



HAL
open science

La susceptibilité magnétique, outil de cartographie quantifiée de l'érosion -redistribution du sol dans un bassin versant : applications aux bassins Ait Azzouz et Mezguida du Bouregreg.

Naima Bouhsane

► To cite this version:

Naima Bouhsane. La susceptibilité magnétique, outil de cartographie quantifiée de l'érosion - redistribution du sol dans un bassin versant : applications aux bassins Ait Azzouz et Mezguida du Bouregreg.. Autre. Université Mohammed V Rabat (Maroc), 2021. Français. NNT : . tel-03810417

HAL Id: tel-03810417

<https://hal.science/tel-03810417>

Submitted on 11 Oct 2022

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

N° d'ordre :3448

THESE

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

Centre de recherche : **Centre des Sciences des Matériaux**

Structure de recherche : **Laboratoire de Chimie Appliquée des Matériaux**

Discipline : **Chimie**

Spécialité : **Physico Chimie de l'Environnement**

Présentée et soutenue le : 26/03/2021 par :

Naima BOUHSANE

La susceptibilité magnétique, outil de cartographie quantifiée de l'érosion - redistribution du sol dans un bassin versant : applications aux bassins Ait Azzouz et Mezguida du Bouregreg

JURY

Mohammed HALIM	PES, Faculté des Sciences, Université Mohammed V- Rabat	Président
Larbi BOUDAD	PES, Faculté des Sciences, Université Mohammed V- Rabat	Rapporteur/Examineur
Jamal AUJJAR	PES, École Mohammadia d'Ingénieurs, Université Mohammed V- Rabat	Rapporteur/Examineur
Mohamed MOUKHCHANE	PES, École Normale Supérieure, Université Abdelmalek Essaadi -Tétouan	Rapporteur/Examineur
Sanaa SAOIABI	PH, Faculté des Sciences, Université Mohammed V- Rabat	Rapporteur/Examineur
Saidati BOUHLASSA	Professeur, Expert, Faculté des Sciences, Université Mohammed V- Rabat	Co-directeur de Thèse
Ahmed EL YAHYAOUI EL IDRISSE	PES, Faculté des Sciences, Université Mohammed V- Rabat	Directeur de Thèse

Année Universitaire : 2020/2021

AVANT-PROPOS

En préambule de ce mémoire, je tiens tout d'abord à remercier DIEU le Tout Puissant de m'avoir donné le courage, la force et la patience d'achever ce modeste travail.

L'ensemble des travaux et recherches effectués dans cette thèse ont été réalisés au sein du Laboratoire de Chimie Appliquée des Matériaux de la Faculté des Sciences de Rabat, sous la direction de Monsieur **Saidati BOUHLASSA**, Professeur de l'enseignement supérieur à la Faculté des Sciences de Rabat, et Monsieur **Ahmed EL YAHYAOUI EL IDRISSE**, Professeur de l'enseignement supérieur à la Faculté des Sciences de Rabat.

Mes chaleureux remerciements s'adressent en premier lieu à mon directeur de thèse, Monsieur Le Professeur **Saidati BOUHLASSA** de m'avoir accueilli dans son laboratoire depuis tant d'années. Son encadrement en tant que directeur de thèse durant la préparation de cette thèse a été le plus enrichissant. Sans ses encouragements et ses conseils judicieux, son expérience du terrain, ses connaissances scientifiques ainsi que ses précieuses directives et son attention au détail, cette thèse n'aurait jamais vu le jour. Je le remercie surtout pour ses révisions et corrections minutieuses de cette thèse, pour ses contributions à l'élaboration et la révision des articles associés à cette recherche. Je le remercie de m'avoir appris à être moins « bonne élève » et plus autonome tout au long de ce travail de recherche. Je tiens à lui exprimer très sincèrement ma plus grande reconnaissance.

Je remercie fortement Monsieur **Ahmed EL YAHYAOUI EL IDRISSE**, Professeur de l'enseignement supérieur à la Faculté des Sciences de Rabat, pour sa direction pendant la préparation de ce travail de thèse, sa participation au Jury de cette thèse, sa grande disponibilité à chaque fois que j'exprime le besoin, ses conseils, ses encouragements et sa gentillesse. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde reconnaissance.

Mes vifs et sincères remerciements sont réitérés à Monsieur **Mohammed HALIM**, Professeur de l'enseignement supérieur, d'avoir accepté de présider le jury de cette thèse. Qu'il soit assuré de ma profonde reconnaissance.

Je remercie vivement Monsieur **Mohamed MOUKHCHANE**, Professeur de l'enseignement supérieur à l'École Normale Supérieure de Tétouan, pour l'honneur qu'il m'a fait pour sa participation à mon jury de thèse en qualité de rapporteur de mon travail. Ses remarques et propositions avec beaucoup d'attention pour corriger certaines erreurs vont permettre d'améliorer la compréhension de ce mémoire. Je le remercie également d'avoir fait le déplacement à Rabat pour assister à cette thèse.

Mes vifs et sincères remerciements vont également à Monsieur **Jamal AUJJAR**, Professeur de l'enseignement supérieur à l'École Mohammadia d'Ingénieurs, pour l'honneur qu'il m'a accordé en tant que rapporteur de cette thèse, pour le temps qu'il a pris pour la lecture de ce mémoire et pour toutes remarques intéressantes qu'il m'a fait.

Je tiens à remercier avec ma plus profonde gratitude Madame **Sanaa SAOIBI**, Professeur Habilité à la Faculté des Sciences de Rabat, d'avoir accepté de juger le contenu de cette thèse et d'en être l'un des rapporteurs. Je la remercie surtout pour le temps qu'elle a consacré à la lecture de cette thèse, et pour les suggestions et les remarques judicieuses qu'elle m'a indiquées.

J'ai un très grand plaisir à remercier Monsieur **Larbi BOUDAD**, Professeur de l'enseignement supérieur à la Faculté des Sciences de Rabat, pour l'intérêt qu'il a porté à mon travail de thèse en tant que rapporteur, en acceptant de le juger, ses remarques et suggestions vont nous aider à améliorer ce mémoire.

Je voudrais également remercier Monsieur **Youssef BAKRI**, Directeur du Centre d'Études Doctorales En Sciences et Technologies de la Faculté des Sciences de Rabat.

Je désire grandement remercier Monsieur **Mohammed LFERDE**, l'ancien Directeur du Centre d'Études Doctorales En Sciences et Technologies de la Faculté des Sciences de Rabat, pour sa disponibilité, ses orientations et ses efforts déployés pour nous organiser des formations doctorales sur la recherche scientifique.

J'exprime mes remerciements les plus sincères à Monsieur **Gil MAHE**, Professeur de l'enseignement supérieur à l'Université de Montpellier en France, pour son aide en ce qui concerne les données associées au bassin versant de Bouregreg, pour sa lecture de cette thèse et ses remarques, ainsi que pour ses encouragements durant les années de préparation de cette thèse. Un grand Merci à Monsieur **Jean-François BOYER**, Chargé de Mission des bases de données et Systèmes d'Informations, Correspondant du Comité National Français UNESCO-PHI pour le système de réseau d'information sur l'eau IHP-WINS, Université De Montpellier-HydroSciences- France, pour les données qui m'a fournis en ce qui concerne le bassin Bouregreg.

Mes vifs remerciements vont aussi à Madame Laura Quijano, Post-doctorante à l'Université de Louvain -Belgique pour son aide et son partage scientifique. Je remercie aussi Mr Abdeslam Ouallali et Mlle Amal Khafaoui pour leur aide surtout dans la partie SIG. Il m'est agréable de remercier aussi les doctorantes Fatima Ezzahra, Siham, Hind et Meryem pour leurs encouragements, les moments partagés ensemble au Laboratoire de Chimie Appliquée des Matériaux m'ont laissé que des bons souvenirs.

Mes sincères remerciements s'adressent aussi à ma famille en particulier mes oncles MOSTAFA et AHMED pour leur soutien moral, leur support financier, et aussi pour leurs encouragements durant les années de préparation de cette thèse. Je remercie aussi ma chère maman pour son soutien, sa patience et son encouragement pour atteindre mon objectif. Merci aussi à toutes mes cousines et les membres de ma famille pour leurs encouragements, et qui ont toujours su trouver les mots justes pour m'encourager, et qui avec cette question récurrente, « quand est-ce que tu la soutiens cette thèse ? », bien qu'angoissante en période fréquente de doutes, m'ont permis de ne jamais dévier de mon objectif final.

Un grand merci à tous ceux qui m'ont aidé ou soutenu et dont j'ai omis de citer leurs noms.

DÉDICACE

À LA MÉMOIRE DE MON PÈRE
À MA TRÈS CHÈRE MAMAN
À MES CHERS ONCLES AHMED ET MOSTAFA
À TOUTE MA FAMILLE

“The nation that destroys its soil destroys itself.”

Franklin D. Roosevelt.

TABLE DES MATIÈRES

Résumé.....	i
Abstract.....	ii
Résumé étendu.....	iii
Extended abstract.....	v
Liste des travaux scientifiques.....	vii
Liste des tableaux.....	viii
Liste des figures.....	x
Liste des abréviations.....	xv
INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
CHAPITRE I : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE	5
I. Généralités sur le magnétisme de l’environnement	6
I.1 Comportements magnétiques intrinsèques.....	6
I.1.1 Diamagnétisme	6
I.1.2 Paramagnétisme	6
I.1.3 Ferromagnétisme.....	7
I.2 Domaines et grains magnétiques.....	8
I.3 Paramètres magnétiques	10
I.3.1 Susceptibilité magnétique	10
I.3.2 Susceptibilité magnétique à fréquence dépendante	11
I.3.3 Viscosité magnétique	11
I.3.4 Aimantation rémanente isotherme	12
I.4 Mesure de la susceptibilité magnétique	12
I.4.1 Méthode de mesure de la susceptibilité magnétique.....	12
I.4.2 Susceptibilimètre MS2 Bartington.....	12
I.4.3 Applications de la susceptibilité magnétique dans les études du sol.....	13
II. Magnétisme du sol.....	14
II.1 Minéraux magnétiques dans le sol	14
II.1.1 Le Fer et son abondance dans les roches	14
II.1.2 Oxydes de fer dans le sol	15
II.1.2.1 Oxydes de fer primaires d’origine lithogénique	15
II.1.2.2 Oxydes de fer secondaires d’origine pédogénique.....	15
II.1.2.3 Minéraux magnétiques d’origine atmosphérique et biologique	16
II.2 Formation des minéraux magnétiques naturels.....	17
II.2.1 Roche mère	17
II.2.1.1 Roches magmatiques	17
II.2.1.2 Roches sédimentaires	17
II.2.1.3 Roches métamorphiques.....	17
II.2.2 Théories de formation des minéraux ferrimagnétiques à grains fin	18
II.3 Facteurs de formation du sol et leur effet sur la susceptibilité magnétique	18
II.3.1 Roche mère	19
II.3.2 Climat.....	19
II.3.3 Temps.....	20

II.3.4	Topographie	20
II.3.5	Les organismes vivants	21
II.4	Processus de formation et d'altération du sol.....	21
II.4.1	Processus de formation du sol.....	21
II.4.1.1	Addition	22
II.4.1.2	Perte	22
II.4.1.3	Transformation	22
II.4.1.4	Translocation	22
II.4.2	Processus d'altération du sol.....	22
II.4.2.1	Altération chimique	23
II.4.2.2	Altération physique.....	23
II.4.2.3	Altération biologique.....	23
III.	Érosion des sols	23
III.1	Définition	23
III.2	Processus d'érosion des sols	23
III.3	Formes de l'érosion.....	24
III.3.1	Érosion en nappe (Sheet erosion)	24
III.3.2	Érosion en rigoles et en ravin (Rill and gully erosion)	24
III.3.3	Érosion en masse.....	24
III.4	Facteurs d'érosion	25
III.4.1	Le couvert végétal.....	25
III.4.2	Facteur climatique.....	25
III.4.3	La topographie	26
III.4.4	Les techniques culturales	26
III.5	Méthodes d'évaluation d'érosion des sols	26
III.5.1	Méthode de la susceptibilité magnétique.....	26
III.5.1.1	Historique de la méthode et ses applications antérieures	26
III.5.2	Méthode cartographique RUSLE.....	28
III.5.2.1	Principe du modèle RUSLE	28
III.5.2.2	Facteurs de RUSLE	29
III.5.2.2.1	Facteur d'érosivité des pluies (R).....	29
III.5.2.2.2	Facteur d'érodibilité du sol (K).....	29
III.5.2.2.3	Facteur topographique (LS).....	30
III.5.2.2.4	Facteur de couvert végétal (C)	30
III.5.2.2.5	Facteur des pratiques anti-érosives (P).....	30
III.5.3	Méthode radiochimique de ^{137}Cs	31
III.5.3.1	Origine et caractéristiques de ^{137}Cs	31
III.5.3.2	Comportement environnemental de ^{137}Cs dans le sol	31
III.5.3.3	Principe de la technique d'estimation des taux d'érosion hydrique par le radio-isotope ^{137}Cs	32
IV.	Conclusion.....	33
	CHAPITRE II : MATÉRIEL ET MÉTHODES	34
I.	Méthode magnétique pour l'étude de l'érosion dans les deux sous bassins versants Ait Azzouz et Mezguida.....	35

I.1	Région et climat (géologie, géomorphologie et climat)	35
I.1.1	Aires d'étude	35
I.1.1.1	Bassin versant Bouregreg	35
I.1.1.2	Sous bassin versant Ait Azzouz	38
I.1.1.3	Sous bassin versant Mezguida.....	40
I.2	Échantillonnage	43
I.2.1	Unités homogènes	43
I.2.2	Transects	47
I.2.2.1	Échantillonnage des transects MZ17 et MZ13 du sous bassin versant Mezguida (MZ).....	47
I.2.2.1	Échantillonnage du transect AZ23 dans le sous bassin versant Ait Azzouz	50
I.3	Traitement des échantillons et mesures magnétiques	51
I.4	Méthodes d'exploitation des mesures	53
I.4.1	Analyse statistique descriptive.....	53
I.4.2	Méthodes utilisées pour la distinction entre les contributions pédogéniques et anthropogéniques à la susceptibilité magnétique	53
I.4.2.1	Méthode de différence χ_{if} (topsoil) - χ_{if} (subsoil).....	53
I.4.2.2	Méthode de l'écart absolu médian (MAD)	53
I.4.2.3	Paramètre (Fc%) (Forster et al, 1994).....	54
I.4.2.4	Distribution des grains magnétiques (Dearing, 1999).....	54
I.5	Modèles utilisés pour l'estimation de l'érosion dans les bassins d'étude	54
I.5.1	Modèle d'homogénéisation par le labour (T-H) proposé par Royall (2001) et amélioré au LRCN (Bouhlassa and Bouhsane, 2019)	54
I.5.2	Modèle proportionnel simple (SPM) (Liu et al, 2015 ; Bouhlassa and Bouhsane, 2019).....	56
I.5.3	Nouveau modèle de corrélation simple (SCM) proposé par LRCN (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).	57
I.6	Incertitudes sur les résultats	58
I.6.1	Détermination des incertitudes sur les susceptibilités magnétiques	58
I.6.2	Calcul des incertitudes sur les méthodes d'érosion	58
I.6.2.1	Incertitude sur les pertes calculées par la méthode T-H (Royall, 2001)	58
I.6.2.2	Incertitude sur les pertes calculées par le modèle de corrélation simple (SCM)	59
I.6.2.3	Incertitude sur les pertes du sol calculées par le modèle proportionnel simple	59
II.	Méthode RUSLE	60
II.1	Détermination des paramètres du modèle RUSLE	61
II.1.1	Facteur d'érodibilité des sols (K).....	61
II.1.2	Facteur d'agressivité des précipitations (R).....	62
II.1.3	Facteur topographique (LS)	62
II.1.4	Facteur d'occupation des sols (C).....	63
II.1.5	Facteur des pratiques anti-érosives (P)	63
II.1.6	Évaluation des pertes en sols par l'application de l'équation RUSLE	63
III.	Conclusion.....	63
	CHAPITRE III : RÉSULTATS ET DISCUSSIONS	64
	PARTIE A : ESTIMATION DE L'ÉROSION PAR LA MÉTHODE MAGNÉTIQUE. 64	

