante pour les mêmes mois.

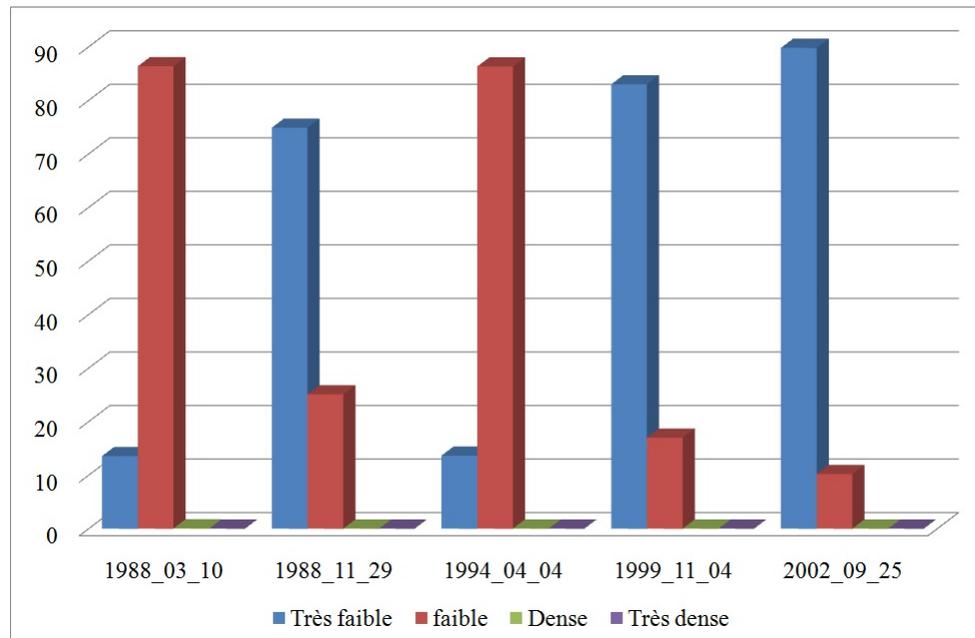


Figure VII-14: Appréciation de la densité de la couverture de la végétation sénescente en mars et novembre 1988, avril 1994, novembre 1999 et septembre 2002 dans la région de Thiès

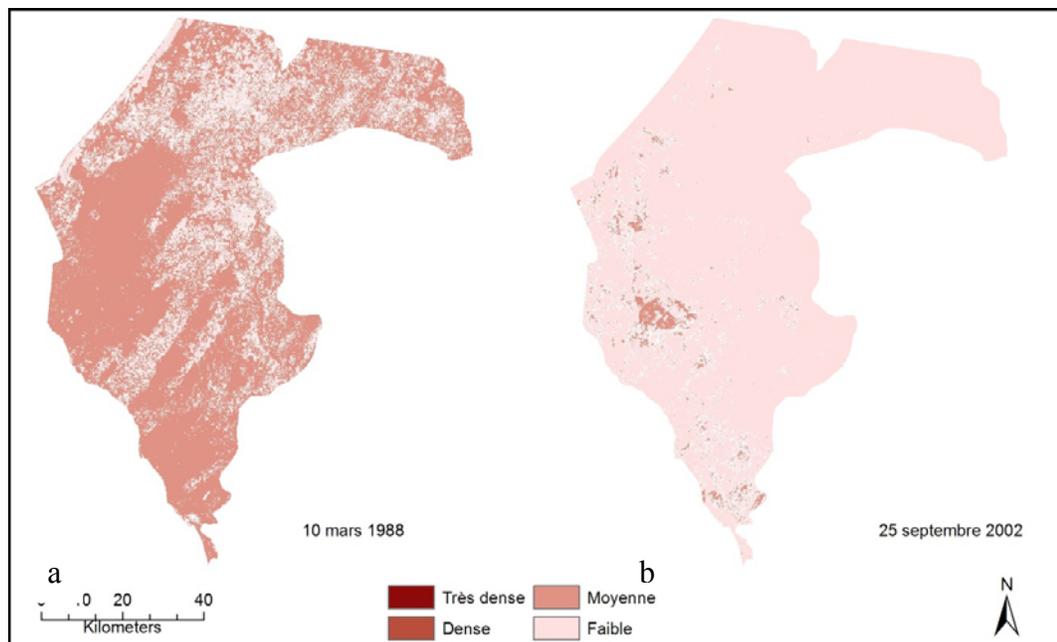


Figure VII-15: Distribution spatiale des niveaux de couverture de la végétation sénescente en mars 1988 (a) et en septembre 2002 (b)

VII.4 COMPARAISON ENTRE LANDSAT ET HYPERION

Les images hyperspectrales présentent un grand intérêt pour le suivi environnemental dans la mesure où elles sont acquises à travers de fines fenêtres spectrales. Cette spécificité leur confère la possibilité d'une détection plus précise des composantes biophysiques telles que la couverture végétale, au travers de ses constituants comme la chlorophylle, la cellulose, la teneur en eau, et des propriétés minéralogiques des sols. Le Tableau VIII-4 présente les principales régions spectrales d'intérêt pour l'étude de la végétation et des propriétés du sol. Pour juger de l'apport de l'imagerie hyperspectrale comparativement à celle multispectrale (dans ce cas, HYPERION et Landsat ETM), nous comparons notamment le rendu de la variabilité spatiale de la végétation vivante et sénescente, mais aussi des différents facteurs nécessaires à l'estimation de l'érodabilité. Ces facteurs sont la teneur du sol en matière organique, en oxyde ferrique et en oxyde ferreux.

Régions spectrales (nm)	Indications
400 à 700	Pigments Photosynthétiques
680	Absorption par la chlorophylle
700 à 750	Red edge (chlorophylle)
1080 à 1170	Point d'inflexion de l'eau liquide
1700 à 1780	Cires et huiles de différents végétaux
2100	Cellulose
2100 à 2300	Propriétés du sol (argile)
2280 à 2290	Nitrogène / protéine

Tableau VII-4: Profils spectraux généraux pour les cultures et les sols

Source : Datt *et al.*, 2003

VII.4.1 DONNÉES ET PRÉTRAITEMENTS

Parmi les quelques rares images HYPERION couvrant le Sénégal, nous avons pu en trouver une de bonne qualité couvrant une partie du nord-est du Département de Tivaouane (figure IV.1). HYPERION est un capteur qui enregistre des images dans 220 bandes spectrales. La largeur du spectre couverte va de 0.4 à 2.5 μm . Elles ont aussi une résolution spatiale de 30 mètres comme Landsat, mais la dimension de sa scène est de 7.5 km par 100 km. L'avantage d'HYPERION par rapport à Landsat se situe au niveau de sa résolution spectrale. Chaque bande HYPERION a une largeur d'une dizaine de nanomètres environ comparativement à la centaine des bandes Landsat. Cette résolution devrait permettre une estimation plus précise des facteurs considérés dans cette étude. Les caractéristiques des bandes spectrales que nous avons utilisées sont indiquées dans le tableau VII.4.

L'image Hyperion a été enregistrée le 27 décembre 2001, ce qui correspond à la saison sèche. Les différents indices qui sont calculés à partir de cette image sont comparés aux indices issus de l'image Landsat acquise le 04 novembre 1999 que nous avons déjà utilisé dans le développement de notre modèle de vulnérabilité. Il faut savoir que dans les cas où les formules pour calculer les différents indices à partir de Landsat ne correspondent exactement aux longueurs d'onde d'Hyperion, nous choisissons les longueurs d'ondes qui s'en approchent le plus.

L'image Hyperion acquise était sous forme brute. Nous avons donc procédé à une correction radiométrique et à un géoréférencement de l'image. La correction radiométrique comporte deux étapes majeures, la première est la conversion des valeurs numériques de l'image en luminances et la deuxième est le calcul de la réflectance au sol.

Le calcul des luminances des images Hyperion se fait en divisant les bandes du visible et du proche-infrarouge par 40 et les bandes du moyen infrarouge par 80.

$$Lum_{VMIR} = \frac{DN}{40} \quad (\text{VII-2})$$

$$Lum_{SWIR} = \frac{DN}{80} \quad (\text{VII-3})$$

Pour ce qui est du calcul de la réflectance au sol, nous avons utilisé la procédure décrite dans le chapitre V. Les cibles noires considérées pour les corrections atmosphériques sont choisies dans des surfaces d'eau du delta du fleuve Sénégal se trouvant au nord de la scène dans la région de Saint-Louis (figure VII.16). Concernant les valeurs de l'éclairement solaire pour les bandes spectrales utilisées, elles peuvent être consultées sur le site http://edcsns17.cr.usgs.gov/eo1/documents/hyp_irradiance.txt.



Figure VII-16: Une portion de la scène HYPERION couvrant la partie nord-est de Tivaouane

La correction géométrique (polynomiale premier degré) a été faite à l'aide de l'outil *Georeferencing* de ArcGis en prenant comme image de référence celle de Landsat du 4 novembre 1999, déjà géoréférencée par le USGS (EMQ moins d'un pixel).

VII.4.2 DÉTECTION DE LA COUVERTURE VÉGÉTALE VIVANTE ET SÉNESCENTE À PARTIR DE L'IMAGERIE HYPÉRION

La différenciation entre la végétation vivante et celle sénescence est facilitée par leur caractéristique singulière. Alors que la végétation vivante se distingue par sa teneur en eau et en chlorophylle, celle sénescence se différencie par sa teneur en nitrogène, en lignine mais surtout en cellulose. C'est en effet cette dernière substance qui permet de mieux discriminer la végétation sénescence du sol nu sous jacent. Le calcul des indices de végétation vivante se base notamment sur la différence de comportement de la végétation vivante dans la bande rouge par rapport au proche-infrarouge. Dans le proche infrarouge en effet, on a une forte réponse de la végétation vivante influencée par la structure de ses cellules. Cette réponse est certes un indicateur pertinent sur la vigueur de la végétation, mais elle est détectée avec l'image Landsat dans une large fenêtre spectrale (120 nm) comparativement à Hyperion dont la largeur des bandes est d'environ 10 nm. Pour la végétation vivante, la comparaison Hyperion-Landsat se fera sur la base de l'indice MSAVI2 (tableau III.3). Pour ce qui est de la végétation sénescence, cette comparaison se fera sur la base de l'indice MSACRI.

VII.4.2.1 La couverture végétale vivante

Le calcul du MSAVI2 à partir d'images hyperspectrales est possible selon l'équation suivante (Haboudane *et al.*, 2004) :

$$MSAVI2 = \frac{(2 \cdot R_{800}) + 1 + \sqrt{((2 \cdot R_{800}) + 1)^2 - (9(R_{800} - R_{670}))}}{2} \quad (VII-4)$$

Les bandes Hyperion utilisées pour calculer le MSAVI2 sont les bandes 45 et 32 qui correspondent aux longueurs d'ondes 803.30 et 671.02 nm.

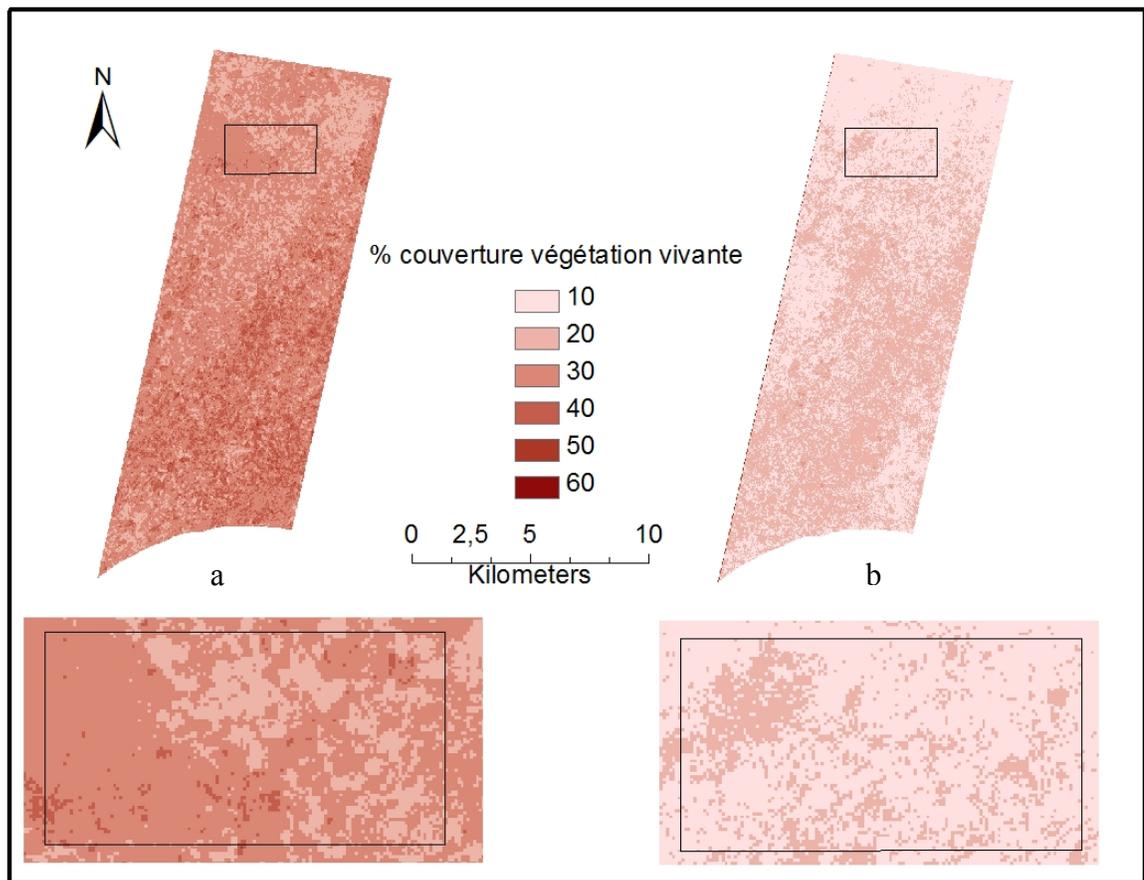


Figure VII-17: la couverture végétale estimée avec l'indice MSAVI2 à partir d'images multispectrale Landsat ETM (a) et Hyperion (b)

Aussi bien en novembre qu'en décembre, le niveau de couverture végétale est généralement très faible dans la région de Thiès. Quand bien même il ne s'agit pas du même mois et que deux années séparent les dates d'enregistrement des deux images, on constate sur la Figure

VII-17 que le MSAVI2 calculé à partir de Landsat et de Hyperion donne des résultats différents. En effet, les taux de couverture végétale à partir de Landsat sont plus importants que ceux obtenus à partir de Hyperion. En l'absence de données de validation, on peut cependant, sur la base de connaissance du contexte, présumer que les résultats obtenus avec Hyperion sont plus proche de la réalité. En raison de la largeur des bandes spectrales de Landsat, il est plus difficile de détecter avec précision les très faibles niveaux de couverture végétale.

VII.4.2.2 La couverture végétale sénescente

Pour déterminer les bandes Hyperion à utiliser dans l'estimation du MSACRI, nous avons pris comme référence les courbes de sensibilité des bandes 5 et 7 de ETM+. La longueur d'onde correspondant à la région la plus sensible de ces bandes ETM+ est retenue. La bande Hyperion dont la valeur de la longueur d'onde est la plus proche de celle de la zone la plus sensible des bandes 5 et 7 de ETM+ est utilisée pour le calcul du MSACRI. D'après cette méthode, les bandes Hyperion à utiliser pour le MSACRI sont les bandes 156 et 215.

$$\text{MSACRI} = C^{*W} \left[\frac{\alpha(\text{ETM5} - \alpha\text{ETM7} - \beta)}{\alpha\text{ETM5} + \text{ETM7} - \alpha\beta} \right] \quad (\text{VII-5})$$

α et β représentant respectivement la pente et origine de la droite des sols

Pour définir la droite des sols, nous avons effectué la régression entre les valeurs d'un échantillon de pixels représentatifs des sols à nu dans les bandes du Rouge et du PIR des deux images (ETM 3 et ETM4 pour Landsat et les bandes 45 et 32 pour Hypériorion). Puisque les valeurs à l'origine dans les deux cas n'étaient pas significativement différentes de zéro,

nous avons ignoré le coefficient β dans l'équation VII.5 Les valeurs du coefficient α étaient de 1.02 pour Landsat et de 0.94 dans le cas de Hyperion.

La Figure VII-18 montre la couverture végétale estimée avec le MSACRI à partir de Landsat et de Hyperion. Tout comme dans le cas du MSAVI2, les taux de couverture par la végétation sénescente sont plus importants à partir de l'image Landsat qu'à partir de l'image Hyperion. Cette situation est prévisible dans la mesure où la densité de la végétation sénescente est dépendante de celle de la végétation vivante. La faible capacité des images Landsat à détecter les constituants de la végétation sénescente expliquerait les forts taux obtenus comparativement à ceux trouvés à partir de Hyperion. Pour mieux évaluer le potentiel des images satellitaires dans l'estimation de la couverture végétale notamment, la prise en compte du moment exact où les données sont acquises (novembre pour Landsat, décembre pour Hyperion) ainsi que de l'historique de la pluviométrie sont des éléments importants à considérer.

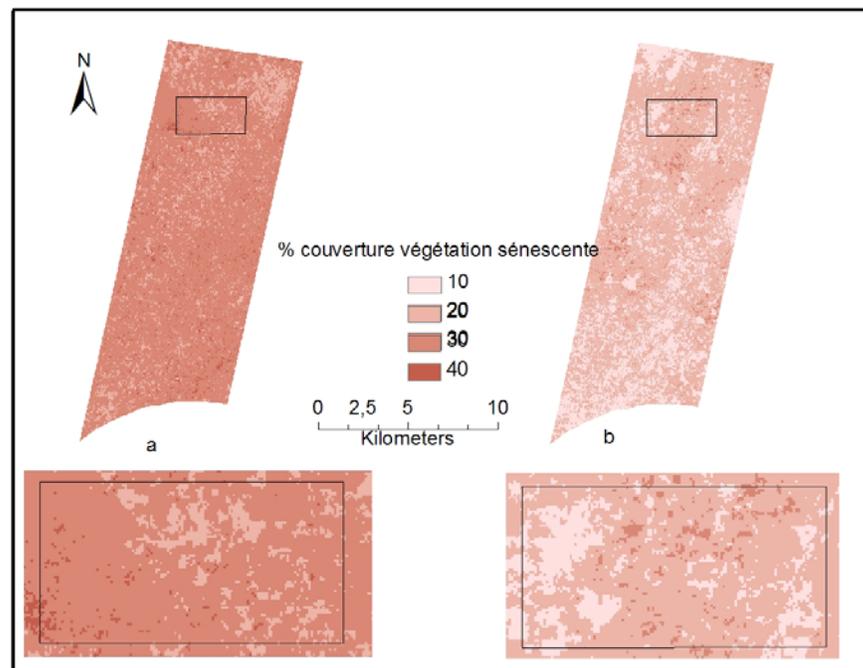


Figure VII-18: MSACRI à partir de Landsat (a) et de Hyperion (b)

VII.4.2.3 Autres possibilités

A titre informatif, nous présentons d'autres indices de végétation active et sénescence calculables à partir de l'imagerie hyperspectrale. Ces indices permettent une meilleure estimation du couvert végétal notamment dans les zones semi-arides.