Introduction	66
I. Analyse des données relatives aux unités homogènes et estimation de l'érosion dans le sous bassin versant Ait Azzouz (AZ)	71
I.1 Analyse et discussion des résultats.....	71
I.1.1 Analyse statistique des susceptibilités magnétiques χ_{lf}	71
I.1.2 Étude des facteurs influençant la variation de la susceptibilité magnétique du sol.....	74
I.1.2.1 Effet du couvert végétal sur χ_{lf}	74
I.1.2.2 Effet de la lithologie sur χ_{lf}	76
I.1.2.3 Effet de la pente sur χ_{lf}	78
I.1.3 Analyse des susceptibilités magnétiques à fréquence dépendante χ_{fd}	78
I.1.4 Caractérisation des minéraux magnétiques des sols et détermination de leur origine : Interdépendance entre χ_{lf} et χ_{fd}	80
I.1.5 Examen du paramètre Fc% (Forster et al, 1994).....	82
I.1.6 Analyse de la taille des grains des échantillons des sols prélevés sous chaque occupation du sol de AZ.....	83
I.1.7 Discrimination des effets pédogéniques et anthropogéniques sur la susceptibilité magnétique (χ_{lf}) du sol.....	84
I.1.7.1 Méthode des différences des susceptibilités magnétiques des sols de surface et du substratum lithologique χ_{lf} (topsoil) - χ_{lf} (subsoil).....	84
I.1.7.2 Application de la méthode de l'écart absolu médian (MAD).....	85
I.1.8 Variation des moyennes des susceptibilités magnétiques χ_{lf} et χ_{fd} % en fonction de la profondeur du sol sous chaque occupation du sol.....	86
I.2 Estimation de l'érosion dans les unités homogènes du sous bassin versant Ait Azzouz.....	88
I.2.1 Estimation de l'érosion par le modèle d'homogénéisation par le labour (T-H) proposé par Royall (2001) et amélioré au Laboratoire de Radiochimie et Chimie Nucléaire (LRCN) (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).....	88
I.2.2 Estimation de l'érosion du sol par le modèle proportionnel simple (SPM) (Liu et al, 2015 ; Bouhlassa and Bouhsane, 2019).....	90
I.2.3 Estimation de l'érosion par le nouveau modèle de corrélation simple (SCM) proposé par LRCN (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).....	91
I.2.4 Comparaison des modèles utilisés pour estimer l'érosion dans les UH du sous bassin versant Ait Azzouz.....	92
II. Analyse des données relatives aux transects MZ17 et MZ13 et estimation de l'érosion dans le sous bassin versant Mezguida	93
II.1 Analyse des données relatives aux transects MZ13 et MZ17.....	93
II.1.1 Analyse statistique des susceptibilités magnétiques des échantillons du sol des transects MZ13 et MZ17.....	93
II.1.2 Étude des facteurs influençant la variation de la susceptibilité magnétique χ_{lf} des sols des transects MZ17 et MZ13.....	95
II.1.2.1 Impact du couvert végétal et de la position de pente sur la susceptibilité magnétique χ_{lf}	95
II.1.2.2 Impact de la lithologie sur la susceptibilité magnétique χ_{lf}	97

II.1.3	Analyse de la susceptibilité magnétique à fréquence dépendante χ_{fd} dans les transects MZ17 et MZ13	99
II.1.4	Discrimination des effets pédogéniques et anthropogéniques sur la variation de la susceptibilité magnétique (χ_{lf}) du sol	100
II.1.4.1	Exclusion de l'influence anthropogénique sur χ_{lf} par la comparaison des magnitudes de χ_{lf} des sols étudiés avec celles des sols pollués	100
II.1.4.2	Identification de l'effet pédogénique via la corrélation entre χ_{lf} et χ_{fd}	101
II.1.4.3	Discrimination entre l'effet pédogénique et anthropogénique sur l'augmentation de (χ_{lf}) de la surface du sol en utilisant la méthode MAD et la méthode de calcul de différences χ_{lf} (topsoil) - χ_{lf} (subsoil)	103
II.1.4.4	Application du modèle empirique de Dearing (1999) pour confirmer l'effet pédogénique et exclure l'effet de la pollution sur χ_{lf}	105
II.1.5	Analyse de la taille des grains des échantillons des sols prélevés dans chaque position de pente (SU, SH, BS, FS, TS)	108
II.1.6	Variation des moyennes des susceptibilités magnétiques χ_{lf} et $\chi_{fd}\%$ en fonction de la profondeur des sols sous chaque occupation du sol	110
II.1.7	Variation de χ_{lf} et $\chi_{fd}\%$ le long des pentes dans les transects MZ17 et MZ13	112
II.1.7.1	Variation de χ_{lf} et $\chi_{fd}\%$ dans les cinq positions de pente (SU, SH, BS, FS, TS) dans les transects MZ17 et MZ13	112
II.1.7.2	Comparaison des variations de χ_{lf} et $\chi_{fd}\%$ dans chaque position de pente et sous les différentes occupations du sol	115
II.2	Estimation de l'érosion dans les transects MZ13 et MZ17 du sous bassin versant Mezguida.....	119
II.2.1	Estimation de l'érosion dans les transects MZ17 et MZ13 par le modèle d'homogénéisation par le labour (T-H) proposé par Royall (2001) et amélioré au LRCN (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).....	119
II.2.2	Estimation de l'érosion dans les transects MZ17 et MZ13 par le modèle proportionnel simple (SPM) (Liu et al, 2015 ; Bouhlassa and Bouhsane, 2019).....	122
II.2.3	Comparaison des modèles utilisés dans l'estimation de l'érosion dans les transects MZ17 et MZ13 dans le sous bassin versant Mezguida	126
II.2.4	Comparaison des pertes du sol estimée dans chaque position de pente dans les transects MZ13 et MZ17 dans le sous bassin versant Mezguida	128
III.	Analyse et interprétation des résultats relatifs au transect AZ23 du sous bassin versant Ait Azzouz et estimation d'érosion	129
III.1	Analyse des susceptibilités magnétiques du sol du transect AZ23	129
III.2	Interdépendance entre χ_{lf} et χ_{fd} dans le transect AZ23.....	131
III.3	Aalyse de la taille des grains dans le transect AZ23	131
III.4	Évolution des susceptibilités magnétiques χ_{lf} et $\chi_{fd}\%$ en fonction de la profondeur du sol dans le transect AZ23	132
III.5	Estimation de l'érosion dans le transect AZ23.....	133
III.5.1	Estimation de l'érosion par le modèle d'homogénéisation par le labour proposé par Royall (2001) (T-H) et amélioré au LRCN	133

III.5.2	Estimation de l'érosion par le modèle proportionnelle simple (SPM) (Liu et al, 2015).....	135
III.5.3	Estimation de l'érosion par le nouveau modèle de corrélation simple (SCM)....	135
III.5.4	Comparaison des modèles utilisés pour l'estimation de l'érosion dans le transect AZ23 du sous bassin versant AZ.....	136
IV.	Comparaison des résultats.....	137
IV.1	Comparaison des résultats obtenus par l'application des différentes approches dans les bassins d'étude	137
IV.2	Comparaison des résultats obtenus par les techniques différentes d'échantillonnage : unités homogènes et des transects.....	137
IV.3	Indications générales sur les méthodes (conditions d'utilisation, pertinence et intérêt).....	138
IV.4	Incertitudes sur les résultats	138
IV.4.1	Incertitudes sur les susceptibilités magnétiques	138
IV.4.2	Incertitudes sur les pertes estimées dans les UH _{AZ}	140
IV.4.3	Incertitudes sur les pertes estimées dans les transects MZ17, MZ13 et AZ23	140
	Conclusions	141
	PARTIE B : ESTIMATION DE L'ÉROSION PAR LA MÉTHODE CARTOGRAPHIQUE.....	146
	Introduction	147
I.	Estimation de l'érosion par le modèle RUSLE dans le sous bassin versant Ait Azzouz	149
I.1	Évaluation des facteurs d'érosion	149
I.1.1	Facteur d'érodibilité du sol (K _{AZ}).....	149
I.1.2	Facteur du couvert végétal (C _{AZ}).....	151
I.1.3	Facteur topographique (LS _{AZ}).....	152
I.1.4	Facteur de l'érosivité climatique (R _{AZ}).....	153
I.1.5	Facteur des pratiques anti-érosives (P _{AZ}).....	154
I.1.6	Évaluation des pertes en sol (A _{AZ}) dans le sous bassin Ait Azzouz	154
II.	Estimation de l'érosion par le modèle RUSLE dans le sous bassin versant Mezguida..	156
II.1	Évaluation des facteurs d'érosion dans le sous bassin versant Mezguida.....	156
II.1.1	Facteur de l'érodibilité des sols (K _{MZ}).....	156
II.1.2	Facteur du couvert végétal (C _{MZ}).....	157
II.1.3	Facteur topographique (LS _{MZ})	158
II.1.4	Facteur de l'érosivité climatique (R _{MZ})	159
II.1.5	Facteur des pratiques anti-érosives (P _{MZ})	160
II.1.6	Évaluation des pertes en sol (A _{MZ}) dans le sous bassin versant Mezguida (MZ)	160
III.	Comparaison des résultats des érosions obtenus par RUSLE dans les sous bassins Mezguida et Ait Azzouz.....	161
IV.	Évaluation de l'érosion potentielle dans les sous bassins Ait Azzouz et Mezguida...	164
IV.1	Principe de l'érosion potentielle.....	164
IV.2	Résultats et discussions des érosions potentielles dans les sous bassins versants Mezguida et Ait Azzouz.....	164
IV.3	Comparaison des résultats des érosions potentielles et réelles obtenues dans les deux sous bassins versants	165

IV.4 Conclusion.....	166
CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES	167
I. Conclusion générale sur les résultats de la méthode magnétique dans les bassins d'étude.....	167
II. Conclusion générale sur les résultats de la méthode cartographique	170
III. Comparaison générale de la méthode magnétique et cartographique	171
IV. Perspectives	172
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	173
ANNEXE	189
PUBLICATIONS	192

Résumé

Le principal et premier objectif de ce travail consistait à développer de nouveaux modèles d'estimation de l'érosion et dépôt de sols dans un bassin versant, en quantifiant la redistribution des traceurs magnétiques de ces sols dans le bassin, grâce à leurs réponses magnétiques dont notamment la susceptibilité magnétique (χ_{lf}). Le second objectif est la comparaison de la méthode magnétique au modèle RUSLE dans l'estimation des pertes en sol. Trois modèles d'érosion basés sur χ_{lf} du sol ont été développés et utilisés pour évaluer l'érosion des sols dans deux sous bassins du Bouregreg (Maroc). Il s'agit du modèle d'homogénéisation du sol par le labour (T-H), du modèle de corrélation simple (SCM) et du modèle proportionnel simple (SPM). Les résultats obtenus dans les cas d'échantillonnages par unités homogènes (UH) et par transects montrent que les trois modèles sous-tendent la même constatation : χ_{lf} diminue tandis que l'érosion augmente. Ils montrent également que le modèle T-H tel que amélioré dans ce travail, et le modèle SCM proposé aboutissent à des estimations d'érosion similaires, tandis que le modèle SPM sous-estime légèrement l'amplitude du phénomène car ce modèle compare des carottes non calées sur la même origine dans le substrat. La méthode que nous proposons surmonte cet écueil, mais nécessite comme le modèle T-H, un profil pédogénétique stable sur plus de 20 cm de profondeur atteignant le substrat géologique. L'érosion (ou le dépôt) sur le long terme obtenu dans les UH permet d'établir une carte de redistribution du sol dans le bassin. La méthode des transects conduit à la carte de redistribution aux différentes positions de pente. Cette étude a démontré que les modèles magnétiques permettent d'estimer l'érosion et/ou le dépôt de sol cumulé, depuis l'exploitation du terrain, tandis que RUSLE est conçu pour prédire uniquement la perte annuelle en sol par l'érosion en nappe.

Mots clés : Susceptibilité magnétique, Érosion, Redistribution du sol, Unité homogène, Transect, Modèle d'homogénéisation par labour (T-H), Modèle de corrélation simple (SCM), Modèle proportionnel simple (SPM), RUSLE.

Abstract

The first and main objective of this thesis was to develop methods of estimation of soil erosion, based on the distribution in a subcatchment of soil magnetic tracers, easily and cheaply monitored by magnetic susceptibility measurements. The second one was to compare magnetic method and RUSLE model estimations of soil losses. Three erosion models based on the χ_{lf} were developed and used in assessing soil erosion in two subcatchments of Bouregreg (Morocco): tillage homogenization model (T-H), new proposed simple correlation model (SCM) and the simple proportional model (SPM). The results obtained in both studies of the homogeneous units (HU) and transects showed that the three models lead to the same erosion variation patterns: (χ_{lf}) decreases while erosion increases. It showed also that the T-H model as improved in this study and the proposed model (SCM) results in similar estimates of erosion, while the SPM model underestimates slightly erosion process due to comparisons of profiles of different depths. Although, the method we propose overcomes this fact it requires as T-H model a stable pedogenetic profile on more than 20 cm depth reaching the parent material. The erosion (or deposition) on a long term obtained in the HU allows drawing up the soil distribution map in the watershed, while transect sampling leads to soil redistribution along the slope positions. This study confirmed that the magnetic models proposed in this study allow us to estimate the total cumulative soil erosion, and to determine the sites of depositions during the past. RUSLE, however is designed for only predicting annual soil loss resulting from sheet erosion.

Keywords: Magnetic susceptibility, Erosion, Soil redistribution, Homogeneous unit, Transect, Tillage homogenization (T-H), Simple correlation model (SCM), Simple proportional model (SPM), RUSLE.

Résumé étendu

L'érosion hydrique des sols constitue une menace sérieuse pour une agriculture durable dans les zones méditerranéennes, et en particulier au Maroc. Elle entraîne une dégradation des terres et des pertes de sol, diminue la stabilité structurelle du sol et augmente son érodabilité. La maîtrise du phénomène et de sa géographie, pour une intervention anti érosive efficace et bien planifiée nécessite le développement et la mise en œuvre des méthodes scientifiques d'étude et d'analyse fiables et praticables, pour obtenir des données quantitatives sur les taux d'érosion et de distribution. La méthode de susceptibilité magnétique a été considérée dans cette perspective, dans cette étude. Il a ainsi été établi que la méthode est efficace rapide et peu coûteuse, en comparaison des autres techniques, dans la cartographie quantifiée de l'érosion et des dépôts de sol dans un bassin. Le premier objectif de ce travail consistait à développer et appliquer de nouveaux modèles d'estimation de l'érosion et dépôt de sols dans un bassin versant, en suivant et quantifiant la distribution des traceurs magnétiques dans un bassin versant grâce à leurs réponses magnétiques dont notamment la susceptibilité magnétique, paramètre aisément accessible. Le second objectif est la comparaison de la méthode magnétique au modèle RUSLE dans l'estimation des pertes en sol pour déterminer les limites et les avantages de leurs utilisations dans un bassin versant. Cette étude a été réalisée dans deux bassins versants situés dans le nord du Maroc : Ait Azzouz (AZ) et Mezguida (MZ). L'estimation des pertes en sol à l'aide de la méthode magnétique a été réalisée sur des carottes collectées dans le bassin versant AZ dans de nombreuses unités homogènes (UH) caractérisées chacune par un ensemble unique de quatre facteurs d'érosion dont l'utilisation des terres, la classe de pente, la lithologie, et la hauteur des précipitations. Les pertes en sol ont également été estimées sur plusieurs carottes échantillonnées le long de deux transects (MZ17 et MZ13) parcourant respectivement des terrains forestiers et de cultures, dans le bassin versant MZ à cinq positions de pente. Un transect du bassin versant AZ (AZ23) a aussi été échantillonné de façon identique. Trois modèles d'érosion basés sur la susceptibilité magnétique du sol (χ_{lf}) ont été développés et utilisés pour évaluer l'érosion des sols dans les bassins étudiés. Il s'agit du modèle d'homogénéisation du sol par le labour (T-H), du modèle de corrélation simple (SCM) et du modèle proportionnel simple (SPM). Les résultats obtenus dans le cas des unités homogènes et des transects échantillonnés montrent que les trois modèles sous-tendent la même constatation : χ_{lf} diminue tandis que l'érosion augmente. Ils montrent également que le modèle T-H tel que amélioré dans ce travail, et le modèle SCM nouvellement introduit aboutissent à des estimations d'érosion globalement

similaires, tandis que le modèle SPM sous-estime légèrement l'amplitude du phénomène car ce modèle néglige des carottes non calées sur la même origine dans le substrat. La méthode que nous proposons surmonte cet écueil mais nécessite comme le modèle T-H, un profil pédogénétique stable sur plus de 20 cm de profondeur, voire la collecte d'une carotte profonde (environ de 1 m) dans une zone stable non érodée, atteignant le substrat géologique. L'érosion (ou le dépôt) à long terme obtenue dans les UH échantillonnés permet d'établir une carte de répartition des sols dans le bassin versant AZ. Les résultats des transects échantillonnés ont montré que les pertes de sol les plus élevées en utilisant les trois modèles d'érosion sont produites aux positions de pente supérieure et inférieure du transect cultivé, et aux positions de pente intermédiaire et inférieure du transect de forêt. Cette étude a permis d'établir une nouvelle méthodologie et les conditions requises pour l'utilisation de la susceptibilité magnétique, pour l'estimation de l'érosion ou de la redéposition du sol dans un bassin versant. Les résultats obtenus par la méthode RUSLE ont confirmé la réalité et la gravité du risque d'érosion dans les sous-bassins versants AZ et MZ. Les moyennes des pertes annuelles en sol sont d'environ 20,21 t/ha/an et 12,22 t/ha/an dans les bassins MZ et AZ respectivement ; cette différence en perte en sol est liée au facteur topographique LS élevé et à la dominance des surfaces cultivées dans le bassin MZ par rapport au bassin AZ. Cette recherche démontre que les modèles magnétiques permettent d'estimer l'érosion et/ou le dépôt de sol cumulé depuis l'exploitation du terrain ou autrement de quantifier l'impact total de l'activité humaine, tandis que le modèle RUSLE est conçu pour prédire uniquement la perte annuelle en sol par l'érosion en nappe.