Pour la caractérisation de la végétation vivante, il y a entre autres, les indices suivants :

Le Normalized Difference Water Index (NDWI) qui donne l'état de la teneur en eau de la végétation. Il est calculé selon la formule suivante (Cheng *et al.*, 2006 et Datt *et al.*, 2003) :

$$NDWI = \frac{R_{860} - R_{1240}}{R_{860} + R_{1240}} \quad (VII-6)$$

Pour appliquer cette formule avec les données Hyperion, nous avons utilisé les bandes 51 et 110 dont les longueurs d'onde sont respectivement de 864.35 et 1245.36 nm. Le résultat obtenu est présenté à la figure VII.19.

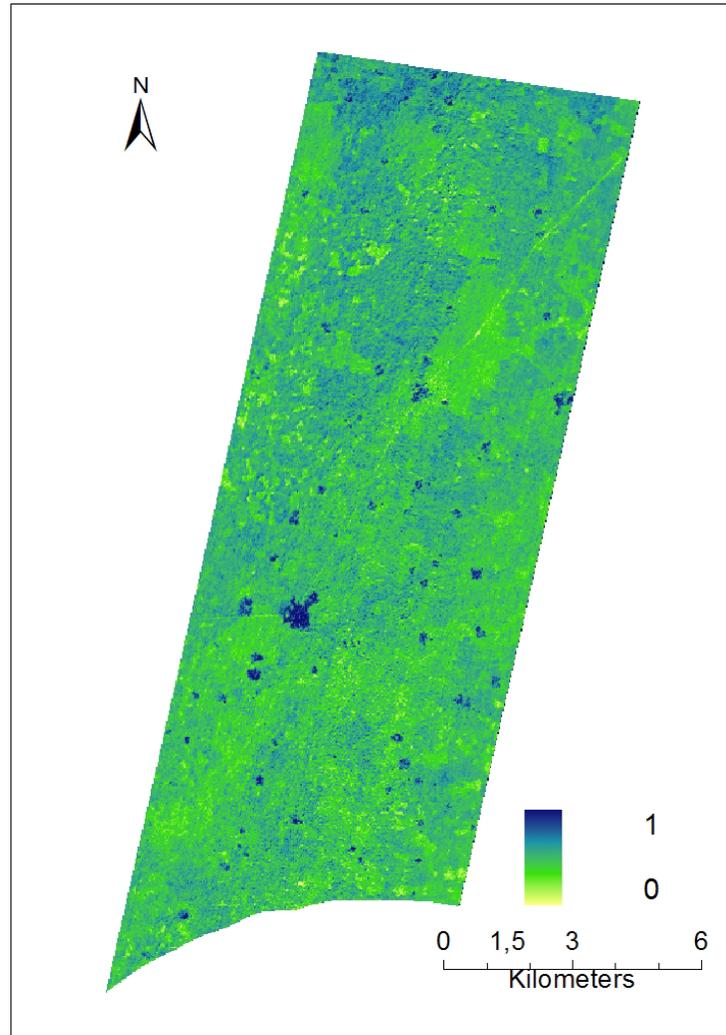


Figure VII-19: le NDWI

Le Leaf Chlorophyll Index (LCI) estime la teneur en chlorophylle de la végétation (Haboudane *et al.*, 2004). L'équation permettant de procéder à cette estimation est la suivante :

$$LCI = \frac{R_{850} - R_{710}}{R_{850} + R_{680}} \quad (VII-7)$$

Les bandes Hyperion utilisées pour estimer le LCI sont les bandes 50, 36 et 33 qui correspondent respectivement aux longueurs d'onde 854.18, 711.72 et 681.20 nm. Le résultat de l'application de l'équation VII.8 est présenté à la Figure VII-20.

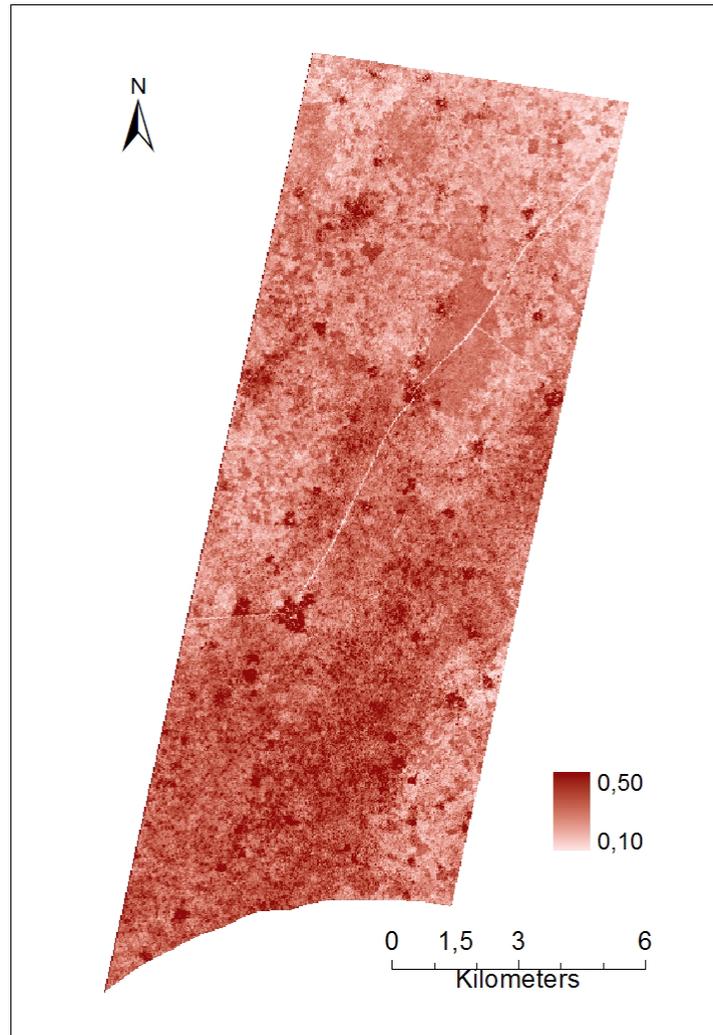


Figure VII-20: La couverture du sol par la végétation verte estimée à partir du LCI

Parmi les indices développés avec les images hyperspectrales et qui permettent la détection de la végétation sénescente, il y a le Cellulose Absorption Index (CAI). Pour le calcul de la teneur en cellulose de la couverture végétale, nous utilisons la formule proposée par Nagler *et al.* (2000) montrée par l'équation VII.8. Les bandes Hyperion utilisées à cette fin sont les

bandes 187, 186 et 205 correspondant respectivement aux longueurs d'ondes 2022.25, 2012.15 et 2304.71 nm.

$$CAI = 0.5(R_{2020} + R_{2203}) - R_{2012} \quad (\text{VII-8})$$

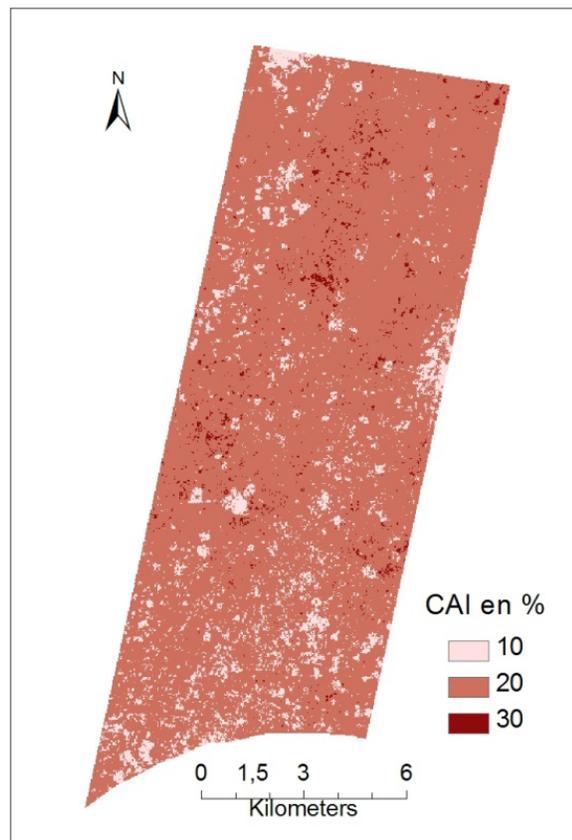


Figure VII-21: Couverture par la végétation sénescence estimée avec le CAI

On peut constater que les résultats obtenus avec le CAI sont très similaires à ceux obtenus avec le MSACRI que nous avons estimé à partir de l'image Hyperion. Le calcul de la différence entre ces deux estimations donne la figure VII.22 où on note que sur 76% du territoire, il n'y a pas de changement (voir figure VII.22).

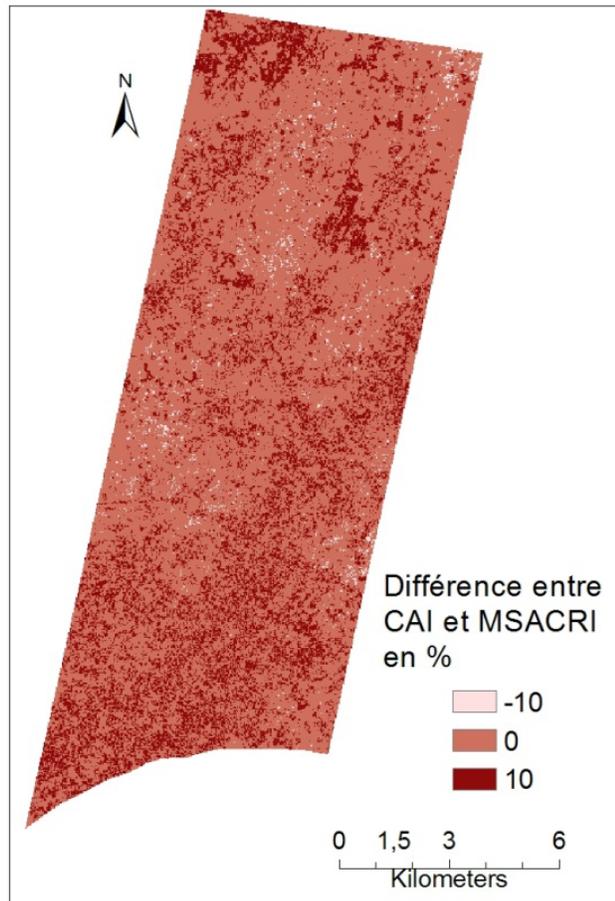


Figure VII-22: Quantification de la similarité entre le CAI et le MSACRI estimés à partir de Hyperion basée sur les valeurs des pixels

VII.5 LES CARACTÉRISTIQUES PÉDOLOGIQUES PAR LE BIAIS DE L'HYPERSPECTRALE

La possibilité d'avoir des bandes d'absorption propres aux principaux constituants indicateurs de l'activité pédogénétique et des niveaux de fertilité donnent un regain d'intérêt pour l'étude des propriétés pédologiques par télédétection. En dépit de cette avancée permise par l'hyperspectrale, le sol demeure un milieu très complexe et son étude par télédétection très difficile (Ben-Dor et Banin, 1994). Le sol est en effet un milieu très

hétérogène, ce qui rend difficile des analyses quantitatives à partir des données de réflectances obtenues sur des images hyperspectrales (Ben-Dor *et al.*, 2002). Il est cependant possible, en raison de la finesse des bandes spectrales, d'avoir des résultats qui sont plus représentatifs de la réalité du terrain par le biais des indices généralement utilisés avec les images multispectrales. Nous avons à cet effet calculé les indices suivants : l'intensité, les indices ferrique et ferreux. Afin de les calculer avec les données Hyperion, nous avons consulté les courbes de sensibilité des bandes ETM+ utilisées pour le calcul des indices spectraux du sol précédemment mentionnés. Ces courbes de sensibilité ont permis de déterminer les bandes Hyperion qui sont utilisables pour estimer ces indices spectraux du sol. Les bandes Hyperion dont la valeur des longueurs d'ondes coïncide le plus avec celles des zones de forte sensibilité des bandes 1, 2 et 3 de Landsat ETM sont choisies. Ainsi on peut formuler les équations permettant d'estimer chacun de ces paramètres à l'aide des bandes 15, 24 et 32 de Hyperion de la manière suivante :

$$Intensité = \frac{1}{\sqrt{3}} (R_{498.04} + R_{589.62} + R_{671.02}) \quad (\text{VII-9})$$

$$Indice\ Ferrique = \frac{R_{671.02}^2}{R_{498.04} * R_{589.62}^3} \quad (\text{VII-10})$$

$$Indice\ Ferreux = \frac{R_{671.02} - R_{589.62}}{R_{671.02} + R_{589.62}} \quad (\text{VII-11})$$

Les figures VII.23 et VII.24 montrent ces indices calculés avec nos images.

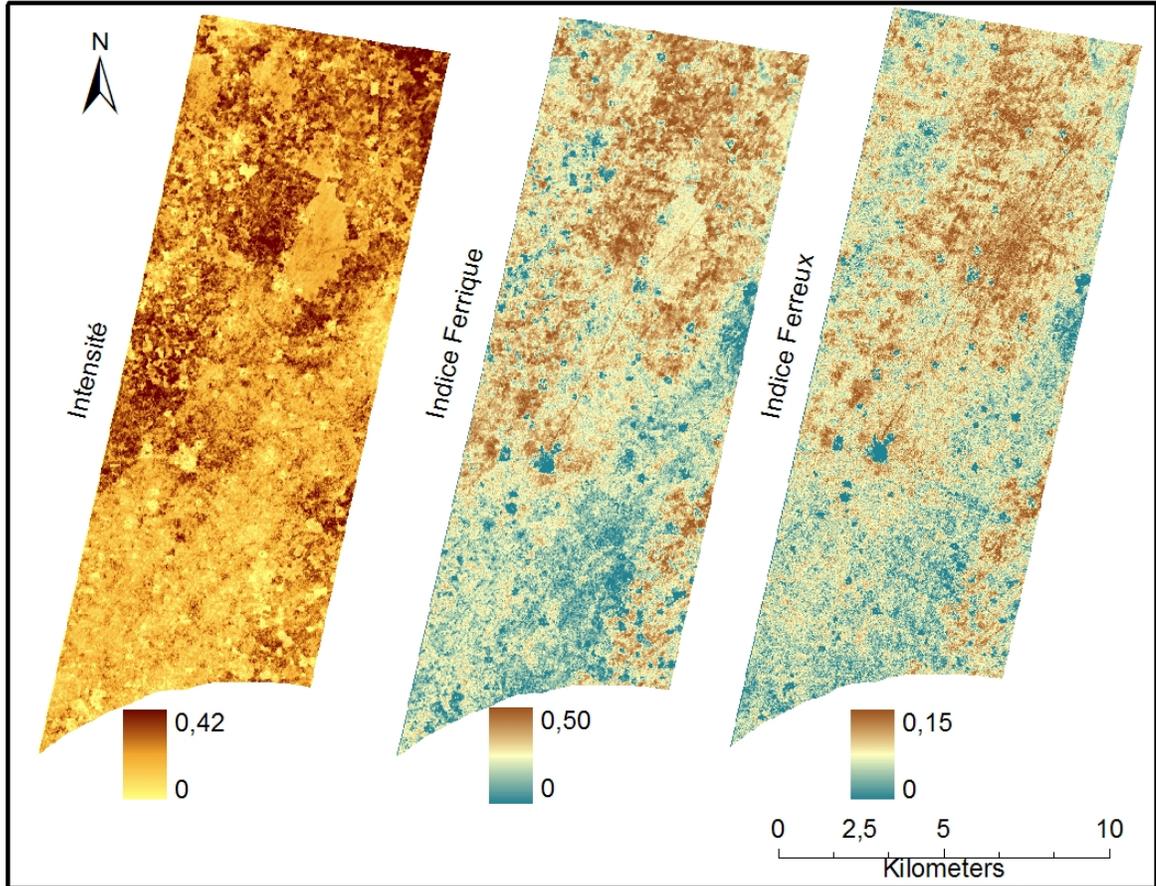


Figure VII-23: Teneurs en matière organique, en oxyde ferrique et en oxyde estimés à partir de l'image Hyperion

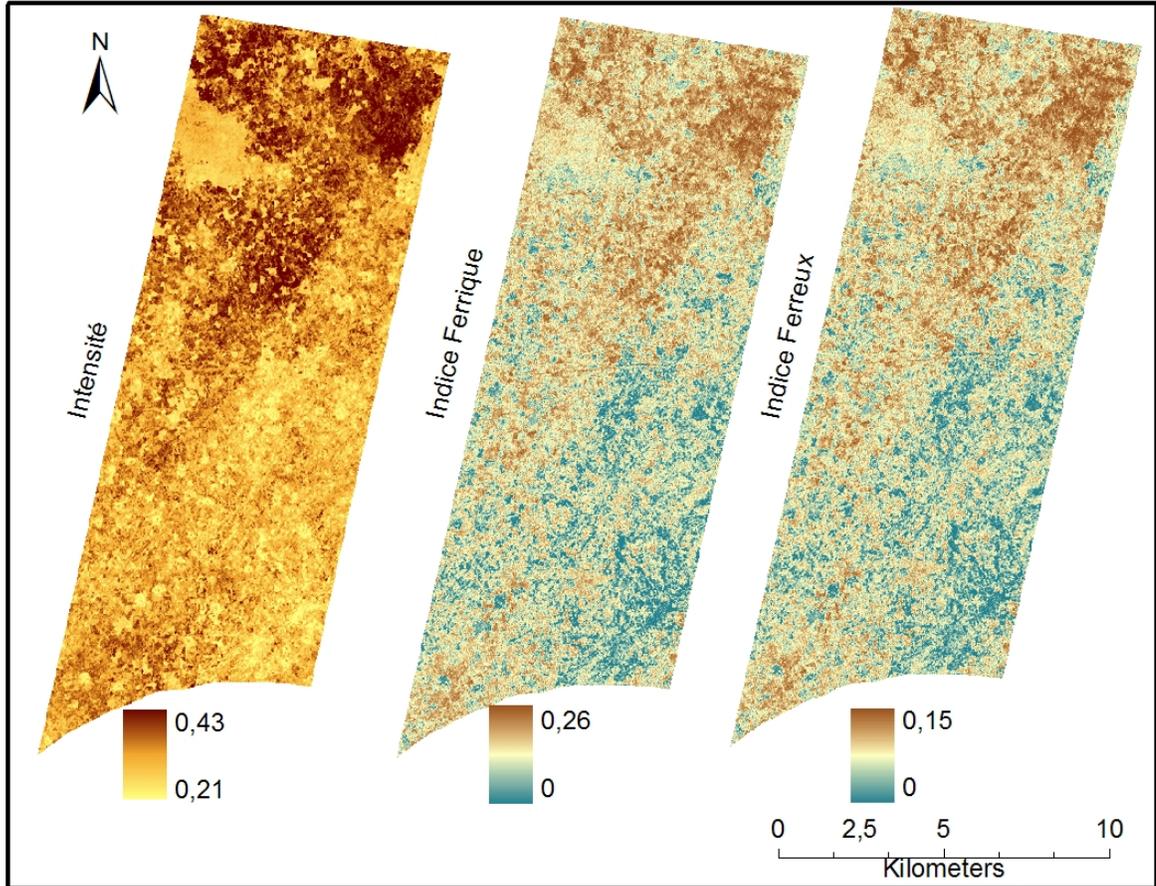


Figure VII-24: Teneurs en matière organique, en oxyde ferrique et en oxyde estimés à partir de l'image Landsat ETM

A la lumière des figures VII.23 et VII.24, nous constatons que seul l'indice ferreux couvre le même intervalle dans les deux cas, avec une transition plus graduelle entre les niveaux. La valeur maximale de l'intensité est similaire dans les deux cas tandis que les valeurs minimales diffèrent. Également, il n'y a pas une bonne correspondance entre les patrons. On peut expliquer ces faits par la différence entre les dates d'acquisition et possiblement la valeur minimale de l'eau choisie pour le calcul de la luminance atmosphérique (chapitre V). L'indice ferrique pour sa part présente, lorsqu'il est calculé à partir de l'image Landsat, une étendue des valeurs qui est à peu près la moitié de celle obtenue lorsqu'il est calculé à partir de l'image Hyperion. Les explications avancées précédemment sont valables dans ce cas aussi.