Mots clés : Susceptibilité magnétique, érosion, perte en sol, occupation du sol, unité homogène, transect, position de pente, modèle d'homogénéisation par labour (T-H), modèle de corrélation simple (SCM), modèle proportionnel simple (SPM), RUSLE.

Extended abstract

Soil erosion by water constitutes a serious threat for sustainable agriculture in the Mediterranean areas, especially in Morocco. It results in land degradation and soil losses, decreases soil structural stability, and increases soil erodibility. To face efficiently the phenomenon, which covers large areas and requires the mobilization of important financial resources, the needs for reliable scientific methods to obtain soil erosion data become crucial for the planning of anti-erosive programs. Magnetic susceptibility method has been considered as a good alternative proxy for soil erosion study, it is the fast and inexpensive method to estimate soil erosion in degraded areas comparing to other methods. The first objective of this thesis was to develop methods of estimation of soil erosion, based on the distribution in a subcatchment of soil magnetic tracers, easily and cheaply monitored by magnetic susceptibility measurements. The second one was to compare magnetic method and RUSLE model in the estimation of soil losses to determine the limits and advantages of their uses in a watershed. This study was carried out in two watersheds located in the northern of Morocco: Ait Azzouz (AZ) and Mezguida (MZ) watersheds. The estimation of soil losses using magnetic method has been performed on cores collected in AZ watershed in a many homogeneous units (HU) characterized each one by a set of four erosion factors including land use, slope class, lithology, and amount of precipitation. Soil losses were also estimated on several cores sampled in MZ watershed in forested (MZ17) and cultivated (MZ13) transects on five slope positions. AZ23 transect from AZ watershed was also sampled identically. Three erosion models based on the magnetic susceptibility of soil (χ_{lf}) were developed and used in assessing soil erosion: simple tillage homogenization model (T-H), new proposed simple correlation model (SCM) and the simple proportional model (SPM). The results obtained in both studies of the sampled homogeneous units and transects showed that the three models lead to the same erosion variation patterns: (χ_{lf}) decreases while erosion increases. It showed also that the T-H model as improved in this study and the new proposed model (SCM) result in globally similar estimates of erosion, while the SPM underestimate slightly erosion process due to its ignorance of contribution of soil layers below plowing zone after tillage to new measured χ_{lf} especially in cultivated soils. Although, the method we propose overcomes this fact it requires as T-H model a stable pedogenetic profile on more than 20 cm depth and subsequently a collection on stable non –eroded area of deep soil core (about 1 m) reaching the parent material. The erosion (or deposition) on a long term obtained in sampled HU allows drawing up the soil distribution map in the AZ watershed. The results

in the sampled transects showed that higher soil losses using the three erosion models have occurred in the upperslopes and lowerslopes in the cultivated transect, and in the middleslopes and lowerslopes in the forested transect. This study develops a methodology and required conditions for the use of magnetic susceptibility in the estimation of erosion or redeposition of soil in watershed. The results obtained by the RUSLE model confirmed the presence and the visibility of the erosion risk in AZ and MZ sub-watersheds. The averages of annual soil losses were about 20.21 t/ha/yr and 12.22 t/ha/yr in MZ and AZ watersheds respectively, this difference was linked to the high topographic factor LS and the dominance of cultivated areas in the MZ watershed comparing to AZ watershed. This research confirmed that the magnetic models used in this study allow us to estimate the total cumulative soil erosion, and to determine the sites of depositions during the past. While RUSLE model is designed for only predicting annual soil loss resulting from sheet erosion under given conditions.

Keywords: Magnetic susceptibility, Erosion, Soil loss, Land use, Homogeneous unit, Transect, Slope positions, Tillage homogenization (T-H), Simple correlation model (SCM), Simple proportional model (SPM), RUSLE model.

Liste des travaux scientifiques

N. Bouhsane and S. Bouhlassa (2018). Assessing Magnetic Susceptibility Profiles of Topsoils under Different Occupations, International Journal of Geophysics, vol. 2018, Article ID 9481405, 8 pages, <https://doi.org/10.1155/2018/9481405>. (IF= 1.3).

S. Bouhlassa and N. Bouhsane (2019). Assessment of areal and tillage erosion using magnetic susceptibility: the approach and its application in Moroccan watershed. Environmental science pollution Research, 26: 25452-25466. <http://doi.org/10.1007/s11356-019-05510-6>. (IF = 5.3).

Bouhlassa, S. and Bouhsane, N (2020). Estimation of soil losses by the improved tillage homogenization model And Rusle model, International Archive of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Science, XLIII-B3-2020, 961-967, <https://doi.org/10.5194/isprs-archives-XLIII-B3-2020-961-2020>. (IF=1.5).

N Bouhsane , S. Bouhlassa (2020). Discrimination of pedogenic and anthropogenic effects on topsoil magnetic susceptibility enhancement in Moroccan watershed. Applied and Environmental Soil Science (Submitted).

N. Bouhsane and S. Bouhlassa (2020). Estimation of soil loss using three mathematical models based on the soil magnetic susceptibility: application in two transects of soil from Moroccan watershed. The 34th International Geographical Congress, İstanbul in 2020, Turkey.

N. Bouhsane and S. Bouhlassa. Magnetism of soil applied to estimate soil erosion: Application to the catchment of Bouregreg central of Morocco, International Congress of Environmental Engineering and Renewable Energy ICEERE 2017. Eljadida, Morocco.

N. Bouhsane and S. Bouhlassa. Assessing soil erosion in Moroccan watershed using magnetic tracers and RUSLE model. Colloque «Vulnérabilité des sols Méditerranéens à l'érosion hydrique : état des connaissances et stratégies d'adaptation face au changement global ». Rabat, les 19 et 20 Novembre 2018.

N. Bouhsane and S. Bouhlassa (2019). Erosion estimate using magnetic susceptibility of soil. 7^{ème} Edition du Congrès International : Eaux, Déchets et Environnement (EDEH), EST - Salé, Maroc, du 20 au 22 Novembre 2019.

N. Bouhsane and S. Bouhlassa. Magnetic susceptibility of soil at different slope position in the Ait Azouz sub watershed. The 5th edition of a green chemistry day, 4 and 5th November 2016 Tetouan, Morocco.

N. Bouhsane and S. Bouhlassa. Using of magnetic susceptibility to estimate soil erosion in the Ait Azouz sub watershed, Workshop Resources of Innovative & Geology 2016-RIG-Montpellier, France, 4, 7th April 2016, Volume: Bulletin de la Société Géologique de France.

N. Bouhsane and S. Bouhlassa. Studying of the factors influencing the variation of the magnetic parameters of the soils in the catchment Ait Azzouz. 4th Edition of Doctoriales Rabat, Morocco, 19, 20 and 21 February 2015.

Liste des tableaux

Tableau 1: Minéraux magnétiques classés selon le type de comportement magnétique (Dearing, 1994 ; Costa and Bigham, 2009).....	11
Tableau 2: Description des unités homogènes définies dans le sous bassin versant Ait Azzouz (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).	46
Tableau 3: Les caractéristiques des échantillons prélevés et les unités homogènes associées dans le sous bassin versant Ait Azzouz (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).	47
Tableau 4: Inclinaisons de pente (%) dans chaque position de pente le long des transects MZ17 et MZ13.	48
Tableau 5: Les caractéristiques lithologiques des carottes prélevées dans les transects MZ17 et MZ13 du sous bassin versant Mezguida.	49
Tableau 6: Les unités homogènes définies dans le sous bassin versant Mezguida.	51
Tableau 7: Valeurs attribuées à chaque occupation du sol.	63
Tableau 8: Paramètres magnétiques mesurés sur les échantillons de sol prélevés dans les forêts du sous bassin versant Ait Azzouz (Bouhsane and Bouhlassa, 2018).	71
Tableau 9: Paramètres magnétiques mesurés sur les échantillons de sol prélevés dans des terrains de culture du sous bassin versant Ait Azzouz (Bouhsane and Bouhlassa, 2018).	72
Tableau 10: Paramètres magnétiques mesurés sur les échantillons de sol des terrains de pâturage du sous bassin versant Ait Azzouz (Bouhsane and Bouhlassa).	73
Tableau 11: Analyse statistique des susceptibilités magnétiques χ_{lf} (en $10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$) et $\chi_{fd}\%$ des sols prélevés dans les forêts, les terrains de cultures et pâturages (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).	74
Tableau 12: Différence des susceptibilités magnétiques entre la base et la surface des profils de sol prélevés dans AZ.	85
Tableau 13: Application de la méthode de l'écart médian absolu (MAD) aux profils de susceptibilités des sols prélevés dans AZ.	86
Tableau 14: Perte en sol estimée ($d_{(loss, T-H)}$) dans chaque profil de sol après l'homogénéisation par le labour (en cm) (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).	90
Tableau 15: Comparaison des érosions estimées par le modèle de Royall amélioré (T-H), par le nouveau modèle de corrélation simple, et par le modèle de Liu et al (2015). Le taux d'érosion en (t/ha) est obtenu en supposant que la densité du sol est de 1.4 t/m^3 (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).	93
Tableau 16: Analyse statistique des paramètres magnétiques χ_{lf} et $\chi_{fd}(\%)$ des sols des transect MZ17 et MZ13.	94
Tableau 17: Différences entre les susceptibilités magnétiques de la base et de la surface du sol des échantillons des transects MZ17 et MZ13.	104
Tableau 18 : Résultats de la méthode MAD pour les sols des transects MZ13 et MZ17.	105
Tableau 19: Perte estimée $d_{(loss, TH)}$ (en cm) après homogénéisation par labour de chaque carotte le long du transect MZ17.	121
Tableau 20: Perte en sol estimée $d_{(loss, TH)}$ (en cm) après l'homogénéisation du sol par labour de chaque carotte le long du transect MZ13.	122
Tableau 21: Comparaison des érosions de sol estimées dans le transect MZ17 obtenues par le modèle amélioré de Royall (T-H), le modèle de corrélation simple (SCM), et le modèle proportionnel simple (SPM) de Liu et al, 2015).	125
Tableau 22: Comparaison des érosions de sol estimées dans le transect MZ13 obtenues par le modèle amélioré de Royall (T-H), le modèle de corrélation simple (SCM), et le modèle proportionnel simple (SPM) (Liu et al , 2015).	126
Tableau 23: Paramètres magnétiques mesurés sur les échantillons de sol du transect AZ23.	130

Tableau 24: Perte en sol estimée dans les différents profils de sol du transect AZ23 après l'homogénéisation (en cm).....	134
Tableau 25: Comparaison des résultats obtenus par les trois modèles d'estimation d'érosion appliqués dans le transect AZ23.....	136
Tableau 26 : Incertitudes absolues et relatives des susceptibilités magnétiques des échantillons des unités homogènes UH_{AZ}	138
Tableau 27 : Incertitudes absolues et relatives des susceptibilités magnétiques des échantillons du transect MZ17.	139
Tableau 28 : Incertitudes absolues et relatives des susceptibilités magnétiques des échantillons du transect. MZ13.	139
Tableau 29 : Incertitudes absolues et relatives des susceptibilités magnétiques des échantillons du transect. MZ13.	139
Tableau 30 : Incertitudes absolues et relatives des pertes estimées par le modèle T-H, modèle de corrélation simple (SCM), et le modèle proportionnel simple (SPM) dans les échantillons des unités homogènes UH_{AZ}	140
Tableau 31 : Incertitudes absolues et relatives des pertes estimées par le modèle T-H, modèle de corrélation simple (SCM), et le modèle proportionnel simple (SPM) dans le transect MZ17.....	140
Tableau 32: Incertitudes absolues et relatives des pertes estimées par le modèle T-H, modèle de corrélation simple (SCM), et le modèle proportionnel simple (SPM) dans le transect MZ13.....	141
Tableau 33 : Incertitudes absolues et relatives des pertes estimées par le modèle T-H, modèle de corrélation simple (SCM), et le modèle proportionnel simple (SPM) dans le transect AZ23.	141
Tableau 34: Répartition des classes du facteur K_{AZ} dans le sous bassin versant Ait Azzouz.	150
Tableau 35: Répartition des classes du facteur C_{AZ} dans le sous bassin versant Ait Azzouz.....	152
Tableau 36: Répartition des classes du facteur LS dans le sous bassin versant Ait Azzouz.	153
Tableau 37: Répartition des classes du facteur K_{MZ} dans le sous bassin versant Mezguida..	157
Tableau 38: Répartition des classes du facteur K_{MZ} dans le sous bassin versant Mezguida..	157
Tableau 39: Répartition des classes du facteur C_{MZ} dans le sous bassin versant Mezguida..	157
Tableau 40: Répartition des classes du facteur LS_{MZ} dans le sous bassin versant MZ.....	158
Tableau 41: Comparaison des facteurs d'érosion des sous bassins versants AZ et MZ.	163
Tableau 42: Comparaison des érosions potentielles et réelles dans les deux sous bassins versants.....	166