Partant de la fraction érodable du sol, de sa teneur en matière organique, en oxyde ferreux et ferrique, nous avons estimé l'érodabilité montrée par la figure VII.25. On remarque une différence très marquée entre les niveaux d'érodabilité obtenus à partir des images Landsat et Hyperion. Les contours des niveaux d'érodabilité sont plus précis à partir de l'image Hyperion.

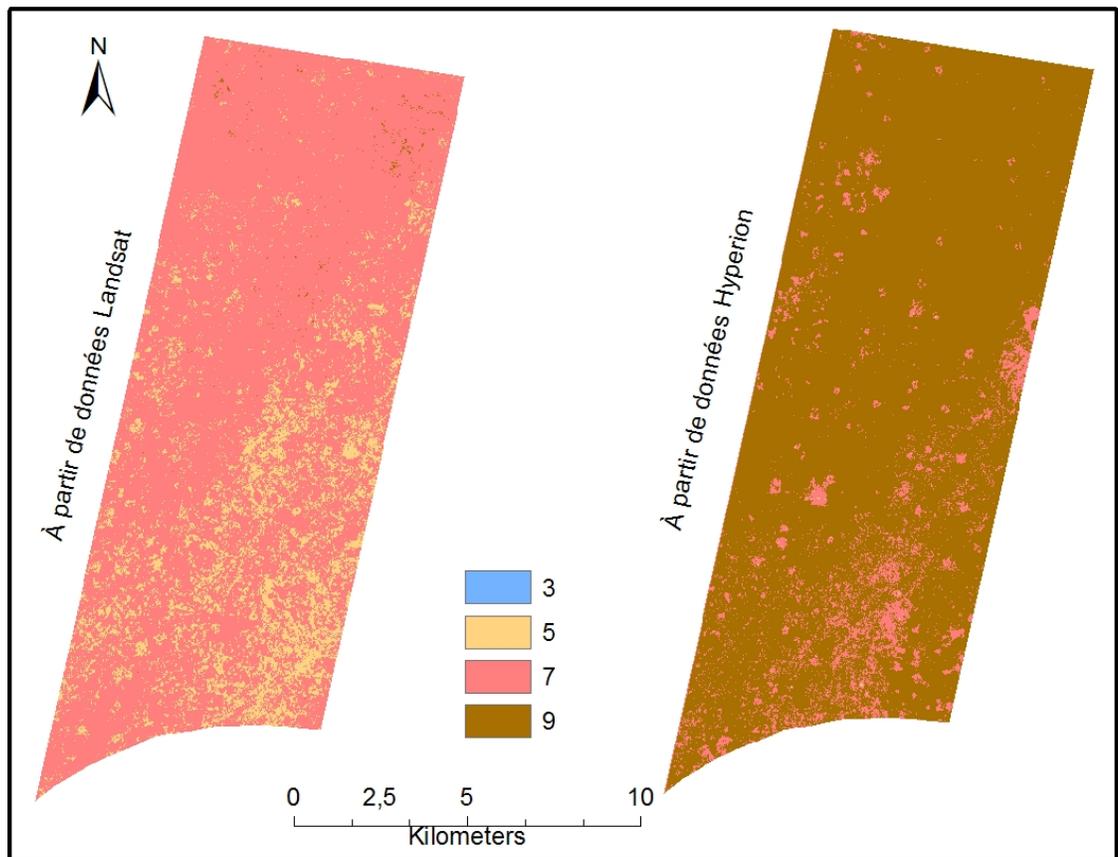


Figure VII-25: Érodabilité à partir de données auxiliaires et d'images Landsat (a) et Hyperion (b)

CONCLUSION PARTIELLE

Les résultats des différents tests présentés dans ce chapitre ont permis de mettre en exergue les aspects suivants. Il y a le fait que la végétation vivante et l'érodabilité sont les facteurs

qui introduisent le plus de variation dans les résultats du modèle. Il est donc important de veiller à une estimation exacte de ces facteurs. Tous les tests, dont les analyses et les conclusions figurent à la section VII.3, montrent la rigueur de la démarche pour l'estimation des facteurs. On peut noter aussi qu'en fonction de la date d'acquisition des images, les résultats peuvent connaître des variations importantes. Ces variations confèrent aux indices de vulnérabilité un caractère variable non seulement inter-saisons mais aussi intra-saison. Pour parfaire l'évaluation de la qualité de l'estimation des différents facteurs, une comparaison des résultats obtenus avec Landsat et ceux obtenus avec Hyperion est effectuée. De cette comparaison, il apparaît que les images hyperspectrales permettent certes une estimation plus « fine » des facteurs, mais on peut convenir que les résultats obtenus à partir des images Landsat ETM sont adéquats pour suivre la dynamique spatiotemporelle de la vulnérabilité. En plus de couvrir des territoires étendus, elles sont acquises systématiquement de sorte qu'on peut mieux suivre l'évolution de la vulnérabilité des sols. Une acquisition systématique est de première importance pour mieux comprendre cette évolution au regard de la grande variabilité spatiotemporelle des facteurs, notamment de la fraction du couvert végétal et de l'érodabilité, tel que constaté lors de nos analyses.

CHAPITRE VIII : DYNAMIQUE SPATIOTEMPRELLE

Au chapitre VII, nous avons montré que la méthodologie utilisée pour l'estimation des facteurs pris en compte dans le modèle de calcul de la vulnérabilité est pertinente et que l'état de la vulnérabilité suivait un rythme dicté par les saisons. Dans ce chapitre, nous allons évaluer quantitativement les dynamiques spatiales et inter-saisonnières de la vulnérabilité et de la susceptibilité. Cette évaluation sera effectuée en tenant compte du cas « conservateur » de l'érodabilité calculée selon les données de mars 1988 et les trois autres images de référence (novembre 1988, avril 1994, novembre 99 et septembre 2002).

VIII.I TENDANCES DE LA VULNÉRABILITÉ

Les niveaux de vulnérabilité notés dans la région de Thiès sont dans l'ensemble élevés à extrêmement élevés comme le laisse voir la figure VIII.1.

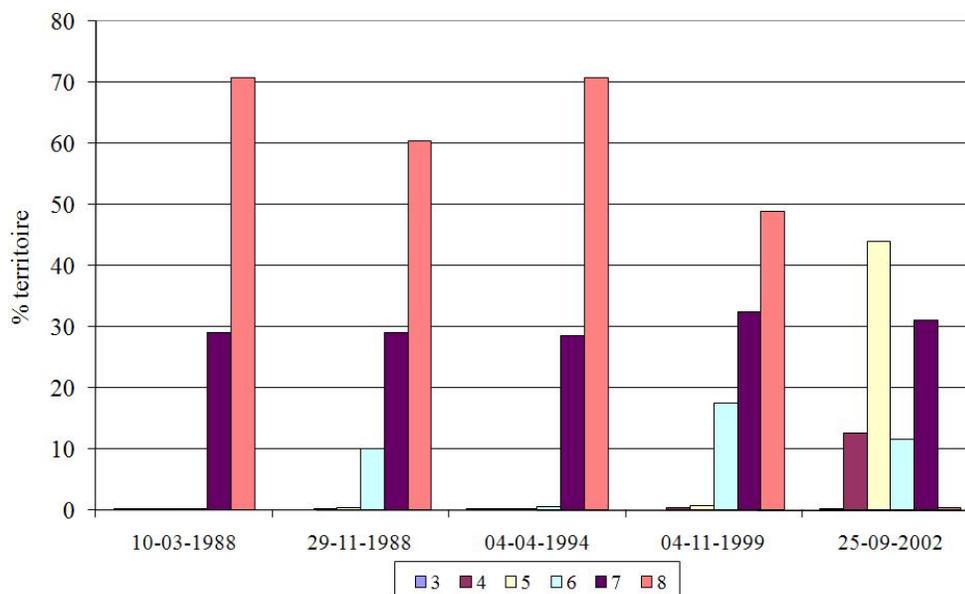


Figure VIII-1: Proportion (%) de superficie selon les niveaux de vulnérabilité dans la région de Thiès

Pour l'analyse intra-saisonnière de la dynamique de la vulnérabilité des sols à l'érosion éolienne, une comparaison est établie entre mars et novembre 1988, mars 1988 et avril 1994, novembre 1988 et novembre 1999 et enfin inter-saisonnière entre novembre 1999 et septembre 2002.

L'analyse consiste à déceler les tendances négatives, positives et constantes dans la dynamique de la vulnérabilité à l'érosion éolienne. Nous considérons qu'il y a installation d'une tendance négative lorsqu'il y a une extension de la dimension des espaces avec des niveaux de vulnérabilité Assez élevé à Extrêmement élevé ou d'indice 5 à 8. Les changements de niveau de vulnérabilité à l'intérieur de cet intervalle peuvent révéler des dynamiques positives comme passer de l'indice 8 à 5, ou des dynamiques négatives si l'inverse de la précédente situation se produit. Ces dynamiques restent cependant à l'intérieur des tendances négatives. Par ailleurs, une augmentation de la dimension des aires avec des niveaux de vulnérabilité allant de Pas sensible à Modéré ou d'indice 1 à 4 exprime une tendance positive.

VIII.1.1 ENTRE MARS ET NOVEMBRE 1988

La quasi-totalité de la région est caractérisée en mars 1988 par des niveaux de vulnérabilité très élevée. En effet, sur 71% de la région, nous avons des niveaux de vulnérabilité extrêmement élevé. Les niveaux de vulnérabilité très élevée occupent 29% du territoire. En novembre de la même année, même si la tendance reste encore négative, on remarque une légère amélioration. Elle se matérialise par le fait que sur 10% de la superficie, nous avons un niveau de vulnérabilité élevée. En mars 1988, ce niveau de vulnérabilité ne concernait que 0.14% du territoire. En dépit de cette amélioration, la vulnérabilité demeure extrêmement élevée sur 60% et très élevée sur 29% du territoire en novembre 1988.

Cette amélioration est largement due au fait qu'environ 7 % des zones avec un niveau 7 de vulnérabilité en mars 1988 sont passées en novembre 1988 à un niveau 6 de vulnérabilité, et les zones avec un niveau 8 en mars 1988 sont passées au niveau 6 en novembre de la même année. Cette dynamique positive peut être mise sur le compte du fait qu'aussi bien la couverture végétale que l'humidité surfacique étaient plus importantes en novembre 1988 par rapport à mars 1988 (voir figures VIII.8 et VIII.12). En effet, le mois de novembre correspond à la saison sèche fraîche alors le mois de mars est situé en saison sèche chaude. Cependant 60 % de la région était dans une situation de vulnérabilité extrêmement élevée en mars 1988 et cette situation n'a pas changé en novembre de la même année. On remarque même qu'il y a eu une extension de la superficie des zones avec un niveau de vulnérabilité 8 qui passe de 60 % en mars 1988 à 71% du territoire en novembre 1988. Il faut remarquer que les superficies occupées par les niveaux de vulnérabilité basse et modérée sont très petites en termes de proportion. Le tableau VIII.1 donne un aperçu de la distribution selon les niveaux tandis que les figures VIII.2 et VIII.3 expriment la répartition spatiale de la vulnérabilité.

Niveaux de vulnérabilité	4	5	6	7	8	mars-88
3		0	0	0		0
4	0	0	0	0.001		0
5	0.002	0.004	0.004	0.005	0	0.02
6	0.01	0.037	0.044	0.033	0.013	0.14
7	0.081	0.159	6.86	21.985	0.027	29.11
8		0.136	3.255	7.022	60.319	70.73
nov-88	0.09	0.34	10.16	29.05	60.36	100

Tableau VIII-1 : Évolution des proportions (%) de superficie de la région de Thiès par indice de vulnérabilité en 1988

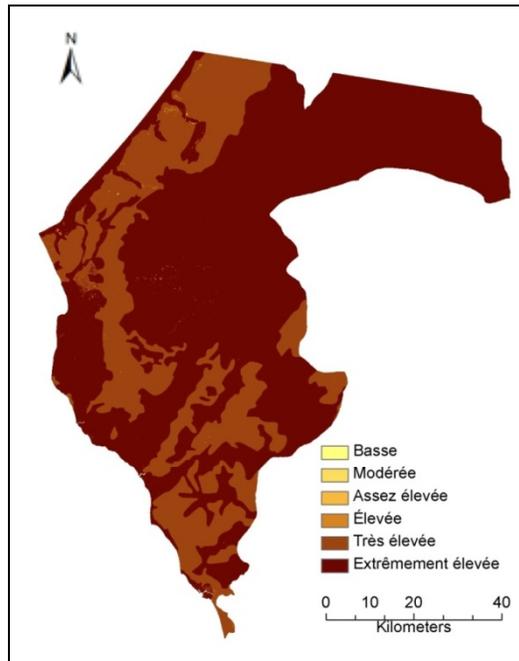


Figure VIII-2: Distribution des niveaux de vulnérabilité en mars 1988

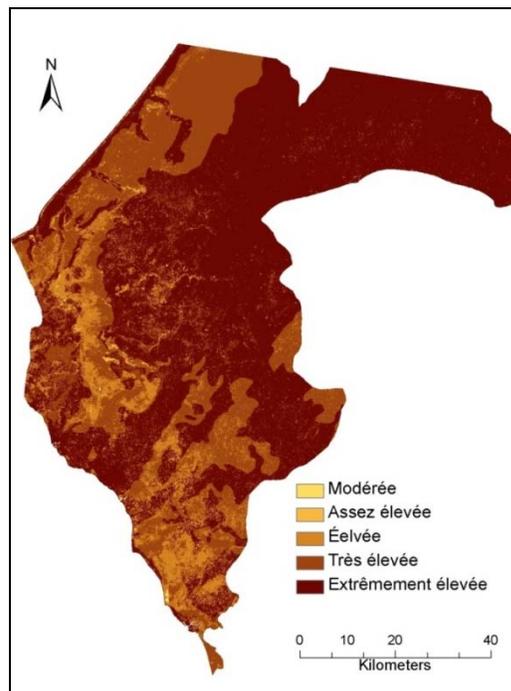


Figure VIII-3: Distribution des niveaux de vulnérabilité en novembre 1988

VIII.1.2 ENTRE MARS 1988 ET AVRIL 1994

Les mois de mars et d'avril correspondent à la saison sèche chaude. L'expression de la vulnérabilité traduit d'ailleurs ce fait. On retrouve entre ces deux mois une situation de vulnérabilité assez semblable (voir tableau VIII.2). On note en effet que la dimension des zones avec un niveau de vulnérabilité extrêmement élevée (70% du territoire) n'a pas changé entre les deux dates. On retrouve la même situation pour les zones avec un niveau de vulnérabilité très élevée qui occupent, aussi bien en mars 1988 qu'en avril 1994, 28% du territoire, ce qui explique la forte ressemblance entre les cartes de vulnérabilité de mars 1988 (figure VIII.2) et d'avril 1994 (figure VIII.4).

Niveaux de vulnérabilité	3	4	5	6	7	8	mars-88
3				0			0
4			0	0	0		0.001
5			0	0.01	0	0	0.016
6	0		0	0.05	0.05	0.04	0.138
7		0	0	0.53	28.52	0.06	29.11
8				0	0.08	70.65	70.735
avr-94	0	0	0.003	0.598	28.64	70.755	100

Tableau VIII-2: Évolution des proportions (%) de superficie de la région de Thiès par niveau de vulnérabilité entre mars 1988 et avril 1994

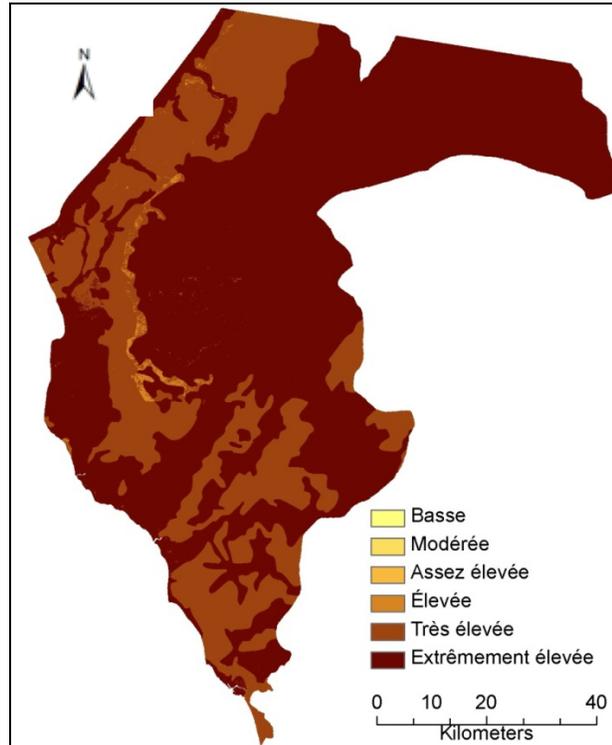


Figure VIII-4: Distribution des niveaux de vulnérabilité en avril 1994

On constate en outre que l'étendue du territoire avec l'indice 8 de vulnérabilité est très légèrement supérieure en avril 1994 comparativement à mars 1988. Au regard de l'état des facteurs explicatifs (figures VII.8, VII.12 et VI.14), la forte ressemblance entre l'état de la vulnérabilité entre les deux dates est prévisible. On peut retenir que la tendance générale est négative.

VIII.1.3 ENTRE NOVEMBRE 1988 ET NOVEMBRE 1999

L'analyse de la dynamique de la vulnérabilité entre le 29 novembre 1988 et 04 novembre 1999 révèle fortement l'influence du cycle des saisons sur l'état de la vulnérabilité à l'érosion éolienne. Les deux dates correspondent à la saison sèche fraîche mais le 29

novembre 1988 est plus proche de la saison sèche chaude qui débute au mois de mars alors qu'au 04 novembre, il y a encore les effets de la saison des pluies précédentes qui se terminent durant le mois d'octobre. La saison des pluies se terminant généralement au courant du mois d'octobre a des effets sur la couverture végétale et l'humidité du sol notamment. Ces effets sont responsables des différences notées sur la dimension des niveaux de vulnérabilité entre les deux dates. Ce léger décalage temporel fait qu'en novembre 1988, sur 10% du territoire, on a un niveau de vulnérabilité élevée tandis qu'en novembre 1999, ce taux est de 17%. La superficie des zones de vulnérabilité assez élevée est de 0.3 % en novembre 1988 contre 0.7% en novembre 1999. La dimension des zones de vulnérabilité extrêmement élevée est de 60% en novembre 1988 contre 49% en environ en novembre 1999. D'une manière générale, il y a une persistance des tendances négatives dans la mesure où une très grande proportion de la superficie de la région a des indices de vulnérabilité allant de 6 à 8.