Liste des figures

Figure 1: Courbes caractéristiques des différents comportements magnétiques (Amrouch, 2010). (M et H sont respectivement l'aimantation et le champ magnétique).	6
Figure 2: États magnétiques et aimantation spontanée en fonction de la disposition des moments magnétiques (Les spins sont représentés par des flèches) (Lima, 2016).	8
Figure 3: Rotation progressive des spins de 180° autour de la paroi du domaine.	8
Figure 4: Domaines magnétiques en fonction de la taille des grains magnétiques (Sadiki, 2005).	9
Figure 5: Variation de la susceptibilité magnétique de la magnétite avec la taille des grains en microns (Dearing, 1999).	9
Figure 6 : Susceptibilimètre Bartington à sonde MS2 (Laboratoire de Radiochimie FSR).	13
Figure 7: Schéma simplifié du transport des minéraux magnétiques entre l'atmosphère, la lithosphère et l'hydrosphère (Thompson et al, 1986).	14
Figure 8: Illustration schématique des processus fondamentaux entraînant le développement du profil du sol.	22
Figure 9: Schéma descriptive des processus d'érosion hydrique.	24
Figure 10: Formes de l'érosion (Sharma, 2009).	25
Figure 11: Distribution verticale de ¹³⁷ Cs dans les sols des sites perturbés et des sites stables (Rabesiranana et al, 2016).	32
Figure 12: Schéma illustratif de redistribution de ¹³⁷ Cs dans le sol par l'érosion : répartition de ¹³⁷ Cs dans le site de référence, site érodé et dans le site de déposition (Fulajtar et al, 2017)..	33
Figure 13: Situation géographique du bassin versant de Bouregreg (s.l) (Goussot et al, 2014).	35
Figure 14: Pourcentages et surfaces des formations lithologiques du bassin versant Bouregreg (s.l) (créée par N. Bouhsane d'après Benmohammadi, 1991).	36
Figure 15: Carte lithologique du bassin Bouregreg (Réalisée par N Bouhsane d'après SIGMED, 2013).	36
Figure 16: Couvert végétal dans le bassin versant Bouregreg (SIGMED, 2013).	37
Figure 17: Types de sols dominants dans le bassin versant Bouregreg (Clark, 2015).	38
Figure 18: Situation géographique du sous bassin versant Ait Azzouz (Bouhsane and Bouhlassa, 2018).	39
Figure 19: Carte d'occupation des sols du sous bassin versant Ait Azzouz (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).	39
Figure 20: Carte des classes de pentes dans le sous bassin versant Ait Azzouz (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).	40
Figure 21: Carte lithologique du sous bassin versant Ait Azzouz (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).	40
Figure 22: Situation géographique du bassin versant Mezguida (Bouhlassa and Bouhsane, 2020).	41
Figure 23: Carte d'occupation des sols dans le bassin versant Mezguida.	42
Figure 24: Carte lithologique du bassin versant Mezguida.	42
Figure 25: Classes de pentes dans le bassin versant Mezguida.	43
Figure 26: Carte des unités homogènes du sous bassin versant Ait Azzouz (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).	44
Figure 27: Positionnements des échantillons dans la carte de lithologie du sous bassin versant Ait Azzouz (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).	45
Figure 28: Localisation des carottes du sol prélevées dans les transects MZ17 et MZ13 (créés par N. Bouhsane and S. Bouhlassa)	49
Figure 29: Carte des unités homogènes du sous bassin versant Mezguida.	50

Figure 30: Schéma illustratif des étapes de l'échantillonnage, traitement des échantillons au laboratoire, et mesures magnétiques.	52
Figure 31: Schéma illustratif du modèle T-H proposé par Royall (2001) et amélioré au LRCN (Crée par Bouhsane et Bouhlassa).	56
Figure 32: Schéma représentatif du nouveau modèle de corrélation simple proposé par LRCN (Crée par Bouhsane et Bouhlassa).	58
Figure 33: Étapes de cartographie de l'érosion par le modèle RUSLE (Bouhlassa and Bouhsane, 2020).....	61
Figure 34 : Histogramme des susceptibilités magnétiques moyennes des sols sur différentes lithologies et sous différentes occupations.....	77
Figure 35 : Histogramme des susceptibilités magnétiques moyennes avec l'inclinaison de la pente dans les profils de sol sous différentes occupations.	78
Figure 36 : Interdépendance entre χ_{lf} et χ_{hf} dans les forêts, les terrains de cultures et les pâturages (Bouhsane and Bouhlassa 2018).	79
Figure 37 : Interdépendance entre χ_{fd} et χ_{lf} dans les forêts (Bouhsane and Bouhlassa, 2018).	81
Figure 38 : Interdépendance entre χ_{fd} et χ_{lf} dans les terrains de cultures (Bouhsane and Bouhlassa, 2018).	81
Figure 39 : Interdépendance entre χ_{fd} et χ_{lf} dans les pâturages (Bouhsane and Bouhlassa, 2018).....	81
Figure 40 : Interdépendance entre χ_{lf} et χ_{fd} de tous les échantillons prélevés dans le sous bassin versant Ait Azzouz.	83
Figure 41 : Distribution des tailles des grains magnétiques sous différentes occupations du sol (Bouhsane and Bouhlassa, 2018).	84
Figure 42 : Variation des moyennes des paramètres magnétiques dans la couche arable de 25 cm de profondeur. a) χ_{lf} dans les forêts ; d) χ_{fd} % dans les forêts ; (b) χ_{lf} sous les cultures ; e) χ_{fd} % sous les cultures ; c) χ_{lf} dans les pâturages ; f) χ_{fd} % dans les pâturages.	88
Figure 43: Les pertes en sol (en cm) corrélées à χ_{lf} mesurée, dans le site de référence, selon le modèle T-H amélioré (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).....	89
Figure 44: Distribution de la susceptibilité magnétique χ_{lf} dans le profil de référence AZF14 (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).	89
Figure 45: Variation de la susceptibilité magnétique χ_{lf} des profils de sol atteignant le substrat géologique (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).	91
Figure 46: Corrélation linéaire entre la susceptibilité magnétique moyenne et la perte en sol $d_{loss, SCM}$ (cm) (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).	92
Figure 47 : Boîtes à moustache résumant les données statistiques des paramètres magnétiques (χ_{lf} , χ_{fd} %).	95
Figure 48: Histogramme de variation moyenne de la susceptibilité magnétique à différentes positions de pente (SU, SH, BS, FS, TS) sous forêt (MZ17) et terrains de cultures (MZ13)..	97
Figure 49: Histogramme de la variation de la susceptibilité magnétique moyenne avec la lithologie dans le transect (MZ17)	99
Figure 50: Histogramme de la variation de la susceptibilité magnétique moyenne avec la lithologie dans le transect (MZ13).	99
Figure 51: Interdépendance entre χ_{lf} et χ_{hf} dans les sols des transects MZ17 et MZ13.....	100
Figure 52: Interdépendance entre χ_{fd} and χ_{lf} dans le transect MZ17.	102
Figure 53: Interdépendance entre χ_{fd} and χ_{lf} dans le transect MZ13.	102
Figure 54 : Corrélation linéaires entre χ_{lf} et χ_{fd} dans les deux transects MZ17 et MZ13.	103
Figure 55 : Distribution des grains magnétiques dans les sols d transect MZ17.	107
Figure 56: Distribution des grains magnétiques dans le sol du transect MZ13.	107

Figure 57: Distribution des grains magnétiques des sols dans les deux transects MZ17 et MZ13.....	108
Figure 58 : Distribution des grains magnétiques à chaque position de pente dans le transect MZ17.....	109
Figure 59: Distribution des grains magnétiques à chaque position de pente dans le transect MZ13.....	110
Figure 60: Nature des grains magnétiques dans chaque position de pente dans les deux transect MZ17 et MZ13.....	110
Figure 61: Variation de la moyenne des paramètres magnétiques χ_{lf} , $\chi_{fd}\%$ avec la profondeur du sol dans le transect de forêt (MZ17) (a-b) et de culture (c-d) MZ13.	112
Figure 62: Variation de la moyenne de χ_{lf} et $\chi_{fd}\%$ à chaque position de pente dans le transect de forêt (MZ17).....	115
Figure 63: Variation de la moyenne de χ_{lf} et $\chi_{fd}\%$ à différentes positions de pente dans le transect de culture (MZ13).....	115
Figure 64 : Variation de χ_{lf} avec la profondeur du sol dans différentes positions de pente dans les transects sous forêt (MZ17) et sous cultures (MZ13).....	118
Figure 65: Variation de $\chi_{fd}\%$ avec la profondeur du sol dans les différentes positions de pente dans les transects sous forêt (MZ17) et sous cultures (MZ13).	119
Figure 66: La relation polynomiale corrélant la perte de sol ($d_{(loss, TH)}$ en cm) à χ_{lf} mesurée dans le sol de la référence 17A après l'application du modèle l'homogénéisation du sol (modèle de T-H).....	120
Figure 67: Variation de la susceptibilité magnétique χ_{lf} en fonction de la profondeur dans le site de référence 17A.....	120
Figure 68: Variation de la susceptibilité magnétique χ_{lf} des profils de sol atteignant le matériau de base dans les transects MZ17 et MZ13	123
Figure 69: Corrélation linéaire ente la moyenne de la susceptibilité magnétique et la perte du sol (d_{loss}) obtenu par le modèle de corrélation simple.	124
Figure 70 : Comparaison des trois modèles d'érosion appliqués dans MZ17.	127
Figure 71: Comparaison des trois modèles d'érosion appliqués dans le transect MZ13.	128
Figure 72: Comparaison des pertes moyennes en sol obtenues par le modèle amélioré de Royall amélioré (T-H) et le modèle de corrélation simple dans chaque position de pente dans le transect MZ17.....	129
Figure 73: Comparaison des pertes moyennes en sol obtenues par le modèle de Royall amélioré (T-H) et le modèle de corrélation simple dans chaque position de pente dans le transect MZ13.	129
Figure 74: Variation de χ_{lf} en fonction de χ_{hf} dans le transect AZ23.....	131
Figure 75: Interdépendance entre χ_{fd} et χ_{lf} dans le transect AZ23.....	131
Figure 76: distribution de $\chi_{fd}\%$ et de la taille des grains magnétiques dans le sol du transect AZ23.....	132
Figure 77: Variations des susceptibilités magnétiques en fonction de la profondeur dans le transect AZ23.	133
Figure 78: Profil de susceptibilité magnétique χ_{lf} de la référence AZ23I.	134
Figure 79: Les relations polynomiales corrélant la perte en sol (en cm) à χ_{lf} mesurée dans le sol de référence (AZ23I) après l'homogénéisation du sol (modèle de T-H).	134
Figure 80: Corrélation linéaire entre la moyenne de la susceptibilité magnétique et la perte du sol (d_{loss}) dans le transect AZ23.	135
Figure 81: Comparaison des trois modèles utilisés pour estimer l'érosion dans le transect AZ23.....	137
Figure 82 : Carte des sols de sous bassin Ait Azzouz.....	150

Figure 83: Carte de facteur d'érodibilité (K_{AZ}) dans le sous bassin versant Ait Azzouz.....	150
Figure 84: Carte du facteur couvert végétal (C_{AZ}) dans le sous bassin versant Ait Azzouz..	152
Figure 85: Carte du facteur topographique LS_{AZ} du sous bassin versant Ait Azzouz	153
Figure 86: Carte de l'indice d'érosivité des pluies R_{AZ} dans le sous bassin versant Ait Azzouz.	154
Figure 87: Carte des pertes en sol dans le sous bassin versant Ait Azzouz.	155
Figure 88: Répartition des classes de perte en sol en (t/ha/an) dans le sous bassin versant Ait Azzouz.....	156
Figure 89: Carte des sols de sous bassin Mezguida.	156
Figure 90: Carte d'érodibilité (K_{MZ}) dans le sous bassin versant Mezguida (Bouhlassa and Bouhsane, 2020).....	157
Figure 91: Carte du facteur C_{MZ} du sous bassin Mezguida (Bouhlassa and Bouhsane, 2020).	158
Figure 92: Carte du facteur topographique LS_{MZ} dans le sous bassin versant Mezguida (Bouhlassa and Bouhsane, 2020).	159
Figure 93: Carte du facteur d'érosivité climatique R_{MZ} du sous bassin versant Mezguida (Bouhlassa and Bouhsane, 2020).	159
Figure 94 : Carte de perte en sol dans le sous bassin versant Mezguida (Bouhlassa and Bouhsane, 2020).....	161
Figure 95: Répartition des classes de perte en sol en (t/ha/an) dans le bassin versant Mezguida	161
Figure 96: Comparaison des répartitions des pertes en sols dans les deux sous bassins versants	163
Figure 97 : Carte de l'érosion potentielle dans le sous bassin versant Ait Azzouz.....	165
Figure 98 : Carte de l'érosion potentielle dans le sous bassin versant Mezguida.....	165

Liste des abréviations

A : Ampère
ABHBC : Agence du Bassin Hydraulique du Bouregreg et de la Chaouia
AZ : Ait Azzouz
Bq : Becquerel
Be : Beryllium
BS : Backslope
C : Culture
C.V : Coefficient de variation
CGS : Centimètre gramme seconde
cm : Centimètre
d_{loss} : Depth loss
EPM : Méthode de l'érosion potentielle
FAO : Organisation des Nations Unies pour l'Alimentation et l'Agriculture
Fig: Figure
FS: Footslope
h: Heure
ha: Hectare
HO: Homogenous units
HU: Unites homogée
Hz: Hertz
kg: Kilogramme
Km : Kilomètre
Kurt : Kurtosis
LRCN : Laboratoire de Radiochimie et Chimie Nucléaire
LS: Slope length
m: Mètre
MAD: Mediane absolute deviation
MAX : Maximum
MD : Multi-domaine
Min : Minimum
MJ : Milijoule
mm : Millimètre
MNT : Modèle numérique de terrain
MS: Magnetic susceptibility
MUSLE: Modified Universal Soil Loss Equation
MZ : Mezguida
P : Pâturage
Pb : Plomb
Prof : Profondeur
PSD: Pseudomonodomains
R: Rapport
RUSLE: Revised universal soil loss equation
S.D: Ecart type

s.l: Senso lato

SBV : Sous bassin versant

SBVAZ: Sous bassin versant Ait Azzouz

SBVAZ : Sous bassin versant Mezguida

SCM : Simple correlation model

SH : Shoulder

SI : Système international

SIG : Système d'information géographique

SIGMED : Approche Spatialisée de l'Impact des activités Agricoles au Maghreb sur les transports solides et les ressources en Eau De grands bassins versants

Skew : Skewness (coefficient d'asymétrie)

SM : Susceptibilité magnétique

SP : Superparamagnétique

SPM : Simple proportional model

SSD: Stable single domain

SU: Summit

SWAT: Soil and Water Assessment Tools

T : tonne

T-H : Tillage homogenization

TS : Toeslope

UH : Unité homogène

USGS : USA geological survey

USLE : Universal Soil Loss Equation

WEPP: Water Erosion Prediction Project

W: west

°C : Celsius degré

µm : Micromètre

¹³⁷Cs : Césium 137

χ_{fd} : Susceptibilité magnétique à fréquence dépendante

$\chi_{fd} \%$: Pourcentage de la susceptibilité magnétique à fréquence dépendante

χ_{hf} : Susceptibilité magnétique à haute fréquence

χ_{lf} : Susceptibilité magnétique à basse fréquence

$\chi_{subsoil}$: Susceptibilité magnétique χ_{lf} à la base du sol

$\chi_{topsoil}$: Susceptibilité magnétique χ_{lf} à la surface du sol

INTRODUCTION GÉNÉRALE

L'érosion est l'une des principales menaces pour la préservation et la pérennité des sols et de leur fertilité. Elle affecte plus de 80% des terres agricoles dans le monde (Jordanova et al, 2014). Aux impacts directs des pertes en sol sur les activités agricoles s'ajoutent souvent les effets de la mobilisation des sédiments et leur transport par les rivières. Ces effets néfastes hors site de production, comprennent la pollution de l'eau, la sédimentation dans les réservoirs des barrages, la dégradation des habitats aquatiques et l'augmentation du coût de traitement de l'eau (Bouhlassa et Lahlou, 1993 ; Lahlou, 1997 ; Bouhlassa et al, 2000 ; Ritchie et al, 2003 ; Moukhchane et al, 2005 ; Sadiki et al, 2009).

À l'échelle globale, l'érosion hydrique du sol est un phénomène grave qui touche les pays méditerranéens dont le Maroc. L'érosion constitue le principal facteur de la dégradation des sols, c'est un phénomène dynamique et très complexe qui dépend des facteurs naturels et anthropiques (Mahé et al, 2012). La dégradation des sols a des effets visibles sur l'environnement et entrave le développement économique et social. Les conséquences de l'érosion aussi bien en amont qu'en aval des bassins versants sont coûteuses pour l'économie marocaine. Les changements climatiques et des paysages sous l'influence de la pression démographique ont contribué à l'augmentation de l'exposition des terres au processus de ruissellement, et par la suite à la dégradation des sols par l'érosion. Ainsi les activités humaines à travers les pratiques agricoles, les exploitations forestières, le pâturage, ou la construction des routes et des bâtiments contribuent à l'accélération de l'érosion d'une façon considérable (Moukhchane, 1999 ; Barakat et al, 2016). La forte dégradation des terres dans certaines régions géographiques constitue une menace sérieuse pour les activités agricoles durables (Bouhlassa et al, 2008 ; Bouhlassa et al, 1998 ; Hassouni and Bouhlassa, 2006 ; Zhang et al, 2007 ; Sadiki et al, 2009 ; Fang et al, 2012 ; Mahe et al, 2012 ; Liu et al, 2013). En agriculture, l'érosion des sols est liée à l'usure de la couche arable d'un champ par des forces physiques naturelles y compris l'eau et le vent, ou par des pratiques agricoles telles que le labour (Jordanova et al, 2014 ; Bouhlassa and Bouhsane 2019), considérés par la suite parmi les sources et moteurs principaux de l'érosion et de la redistribution des sols (Bouhlassa and Choua, 2009 ; Kapicka et al, 2015). Comme cette menace entraîne une dégradation des sols sur site, elle entraîne également des problèmes hors site liés à la sédimentation en aval ainsi qu'à la pollution des eaux de surface et souterraines (Bouhlassa et al, 1998). La dégradation des sols in situ qui en résulte, en particulier sur les terres cultivées et les pâturages, conduit à une productivité réduite. Cela est dû à une perte de la matière organique,

d'éléments nutritifs pour les plantes, et une réduction des profondeurs du sol (Abbaszadeh Afshar et al, 2010 ; Mehnatkesh et al, 2013).