L'ampleur de ces tendances et dynamiques sont perceptibles à la lecture du tableau VIII.3 et de la figure VIII.5.

Niveaux de vulnérabilité	4	5	6	7	8	nov-88
4	0.024	0.004	0.057	0.009		0.09
5	0.002	0.101	0.109	0.103	0.02	0.34
6	0.313	0.206	6.051	2.776	0.818	10.16
7	0.098	0.337	7.452	18.421	2.739	29.05
8		0.123	3.897	11.069	45.269	60.36
nov-99	0.44	0.77	17.57	32.38	48.85	100

Tableau VIII-3: Évolution des proportions (%) de superficie de la région de Thiès par niveau de vulnérabilité entre novembre 1988 et novembre 1999

L'importance de l'humidité surfacique du sol et de la couverture du sol par la végétation vivante en novembre 1999 (figures VII.2, VII.10 et VII.11) pourrait expliquer, en dépit de la persistance des tendances négatives, les dynamiques positives notées.

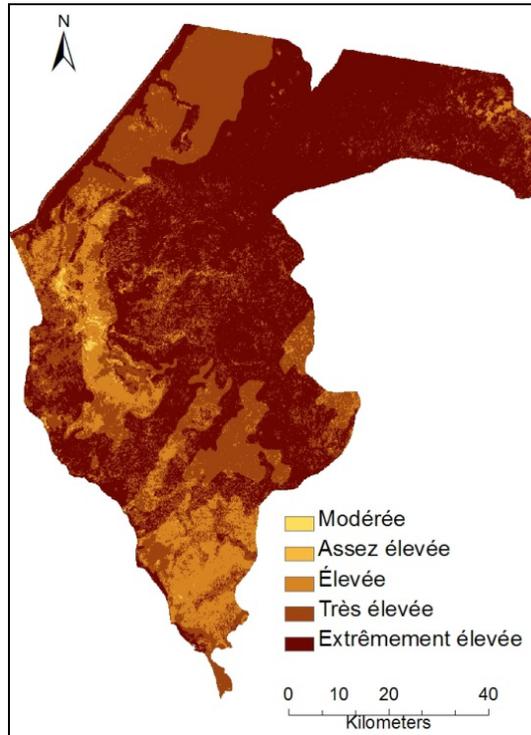


Figure VIII-5: Distribution des niveaux de vulnérabilité en novembre 1999

VIII.1.4 ENTRE NOVEMBRE 1999 ET SEPTEMBRE 2002

Le 25 septembre 2002, on est en saison des pluies. Le niveau de vulnérabilité est donc moins élevé comparativement à novembre 1999 (voir tableau VIII.4). On note une tendance positive marquée par une extension de la superficie des terres avec un indice de vulnérabilité 3 et 4 occupant des superficies respectives de 0.15% et près de 13% du territoire en septembre 2002. En novembre 1999, le niveau de vulnérabilité le plus bas est de 4 (modérée) et il n'occupe que 0.4% du territoire. Pour les niveaux de vulnérabilité assez

élevée, élevée, très élevée et extrêmement élevée, ils occupent respectivement 44.9, 11.6, 31 et 0.4% du territoire en septembre 2002 contre 0.77, 17.5, 32 et 48.8% du territoire en novembre 1999.

Entre les deux dates, les zones au niveau desquelles il n'y a pas eu de changement de niveau de vulnérabilité occupent des superficies modestes (voir tableau VIII.4)

Malgré cette dynamique positive, il faut retenir que c'est environ 70% de la région qui a un niveau de vulnérabilité allant de 5 à 7 en septembre 2002.

Niveaux de vulnérabilité	3	4	5	6	7	8	nov-99
4	0.007	0.304	0.092	0.036	0		0.44
5	0.013	0.267	0.427	0.035	0.028	0.002	0.77
6	0.101	7.25	7.438	1.688	1.08	0.01	17.57
7	0.029	4.857	14.97	7.813	4.701	0.008	32.38
8		0.02	20.978	2.118	25.342	0.388	48.85
02-sept	0.15	12.70	43.90	11.69	31.15	0.41	100

Tableau VIII-4: Évolution des proportions de superficie de la région de Thiès par niveau de vulnérabilité en pourcentage entre novembre 1999 et septembre 2002

L'amélioration de la situation en septembre 2002 (voir figure VIII.6) comparativement à novembre 1999 peut s'expliquer par l'importance de la couverture végétale et une bonne humidité surfacique des sols par rapport à novembre 1999 (voir figures VII.8 et VII.12).

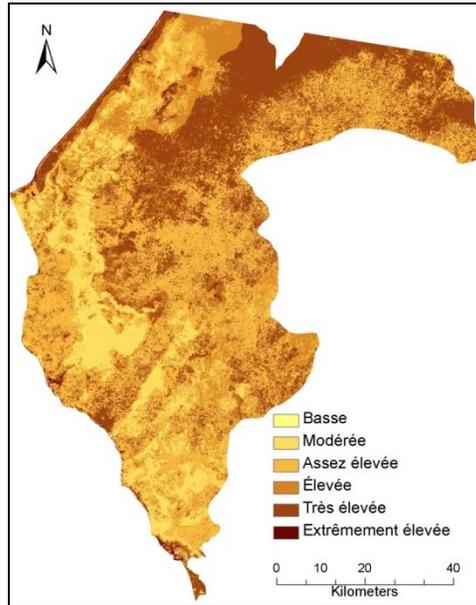


Figure VIII-6: Distribution des niveaux de vulnérabilité en septembre 2002

VIII.2 INFLUENCE DES SAISONS

En procédant à une analyse des niveaux de vulnérabilité par saison, on perçoit mieux leur influence. Sur la figure VIII.7, on remarque une ressemblance entre les situations de mars 1988 et avril 1994, une légère différence entre novembre 1988 et novembre 1999 notamment à partir du niveau de vulnérabilité élevée (6) tandis que l'état de la vulnérabilité en septembre 2002 se singularise.

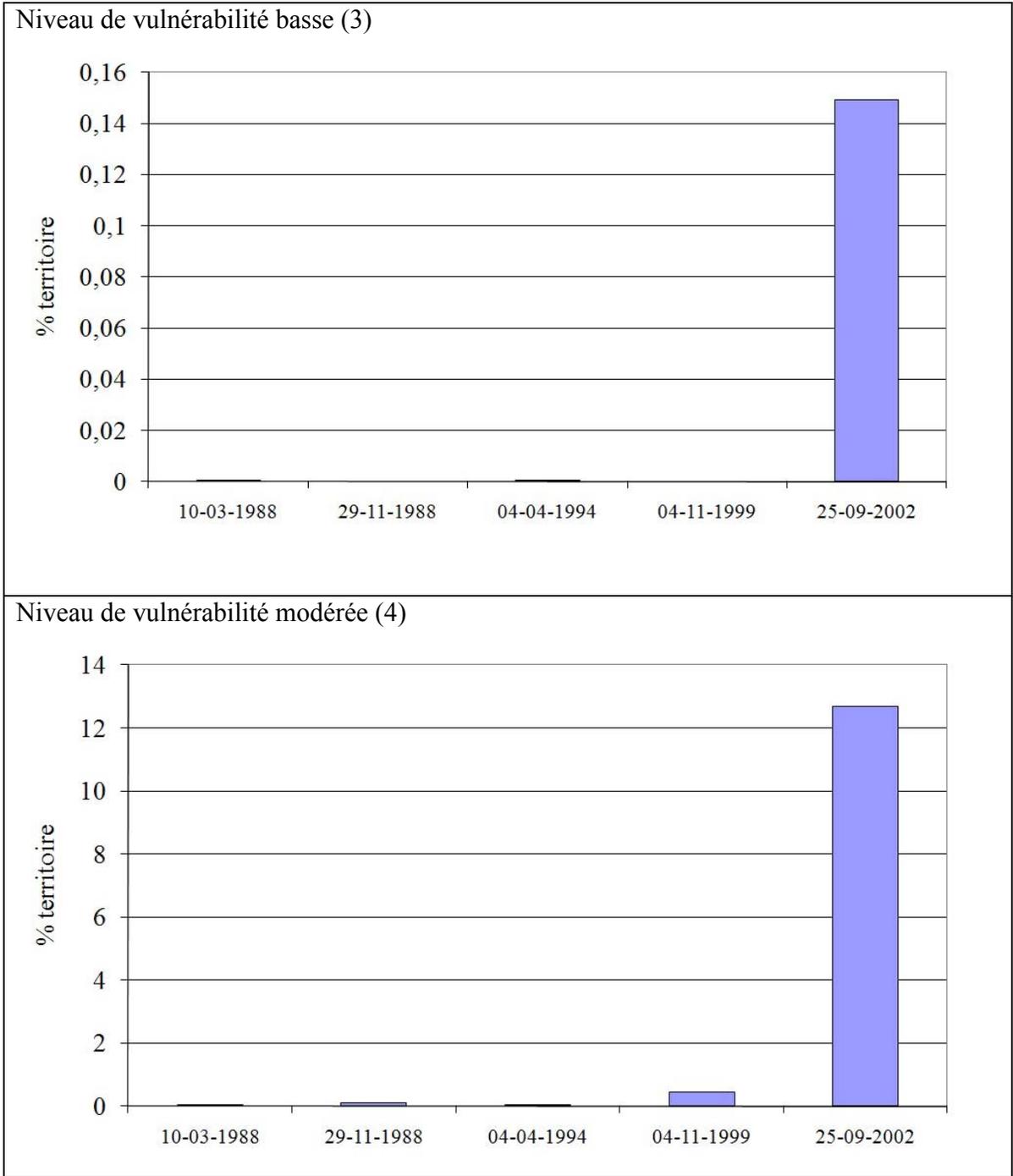


Figure VIII-7 : Emprise spatiale des niveaux de vulnérabilité

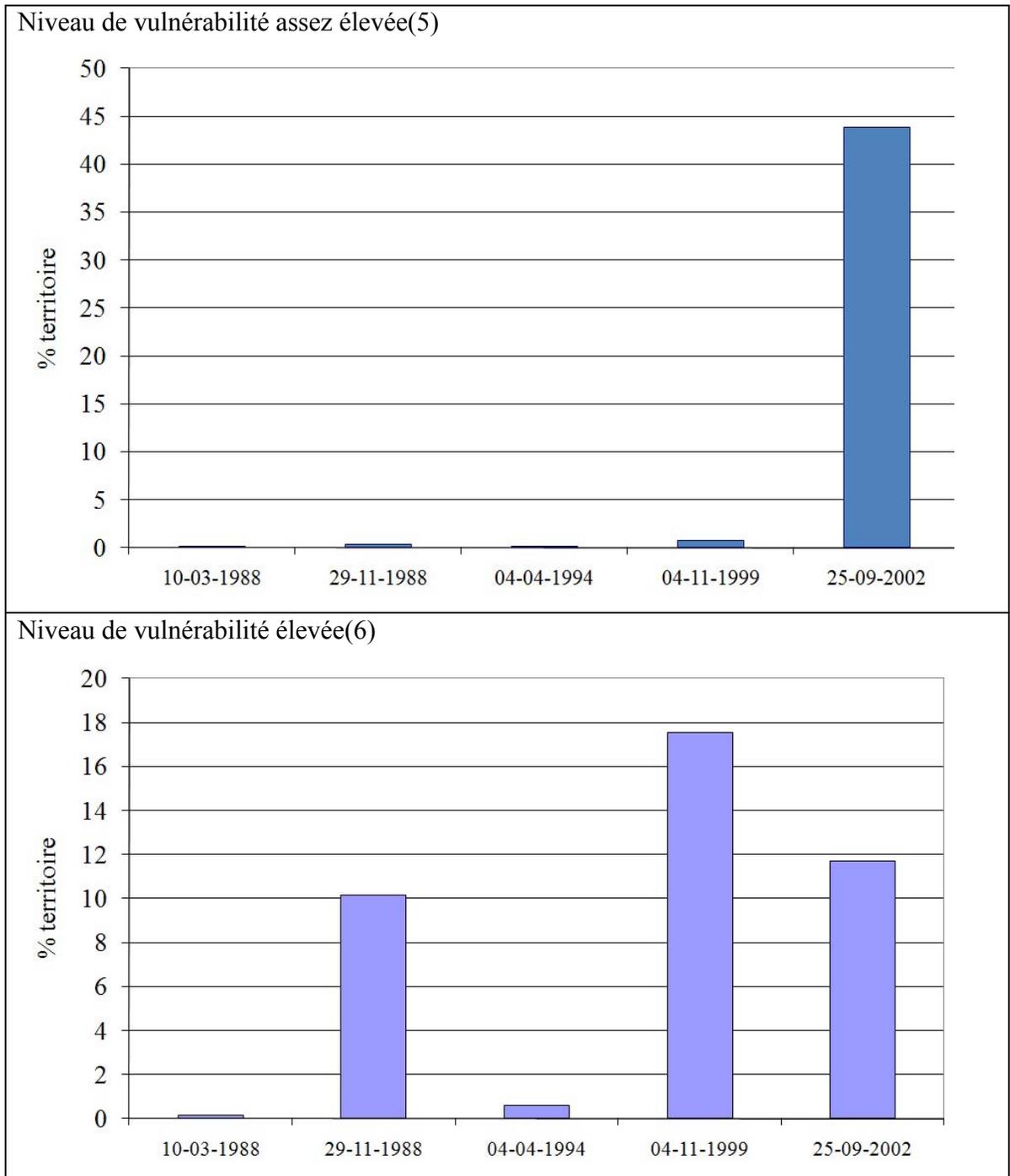


Figure VIII.7 : suite

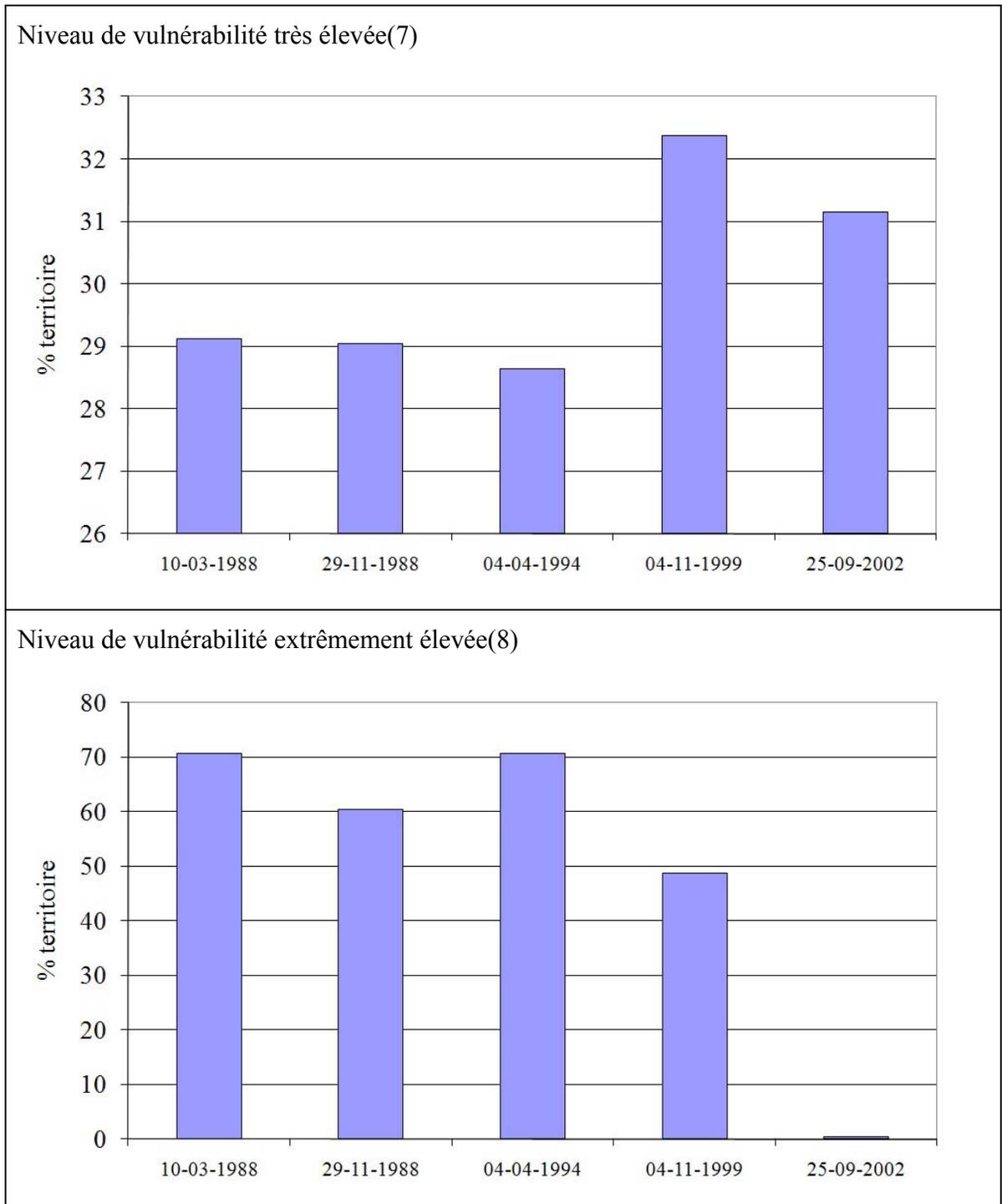


Figure VIII.7 : suite

VIII.3 LA SUSCEPTIBILITÉ À L'ÉROSION ÉOLIENNE

Cette section présente une analyse comparative des niveaux de susceptibilité estimés pour les quatre dates par notre modèle en simulant des vitesses de vent de 3 à 8 mètres par seconde avec un pas de temps de 1 seconde. Les données relatives aux changements de susceptibilité en fonction des vitesses de vent seront présentées dans les tableaux Tableau VIII-5 à VIII.8.

VIII.3.1 ENTRE MARS ET NOVEMBRE 1988

On constate à la lecture du tableau VIII.5 que la susceptibilité reste basse ou modérée sur la quasi-totalité de la région pour des vitesses de 3 à 4 m/s. De 5 à 8 m/s, les niveaux de susceptibilité assez élevée à extrêmement élevée occupent une large proportion du territoire. En effet, à 5 m/s, 98% du territoire a un niveau de susceptibilité assez élevée en mars 1988 contre 84 % en novembre 1988. On rencontre des niveaux de susceptibilité extrêmement élevée lorsque les vents atteignent des vitesses de 8 m/s sur une proportion de 70% en mars 1988 et 60% en novembre de la même année.