Plusieurs méthodes et modèles de prévision d'érosion et d'estimation de la perte en sol sont apparus au fil du temps pour en établir l'ampleur et sa distribution spatiale. Des modèles empiriques basés sur des données géomatiques telles que le modèle RUSLE (Renard et al, 1997), le modèle MUSLE (Williams, 1977), la méthode de l'érosion potentielle EPM (Gavrilovic, 1988), le modèle PAP/RAC (PAP/RAC, 1997), le modèle SWAT (Ouallali et al, 2020a), la méthode des parcelles expérimentales (projet PREM, 1997) et la méthode WEPP (Flanagan et Nearing, 1995) peuvent être utilisés pour prédire l'érosion. Mais la plupart de leurs résultats sous-estiment ou surestiment la perte de sol et ne sont pas adaptés à la quantification des dépôts de sol (Royall, 2001 ; Yu et al, 2017). Autres méthodes d'érosion sont basées sur la mesure des radionucléides tels que ^{137}Cs , ^{210}Pb et ^7Be qui sont utiles pour quantifier à la fois l'érosion du sol et son dépôt, mais elles sont très coûteuses lorsque les zones d'étude sont étendues (Ritchie et Machenry, 1990 ; Lahlou et Bouhlassa, 1993 ; Bouhlassa, 1992 ; Afif and Bouhlassa, 1995 ; Moukhchane, 1999 ; Bouhlassa et al, 2000 ; Sadiki et al, 2007 ; Faleh et al, 2003 ; 2005 ; Lahlou, 1997 ; Rahimi et al, 2013 ; Yu et al, 2017 ; Yu et al, 2019). Selon de nombreux chercheurs, les traceurs radioactifs sont considérés efficaces seulement sur quelques décennies, en raison de leur période de demi-vie qui est courte (He et Walling, 1997 ; Ayoubi et al, 2012 ; Zhang et al, 2015). La méthode de la susceptibilité magnétique a été considérée par plusieurs chercheurs comme une technique peu coûteuse, efficace, rapide et non destructive pour analyser plusieurs sites de sol et pour l'évaluation du processus d'érosion (Le Borgne, 1955 ; Dearing et al, 1986 ; Bouhlassa et al, 1998 ; Evans and Heller, 2003 ; Bouhlassa and Choua, 2005 ; Lu et al, 2008 ; Sadiki et al, 2009 ; Hassouni et Bouhlassa, 2006 ; Jordanova et al, 2014 ; 2019 ; Yu et al, 2017). La méthode de la susceptibilité magnétique s'est révélée d'être un bon traceur pour l'étude de l'érosion, elle permet de prédire les processus d'érosion qui se produit sur des milliers d'années. Jakšik et al (2016) ont indiqué que la susceptibilité magnétique constitue un nouveau paramètre pour l'évaluation de la dégradation des sols causée par l'érosion hydrique.

La susceptibilité magnétique est un paramètre magnétique communément mesurée sur les sols (Naimi et al, 2013 ; Dankoub et al, 2012 ; Valaee et al, 2016), elle dépend principalement de la concentration des particules magnétiques, de leur minéralogie et de la taille des grains (Thompson et Oldfield, 1986). Elle peut être également affectée par la lithologie (Karimi et al, 2017 ; Ayoubi et al, 2018 ; 2019), par les conditions de drainage des sols (Hendrickx et al, 2005 ; Grimley et al, 2008 ; Asgari et al, 2018), par les facteurs

géomorphologiques et par l'utilisation des sols (Sadiki et al, 2006 ; 2009). Ce paramètre permet d'étudier et de suivre l'évolution du processus d'érosion et de dépôt sur le long terme et d'identifier rapidement et facilement les différences entre la couche arable et le sous-sol (Dearing et al, 1986 ; Gennadiev et al, 2002). Les réponses différenciées de cette technique magnétique peuvent être utilisées de manière quantitative pour évaluer l'intensité des processus d'érosion et de dépôt des sols (Gennadiev et al, 2002). Kapicka et al (2014) ont signalé que la différence entre la susceptibilité magnétique enregistrée dans les profils de sol non perturbés et après l'érosion ou le mélange du sol par le processus de labour est fondamentale pour estimer la perte de sol dans la zone étudiée. La technique magnétique est utilisée pour évaluer la redistribution des sols le long des transects à différentes positions de pente dans de nombreux paysages et régions du monde, comme l'ont montré de nombreuses études (Mokhtari Karchegani et al, 2011 ; Ayoubi et al, 2012 ; Rahimi et al, 2013 ; Jordanova et al, 2014, Liu et al, 2015 ; Yu et al, 2017 ; Ayoubi et al, 2020). En plus, ce paramètre a été utilisé également pour obtenir des informations sur le paléoclimat dans la séquence des loess/paléosols et comme indicateur de pollution (Liu et al, 1995 ; Han et al, 1996 ; Wang et al, 2000 ; El Baghdadi et al, 2011).

La variation de la susceptibilité magnétique spécifique (χ_{lf}) et de la susceptibilité magnétique à fréquence dépendante (χ_{fd}) dans les profils pédologiques reflète la stabilité ou l'instabilité de la couche arable (Bouhlassa and Choua, 2005 ; Faleh et al, 2003 ; Sadiki et al, 2006). En effet, l'amélioration de ces paramètres dans la couche arable est attribuée à la pédogenèse qui est plus forte dans les zones de hautes altitudes, ou de dépôt du sol (Wei et al, 2013), cette amélioration constitue une indication de stabilité des sols. La situation est inversée en cas d'érosion ou d'instabilité des surfaces du sol (Bouhlassa and Choua, 2009 ; Bouhlassa and Bouhsane, 2019). Cette amélioration de la susceptibilité magnétique spécifique qui est signalée par de nombreux auteurs dans les couches superficielles pourrait être utilisée pour identifier les différences entre le sol de surface et le sous-sol (Evans et Heller, 2003 ; Le Borgne, 1955 ; Mullins, 1977 ; Sadiki et al, 2004 ; Menshov et al, 2018). Cela pourrait également servir comme un traceur pour les processus d'érosion et de dépôt des sols à long terme (Kapicka et al, 2015 ; de Jong et al, 1998 ; 2000 ; Dearing et al, 1985 ; 1986). Ces comportements sont décrits par de nombreux auteurs. En Illinois aux États-Unis, Hussain et al (1998) ont montré que la susceptibilité magnétique diminue régulièrement avec la profondeur sur tous les sites étudiés. Pour être plus précis, elle est plus élevée sur les terres boisées en comparaison avec les terres cultivées pour toutes les positions de pente, sauf sur les pentes les

plus basses (Hussain et al, 1998). Sadiki et al (2009) ont également trouvé des valeurs de χ_{lf} dans les profils de sol dans les terres cultivées nettement inférieures à celles des terres non cultivées dans le Rif oriental au Maroc. Les faibles valeurs de la susceptibilité magnétique sont dues à une pédogenèse plus faible ou à une érosion de la couche arable (Ananthapadmanabha et al, 2013 ; Bouhsane and Bouhlassa, 2018 ; Bouhlassa and Bouhsane, 2019).

Notre étude dans ce mémoire concerne l'érosion dans deux sous bassins versants en utilisant deux méthodes : la méthode magnétique basée sur la susceptibilité magnétique du sol, et la méthode cartographique basée sur l'équation universelle RUSLE. Ce mémoire est composé de trois chapitres :

Le premier chapitre présente une synthèse bibliographique sur le magnétisme du sol, l'érosion hydrique des sols, et les méthodes d'estimation de l'érosion.

Le deuxième chapitre centré sur le matériel et les méthodes utilisées dans cette étude, présente une description détaillée des bassins d'étude, des modes d'échantillonnage et les méthodes mises en œuvre pour l'exploitation des mesures et des résultats obtenus.

Le troisième chapitre est constitué de deux parties, la première représente les résultats obtenus et leurs analyses par la méthode magnétique dans le but d'étudier la dégradation et/ou l'évolution des sols et d'estimer l'érosion du sol dans le cas des unités homogènes et des transects échantillonnés dans les deux sous bassins versants Ait Azzouz et Mezguida. La deuxième partie est réservée à l'analyse et l'interprétation des résultats de l'érosion par la méthode cartographique dans les deux sous bassins versants Ait Azzouz et Mezguida.

Enfin, une conclusion générale sur les résultats obtenus, avec une comparaison des différentes méthodes utilisées pour estimer l'érosion. Et nous clôturons cette thèse par les perspectives envisageables en prolongement direct du travail accompli au cours de cette recherche.

CHAPITRE I : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE

Le premier chapitre de cette thèse est consacré à une revue bibliographique détaillée et à l'introduction des différentes notions et définitions relatives aux méthodes et phénomènes étudiés dans ce travail. Ce chapitre est structuré comme suit :

Dans un premier point, nous présentons brièvement des généralités sur le magnétisme de l'environnement en décrivant les comportements magnétiques qui permettent de classer les minéraux magnétiques. Ensuite nous introduisons les domaines magnétiques ou la taille d'un grain magnétique, définissons certains paramètres magnétiques dont en particulier la susceptibilité magnétique, et décrivons la méthode de mesure de la susceptibilité magnétique.

Le deuxième point est réservé au magnétisme du sol en détaillant les principaux minéraux qui existent dans le sol, leurs formations et les facteurs responsables de cette formation, ainsi que les processus de formation et d'altération des sols.

Un troisième point important est relatif à la problématique traitée dans ce rapport qui n'est autre que l'érosion hydrique des sols, ses processus, ainsi que ses facteurs. Nous exposons aussi certaines méthodes utilisées pour estimer l'érosion telles que la méthode magnétique basée sur la susceptibilité magnétique du sol, la méthode cartographique basée sur le modèle RUSLE, et la technique de césium (Cs^{137}).

I. Généralités sur le magnétisme de l'environnement

I.1 Comportements magnétiques intrinsèques

Le magnétisme de l'environnement est une option pour surveiller l'érosion du sol, en particulier en raison de différents types de comportements magnétiques des particules du sol. Nous distinguons trois grands types de comportements magnétiques : le diamagnétisme, le paramagnétisme et le ferromagnétisme (Fig.1).

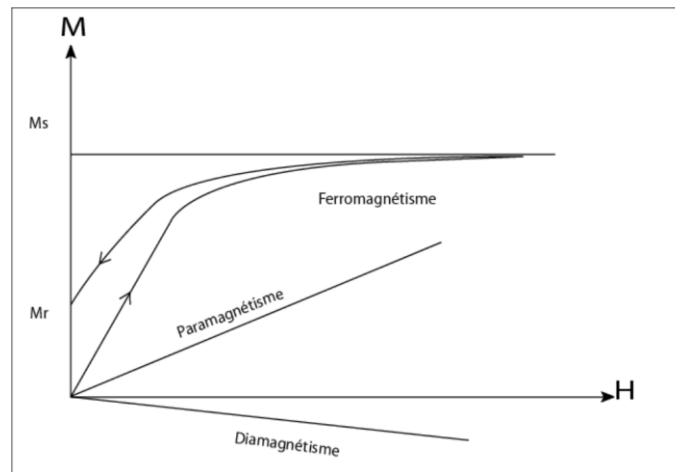


Figure 1: Courbes caractéristiques des différents comportements magnétiques (Amrouch, 2010) (M et H sont respectivement l'aimantation et le champ magnétique).

I.1.1 Diamagnétisme

Ce comportement est le plus répandu car il concerne la plupart des matériaux. Le diamagnétisme ne se produit que lorsqu'un champ magnétique externe (naturel ou artificiel) est appliqué. En absence du champ magnétique, les moments magnétiques des atomes et molécules sont nuls. Ce comportement est caractérisé par une susceptibilité magnétique très faible, négative et indépendante de la température (Evans and Heller, 2003). Les exemples des minéraux naturels les plus courants sont ceux sans teneur en fer, comme le quartz (SiO_2) ou le carbonate de calcium (CaCO_3), ainsi que l'eau et les matières organiques (Walden et al, 1999).

I.1.2 Paramagnétisme

Le paramagnétisme apparaît dans le cas des minéraux contenant des atomes ou des ions à électrons non appariés qui induisent un champ magnétique net (Linford, 2003). Les interactions entre les moments magnétiques atomiques sont faibles en raison de la distance entre les atomes. En absence d'un champ magnétique externe, le moment magnétique est nul en raison du mouvement aléatoire des électrons. Cependant, en présence d'un champ magnétique, le moment magnétique a tendance à s'aligner dans la même direction du champ

appliqué. Lorsque le champ est interrompu, cet alignement disparaît et il ne reste aucun moment net. Les substances paramagnétiques ont une faible aimantation, mais d'intensité nettement supérieure à celle que l'on peut observer dans le comportement diamagnétique (Thiesson, 2007). Les minéraux paramagnétiques sont les minéraux silicatés qui contiennent les ions Fe^{2+} , Fe^{3+} ou Mn^{2+} , comme la biotite ($\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe})_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{F}, \text{OH})_2$) et la pyrite (FeS_2) (Walden et al, 1999).

I.1.3 Ferromagnétisme

Le ferromagnétisme est le troisième comportement qui est probablement le plus significatif, il est généré par des électrons non appariés dans des atomes à une forte interaction (Fig.2). Différentes formes de comportement ferromagnétique résultent de la disposition des atomes dans le réseau cristallin. Par conséquent, quatre types de comportements peuvent être définis :

Le ferromagnétisme dont le fer est l'exemple le plus caractéristique. Tous les ions sont identiques et le couplage est positif. Tous les moments magnétiques sont parallèles et de même sens.

Le ferrimagnétisme où les ions ne sont pas identiques et occupent des sites cristallographiques différents, les couplages sont de signe négatif entre les deux types de sites. Les moments magnétiques sont parallèles mais de sens opposés. Les aimantations ne se compensent pas complètement. L'exemple classique est la magnétite Fe_3O_4 . Ce comportement est très proche du ferromagnétisme. La différence tient dans le fait qu'il existe dans le cristal deux types de porteurs de moments magnétiques différents.

L'antiferromagnétisme c'est le cas où les moments élémentaires ont la même intensité mais de sens opposés, les moments magnétiques résultants sont nuls. Ce sont les minéraux de fer tel que l'hématite ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$) et certains oxydes de fer qui ont une faible susceptibilité magnétique. Les ions des minéraux appartenant à cette catégorie ont le même comportement que les ferromagnétiques.

L'antiferromagnétique non colinéaire se produit lorsqu'au niveau des minéraux les couches sont dans un arrangement autrement antiferromagnétique et ne peuvent pas être parfaitement antiparallèles. Dans ce cas, il existe une petite aimantation spontanée résiduelle (Walden et al, 1999).

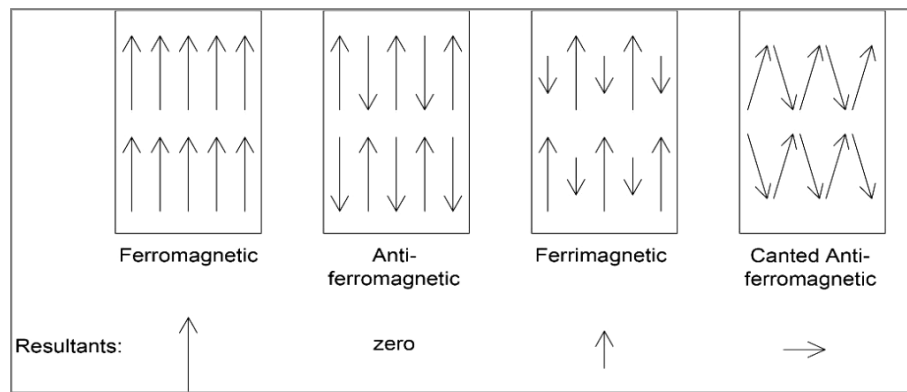


Figure 2: États magnétiques et aimantation spontanée en fonction de la disposition des moments magnétiques (Les spins sont représentés par des flèches) (Lima, 2016).

I.2 Domaines et grains magnétiques

Dans les roches, quelle que soit le type de l'aimantation naturelle, elle est portée par les minéraux ferromagnétiques qui sont dispersés sous forme des grains de différentes tailles dans une matrice para ou diamagnétique formant un réseau. Les spins sont parallèles ou antiparallèles dans un ferromagnétique. On appelle domaine magnétique ou domaine de Weiss chaque région d'un matériau dans laquelle les moments magnétiques de chaque atome sont orientés dans la même direction, dans ce cas l'aimantation est uniforme. Elle change de direction dans la paroi du domaine, cette dernière, appelée paroi de Bloch, est la zone qui sépare les domaines magnétiques (Fig.3). Le grain peut ainsi être monodomaine s'il comporte un seul domaine de Weiss ou polydomaine s'il en contient plusieurs.

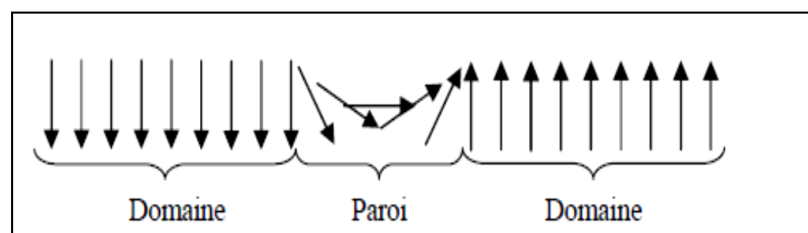


Figure 3: Rotation progressive des spins de 180° autour de la paroi du domaine.

Les grains monodomaines sont des grains ayant un domaine stable et simple (SSD), ils ne constituent qu'un seul domaine et ils ont une taille assez petite. Lorsqu'ils sont dans un champ magnétique, ils restent assez de temps alignés dans la même direction du champ magnétique (Mullins, 1977).

On parle des grains multidomaines (MD) si les grains ont une grande taille et l'orientation de leurs moments magnétiques ne sont pas dans la même direction. Les états magnétiques de ce type de grains ne sont pas stables à cause de l'interaction des forces magnétostatiques opposées créées. Les grains monodomaines organisent leur espace en

plusieurs domaines séparés par des murs ou parois de Bloch, en produisant une énergie minimale. Ces parois jouent un rôle important dans la rotation des moments magnétiques.

Les grains sont dits pseudomonodomaines (PSD) pour les grains d'une taille intermédiaire entre les (SSD) et les (MD). Cette catégorie présente un nombre de parois faible et montre un comportement semblable à celui des grains monodomaines (Fig.4).

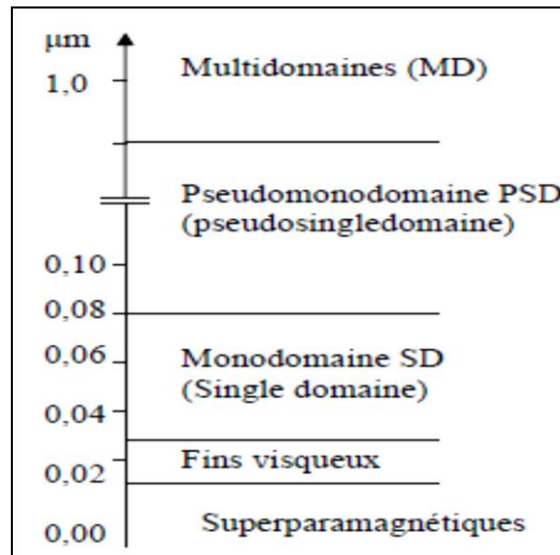


Figure 4: Domaines magnétiques en fonction de la taille des grains magnétiques (Sadiki, 2005).

Les grains superparamagnétiques (SP) sont les grains ferromagnétiques ou ferrimagnétiques d'un diamètre extrêmement petit ($0,01 \mu\text{m}$), ils ont des vibrations thermiques de même magnitude que leur énergie magnétique. Ces grains n'ont pas d'aimantation rémanente stable et ne présente aucun phénomène d'hystérésis. La susceptibilité magnétique des grains (SP) est supérieure aux susceptibilités magnétiques des grains monodomaines et multidomaines (Fig.5).

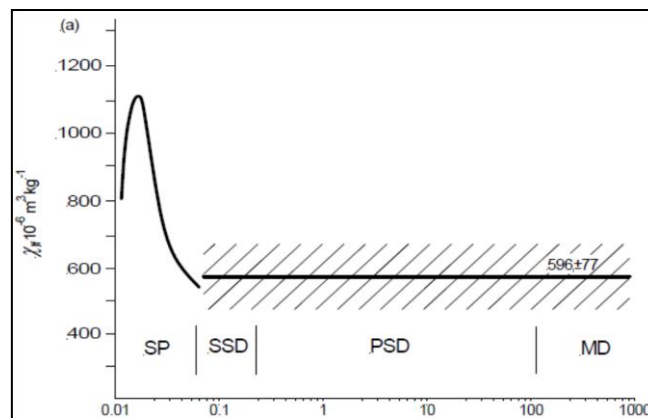


Figure 5: Variation de la susceptibilité magnétique de la magnétite avec la taille des grains en micromètre (Dearing, 1999).

I.3 Paramètres magnétiques

I.3.1 Susceptibilité magnétique

La susceptibilité magnétique décrit la réponse magnétique d'un échantillon exposé à un champ magnétique faible. C'est une mesure de l'attraction magnétique totale de tous les minéraux de l'échantillon ou du moment magnétique induit par un champ appliqué. C'est donc la somme des susceptibilités magnétiques des particules ferrimagnétiques, antiferromagnétiques, paramagnétiques et diamagnétiques. La susceptibilité magnétique est élevée pour les particules fortement magnétiques telles que les ferromagnétiques et ferrimagnétiques, et elle est faible dans les minéraux faiblement magnétiques comme les para et diamagnétiques (Tableau.1). La magnétite (Fe_3O_4) est un minéral fortement magnétique. De même les roches riches en magnétite telles que les basaltes sont caractérisées par un magnétisme très élevé (Dearing, 1999). De là, il est compréhensible que la susceptibilité magnétique d'un matériau dépend largement du comportement magnétique des grains qui le composent.

La susceptibilité magnétique est exprimée soit en unité de volume, elle est alors symbolisée par le caractère k (sans dimension dans le SI), soit par unité de masse symbolisée par χ et exprimée en m^3/kg . Elles sont définies par les relations suivantes :

$$\mathbf{k} = \frac{\mathbf{M}}{\mathbf{H}} \quad (\text{Eq.1}) \quad \text{et} \quad \chi = \frac{\mathbf{J}}{\mathbf{H}} \quad (\text{Eq.2})$$

avec M et J qui sont respectivement les aimantations induites par unité de volume (Am^{-1}) et de masse ($\text{Am}^2.\text{Kg}^{-1}$) et H le champ magnétique exprimé en Tesla dans le système international.

La susceptibilité magnétique massique (χ) utilisée dans notre étude est calculée en divisant la susceptibilité magnétique volumique (k) par la masse volumique (ρ) selon l'équation ci-dessous :

$$\chi = \frac{k}{\rho} \quad (\text{Eq. 3})$$

La susceptibilité magnétique d'un grain dépend principalement de sa nature, de sa taille et de sa forme. Le volume des échantillons utilisés dans les capteurs MS2B est généralement de 10 cm^3 . Cependant, il est important de noter que la masse volumique est exprimée en kg. m^{-3} . Il est également important de noter que χ est exprimée sous forme de valeur en unités de 10^{-3} , 10^{-6} ou 10^{-8} .

Tableau 1: Minéraux magnétiques classés selon le type de comportement magnétique (Dearing, 1994 ; Costa and Bigham, 2009).

Comportement magnétique	Minéral	Formule chimique	Susceptibilité magnétique à basse fréquence ($10^{-8} \cdot \text{m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$)
Ferromagnétique	Fer	Fe	$276 \cdot 10^5$
	Magnétite (0,012-0,069 μm)	Fe_3O_4	$44 \cdot 10^3 - 1116 \cdot 10^2$
	Magnétite (1-250 μm)	Fe_3O_4	$39 \cdot 10^3 - 716 \cdot 10^2$
Ferrimagnétique	Maghemite	$\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$	$286 \cdot 10^2 - 5 \cdot 10^4$
	Titanomagnétite	Fe_2TiO_4	$169 \cdot 10^2 - 29 \cdot 10^3$
Antiferromagnétique	Hématite	$\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$	27-169
	Geothite	$\alpha\text{-FeOOH}$	35-125
Paramagnétique	Ilménite	FeTiO_3	170-200
	Lépidocrocite	$\gamma\text{-FeOOH}$	50-75
Diamagnétique	Quartz	SiO_2	-0,1
	Kaolinite	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	-0,01

I.3.2 Susceptibilité magnétique à fréquence dépendante

La susceptibilité magnétique à fréquence dépendante χ_{fd} indique la variation de la susceptibilité avec la fréquence. Elle est calculée par la différence des susceptibilités magnétiques à haute et à basse fréquences (0,47 et 4,7 kHz, respectivement). Ce paramètre détecte les grains ferro / ferrimagnétiques superparamagnétiques qui se trouvent à la limite des domaines SSD et SP. La susceptibilité magnétique à fréquence dépendante repose sur les principes de la viscosité magnétique et le temps de relaxation des grains magnétiques. La susceptibilité magnétique à fréquence dépendante χ_{fd} et son pourcentage $\chi_{fd}\%$ sont déterminés comme suit :

$$\chi_{fd} = \chi_{lf} - \chi_{hf} \quad (\text{Eq.4})$$

$$\chi_{fd}\% = \frac{(\chi_{lf} - \chi_{hf})}{\chi_{lf}} \times 100 \quad (\text{Eq.5})$$

Le pourcentage de la susceptibilité magnétique à fréquence dépendante $\chi_{fd}\%$ constitue un indicateur de présence des grains superparamagnétiques (Dearing, 1999 ; Bouhlassa and Bouhsane, 2019).

I.3.3 Viscosité magnétique

La viscosité magnétique exprime le retard que mettent les particules à l'acquisition ou à la perte de l'aimantation acquise lorsqu'elles sont exposées à un champ magnétique par rapport à l'application ou à l'arrêt de ce champ magnétique (Mullin, 1973 ; Dabas et al,

1992). On parle de temps de relaxation d'un grain lorsque la viscosité magnétique résulte d'un champ appliqué interrompu et qu'un grain perd son aimantation rémanente au cours d'une période donnée (Eyre, 1997).

I.3.4 Aimantation rémanente isotherme

L'aimantation rémanente isotherme (ARI) est exprimée en ($\text{Am}^2.\text{kg}^{-1}$), c'est l'aimantation acquise par un échantillon après exposition à un champ magnétique constant. Elle dépend de la force du champ appliqué, de la minéralogie magnétique et de la taille des grains (Thompson et al, 1980 ; Jackson, 2007). Ce paramètre est souvent utilisé comme indicateur de présence des minéraux ferromagnétiques, mais aussi des minéraux antiferromagnétiques tels que l'hématite et la goethite susceptibles également d'acquérir une ARI (Le et al, 2019).

I.4 Mesure de la susceptibilité magnétique

I.4.1 Méthode de mesure de la susceptibilité magnétique

La susceptibilité magnétique peut être mesurée de différentes manières. Sa mesure à un champ faible est couramment la plus utilisée et indique la concentration totale en minéraux ferromagnétiques. Si les minéraux ferromagnétiques ne sont pas abondants, cette mesure fournit des informations sur les minéraux paramagnétiques et antiferromagnétiques présents dans l'échantillon alors que la susceptibilité magnétique à un champ magnétique élevé donne une indication sur les minéraux antiferromagnétiques et les minéraux paramagnétiques. Il existe une grande variété de type d'équipements spécifiques pour les mesures magnétiques, mais la plupart des utilisateurs utilisent le susceptibilimètre Bartington à sonde MS2 surtout dans les recherches et études environnementales (Dearing, 1999).

I.4.2 Susceptibilimètre MS2 Bartington

Le susceptibilimètre MS2B est un instrument qui mesure la susceptibilité magnétique à haute (4,47 kHz) et à basse fréquences (0,47 kHz) (Fig.6) (Bartington, 2001). Les mesures s'effectuent sur des échantillons d'un volume de 10 cm^3 . L'équipement est compact et portable, ce qui facilite et permet la réalisation des mesures sur le terrain. En plus, il permet d'obtenir des résultats rapides pouvant être analysés et corrélés sur le terrain aux observations environnementales. Cet instrument est utilisé pour identifier la présence des particules ferromagnétiques ultrafines telles que les grains superparamagnétiques. Cela est particulièrement important pour l'interprétation des informations concernant l'altération, la formation du sol, la catégorisation des sols fossiles et les enquêtes sur la source des particules.

Ses applications concernent la géologie, l'étude des sols, l'archéologie, l'hydrologie, la sédimentologie, la pollution et le paléomagnétisme. La susceptibilité magnétique détectée est exprimée en unités CGS ou SI, son unité internationale est en 10^{-5} SI.

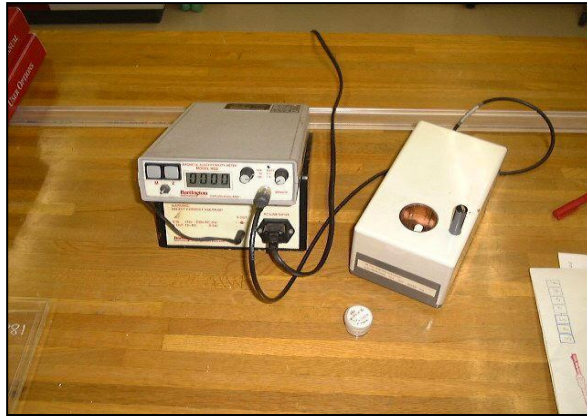


Figure 6 : Susceptibilimètre Bartington à sonde MS2 (Laboratoire de Radiochimie FSR).

I.4.3 Applications de la susceptibilité magnétique dans les études du sol

Au cours des vingt-cinq dernières années, le magnétisme s'est révélé être un moyen utile pour étudier des aspects environnementaux autres que le paléomagnétisme (Smith, 1999). Le magnétisme des substances environnementales dépend de la concentration des minéraux magnétiques, renseigne sur la nature du matériau et de son substratum ou de la zone dans laquelle il a été trouvé. Le magnétisme est utilisé dans de nombreuses études environnementales allant de la météorologie à la science des sols. Dans les études pédologiques, le magnétisme a été utilisé pour examiner de nombreux phénomènes tels que l'évolution de la couche arable (Williams and Cooper, 1990), les processus en pente, l'érosion des sols dans les bassins versants (Hutchinson, 1995 ; Lahlou and Bouhlassa 1993 ; Hassouni and Bouhlassa, 2006 ; Sadiki et al, 2009 ; Liu et al, 2015 ; Bouhlassa and Bouhsane, 2019) et dans la délimitation des zones humides (Watson, 2002).

Dearing (1999) a identifié cinq usages intéressants de la susceptibilité magnétique dans les études du sol : elle identifie les minéraux présents, quantifie la concentration des minéraux, catégorise les matériaux, détermine les processus de formation ou de transport, et permet le traçage dans un bassin de matériaux spécifiques (concept d'empreintes digitales). Les mesures de la susceptibilité magnétique sont de plus en plus utilisées sur le terrain et laboratoire en raison de leur facilité d'utilisation, de leur aptitude à être utilisées sur toutes les substances, de la rapidité et de la précision des résultats, de leur nature non destructive. Elle présente de plus l'avantage du faible coût des analyses.