	3 m/s		4 m/s		5 m/s		6 m/s		7 m/s		8 m/s	
	mars-88	nov-88										
2	0	0.592	0.001	0.093	0.001	0.003	0					
3	100	99.41	0.154	10.5	0.014	0.26	0.001	0.093	0.001	0.007	0	
4			99.845	89.41	1.517	15.06	0.03	0.498	0	0.223	0.001	0.093
5					98.47	84.68	26.84	22.79	0.039	5.716	0.015	0.336
6							73.13	76.62	26.833	19.022	0.138	10.16
7									73.127	75.032	29.11	29.05
8											70.73	60.36

Tableau VIII-5: Étendue en pourcentage de la susceptibilité selon la vitesse du vent en mars et novembre 1988

VIII.3.2 MARS 1988 ET AVRIL 1994

La situation de la susceptibilité en mars 1988 et en avril 1994 est quasi similaire (voir tableau VIII.6). Ce comportement presque identique face à l'action du vent s'explique par le fait que les niveaux de vulnérabilité sont aussi très semblables. Lorsque les vitesses de vent sont de 3, 4 et 5 m/s, l'ensemble de la région passe respectivement à des niveaux de susceptibilité basse, modérée et assez élevée. À 8 m/s, près de 29% du territoire connaît des niveaux de susceptibilité très élevée et 71% environ présente un niveau de susceptibilité extrêmement élevée.

	3 m/s		4 m/s		5 m/s		6 m/s		7 m/s		8 m/s	
	mars-88	avr-94										
2	0	0.006	0.001	0	0.001	0	0					
3	100	99.994	0.154	0.601	0.014	0.002	0.001	0	0.001	0	0	0
4			99.845	99.4	1.517	1.481	0.03	0.006	0	0	0.001	0
5					98.468	98.52	26.841	27.08	0.039	0.009	0.015	0.003
6							73.127	72.91	26.833	27.39	0.138	0.598
7									73.127	72.6	29.113	28.6
8											70.732	70.8

Tableau VIII-6: Proportion de la superficie par niveau de susceptibilité selon la vitesse du vent en avril 1994

VIII.3.3 ENTRE NOVEMBRE 1988-NOVEMBRE 1999

En novembre 1999, on note que l'action du vent a moins d'impact qu'en novembre 1988 même si les niveaux de susceptibilité demeurent dans les deux cas compris entre assez élevée et extrêmement élevée pour des vitesses de vent comprises entre 6 et 8 m/s. À 3 m/s, près de la totalité de la région a une susceptibilité basse, à 4 m/s, ce niveau de susceptibilité

occupe 10% et 18% du territoire pour respectivement novembre 1988 et novembre 1999 (pour plus de détails, consulter le tableau VIII.7).

	3 m/s		4 m/s		5 m/s		6 m/s		7 m/s		8 m/s	
	nov-88	nov-99										
2	0.592	2.625	0.093	0.438	0.003	0.005						
3	99.408	97.375	10.5	18.337	0.26	0.875	0.093	0.438	0.007	0.007		
4			89.407	81.225	15.061	30.312	0.498	2.187	0.223	0.822	0.093	0.438
5					84.677	68.808	22.791	30.797	5.716	7.18	0.336	0.771
6							76.618	66.578	19.022	38.205	10.164	17.566
7									75.032	53.787	29.047	32.378
8											60.36	48.847

Tableau VIII-7: Proportion de la superficie par niveau de susceptibilité en novembre 1999

VIII.3.4 NOVEMBRE 1999 - SEPTEMBRE 2002

Les niveaux de susceptibilité enregistrés en novembre 1999 se distinguent nettement de ceux de septembre 2002. On note en effet sur 60% du territoire une susceptibilité très basse en septembre 2002 contre 2.6% en novembre 1999 avec une vitesse de vent de 3 m/s. Le niveau de susceptibilité basse occupe 40% de la région en septembre 2002 contre 97% en novembre 99. À 5 m/s, alors que 53.6% de la région connaît une susceptibilité basse, ce taux n'est que de 0.8% en novembre 1999. Le niveau de susceptibilité élevée occupent 5.5% du territoire en septembre 2002 contre près de 69% en novembre 1999. Le tableau VIII.8 donne plus de détails sur les changements de niveaux de susceptibilité intervenus entre les deux dates en fonction de la vitesse du vent.

	3 m/s		4 m/s		5 m/s		6 m/s		7 m/s		8 m/s	
	nov_99	sept_02										
1		0.005										
2	2.625	60.095	0.438	12.847	0.005	0.543		0.005				
3	97.375	39.905	18.337	55.593	0.875	53.643	0.438	12.841	0.007	0.884		0.149
4			81.225	31.565	30.312	40.261	2.187	47.254	0.822	31.995	0.438	12.698
5					68.808	5.559	30.797	34.494	7.18	33.484	0.771	43.904
6							66.578	5.41	38.205	33.103	17.566	11.689
7									53.787	0.54	32.378	31.155
8											48.847	0.411

Tableau VIII.8: Proportion de la superficie par niveau de susceptibilité selon la vitesse du vent en septembre 2002

VIII.4 ANALYSE DES INTERRELATIONS

Il ressort de l'analyse que les niveaux aussi bien de la vulnérabilité que de la susceptibilité, dans une large proportion, varient entre les niveaux assez élevé et extrêmement élevée durant quasiment toute l'année. L'abaissement des niveaux est causé par l'amélioration de la densité de la couverture végétale vivante et sénescente et par conséquence, par la diminution de l'impact du facteur éolien, ce qui a pour effet de réduire conséquemment le niveau de susceptibilité.

Ce qu'on peut par ailleurs signaler, c'est l'absence d'une tendance linéaire d'aggravation de la vulnérabilité et de la susceptibilité entre 1988 et 2002. Cet état de fait s'explique par le fait de l'influence de la saisonnalité. En effet, les changements de niveau de vulnérabilité et de susceptibilité sont dictés par le cycle des saisons au travers de leurs répercussions sur les facteurs responsables du déclenchement, du maintien et/ou de l'aggravation des phénomènes érosifs. La susceptibilité étant l'expression de l'influence du facteur éolien sur la vulnérabilité, on remarque, comme on peut s'y attendre du reste, que les zones où la

vulnérabilité est la plus importante connaissent aussi les plus importants niveaux de susceptibilité.

En effet, en fonction de la localisation géographique des arrondissements¹² (voir figure VIII.8) on remarque un changement du niveau de vulnérabilité. Les arrondissements plus au nord de la région ont de plus grandes proportions de leur superficie ayant des niveaux de vulnérabilité plus importante par rapport à ceux du sud, et on retrouve la même situation pour ceux à l'est comparativement à ceux à l'ouest.

L'influence de la localisation géographique sur les niveaux de vulnérabilité est perceptible à la lecture des figures VIII.9 à VIII.13.

¹² Les arrondissements sont des unités administratives qui regroupent des communautés rurales. Les communautés rurales regroupent des villages.