II. Magnétisme du sol

II.1 Minéraux magnétiques dans le sol

Les minéraux magnétiques existants dans l'environnement se transforment et se déplacent entre l'atmosphère, la lithosphère et l'hydrosphère (Thompson and Oldfield, 1986). Leurs transformations et leurs dépôts conduisent à l'authigénèse (la cristallisation de nouveaux minéraux dans la roche) (Fig.7). Les minéraux magnétiques peuvent être produits par la roche mère, par la pédogenèse, ou par les activités industrielles (Oldfield, 1999 ; Scholger, 2005 ; El Baghdadi et al, 2011). Trois processus peuvent être mis en évidence pour la production des particules magnétiques dans l'environnement :

Formation des minéraux magnétiques par la dissolution - précipitation qui se produit principalement par diagenèse.

Formation de la magnétite produite par des bactéries qui vivent généralement dans les milieux aquatiques par la biominéralisation.

Production des sulfures ferrimagnétiques authigéniques (la greigite) dans les eaux douces, saumâtres et dans les milieux marins.

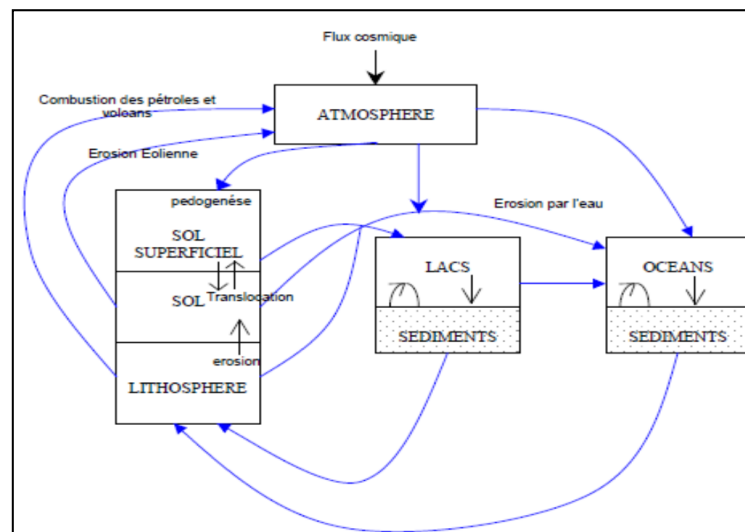


Figure 7: Schéma simplifié du transport des minéraux magnétiques entre l'atmosphère, la lithosphère et l'hydrosphère (Thompson et al, 1986).

II.1.1 Le Fer et son abondance dans les roches

Le fer constitue le quatrième élément le plus abondant dans la croûte terrestre après l'oxygène, le silicium et l'aluminium. Par conséquent, il est présent dans la majorité des roches à la surface de la terre (Ilbert and Bonnefoy, 2013 ; Jordanova, 2017). C'est un élément qui existe dans la plupart des minéraux naturels et il est considéré comme un élément vital pour les organismes vivants. Il est souvent à l'origine du magnétisme des minéraux

naturels. Le fer réagit avec l'oxygène et le silicium pour constituer plusieurs minéraux formant les roches. Parmi les minéraux qui possèdent un signal magnétique dans les roches figurent les oxydes de fer purs tels que la magnétite, les titanomagnétites, l'hématite la maghémite et les titanomaghemitites. Les propriétés magnétiques des roches dépendent particulièrement de ces oxydes qui sont fortement magnétiques (Thompson and Oldfield, 1986). Lorsque ces oxydes sont en faibles quantités, les sulfures de fer ou les oxydes de manganèse peuvent jouer un rôle important. Le faible paramagnétisme des minéraux silicatés ou hydroxylés contenant des ions Fe^{2+} , Fe^{3+} ou Mn^{2+} est généralement submergé par le magnétisme plus fort des oxydes de fer moins abondants.

II.1.2 Oxydes de fer dans le sol

II.1.2.1 Oxydes de fer primaires d'origine lithogénique

Les minéraux magnétiques naturels présents dans le sol peuvent être d'origine lithogénique (primaire) ou pédogénique (secondaire). Les minéraux magnétiques lithogéniques sont souvent à grains grossiers et hérités de la roche mère. Ils sont moins susceptibles à l'altération chimique grâce à leur stabilité relativement élevée dans un milieu altérable (Schaetzl and Anderson, 2009). Parfois une altération pédogénétique de ces grains grossiers lithogènes se traduit par des fissures caractéristiques à la surface dues à la dissolution réductrice (Fisher et al, 2008). La composition minéralogique des minéraux magnétiques lithogéniques dépend fortement du matériau d'origine et de sa minéralogie. Les minéraux lithogéniques sont généralement les titanomagnétites et les titanohématites (Dunlop et Ozdemir, 1997).

II.1.2.2 Oxydes de fer secondaires d'origine pédogénique

Les oxydes de fer secondaires d'origine pédogénique sont formés lors de la formation et du développement du sol. Ils sont caractérisés par leur petite taille et leur faible cristallinité (Cornell et Schwertmann, 2003). Les phases dominantes des oxydes de fer dans les sols sont l'hématite et la goethite. Ces derniers peuvent être présents simultanément dans le sol, alors que leur abondance relative au cours de leur formation pédogénique est un indicateur puissant du climat. La goethite se forme à basse température dans un milieu très humide, tandis que l'hématite se forme à haute température en milieu moins humide. La lépidocrocite (γ - $FeOOH$) est un oxyde de fer paramagnétique à la température ambiante, elle caractérise les sols réductomorphes sous des climats tempérés et subtropicaux. La ferrihydrite ($5Fe_2O_3 \cdot 9H_2O$) est un autre oxyde paramagnétique peu cristallin et son occurrence est liée aux

conditions climatiques froides, tempérées et humides. La ferrihydrite et la lépidocrocite se forment généralement aux étapes initiales de la pédogenèse dans les sols peu évolués avec un excès de matière organique et de silice dissoutes, empêchant la transformation de la ferrihydrite en goethite et en lépidocrocite (Cornell et Schwertmann, 2003). Malgré la prédominance de la goethite et l'hématite dans les sols, le signal magnétique du sol est indiqué par la présence des oxydes de fer pédogéniques fortement magnétiques tels que la magnétite et la maghémite. Cette dernière est responsable du phénomène d'augmentation de l'intensité magnétique en surface du sol. La formation de la maghémite pédogénique dans le sol peut être expliquée par plusieurs voies, dont la plus simple est l'oxydation de la magnétite présente dans la roche mère. Alors que la formation de la maghémite n'est pas favorisée dans les sols développés sur des roches mères d'une composition faible en magnétite. Une autre voie de formation de ce minéral est la transformation de la rouille verte dans des conditions oxydo-réductomorphiques, dans les horizons du sol les plus profonds. La troisième voie de formation de la maghémite c'est la transformation thermique des oxyhydroxydes de fer lors du chauffage jusqu'à 300-500 °C en présence de la matière organique (Mullins, 1977). La formation de la magnétite pédogénique peut être attribuée à des processus biogéniques ainsi qu'à des processus inorganiques, elle est liée à la production intracellulaire de la magnétite dans les bactéries magnétostatiques (Araujo et al, 2015).

Les oxydes de fer pédogéniques dans les sols se caractérisent par des cristaux de petites tailles comprises entre quelques dizaines à plusieurs nanomètres. Leurs propriétés structurales sont fortement influencées par la présence commune d'impuretés et de substitutions dans le réseau cristallin généralement par l'aluminium libéré dans le sol lors de la dégradation des minéraux silicatés primaires.

II.1.2.3 Minéraux magnétiques d'origine atmosphérique et biologique

Les minéraux magnétiques dans l'atmosphère proviennent de plusieurs sources, dont les principales comprennent les émissions des particules de minéraux de fer et de magnésium provenant de l'éruption volcanique et de l'érosion éolienne dans les zones arides. La poussière volcanique contribue significativement à la teneur totale des particules dans l'atmosphère. Les particules magnétiques proviennent aussi des combustions industrielles, des poussières et débris de météorites et d'organismes d'origines végétale et animale (Jordanova, 2017). Leur concentration dans les sédiments peu évolués est très élevée.

II.2 Formation des minéraux magnétiques naturels

Tous les minéraux magnétiques ont des susceptibilités magnétiques spécifiques et identifiables.

II.2.1 Roche mère

II.2.1.1 Roches magmatiques

La roche magmatique est formée par le refroidissement et la cristallisation du magma en fusion (Thompson and Oldfield, 1986). Lorsqu'il se refroidit rapidement, il donne naissance à une roche volcanique à grain fin. Un refroidissement lent conduit à une roche plutonique à grains grossiers. Les roches ignées contiennent une grande variété de minerais silicatés et essentiellement de l'oxyde de fer. La magnétite ou plus généralement les titanomagnétites sont les premiers cristaux formés dans les roches ignées. La teneur en titane varie au cours du refroidissement du magma entre l'ilménite et la titanomagnétite. L'hématite n'est pas aussi commune dans les roches ignées comme la magnétite et la titanomagnétite, mais lorsqu'elle est présente, elle donne une couleur rouge à la roche. La pyrrhotite est rare dans les roches ignées et la goethite résulte de l'altération des silicates et des oxydes de fer. Comme exemple des roches ignées on cite le basalte, le gabbro et le granite.

II.2.1.2 Roches sédimentaires

Si un matériau contenant des particules magnétiques est transporté, il subira une altération chimique et mécanique, bien que celles-ci ne persistent que pendant un certain temps. Ces effets modifieront la taille, la surface et les caractéristiques mécaniques du minéral. Cependant, des minéraux tels que la magnétite et l'hématite, restent encore identifiables. Les processus qui se produisent dans les matériaux in situ jouent également un rôle important dans l'altération des minéraux magnétiques, en particulier les processus de réduction et de dissolution puis d'oxydation suivie de précipitation (Thompson and Oldfield, 1986). Les lits rouges de matériaux sédimentaires tirent leur pigmentation de l'hématite qui colore les grains de silice. Les lits rouges sont constitués de deux groupes d'oxydes de fer et de titane : un groupe à grains fins contenant le pigment d'hématite et un autre à grains grossiers principalement à base d'hématite et de maghémite.

II.2.1.3 Roches métamorphiques

Le sulfure de fer constitue le principal minéral magnétique dans certaines ardoises, mais la magnétite peut se former à des degrés de métamorphisme plus élevés. Ce type de magnétite est généralement pur et existe sous forme de gros cristaux. La magnétite et l'ilménite dans les roches métamorphiques présentent des grains grossiers qui ont

principalement des domaines multiples et une rémanence paléomagnétique instable. Les roches métamorphiques contiennent également certains éléments de la solution solide hématite-ilménite.

II.2.2 Théories de formation des minéraux ferrimagnétiques à grains fin

De nombreuses théories ont été formulées sur les mécanismes qui enrichissent le sol en minéraux ferrimagnétiques à grain fin au cours des 40 dernières années, dont les plus courantes :

La pédogenèse et l'altération à long terme : elles entraînent la concentration des minéraux ferrimagnétiques primaires.

L'accumulation des particules magnétiques en suspension dans l'air : elles proviennent de la pollution et généralement elles sont supérieures à 1 μm .

Les bactéries anaérobiques : les particules ferrimagnétiques à grains ultrafins (la magnétite) sont produites par des bactéries magnétostatiques sous des conditions anaérobiques.

Formation anaérobique de la greigite (Fe_3S_4) : en relation avec la réduction microbienne. Dearing et al (1996b) discrédite cette théorie parce que les grains ferrimagnétiques ultrafins se trouvent principalement dans les sols drainés.

Transformation thermique : du fait des incendies naturels et de la combustion des cultures, les oxydes et hydroxydes de fer faiblement magnétiques sont transformés en particules ferrimagnétiques hautement magnétiques.

Altération biologique de Fe (II) : elle conduit à la magnétite ou la maghémite.

Formation des microcristaux de maghémite ou de magnétite à partir des oxydes et des hydroxydes de fer faiblement magnétiques : ceci est dû aux cycles de réduction et d'oxydation intervenant dans la pédogenèse.

II.3 Facteurs de formation du sol et leur effet sur la susceptibilité magnétique

Le sol est une ressource importante des minéraux, sa composition est déterminée en grande partie par des processus externes et internes. C'est un élément naturel dynamique possédant des propriétés résultant de l'interaction de divers autres facteurs, notamment la roche mère, le climat, les organismes vivants, la topographie et le temps (Mohamed et al, 2018). La formation des sols est un processus à long terme, des millions d'années sont nécessaire pour former une couche fine de sol. La formation d'un type du sol particulier

dépend entre autres, des propriétés physico-chimiques de la roche mère, de l'intensité et de la durée de l'altération, et des paramètres climatiques.

Plusieurs études ont montré que la susceptibilité magnétique varie avec la lithologie ou la roche mère, le climat, la teneur en matière organique, la source des sédiments, la taille des particules et le temps (Mohamed et al, 2018).

II.3.1 Roche mère

La roche mère détermine la composition minéralogique du sol et contribue largement à ses caractéristiques chimiques et physiques. Son type détermine également la vitesse à laquelle les processus de formation du sol se produisent. Différents endroits ont des sols différents basés sur la nature de la roche mère, tels que les sols des zones marines en raison des dépôts organiques marins et les sols argileux des plaines inondables dus aux dépôts alluviaux. Par conséquent, la texture, la composition et la couleur du sol dépendent fortement de la composition chimique et physique de la roche mère. Certains matériaux de base résistent plus aux altérations par rapport aux autres à cause de leur composition chimique et minéralogique, leur dureté et leur porosité (Singer and Munns, 1999). La roche mère contribue largement au type des minéraux magnétiques formés lors de la pédogenèse et donc à la susceptibilité magnétique du sol. Ainsi, les sols avec un matériau d'origine igné ont probablement des valeurs de MS supérieures à celles des autres sols (Thompson and Oldfield, 1986). Le matériau d'origine fournit les minéraux magnétiques primaires. De plus, les minéraux non magnétiques peuvent libérer du Fe lors des altérations, contribuant ainsi à l'augmentation de la susceptibilité magnétique du sol par la formation pédogénique des minéraux magnétiques (Jordanova, 2017).

II.3.2 Climat

Les précipitations et la température sont les principaux facteurs climatiques qui influent sur la formation du sol (Mohamed et al, 2018), car ils influent sur la vitesse des processus chimiques, physiques et biologiques et donc sur l'altération du matériau de base. Brady et Weil (1999) ont constaté que plus la quantité des précipitations effectives est élevée plus la pédogenèse est favorisée. Ils suggèrent également que l'excès d'eau s'infiltrant dans le sol entraîne le déplacement des grains en suspension des horizons superficiels vers les horizons profonds, entraînant les minéraux solubles perdus par les eaux de ruissellement vers les eaux souterraines. La pédogenèse dépend de l'action de l'eau et de la température. La température et les précipitations affectent la croissance des plantes et la décomposition de la

matière organique, en augmentant ou en diminuant ainsi la teneur en matière organique du sol et en accélérant ou en inhibant la pédogenèse.

Le climat affecte la vitesse des processus de formation du sol qui entraînent la distribution de la susceptibilité magnétique avec la profondeur. C'est un facteur important dans la détermination de la susceptibilité magnétique du sol. La susceptibilité magnétique augmente avec l'augmentation des précipitations et diminue avec la baisse de la température avec les mêmes précipitations annuelles moyennes. Les précipitations élevées sont un facteur plus important que la température élevée. Les climats méditerranéens sont convenables à la conversion des oxydes de fer du sol en ferrimagnétiques en raison des cycles alternés de réduction et d'oxydation (Aboutaher et al, 2005 ; Mohsine, 2009 ; Mohamed et al, 2018).

II.3.3 Temps

La formation du sol est affectée par le temps, et certains horizons nécessitent une très longue durée pour se former. Par exemple, un horizon A peut se former en une décennie ou plus, tandis qu'un horizon B dans un milieu humide prend plus de 40 ans pour se former (Brady et Weil, 1999). La minéralogie des sols plus jeunes est plus proche de celle du matériau d'origine. Le temps nécessaire à la formation du sol dépend de nombreux facteurs en interaction, notamment le climat, la roche mère, la topographie et les organismes vivants. Par exemple, un sol sous un climat chaud avec de fortes précipitations et sur un matériau d'origine riche en minéraux facilement altérés est plus altérable qu'un sol sur un matériau imperméable en pente forte sous un climat froid.