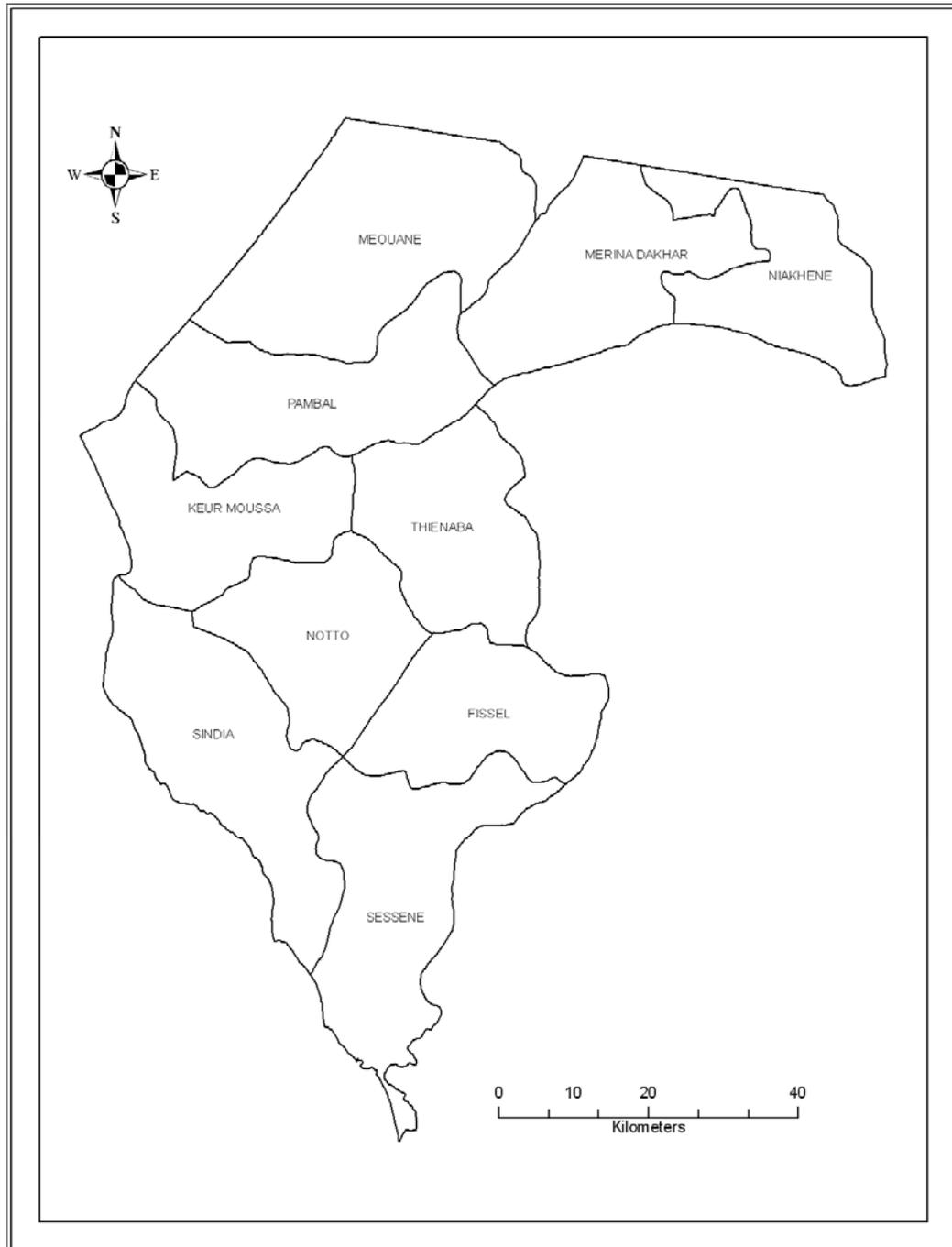


Figure VIII-8 : Localisation des arrondissements de la région de Thiès

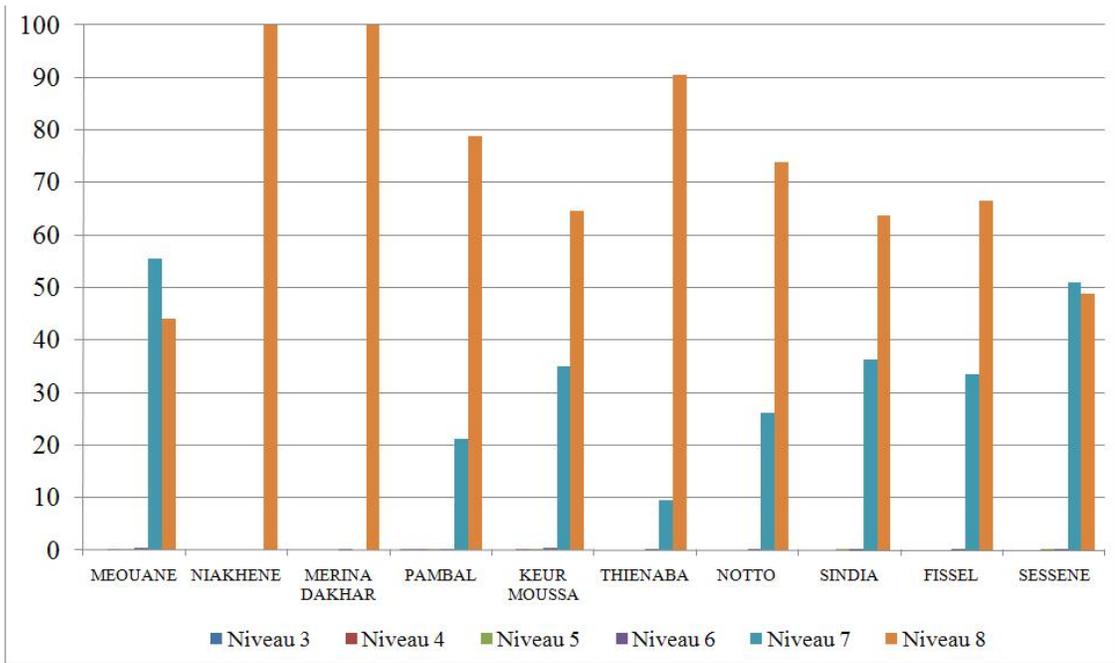


Figure VIII-9 : Niveau de vulnérabilité par arrondissement en mars 1988

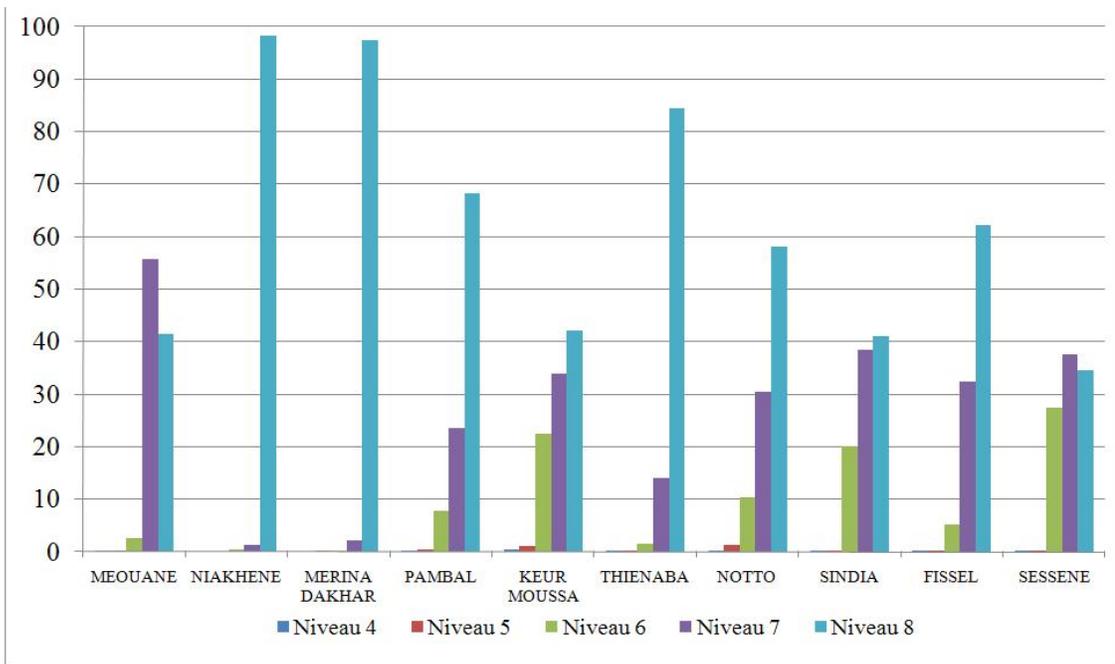


Figure VIII-10 : Niveau de vulnérabilité par arrondissement en Novembre 1988

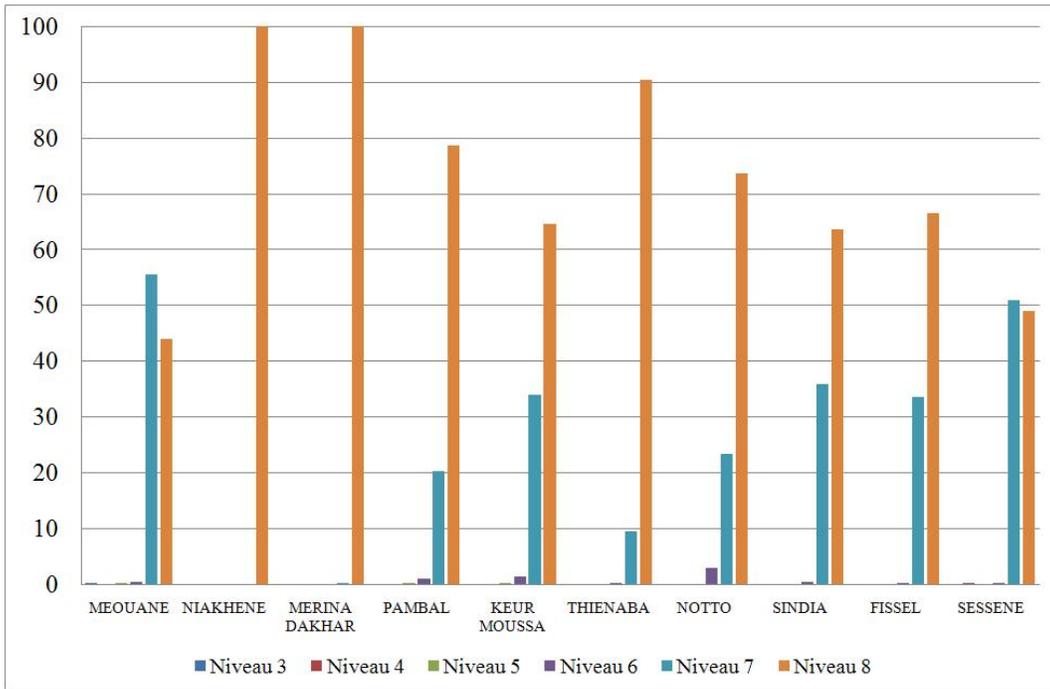


Figure VIII-11 : Niveau de vulnérabilité par arrondissement en avril 1994

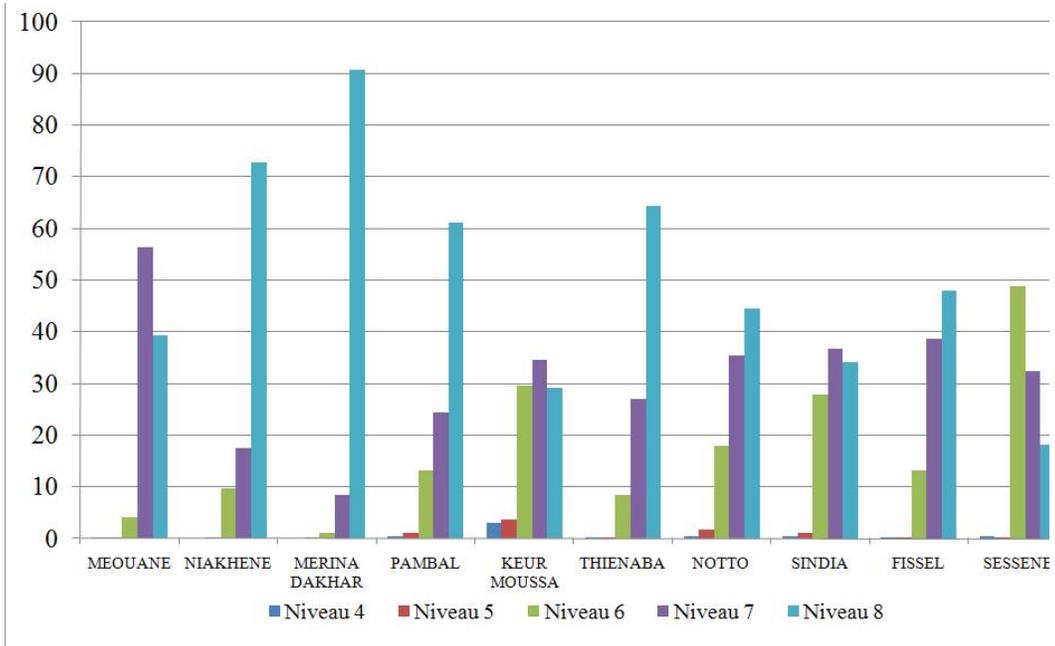


Figure VIII-12 : Niveau de vulnérabilité par arrondissement en novembre 1999

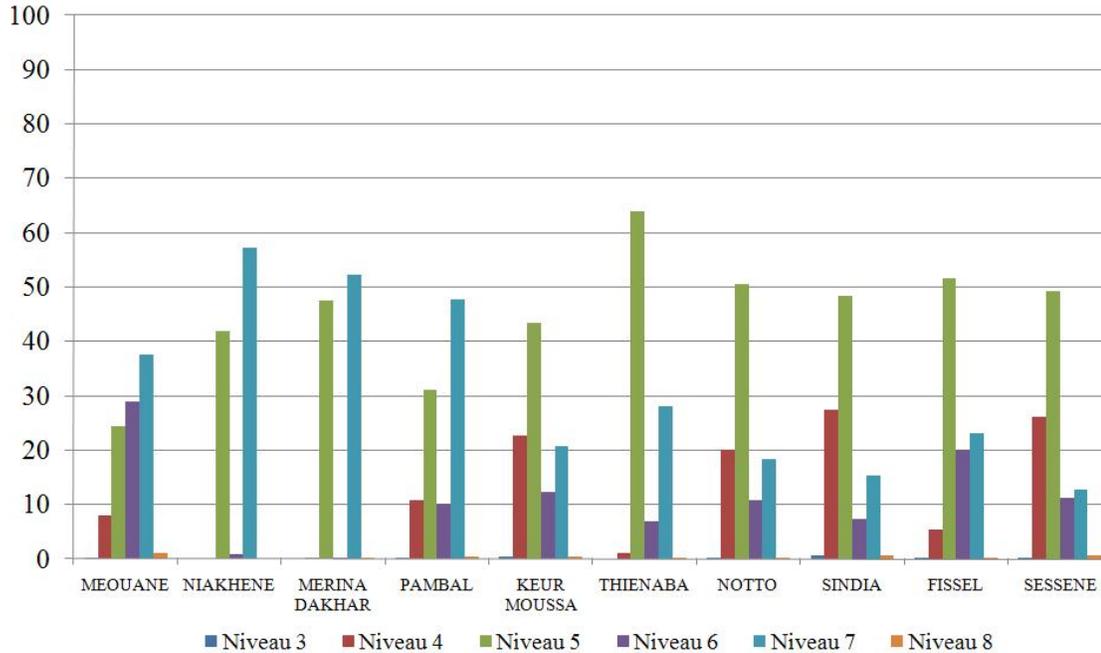


Figure VIII-13 : Niveau de vulnérabilité par arrondissement en septembre 2002

CONCLUSION PARTIELLE

On peut retenir d'une manière générale que le niveau de vulnérabilité et de susceptibilité à l'érosion éolienne dans la région de Thiès est important. On note parfois de légères dynamiques d'amélioration. Mais ces dynamiques ne sont pas pérennes, elles fluctuent en fonction des caractéristiques des saisons.

DISCUSSION ET CONCLUSIONS

L'étude de l'érosion éolienne par le biais des indices de vulnérabilité et de susceptibilité est en soi un exercice scientifique intéressant au regard notamment des possibilités qu'elle offre en terme de suivi environnemental mais aussi en terme de compréhension de l'impact des principaux facteurs explicatifs. Elle est cependant difficile en raison notamment des limites objectives liées à l'état des recherches fondamentales sur le phénomène. Il est donc utile de discuter de l'approche, de la méthodologie et des résultats auxquels nous sommes parvenus afin d'être en mesure de tirer des conclusions, faire des projections et définir de futurs axes de recherche.

L'approche que nous avons adoptée est basée sur la maximisation de l'utilisation des images satellitales avec comme objectif, une meilleure expression de la variabilité spatiale de la vulnérabilité. Quand bien même nous avons évalué la qualité des résultats auxquels nous sommes parvenus en ce qui concerne l'estimation des facteurs responsables estimés à partir d'images satellitales (chapitre VII), il est n'est pas inutile de s'interroger sur le niveau de concordance entre les résultats obtenus et la réalité sur le terrain.

Les facteurs

Le niveau de concordance entre la réalité terrain et les résultats obtenus dépend en grande partie de la qualité de la méthode d'estimation des différents facteurs que nous avons retenus.

Pour la végétation verte nous avons utilisé un indice de végétation (MSAVI) éprouvé pour sa sensibilité à la fraction du couvert végétal même sous des conditions d'une végétation clairsemée. Quant à la végétation sénescente, elle a un important potentiel de réduction de la vulnérabilité, cependant dans notre zone d'étude, son rôle semble secondaire en raison de

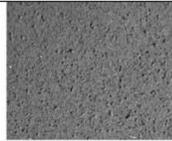
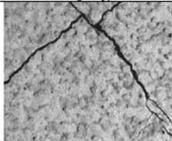
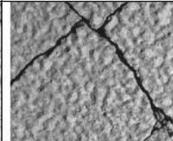
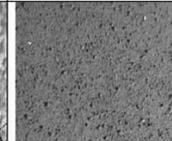
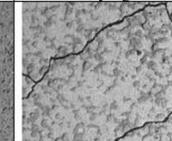
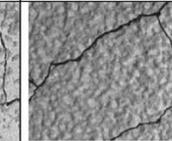
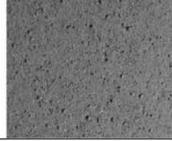
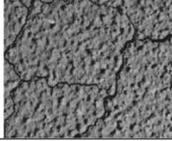
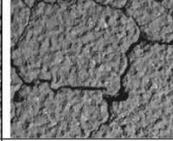
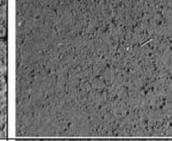
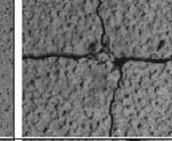
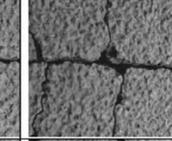
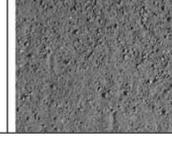
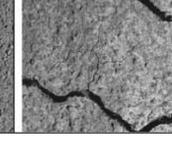
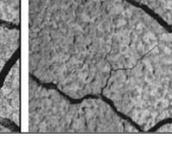
sa faible présence pour des raisons déjà expliquées dans la section IV.5. Il faut dire que ce facteur n'est pas, en général, intégré au modèle d'érosion. À notre connaissance, le WEQ et ses déclinaisons sont les seuls modèles qui l'intègrent. C'est la première fois qu'il est pris en compte dans un modèle d'érosion dans un contexte sahélien par le biais des résultats de l'indice de végétation sénescence MSACRI. Une évaluation qualitative des résultats a montré que cet indice peut nous aider à mieux comprendre les variations spatiotemporelles de la végétation sénescence. Des évaluations quantitatives restent cependant à faire avec des données in situ.

S'il est possible d'estimer la couverture végétale vivante et sénescence à partir de données multispectrales, il serait nécessaire, pour modéliser avec plus de précision son impact sur la vulnérabilité, d'avoir aussi recours à d'autres sources de données tels que des levées sur le terrain, des orthophotographies aériennes, des données lidar, par exemple. Il est en effet difficile sinon impossible d'extraire une information pertinente sur la rugosité aérodynamique de la végétation ou de discriminer les catégories de végétation sénescence comme le requiert les modèles d'érosion (chapitre I) à partir d'images multispectrales. Il faut noter cependant que dans notre région, tout comme dans l'ensemble du bassin arachidier, c'est la strate herbacée (vivante et sénescence) qui semble constituer une protection plus efficace contre l'érosion éolienne que la couverture arbustive clairsemée qu'on y rencontre.

Pour ce qui est de l'érodabilité des sols, comme nous l'avons mentionné dans la première partie de cette thèse, les données multispectrales présentent des limitations importantes quant à l'identification de la texture du sol. Les données provenant d'autres sources disponibles dans notre région d'étude étaient à une échelle qui nous empêchait de bien exprimer les variations spatiales de ce facteur dans notre modèle. Nous avons donc décidé d'introduire certains indices spectraux qui permettent une appréciation de la matière organique ainsi que des oxydes ferrique et ferreux présents sur la surface du sol. Ces facteurs (matière organique, oxyde ferreux et ferrique) sont importants dans le calcul de

l'érodabilité des sols. Pour évaluer la stabilité de ces indices dans le temps, nous avons utilisé plusieurs images Landsat acquises pendant la saison sèche. Les résultats de l'évaluation ont montré que ces indices sont variables mais que leur variation n'est pas systématique dans le temps pour qu'on puisse se prononcer sur une dégradation éventuelle des sols. Il convient donc de s'interroger sur les sources de cette variabilité. Deux sources de variation nous viennent à l'esprit : les corrections atmosphériques et les conditions des sols mêmes. En effet, l'acquisition des informations relatives à la teneur du sol en matière organique, en oxyde ferrique et ferreux à partir d'images satellitales nécessite le recours aux bandes bleue, verte et rouge. Il se trouve que dans ces longueurs d'ondes, à défaut d'une correction atmosphérique rigoureuse, les données collectées peuvent être légèrement biaisées. La bande bleue étant particulièrement sensible à l'atmosphère, son intégration dans les formules permettant d'estimer la teneur du sol en matière organique et en oxyde ferrique peut être source d'imprécisions. Dans notre cas, nous nous sommes servis d'un modèle de correction des effets atmosphériques approximatif.

Les caractéristiques de la surface du sol influencées par les facteurs tels que la micro-rugosité, le degré d'encroûtement peuvent aussi être à l'origine de la variabilité observée. L'étude de Chapell *et al.* (2006) nous donne certaines clés pour comprendre l'impact de certains facteurs externes sur la réflectance. La figure ci-dessous reproduite tirée de leur étude montre les changements dans l'apparence visuelle (et donc des réflectances des sols dans le visible) de trois types de sols après simulation d'une pluie suivie d'une abrasion éolienne : un sol de sable fin (FS); un sol de sablo-limoneux fin (FLS) ainsi qu'un sol argilo-limoneux (CL). Comme on peut le constater, à leur état initiale leur apparence visuelle est similaire, après une pluie suivie d'une abrasion éolienne, on note des différences. Nous reviendrons sur les idées avancées par ces auteurs pour augmenter le potentiel des données de télédétection optique pour mieux caractériser les sols lorsque nous discuterons plus loin des capteurs de télédétection.

Soil type	Low rainfall intensity			High rainfall intensity		
	Untreated	After rainfall and drying	After 9 minutes aeolian abrasion	Untreated	After rainfall and drying	After 9 minutes aeolian abrasion
FS 7.5 YR 5/6						
FSL 7.5 YR 4/4						
CL 7.5 YR 5/2						

Simulations des conditions des surfaces des sols après pluie et abrasion éolienne
Source : Chappell *et al.*, 2005

Le dernier facteur pris en considération est le niveau d'humidité surfacique. Dans notre cas, nous l'avons évaluée à partir de l'évapotranspiration réelle estimée à partir des données météorologiques ainsi que des données sur la température de surface et de la fraction de la couverture végétale extraites des données Landsat. Plusieurs études trouvent une relation entre l'état de la couverture végétale ainsi que la température du sol et le niveau d'humidité surfacique (Wang *et al.*, 2004; Zhan *et al.*, 2004; Sandholt *et al.*, 2002).

Le modèle

Pour ce qui est de la méthode de conception de notre modèle d'évaluation de la vulnérabilité des sols à l'érosion éolienne, il est permis d'en discuter pour des raisons déjà évoquées, parmi lesquelles, le fondement des décisions justifiant la valeurs des scores aux différentes classes ainsi que la valeur du poids assigné à chaque facteur. La division des facteurs en classes est aussi une source de questionnement et cela d'autant plus que la délimitation des classes influence les résultats obtenus et qu'elle peut être source d'erreurs. Pour la plupart des facteurs, nous avons pris en compte les résultats d'études précédentes

pour effectuer cette discrétisation des valeurs (chapitre V). Quant aux poids, nous avons tout d'abord, au meilleur de nos connaissances sur la région, ordonné les facteurs selon leur importance dans la définition de la vulnérabilité des sols. Pour le calcul des poids, nous nous sommes basés sur une méthode mathématique utilisée dans le domaine de la prise de décision en gestion (méthode du AHP). Relever ces interrogations est utile dans une démarche scientifique, mais il faut convenir de la validité des méthodes utilisées pour estimer les différents facteurs significatifs pour la compréhension de la vulnérabilité à l'érosion éolienne et de la pertinence de la logique soutenant sa modélisation. Les résultats auxquels nous sommes parvenus recoupent d'une manière générale ceux obtenus par le CSE, mais ils font en plus percevoir les variabilités spatiales à l'intérieur des grandes classes de sensibilité établies à partir de la carte faite par le CSE (voir figures VI.2 versus VI.1). Même si pour des raisons objectives dont nous avons fait part dans l'introduction du chapitre VII, nous n'avons pas confronté nos résultats à la réalité du terrain, il demeure que la procédure adoptée est tout à fait crédible.

Au-delà de ces discussions, il y a une nécessité de convenir d'un certain nombre d'exigences pour une évaluation de la vulnérabilité à l'érosion éolienne. Une d'elles est d'arriver à un consensus en ce qui concerne la liste des facteurs à considérer dans un modèle de calcul de la vulnérabilité à l'érosion éolienne et de convenir d'une méthode d'attribution des scores et des poids, selon les contextes biophysiques, aux différentes classes établies. Les facteurs dans leur expression, ont des impacts d'intensité variable qui sont fonction du contexte biophysique.

Les résultats

En plus des observations et limites dont nous avons fait mention précédemment, il convient aussi de s'interroger sur la portée des résultats obtenus. Ces résultats donnent en effet un état des lieux à un moment précis. Ils sont en quelque sorte une "photographie" de l'état de la vulnérabilité à l'érosion éolienne. Nos résultats ont montré que les saisons ont une

influence certaine sur la vulnérabilité. Pour un facteur tel que l'humidité surfacique qui peut connaître des changements rapides, il est nécessaire de disposer d'images dans de courts intervalles de temps, hebdomadaire par exemple, sur une échelle annuelle afin d'être en mesure de mieux caractériser son comportement. En mettant en relation les informations extraites de ces images avec les données météorologiques (températures, évaporation, vitesse du vent, humidité de l'air et pluviométrie), il sera alors possible de mieux estimer l'humidité du sol. Pour ce qui est des informations relatives à la couverture végétale, des images bimensuelles en saison des pluies et mensuelles le reste de l'année permettra une meilleure connaissance de la dynamique de ce facteur. Une approche quasi similaire peut être adoptée pour évaluer l'érodabilité. Il s'agit de procéder à des analyses d'échantillons de sols géolocalisés, afin de faire correspondre autant que faire se peut, les indices spectraux du sol à la réalité. Une fois toutes ces précautions prises, il faudra retenir pour chaque niveau de vulnérabilité des zones témoins au niveau desquels la situation de la vulnérabilité sera suivie. Il sera alors possible de se prononcer sur l'ampleur des changements interannuels des niveaux de vulnérabilité qui semblent pour l'instant très peu perceptibles en raison de l'influence du rythme des saisons.

Les avenues de recherche

Dans notre recherche nous avons démontré que nous pouvons aller beaucoup plus loin dans l'estimation des conditions de surface (sols et végétation) en introduisant des images hyperspectrales au lieu des images multispectrales. Les recherches plus poussées avec les données actuellement disponibles sont de mise en attendant l'arrivée de la nouvelle génération des capteurs satellitaires du type HypsIRI qui couvriront la Terre d'une façon systématique dans un proche avenir. Le capteur HypsIRI de la NASA permettra certainement d'améliorer nos connaissances sur les dynamiques des facteurs qui nous intéressent dans l'étude de l'érosion. La date de lancement de ce satellite est prévue entre 2013 et 2016. Il disposera de deux capteurs, VSWIR (Visible to Short Wave Infrared) et TIR (Thermal Infrared) qui acquerront des images d'une résolution spatiale de 60m avec

une résolution temporelle de trois semaines pour les images du visible au moyen infrarouge, et d'une semaine pour les images du thermique. L'accès aux images thermiques notamment permettra des avancées dans l'étude de l'humidité du sol. Ce facteur est en effet très changeant dans le contexte sahélien. De plus la multispectralité des données thermiques assurera une estimation plus précise de l'émissivité de surface et donc une estimation plus précise des températures de surface. Chappel *et al.* (2005) dans leur étude citée plus haut parlent d'un besoin pour de nouvelles approches de télédétection pour améliorer les résultats des modèles de calcul de l'érosion éolienne à travers des échelles spatiales et temporelles simultanément. L'importance de posséder des données pour capter les variations spatiotemporelles des conditions de surface, particulièrement dans le contexte sahélien, a été clairement démontrée par notre étude. Ces auteurs insistent aussi sur le fait que les données de télédétection sont les seules à représenter une approche non invasive permettant d'acquérir des données sur les processus contrôlant l'érodabilité des sols sur le même continuum spatial sans avoir recours à des travaux de terrain, grands consommateurs de temps et financièrement prohibitifs. Pour avoir une évaluation précise des conditions de surface, les auteurs plaident pour une approche d'acquisition des données optiques en faisant varier l'angle d'observation du terrain car selon eux, les variations de la réflectance selon l'angle de visée révèlent des différences entre autres, dans la structure et la composition de la surface des sols. Ce type des mesures multiangulaires de télédétection à temps quasi réel à une résolution spatiale telle qu'utilisée dans notre étude n'est cependant pas réalisable dans un avenir immédiat.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Le modèle d'estimation de la vulnérabilité que nous avons mis au point ainsi que la démarche adoptée pour y arriver permettent de répondre aux objectifs que nous avons fixé à cette recherche et de confirmer les hypothèses posées. Rappelons que les hypothèses que nous avons posé cherchaient à démontrer a) qu'il est possible de modéliser le phénomène de l'érosion éolienne à partir de données de télédétection, b) que le signal de télédétection dûment traité est sensible aux variations spatio-temporelles des principaux facteurs qui interviennent dans le processus de l'érosion, c) qu'il est possible par couplage des données relatives aux différents facteurs pris en compte de traduire avec suffisamment de nuances l'état de la vulnérabilité à l'érosion éolienne.

L'approche adoptée est quasi essentiellement basée les potentialités des images satellitales, ce qui permet de vérifier la première et la troisième hypothèse. Les techniques d'estimation du niveau de l'érosion, des pertes de sols et des "risques" d'érosion, sont généralement basées sur des données ponctuelles qui sont traitées avec des techniques d'interpolation. Se faisant, elles limitent considérablement l'expression de la variabilité spatiale du phénomène étudié. Le recours aux images satellites, au risque de nous répéter, a pour objectif fondamentale de saisir la variabilité spatiotemporelle des facteurs intervenant dans le processus qui contribue à la mise en place de conditions de vulnérabilité, et par conséquent de la vulnérabilité elle-même. Les images satellitales permettent d'améliorer, dépendamment de leur résolution spatiale et spectrale, cet aspect. Cette dimension est importante à considérer parce que des images avec une résolution spatiale et spectrale fines sont nécessaires pour une détection précise des facteurs responsables comme les propriétés du sol (teneur en matières organiques, en carbonate, argile), la végétation sénescente. Elle sera d'autant plus précise qu'on disposera d'une base de données sur les signatures spectrales des différents types de sols existants dans la zone d'étude. En dépit de ces considérations, nous avons réussi à extraire des images provenant du satellite Landsat, des données relatives aux principaux facteurs considérés comme responsables du

déclenchement du processus de l'érosion éolienne. Ces données ont été couplées à des données ponctuelles (relevés pédologiques et données météorologiques) afin d'évaluer la vulnérabilité du milieu à l'érosion éolienne. De ce procédé de couplage, nous avons produit des cartes de vulnérabilité et de susceptibilité à l'érosion éolienne permettant ainsi de vérifier la seconde hypothèse. L'intégration des technologies spatiales permet, à des coûts moindres, de suivre la dynamique spatiotemporelle de la vulnérabilité sur de grandes superficies. La dimension suivi-évaluation des dynamiques qui contribuent à la mise en place de conditions de vulnérabilité est d'autant plus utile que la conservation des potentialités agropédologiques est plus que nécessaire pour les pays comme le Sénégal dont l'économie est quasi exclusivement basée sur les activités agricoles. Il est important dans cet ordre d'idée, de promouvoir la mise en place d'un plan d'occupation et d'affectation des sols qui intègre cette préoccupation. Dans cette perspective, l'établissement d'une carte de vulnérabilité de référence est nécessaire.

Nous avons aussi analysé la dynamique spatiale et temporelle de la vulnérabilité. Les résultats auxquels nous sommes parvenus, tendent à invalider la croyance répandue, à savoir que le phénomène de l'érosion éolienne s'accroît d'année en année depuis l'installation notamment des cycles de sécheresse des années 1968-70, mais font tout de même ressortir l'existence, et l'étendue des surfaces ayant un indice de vulnérabilité élevé à extrêmement durant quasiment toute l'année. On ne peut cependant affirmer avec preuve à l'appui qu'il n'y a pas d'extension continue des zones et d'aggravation de la vulnérabilité depuis ces années. Des recherches avec une longue série et une constante fréquence de données (une image par saison pour chaque année, ou au moins selon un pas de temps de cinq ans) est nécessaire pour pouvoir arriver à de telles conclusions.

Les résultats peuvent aussi être utiles pour des opérations de suivi, de restauration, de préservation ou de conservation des potentialités agropédologiques des sols. Il est admis en effet que l'érosion des sols contribue à une baisse de fertilité des sols, conduisant de ce fait à une diminution des rendements agricoles notamment (Warren, 2007). Partant de ce

postulat, la tentation est grande de vouloir établir un lien entre les niveaux de vulnérabilité et de fertilité des sols, en faisant intervenir dans l'analyse, l'évolution des productions agricoles selon les différentes années. Cette voie est certes intéressante mais très délicate, en raison des nombreux facteurs qui entrent en jeu, et qui conditionnent, sur la base de processus d'interactions complexes, les productions agricoles. En outre, s'il est aisé de conclure sur la base de déductions tirées de logiques empiriques, donc d'évidences, que la persistance de hauts niveaux de vulnérabilité conduit à une chute des niveaux de fertilité, il n'en va de même pour les productions agricoles. Une diminution des productions agricoles peut en effet résulter d'une multitude d'autres facteurs telles qu'une faible ou inadéquate application des intrants (engrais, pesticides), une insuffisance des précipitations et/ou une répartition temporelle des pluies qui ne favorise pas le désherbage manuelle encore largement en cours au Sénégal. L'ouverture d'un tel axe de recherche est très intéressante surtout quand on sait que plus de 99.7% de la nourriture dans le monde provient de la terre (Warren, 2007). Ajouter à cela le fait que près de 10 millions d'hectares de terres sont perdus par année à cause de l'érosion, la situation de la disponibilité des ressources alimentaire devient alors préoccupante parce que le rythme auquel les sols sont perdus est 10 à 40 fois plus rapide que celui auquel ils se renouvellent (Pimentel, 2006). Cette problématique fera donc probablement l'objet de travaux ultérieurs.

BIBLIOGRAPHIE

Allen, R.G., 2000. Using the FAO-56 dual crop coefficient method over an irrigated region as part of an evapotranspiration intercomparison study. *Journal of Hydrology* 229(1-2): 27-41.

Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop Evapotranspiration - Guidelines for Computing Crop Water Requirements. *FAO Irrigation and Drainage*, 56 p.

Asrar, G., Fuchs, M., Kanemasu, E.T. et Hatfiel, J.L., 1984. Estimating absorbed photosynthetic radiation and leaf area index from spectral reflectance in wheat. *Agron. Journal*, 76(2): 300-306.

Aubert, G., 1946. Premières observations sur les sols du Sénégal : les sols de la région de Louga. ORSTOM, Paris, multigr.

Aubert, G. et Maingnien, R., 1949. *L'érosion éolienne dans le nord du Sénégal et du Soudan*. Compte rendu de la conférence africaine sur les sols de Goma, ORSTOM, Paris, 11 p.

Ba, M., 1995. *Paysages et Communautés rurales au Sénégal occidentale. Approche intégrée par cartographie assistée et télédétection satellitaire*. Thèse de Doctorat, Université de Franche Comté – URA 908 du CNRS, 463 p.

Baffaut C., Nearing M.A., Ascough, J.C., et Liu B., 1996. The WEPP watershed model: II. Sensitivity analysis and discretization on small watersheds. *Trans. ASAE* 40(4), 935-943.

Baghdadi, N., King, C., Bourguignon, A. et Remond, A., 2002. Potential of ERS and Radarsat data for surface roughness monitoring over bare agricultural fields: application to catchments in Northern France. *International Journal of Remote Sensing*, 23(17): 3427-3442.

Bagnold, R. A., 1941. *The Physics of blown sand and desert dunes*. Methuen, London, 265 p.

Bahadur, K.C.K., 2009. Mapping soil erosion susceptibility using remote sensing and GIS: a case of the Upper Nam Wa Watershed, Nan Province, Thailand, *Environmental Geology*, 57(3): 695-705.

- Bales, C.L.K. et Neville, P.R.H., 2002. Modelling soil erosion sensitivity using digital image processing. *Automation Congress, 2002 Proceedings of the 5th Biannual World*, 13: 83-88.
- Bannari A., Haboudane, D. et Bonn, F., 1999. Potentiel des mesures multispectrales pour la distinction entre les résidus de cultures et les sols nus sous-jacents. *Proceedings of the 4th International Airborne Remote Sensing Conference and Exhibition and 21st Canadian Symposium on Remote Sensing*, 21-24 juin, Ottawa, Canada, 359-366.
- Bannari, A., Haboudane, D., et Bonn, F., 2000. Intérêt du moyen infrarouge pour la cartographie des résidus de cultures. *Canadian journal of remote sensing*, 26(5): 384-393.
- Baret, F., 1986. *Contribution au suivi radiométrique des cultures de céréales*. Thèse de doctorat, Université de Paris-Sud (Centre d'Orsay), 98 p.
- Baumgardner, M.F., Silva, L.F., Biehl, L.L., et Stoner, E.R., 1985. Reflectance properties of soils. *Advances in Agronomy*, 38: 2-44.
- Bausch, W.C., 1995. Remote sensing of crop coefficients for improving the irrigation scheduling of corn. *Agricultural Water Management*, 27(1): 55-68.
- Baret, F. et Guyot, G., 1991. Potentials and limits of vegetation indices for LAI and APAR assessment. *Remote sensing of environment*, 35(2-3): 161-173.
- Barsi, J.A., Schott, J.R., Palluconi, F.D., Helder, D.L., Hook, S.J., Markham, B.L., Chander, G., et O'Donnell, E.M., 2003. Landsat TM and ETM+ thermal band calibration. *Canadian journal of remote sensing*, 29(2): 141-153
- Ben-Dor, E., Patkin, K., Banin, A., et Karnieli, A., 2002. Mapping of several soil properties using DAIS-7915 hyperspectral scanner data - a case study over clayey soils in Israel. *International Journal of Remote Sensing*, 23(6):1043 -1062.
- Bertrand R., 1998. Du Sahel à la forêt tropicale : clés de lecture des sols dans les paysages Ouest-africains. ORSTOM, Paris, 272 p.
- Bertuzzi, P., Chanzy, A., Vidal-Madjar, D. et Autret, M., 1992. The use of a microwave backscatter model for retrieving soil moisture over bare soil. *International Journal of Remote Sensing*, 13(14): 2653-2668.
- Biard, F., Bannari, A. et BONN, F., 1995. SACRI (Soil Adjusted Com Residue Index): un indice utilisant le proche et le moyen infrarouge pour la détection de résidus de culture de maïs. *Comptes rendus 17^e Symposium Canadien sur la Télédétection*, Saskatoon (Saskatchewan), Canada, 413-419.

- Biielders, C.L., Michels, K. et Rajot, J.L., 2000. On-farm evaluation of ridging and residue management practices to reduce wind erosion in Niger, *Soil Sci Soc America*, 64(5):1776-1785.
- Biielders, C.L., Rajot, J.L. et Michels, K., 2004. L'érosion éolienne dans le sahel nigérien : Influence des pratiques culturales actuelles et méthodes de lutte. *Sécheresse*, 15(1): 19-32.
- Boisvert, J.B., Pultz, T.J., Brown, R.J. et Brisco, B., 1995. Potential of synthetic aperture radar for large scale soil moisture monitoring: A review. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 22(1): 1-13.
- Bonham-Carter, G.F., 1994. *Geographic Information Systems for Geoscientists : Modelling with GIS*. Pergramon, Ontario, 398 p.
- Bonn, F., 1998. La spatialisation des modèles d'érosion des sols à l'aide de la télédétection et des SIG: possibilités, erreurs et limites. *Sécheresse*, 9(3): 185-192.
- Bou Kheir, R., Girard, M.C., Khawlie, M. et Abadallah, C., 2001. Érosion hydrique des sols dans les milieux méditerranéens: une revue bibliographique. *Etudes et Gestion des Sols*, 8(4): 231-245.
- Bureau Pédologique du Sénégal, 1998. *Étude semi-détaillée des sols du bassin arachidier: aires Kaffrine, Nganda, Louga, Nioro du Rip et Malème Hodar*. Ministère de l'Agriculture du Sénégal, PNUD/FAO, Dakar, 5 tomes, 401 p.
- Burrough, P. A. et MacDonnell, R. A., 1998. *Principles of Geographical Information System*. Oxford University Press, 333 p.
- Campbell, J.B., 1987. *Introduction to remote sensing*. The Guilford Press, New York USA, 551 p.
- Carlson, T.N., Dodd, J.K., Benjamin, S.G. et Cooper, J.N., 1981. Remote estimation of surface energy balance, moisture availability and thermal inertia. *J. Appl. Meteorol.* 20(1): 67-87.
- Carlson, T.N., Gillies, R.R. et Perry, E.M., 1994. A method to make use of thermal infrared temperature and NDVI measurements to infer soil water content and fractional vegetation cover. *Remote Sens. Rev.*, 9(1-2): 161-173
- Carlson, T. N. et Ripley, D. A., 1997. On the relation between NDVI, fractional vegetation cover, and leaf area index. *Remote Sensing of Environment*, 62(3):241- 252.

- Chander, G. et Markham, B., 2003. Revised Landsat-5 TM Radiometric Calibration Procedures and Postcalibration Dynamic Ranges. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 41(11): 2674-2677.
- Chappell, A., 1996. Modelling the spatial variation of processes in the redistribution of soil: digital terrain models and ¹³⁷Cs in southwest Niger. *Geomorphology*, 17(1-3) 249-261.
- Chappell, A. et Warren, A., 2003. Spatial scales of ¹³⁷Cs-derived soil flux by wind in a 25 km² arable area of eastern England. *Catena*, 52 (3): 209-234.
- Chappell, A., Zobeck, T., et Brunner, G., 2005. Induced soil surface change detected using on-nadir spectral reflectance to characterise soil erodibility. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30(4), 489-511.
- Chavez Jr, P.S., 1988. An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multi- spectral data. *Remote Sensing of Environment*, 24(3): 459-479.
- Chepil, W.S., et Woodruff, N.P., 1963. *The physics and wind erosion and its control*. *Adv. Agron.* 15, Academic Press, New York, 211-301.
- Chevrier, M., 2002. *Potentiel de la télédétection hyperspectrale pour la cartographie des résidus de culture*. Thèse de maîtrise. Département de Géographie, Université d'Ottawa, 174 p.
- Chilar, J., 1987. A methodology for mapping and monitoring Cropland soil erosion. *Canadian J. of Soil Sci.*, 67(3): 433-444.
- CILSS, 2001. Les aptitudes agricoles et pastorales des sols dans les pays du CILSS. 165 p.
- Cissé, I., Fall, A.S. et Touré, S.F., 2001. *Caractéristiques de la zone des Niayes*. In : Cités horticoles en sursis ? L'agriculture urbaine dans les grandes Niayes au Sénégal, Touré Fall Safiétou et Fall Abdou Salam (Dir.), Centre de recherches pour le développement international, 131 p.
- Cissé, L., 1987. Synthèse des recherches sur la fertilisation minérale et les amendements. ISRA, Bambey, 16 p.
- Cissokho, R., 2000. Les obstacles à l'appropriation sociale des politiques de protection des forêts classées dans le département de Mbour : Cas des forêts classées de Nianing et de Bandia. Mémoire de DEA, département de Géographie, Université Cheikh Anta Diop de Dakar, 55 pages.

- Clark, I., et Konaré, A., 1997. Caractérisation des zones potentielles de déflation dans onze stations en Afrique au sud du Sahara. *Sècheresse*, 8 (4) : 227-39.
- Clark, I., Assamoi, P., Bertrand, J. et Giorgi, F., 2004. Characterization of potential zones of dust generation at eleven stations in the southern Sahara. *Theoretical and Applied Climatology*, 77(3): 173-184.
- Coen, G.M., Tatarko, J., Martin, T.C., Cannon, K.R., Goddard, T.W. et Sweetland, N.J., 2004. A method for using WEPS to map wind erosion risk of Alberta soils. *Environmental Modelling & Software*, 19(2): 185-189.
- CORINE, 1992. Soil Erosion Risk and Important Land Resources in the Southern Regions of the European Community. EUR 13233, Luxembourg, 97 p.
- Coulibaly, L. et Goïta, K., 2006. Evaluation of the potential of various spectral indices and textural features derived from satellite images for surficial deposits mapping. *International Journal of Remote Sensing*, 27(20): 4567-4584.
- Cyr, L., 1993. *L'apport des indices de végétation pour l'évaluation de la couverture du sol en vue d'une modélisation spatiale de l'érosion*. Mémoire de maîtrise en télédétection, Département de géographie et télédétection, Université de Sherbrooke (Québec), Canada, 160 p.
- Damnati, B., Sanae, I. et Radakovitch, O., 2004. Utilisation du césium-137 pour l'estimation des taux d'érosion dans un bassin versant au nord du Maroc. *Sècheresse*, 15(2): 195-199.
- Day, J. H., et McMenamin, J., 1983. Système d'information des sols du Canada (SISCan). *Manuel de description des sols sur le terrain*. Agriculture Canada, Direction Générale de la recherche, Institut de recherche sur les terres, Ottawa. Contribution n° 85-52. 109 p + annexes
- Datt, B., McVicar, T.R., Van Niel, T.G., Jupp, D.L.B. et Pearlman, J.S., 2003. Preprocessing EO-1 Hyperion hyperspectral data to support the application of agricultural indexes. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 41(6 Part 1): 1246-1259.
- Daughtry, C.S.T, Hunt, E.R. et McMurtrey, J.E., 2004. Assessing crop residue cover using shortwave infrared reflectance. *Remote Sensing of Environment*, 90(1): 126-134.
- Dumanski, J., Coote, D.R., Luciuk, G. et Lok, C., 1986. Soil conservation in Canada. *J. of Soil and Water Cons.*, 41(4): 204-210.

- Er-Raki, S., A. Chehbouni, A., Duchemin, B., Ezzahar, J. et Hadria, R., 2007. Combining FAO-56 model and ground-based remote sensing to estimate water consumptions of wheat crops in a semi-arid region. *Agricultural Water Management*, 87(1): 41-54.
- Escadafal, R., 1993. Remote sensing of soil color: principles and applications. *Remote Sens. Rev.*, 7(3-4): 261-279.
- Escadafal, R., 1994. *Soil spectral properties and their relationships with environmental parameters—examples from arid regions*. In *Imaging Spectrometry - a Tool for Environmental observations*, J. Hill and J. Mégier (Eds), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 71-87.
- Escadafal, R., 1993. Remote sensing of soil color : principles and applications. *Remote Sens. Rev.*, 7 : 261-279.
- Escadafal, R., et Huete, A.R., 1991. Étude des propriétés spectrales des sols arides appliquée à l'amélioration des indices de végétation obtenus par télédétection. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 312(2) : 1385-1391.
- Escadafal R. et Huete A. R., 1991. Étude des propriétés spectrales des sols arides appliquée à l'amélioration des indices de végétation obtenus par télédétection. *CR Acad Sci, Paris*, 312(2) : 1385-1391.
- FAO, 2009. *Agronomie Durable: principes et pratiques*, 46 p.
- Fall, O., 2002. L'érosion éolienne dans le bassin arachidier du Sénégal. Déclenchement, mécanismes et réactions. Thèse de Doctorat, Université de Reims Champagne-Ardenne, 301 p.
- Frazier, B.E., et Cheng, Y., 1989. Remote sensing of soils in the eastern palouse region with Landsat Thematic Mapper. *Remote Sensing of Environment*, 28: 317-325.
- Fryrear, D.W., 2000. Wind erosion. In *Handbook of Soil Science*, M.E. Sumner (Ed.), CRC Press, G-195-G-216.
- Fryrear, D.W., Saleh, A., Bilbro, J.D., Schomberg, H. M., Stout, J. E., et Zobeck, T. M., 1998. *Revised Wind Erosion Equation (RWEQ)*. USDA Technical bulletin, No. 1, 181 pages.
- Garatuza-Payan, J., Tamayo, A., Watts, C. et Rodríguez, J.C., 2003. Estimating large area wheat evapotranspiration from remote sensing data. *Proc. IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 21-25 juillet, Toulouse, France, 380-382.

- Geiger, S. C., Manu, A., Bationo, A., 1992. Changes in a sandy Sahelian soil following crop residue and fertilizer additions. *Soil Sci. Soc. America Journal*, 56: 172-177.
- Gilabert, M.A., González-Piqueras, J., Garcia-Haro, F.J., et Melià, J., 2002. A generalized soil- adjusted vegetation index. *Remote sensing of environment*, 82 (2-3): 303-310.
- Gillette, D.A. et Passi, R., 1988. Modeling dust emission caused by wind erosion. *J. Geophys. Res.*, 93(11): 14234-14242.
- Gillies, R.R., Carlson, T.N, Cui, J., Kustas, W.P., et Humes, K.S., 1997. A verification of the 'triangle' method for obtaining surface soil water content and energy fluxes from remote measurements of the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) and surface radiant temperature. *International Journal of Remote Sensing*, 18(15): 3145-3166.
- Ginoux, P., Chin, M., Tegen, I., Prospero, J.M., Holben, B., Dubovik, O., Lin, S.J., 2001. Sources and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model. *J. Geophys. Res.* 106(D17): 20255-20273
- Gregory, J.M., Vining, R., Peck, L. et Wofford, K., 2001. TEAM: The Texas Tech Win erosion analysis Model, In: *Sustaining the Global Farm*, Stott, D.E., Mohtar, R.H. and G.C. Steinhardt (eds). *10th International Soil Conservation Organization Meeting* held May 24-29, 1999, Purdue University and USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory, 747-750.
- Gutman, G. et Ignatov, A., 1998. The derivation of the green vegetation fraction from NOAA/AVHRR data for use in numerical weather prediction models. *International Journal of Remote Sensing*, 19(8): 1533-1543.
- Haboudane, D., 1999. *Intégration des données spectrales et géomorphométriques pour la caractérisation de la dégradation des sols et l'identification des zones de susceptibilité à l'érosion hydrique*. Thèse de Doctorat, Université de Sherbrooke, 180 p.
- Haboudane, D., Bonn, F., Royer, A., Sommer, S. et Mehl, W., 2002. Land degradation and erosion risk mapping by fusion of spectrally based information and digital geomorphometric attributes. *International Journal of Remote Sensing*, 23(18): 3795-3820.
- Haboudane, D., Miller, J.R., Pattey, E., Zarco-Tejada, P.J. et Strachan, I.B., 2004. Hyperspectral vegetation indices and novel algorithms for predicting green LAI of crop canopies: Modeling and validation in the context of precision agriculture. *Remote Sensing of Environment*, 90(3): 337-352.

- Haboudane, D., Bonn, F. et Royer, A., 2007. Evaluation and predictability of terrain susceptibility to hillslope erosion at the regional scale using DEM-derived indices and remotely sensed information. *Revue de Télédétection*, 7(1-4): 373-391.
- Hagen, L. J., 1999. Wind Erosion Prediction System: Erosion Submodel. *50th International Symposium/Workshop on Wind Erosion*, USDA et Kansas State University, 9 p.
- Hagen, L.J., Wagner, L.E., Tatarko, J., Skidmore, E.L., Durar, A. A., Steiner, J.L., Schomberg, H. H., Retta, A., Armbrust, D. V., Zobeck, T. M., Unger, P. W., Ding, D. et Elminyawi, I., 1995. USDA Wind Erosion Predictions System: Technical description. *Proc.Of WEPP/WEPS Symposium*, Soil and Water Conserv. Soc., Des Moines, IA.
- Hardy H., 1921. *La mise en valeur du Sénégal de 1817 à 1854*. Ed. Emile Larose, Paris, 376 p.
- Houssa, R., Pion, J.C., et Yésou, H., 1996. Effects of granulometric and mineralogical composition on spectral reflectance of soils in a Sahelian area. *ISRRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 51(6): 284-298.
- Huete, A.R., 1988. A soil adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*, 25(3): 295-309.
- Jabbar, M.T., Chen, X. et Li, H., 2006. Land Degradation Due to Soil Wind Erosion in Arid and Semi-Arid Regions with the Aid of Geo-Information Technology. *Proc. IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 3292-3295.
- Jacomino, V.M.F., et Fields, D.E., 1997. A critical approach to the calibration of a watershed model. *J. Am. Water Res. Assoc.* 33(1): 143-154.
- Jensen, J. R., 2007. *Remote Sensing of the Environment: an Earth Resource Perspective*, 2nd Ed., Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ, 592 p.
- Jiménez-Muñoz, J.C., et Sobrino, J.A., 2003. A generalized single-channel method for retrieving land surface temperature from remote sensing data. *J. of geophys. Res.*, 108(D22): 4688-4689.
- Jiménez-Muñoz, J.C., Sobrino, J.A., Guanter, L., Moreno, J., Plaza, A., et Martínez, P., 2005. Fractional vegetation cover estimation from PROBA/CHRIS data: Methods, analysis of angular effects and application to the land surface emissivity retrieval. *Proc. of the 3rd ESA CHRIS/Proba Workshop*, Frascati, Italy, 10 p.

- Jupp, D.L.B., Tian, G., McVicar, T.R., Qin, Y. et Fuqin, L., 1998. *Soil moisture and drought monitoring using remote sensing I: theoretical background and methods*. Earth Observation Centre, Report 1998.1, Canberra, 96 p.
- Kay, B.D., et Angers, D.A., 2000. Soil structure. In *Handbook of soil science*, M.E. Summer (Ed.), CRC Press, A-229-276
- Kaufman, Y.J., 1984. Atmospheric effects on remote sensing of surface reflectance. *SPIE Remote Sensing*, 475: 20-33.
- Ketcheson, J.W., et Stonehouse, D.P., 1983. Conservation tillage in Ontario. *Journal of Soils and Water Conservation*, 38(3): 253-254.
- Kogan, F., Stark, R., Gitelson, A., Jargalsaikhan, L., Dugrajav, C. et Tsooj, S., 2004. Derivation of pasture biomass in Mongolia from AVHRR-based vegetation health indices. *International Journal of Remote Sensing*, 25(14): 2889-2896.
- Kulkarni, A.D., 2001. *Computer vision and fuzzy-neural systems*. Prentice Hall, 504 p.
- Le Bissonnais, Y, Dubreuil, N., Daroussin, J. et Gorce, M. 2004. Modélisation et cartographie de l'aléa d'érosion des sols à l'échelle régionale : exemple du département de l'Aisme. *Etudes et Gestion des sols*, 11(3): 307-321.
- Leckner, B., 1978. The spectral distribution of solar radiation at the earth's surface - elements of a model, *Solar Energy*, 20(2): 143-150
- Lericollais A., 1977. *Extension et évolution de la production arachidière*. Atlas National du Sénégal, 147 p.
- Leroux, M., 1996. *La dynamique du temps et du climat*. Masson, Paris, 310 p.
- Liang, S., 2004. *Quantitative remote sensing of land surfaces*. John Wiley & sons, Hoboken, New Jersey, 534 p.
- Lynch, J.M., et Bragg, E., 1985. Microorganisms and soil aggregate stability. 133-171 in B. A. Steward, Ed. *Adv. Soil Sci.*, 2. Springer-Verlag, New York, NY.
- Lyles, L. 1980. The U.S. wind erosion problem. *Amer. Soc. Agr. Engin. Publication 7-81*, *Proc. of the ASAE Conf. on Crop Production with Conservation in the 80s*, December 1-2, 1980, Chicago, Illinois, 16-24.
- Madeira, J., 1993. Étude quantitative des relations constituants minéralogiques-réfectance diffuse des latosols brésiliens. Ed. ORSTOM. Collection Études et Thèses. Paris, 236 p.

- Magagi, R.D., et Kerr, Y.H., 2001. Estimating surface soil moisture and soil roughness over semiarid areas from the use of the copolarization ratio. *Remote sensing of environment*, 75(3): 432-445.
- Marticornea, B. et Bergametti, G., 1995. Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme. *J. Geophys. Res.*, 100(D8): 16415-16430
- Martin, A. et Nolin, M. C., 1991. Étude pédologique du Comté de Chambly (Québec). Équipe pédologique du Québec, Centre de recherche sur les terres, Direction générale de la recherche, Agriculture Canada, Sainte Foy. Contribution n° 89_26. Vol. 1. Description et interprétation des unités cartographiques. 369 p + 2 feuillets au 1/20000. Vol. 2. Description et classification des séries de sol. 144 p.
- Mbodj, M., 1987. *L'emploi des engrais et des pesticides au Sénégal: Bilan et perspectives*. Premier congrès des Hommes de sciences en Afrique, Commission Sciences et conditions de vie et de travail en Afrique, Dakar, 19 p.
- McNairn, H. et Protz, R., 1993. Mapping corn residue cover on agricultural fields in Oxford County, Ontario, using Thematic Mapper. *Canadian journal of Remote Sensing*, 19(2): 152-159.
- Michels, K., Sivakumar, M. V. K., Allison, B. E., 1995. Wind erosion control using crop residue I. Effects on soil flux and soil properties. *Field Crops Research*, 40: 101-110.
- Middleton, N.J., 1987. Desertification and wind erosion in the western Sahel: the example of Mauritania. School of geography, Univ. of Oxford Res. 40 p.
- Moran, M.S., Clarke, T.R., Inoue, Y. et Vidal, A., 1994. Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sensing of Environment*, 49(3): 246-263.
- Morgan, R.P.C., 1995. *Soil erosion and conservation*. Second edition, Longman Group, Essex, England, 198 p.
- Munier, N., 2004. *Multicriteria Environmental Assessment: A practical Guide*, Kluwe Academic Publishers, 311 p.
- Murray, I. et Williams, P.C., 1988. Chemical principles of near-infrared technology. In: *Near-infrared technology in the agricultural and food industries*, P. Williams, and K. Norris (Eds), Amer. Assoc. Cereal Chemists, 17-34.

- Nemani, R., Pierce, L., Runing, S. et Goward, S., 1993. Developing satellite-derived estimates of surface moisture status. *J. Appl. Meteorol.* 32(3): 448-557.
- Nearing, M.A., Deer-Ascough, L. et Laflen, J.M., 1990. Sensitivity analysis of the WEPP hillslope profile erosion model. *Trans. ASAE*, 33(3) : 839-849.
- Niane Badiane, A., Khouma, M. et Sène, M., 2000. Région de Diourbel : Gestion des sols. *Rapports entre les politiques gouvernementales et les investissements paysans en Afrique semi-aride. Drylands Research. Working Paper 15*: 25 p.
- Oldak A., Jackson T.J., Starks P. et Elliott R., 2003. Mapping near-surface soil moisture on regional scale using ERS-2 SAR data. *International Journal of Remote sensing*, 24(22): 4579-4598.
- Pimentel, D., 2006. Soil erosion: a food and environmental threat. *Environmental, Development and sustainability*, 8(1): 119-137.
- Pimentel, D., Harvey, C., Resosudarmo, P., Sinclair, K., Kurz, D., McNair, M., Crist, S., Sphpritz, L., Fitton, L., Saffouri, R. et Blair, R. 1995. Environmental and economic costs of soil erosion and conservation benefits. *Science* 267 : 1117-1123.
- Preston, E. W. et Acton, C. J., 1984. The soils of the regional Municipality of Haldimand-Norfolk. Ontario Institute of Pedology. Land resource research institute, research branch, Agriculture Canada. Vol. 1, Report n° 57. Contribution n° 84-13, 100 p.
- Price, J.C., 1990. Using spatial context in satellite data to infer regional scale evapotranspiration. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 28(5): 940-948.
- Purevdorj, T., Tateishi, R., Ishiyama, T., et Honda, Y., 1998. Relationships between percent vegetation cover and vegetation indices. *International Journal of Remote Sensing*, 19(18): 3519-3535.
- Qi, J., Chehbouni, A., Huete, A.R., Kerr, Y.H. et Sorooshian, S., 1994. A Modified Soil Adjusted Vegetation Index (MSAVI). *Remote sensing of environment*, 48(2): 119-126.
- Reusing, M., Schneider, T. et Ammer, U., 2000. Modelling soil loss rates in the Ethiopian Highlands by integration of high resolution MOMS-02/D2-stereo-data in a GIS. *International Journal of remote sensing*, 21(9): 1885-1896.
- Roberty, G., 1954. *La végétation du Cayor et l'érosion éolienne*. In: Bulletin de la société bolonaise, ORSTOM, Collection de référence n° 10609, France, 101(3-4): 141-143

- Rognon, P., Arrué, J.L., et Coudé-Gaussen, G., 1997. Paramètres pédologiques intervenant dans l'érosion éolienne en régions sèches méditerranéennes. *Sècheresse*, 8(2), 109-116.
- Saaty, T. L., 1980. *The Analytic Hierarchy Process: Planning, Priority Setting, Resource Allocation*. McGraw Hill International, New York, 287 p.
- Sahebi, M.R., Bonn, F. et Gwyn, Q.H.J., 2003. Estimation of the moisture content of bare soil from RADARSAT-1 SAR using simple empirical models. *International Journal of Remote Sensing*, 24(12): 2575-2582.
- Samani, Z.A. et Pessarakli, M., 1986. Estimating potential crop evapotranspiration with minimum data in Arizona. *Trans. ASAE* 29(2): 522-524.
- Sandholt, I., Rasmussen, K., et Andersen, J., 2002. A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status. *Remote Sensing of Environment*, 79(2-3): 213-224.
- Shulz, M., Balkanski, Y.J., Guelle, W., Dulac, F., 1998. Role of aerosol size distribution and source location in a three dimensional simulation of a Saharan dust episode tested against satellite-derived optical thickness. *J. Geophys. Res.* 103(D9): 10579-10592
- Shao, Y., Raupach, M.R. et Leys, J.F. 1996. A model for predicting Aeolian sand drift and dust entrainment on scales from paddock to region. *Australian Journal of soil Research*, 34: 309-342.
- Shi, P., Yan, P., Yuan, Y. et Nearing, M.A., 2004. Wind erosion research in China: past, present and future. *Progress in Physical Geography*, 28(3): 366-386.
- Shoshany, M., Svoray, T., Curran, P.J., Foody, G.M. et Perevolotsky, A., 2000. The relationship between ERS-2 SAR backscatter and soil moisture: generalization from a humid to semi-arid transect. *International Journal of Remote Sensing*, 21(11): 2337-2343.
- Sobrino, J.A. et Raissouni, N., 2000. Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring: application to Morocco. *International Journal of Remote Sensing*, 21(2): 353-366.
- Sobrino, J.A., Jiménez-Muñoz, J.C. et Paolini, L., 2004. Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5. *Remote Sensing of Environment*, 90(4): 434-440
- Song, C., Woodcock, C.E., Seto, K.C., Lenney, M.P. et Macomber, S.A., 2001. Classification and Change Detection Using Landsat TM Data: When and How to Correct Atmospheric Effects? *Remote Sensing of Environment*, 75(2): 230-244.

- Song, Y., Yan, P. et Liu, L., 2006. A review of the research on complex erosion by wind and water. *J. Geographical Sciences*, 16(2): 231-241.
- Su, H.B., Zhang, R.H., Tang, X.Z., Sun, X.M., Zhu, Z.L., et Liu, Z.M., 2001. A simplified method to separate latent and sensible heat fluxes using remotely sensed data. *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 7: 3175-3177.
- Sujatha, G., Dwivedi, R.S. et Venkataratnam, L., 2000. Mapping and monitoring of degraded lands in part of Jaunpur district of Uttar Pradesh using temporal spaceborne multispectral data. *International Journal of Remote Sensing*, 21(3): 519-531.
- Sterk, G., Spaan, W. P., 1997. Wind erosion control with crop residues in the Sahel. *Soil Science Society of America Journal*, 61: 911-917.
- Swain, P.H. et Davis, S.M. (Eds), 1978. *Remote sensing: the quantitative approach*. McGraw-Hill, Toronto, 396 p.
- Taconet, O., Carlson, T.N., Bernard, R. et Vidal-Madjar, D., 1986. Evaluation of a surface/vegetation model using satellite infrared surface temperatures. *J. Climate and Applied Meteorology*, 25: 1752-1767.
- Tegen, I., Harrison, S.P., Kohfeld, K., Prentice, I.C., Coe, M., Heimann, M., 2002. Impact of vegetation and preferential source areas on global dust aerosol: Results from a model study. *J. Geophys. Res.* 107(D21): 4576
- Teillet, P.M., et Fedosejevs, G., 1995. On the dark target approach to atmospheric correction of remotely sensed data. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 21(4): 374-387.
- Thiam, A.K., 2005. An Evidential Reasoning Approach to Land Degradation Evaluation: Dempster-Shafer Theory of Evidence. *Transactions in GIS*, 9(4): 507-520
- Tisdall, J.M. et Oades, J.M., 1982. Organic matter and water-stable aggregates. *J. Soil Sci.*, 33(2): 141-163.
- Tucker, C.V., 1977. Use of near infrared/red radiance ratios for estimating vegetation biomass and physical status. *Proc. 11th Int. Symp. on Remote Sensing of Environ., Ann Arbor, MI*, 1: 493-494.
- USDA-NRCS, 2002. *National Agronomy Manual*, 3^e Edition, pp. 502-i à 502-103
- van der Knijff, J.M., Jones, R.J.A. et Montanarella, L., 2000. *Estimation du risque d'érosion en Italie*. European Soil Bureau. EUR 19022 FR, 45 p.

Visser, S.M., Sterk, G. et Karssenber, D., 2005. Wind erosion modelling in a Sahelian environment. *Environmental Modelling & Software*, 20(1): 69-84

Wang, C., Qi, S., Zheng, N. and Wang, J., 2004. Evaluating soil moisture status in China using the temperature–vegetation dryness index (TVDI). *Canadian Journal of Remote Sensing*, 30(5): 671–679.

Wagner, W. and Scipal, K., 2000. Large-Scale soil moisture mapping in western Africa using the ERS Scatterometer. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 38(4): 1777-1782.

Woodruff, N.P. and Siddoway, F.H., 1965. A wind erosion equation. *Proceedings of the soil science society of America*, 29(5): 602-08.

Xiao, J., Shen, Y. and Bayaer, W., 2006. Development of topsoil grain size index for monitoring desertification in arid land using remote sensing. *International Journal of Remote Sensing*, 27(12): 2411-2422.

Yuksel, A., Gundogan, R. et Akay, A.E., 2008. Using the Remote Sensing and GIS Technology for Erosion Risk Mapping of Kartalkaya Dam Watershed in Kahramanmaras, Turkey. *Sensors*, 8(8): 4851-4865.

Zeng, Y., Feng Z. et Xiang, N., 2004. Assessment of soil moisture using Landsat ETM+ temperature/vegetation index in semiarid environment. *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 20-24 September, Anchorage, Alaska, 3: 4306-4309.

Zhan, Z., Qin, Q. et Qwang, X., 2004. The Application of LST/NDVI index for monitoring Land surface moisture in semiarid area. *IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 20-24 September, Anchorage, Alaska, 3: 1551-1554.

Zhang, W., Liu, S., Fu, C. et Yan, X., 2005. An approach for surface fluxes estimations over heterogeneous terrain by means of remotely sensed data and DEM. *IEEE, International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, 2: 1446-1451.

Zobeck, T.M., Parker, N.C., Haskell, S. et Guoding, K., 2000. Scaling up from field to region for wind erosion prediction using a field-scale wind erosion model and GIS. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 82(1-3): 247–259.

<http://geochange.er.usgs.gov/sw/impacts/geology/rainfall/eolianmp.html> (consulté le 29 janvier 2009 (EMI))

http://www.corine.dfd.dlr.de/media/download/ws-clc2000_cebecauer_et-al.pdf (consulté le 03 septembre 2009)

<http://terraweb.wr.usgs.gov/projects/eolian/eolianmp.html> (Consulté le 5 mai 2009)

http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/handbook/handbook_htmls/chapter11/chapter11.html
(consulté le 10 décembre 2010)