Le temps peut influencer sur la susceptibilité magnétique (MS). Comme la concentration des minéraux ferrimagnétiques primaires est due à une altération et à une pédogenèse à long terme, par conséquent les sols plus jeunes auront une MS plus basse. Comme le temps influe sur la formation des sols et sur l'âge des sols et des paysages, il influe également sur la susceptibilité magnétique, sur sa distribution et sur le degré de son évolution (Mohamed et al, 2018).

II.3.4 Topographie

L'altitude, la pente de la zone et l'ensemble du paysage peuvent accentuer ou réduire les effets du climat sur l'altération. La topographie affecte la formation et l'érosion du sol en contrôlant le ruissellement et les précipitations qui pénètrent dans le sol. Les fluctuations de la nappe phréatique contribuent à l'oxydoréduction. Les pentes raides permettent aux précipitations de s'écouler plutôt que de s'infiltrer dans le sol, en favorisant ainsi plus d'érosion que de pédogenèse. Les sols sur les pentes faibles ont des valeurs de MS supérieures

à celles des sols sur les pentes fortes. Il a été rapporté que la réduction de Fe suivie de la lixiviation élimine le Fe des profils de sol, en donnant des valeurs de susceptibilité magnétique inférieures à un tiers de celles des sols bien drainés (Crockford and Richardson, 2000).

II.3.5 Les organismes vivants

Tous les organismes vivants jouent un rôle actif dans les processus de formation du sol tels que les champignons, les bactéries, les animaux, les êtres humains et les végétations. Ils ont un impact sur la nature physique et chimique des sols. Les micro-organismes favorisent les conditions acides qui modifient la composition chimique des sols et déterminent finalement le type de processus de formation des sols.

Les activités microbiennes décomposent également les matières organiques et les recyclent dans le sol. Les vers de terre mélangent le sol et modifient ses caractéristiques physiques. Les activités humaines modifient considérablement les sols naturels. Les cultures, l'ajout des engrais et de chaux modifient les propriétés physiques et chimiques du sol. Il a été démontré que les bactéries magnétostatiques produisent des particules ferrimagnétiques à grain ultrafin tel que la magnétite, en augmentant ainsi la MS du sol. Il est important de se rappeler que tous les facteurs de formation du sol interagissent et que le sol résultant est dû à une interaction de la roche mère, du climat, du temps, de la topographie et des organismes vivants. La susceptibilité magnétique ne fait que traduire l'interaction de ces facteurs dans la formation des minéraux magnétiques.

II.4 Processus de formation et d'altération du sol

La formation des sols résulte d'un processus continu au fil du temps appelé pédogenèse. Le sol provient d'un matériau d'origine altéré, qui dépend largement du climat. Cette roche altérée est connue sous le nom de régolite, qui est ensuite soumise aux processus de formation du sol. À la suite de ces processus, des couches de sol appelées horizons indiquent le développement du sol intervenu au fil du temps.

II.4.1 Processus de formation du sol

Les processus de formation du sol peuvent être perturbés par les changements climatiques ou de végétation, par l'érosion ou les dépôts, ce qui favorise ou limite la pédogenèse. L'érosion peut entraîner le décapage du sol jusqu'à l'horizon C, tandis que les dépôts peuvent former un nouvel horizon C et que l'horizon A se transforme en sous-sol. Il est

donc clair que les processus opérant dans le sol peuvent se traduire par des additions, perte ou érosion, ce qui conduit finalement à des transformations et à des translocations (Fig.8).

II.4.1.1 Addition

Il s'agit des apports de matériaux de sources externes au sol en développement tels que les matières organiques, ou de nouvelles matières minérales déposées par le vent ou par l'eau.

II.4.1.2 Perte

Par le mouvement du vent ou de l'eau, ou par l'absorption par les plantes, les particules de sol (sable, limon, argile et MO) ou les composés chimiques peuvent être érodés, lessivés et récoltés dans le sol en modifiant ainsi la composition chimique et physique du sol.

II.4.1.3 Transformation

C'est un processus d'altération chimique du sable, de formation des minéraux argileux, et de transformation de la matière organique en composés organiques résistants à la décomposition (humus).

II.4.1.4 Translocation

Mouvement des constituants du sol (organiques ou minéraux) dans le profil et / ou entre les horizons. Au fil du temps, ce processus est l'un le plus visible lorsque des modifications de couleur, de texture et de structure apparaissent.

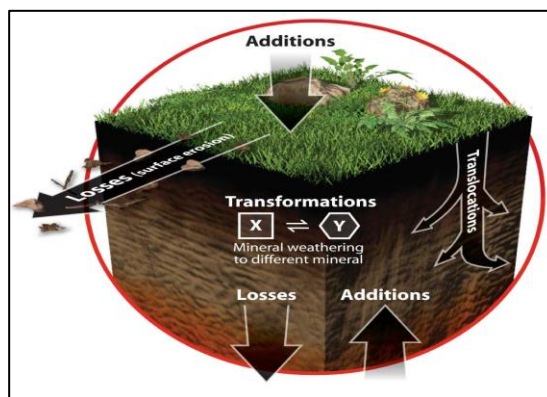


Figure 8: Illustration schématique des processus fondamentaux entraînant le développement du profil du sol.

II.4.2 Processus d'altération du sol

L'altération c'est la décomposition des roches et des minéraux en produits plus en équilibre avec leur environnement. Les produits de l'altération sont une source majeure des sédiments pour l'érosion et le dépôt. Les résidus de l'altération sont constitués par des

matériaux chimiquement altérés et non altérés. Le résidu non altéré le plus commun c'est le quartz. Beaucoup de produits chimiquement altérés deviennent des composés simples ou des ions nutritifs. Certains produits d'altération tels que les minéraux d'alumino-silicates moins résistants deviennent des particules d'argile. Il existe trois grandes catégories de mécanismes d'altération : altération chimique, physique et biologique.

II.4.2.1 Altération chimique

L'altération chimique implique l'altération de la composition chimique et minéralogique d'un matériau. Différents processus peuvent entraîner une altération chimique, les plus courants sont l'hydrolyse, l'oxydation, la réduction, l'hydratation, et la carbonatation.

II.4.2.2 Altération physique

L'altération physique c'est la décomposition d'un matériau minéral ou rocheux par des processus entièrement mécaniques provoqués par diverses causes.

II.4.2.3 Altération biologique

Elle implique la désintégration physico-chimique des roches et des minéraux par des organismes tels que les bactéries, les plantes et les animaux.

III. Érosion des sols

III.1 Définition

L'érosion est un phénomène naturel qui entraîne la dégradation des sols. Cette action résulte de la combinaison de plusieurs facteurs naturels et peut être aggravée par l'action de l'homme. L'érosion peut être définie comme la perte du sol sous l'action de l'eau qui arrache et transporte les particules vers un lieu de dépôt. Elle est caractérisée par des processus de détachement des particules du sol par les précipitations et les ruissellements, leur transport par les eaux superficielles, et leur dépôt le long du trajet suivi par les eaux superficielles dans les versants et les cours d'eau.

III.2 Processus d'érosion des sols

L'érosion du sol est un phénomène en trois phases comprenant le détachement des particules du sol et leur transport par des agents érosifs, tels que l'eau et le vent. La troisième phase est appelée déposition qui a lieu quand il ne reste plus assez d'énergie aux agents érosifs pour transporter les particules (Fig.9). Le potentiel d'érosion du sol varie d'un bassin à l'autre en fonction des caractéristiques du bassin (topographie, forme), des caractéristiques du sol, des conditions climatiques locales ainsi que de l'utilisation des sols (Morgan, 2005).

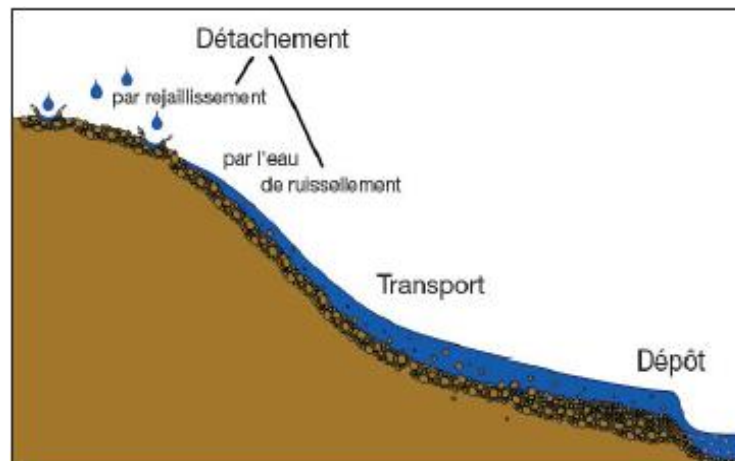


Figure 9: Schéma descriptif des processus d'érosion hydrique.

III.3 Formes de l'érosion

III.3.1 Érosion en nappe (Sheet erosion)

L'érosion en nappe consiste à l'enlèvement d'une couche du sol fine et uniforme par l'écoulement d'eau. La quantité de terre enlevée par ce type d'érosion est faible, mais comme elle coule vers le bas de la pente, elle augmente en taille et se développe en érosion en rigoles (Arora, 2003). L'érosion en nappe dépend de l'intensité des pluies qui favorisent le détachement des particules et provoquent le ruissellement, elle dépend aussi de la durée de l'érosion (Fig.10).

III.3.2 Érosion en rigoles et en ravin (Rill and gully erosion)

L'érosion en rigoles survient lorsque l'effet érosif de l'eau courante augmente soudainement, à un endroit où se produit une confluence d'eau de surface. En raison des faibles taux d'infiltration et de la pluviosité, l'eau en excès s'accumule très lentement à la surface du sol et dans la rigole. Au fur et à mesure que l'accumulation d'eau continue, la profondeur de la rigole et de l'eau s'accroît et avec la vitesse, l'énergie cinétique et la capacité de charge de l'eau en particules de sol rigole se transforme en ravin (Suresh, 2000).

III.3.3 Érosion en masse

L'érosion en masse est causée par l'eau qui déplace une quantité de sol à l'intérieur de la couverture pédologique selon des formes telles que les éboulements, les coulées de boue et les glissements de terrain. C'est un phénomène observé sur les terrains en pente forte.

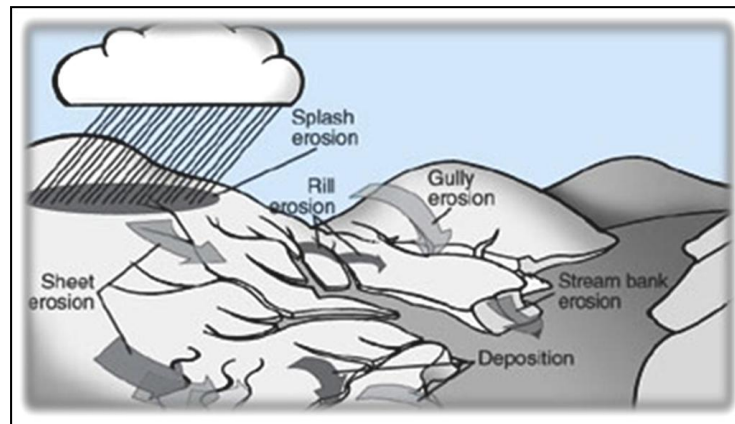


Figure 10: Formes de l'érosion (Sharma, 2009).

III.4 Facteurs d'érosion

Le phénomène d'érosion apparaît sous l'effet de plusieurs facteurs qui influencent l'intensité des processus de détachement, de transport et de dépôt. On distingue deux types de facteurs d'érosion : les facteurs naturels tels que la végétation, le climat et la topographie, et les facteurs anthropiques relatifs aux activités humaines.

III.4.1 Le couvert végétal

C'est le facteur le plus important, il agit dans le sens de retarder l'érosion en faisant un obstacle au ruissellement pour protéger les sols. La végétation constitue la principale protection des sols contre l'érosion, en protégeant la surface du sol de l'impact des gouttes de pluie, et donc du détachement par le splash. Les troncs forment des obstacles qui ralentissent la vitesse du ruissellement, ce qui réduit le détachement par le ruissellement ainsi que sa capacité de transport. Les racines forment un réseau près de la surface qui tient le sol en place, en augmentant ainsi sa résistance au détachement. Les feuilles mortes et débris végétaux protègent la surface de l'impact des gouttes, ralentissent le ruissellement, et apportent de la matière organique au sol ce qui le rend plus résistant à l'érosion.

III.4.2 Facteur climatique

C'est le deuxième facteur le plus important après la végétation, dont les précipitations atmosphériques constituent le facteur le plus actif. Il a un impact important sur le détachement des particules du sol et du ruissellement qui ne devient effectif que lorsque la vitesse avec laquelle la pluie arrive au sol est plus importante que la vitesse avec laquelle l'eau entre dans le sol ou autrement lorsque l'intensité des précipitations est inférieure à celle de l'infiltration.

III.4.3 La topographie

La topographie agit sur le ruissellement et les pertes en sol par deux composantes : l'inclinaison de la pente et la longueur de la pente. Car plus la pente est longue plus les eaux ont tendance à se concentrer et prendre de l'énergie, et plus l'inclinaison des versants est importante plus l'énergie cinétique de l'écoulement est importante.

III.4.4 Les techniques culturales

Le travail du sol par l'agriculteur qui mélange le sol fréquemment afin de préparer un bon lit de semence pour le semis. Il cherche à créer une structure qui permet une bonne aération du sol, un équilibre entre rétention / circulation de l'eau, et un bon contact entre le grain, le sol, et l'eau.

III.5 Méthodes d'évaluation d'érosion des sols

L'érosion a des effets néfastes sur la dégradation des sols, sur la production agricole, sur la qualité de l'eau, sur les systèmes hydrologiques et sur l'environnement. Ces effets ont été reconnus depuis longtemps comme des problèmes graves pour la durabilité d'une ressource particulièrement nécessaire à la vie humaine. Cependant, l'estimation de la perte du sol par l'érosion est souvent difficile en raison de l'interaction complexe de nombreux facteurs, tels que le climat, la couverture végétale, le sol, la topographie et les activités humaines. Une estimation précise de la perte du sol par l'érosion ou une évaluation du risque d'érosion du sol est devenue une tâche urgente (Mbugua, 2009). Plusieurs méthodes ont été utilisées pour estimer l'érosion, mais nous insistons sur la description de trois méthodes : la méthode de la susceptibilité magnétique, la méthode cartographique RUSLE et la méthode radiométrique au césium.

III.5.1 Méthode de la susceptibilité magnétique

III.5.1.1 Historique de la méthode et ses applications antérieures

Les données sur les propriétés magnétiques des sols ont été utilisées avec succès dans un certain nombre d'études. Le magnétisme du sol s'est révélé d'être un concept puissant pour les études environnementales. Les premières recherches faites par Le Borgne (1955) ont montré l'augmentation de la susceptibilité magnétique du bas vers la surface du sol. La distribution des minéraux ferrimagnétiques dans les sols peut être utilisée pour indiquer et prévoir la dégradation et ou la stabilité des sols (Bouhlassa and Lahlou 1993 ; Moukhchane, 1999 ; Moukhchane et al, 1998 ; 2005 ; Mohsine, 2009 ; Aboutaher and Bouhlassa, 2008 ; Aboutaher et al, 2005 ; 2000 ; Sadiki et al, 2004 ; Bouhlassa et Choua, 2009 ; Sadiki et al,

2009). Dearing et al (1986) ont été les premiers à appliquer le magnétisme du sol pour décrire qualitativement la redistribution du sol.

Plusieurs travaux ont été effectués au Maroc où plusieurs chercheurs ont utilisé la méthode magnétique pour évaluer la dégradation des sols et estimer les taux d'érosion dans certains bassins versants (Bouhlassa and Lahlou, 1993 ; Moukhchane et al, 1998 ; Aboutaher et al, 2005 ; Bouhlassa et Choua, 2005 ; Moukhchane et al, 2005 ; Faleh et al, 2003, 2005 ; Bouhlassa et al, 2006 ; Sadiki, 2005 ; Sadiki et al, 2009 ; Bouhlassa and Bouhsane, 2019 ; 2020). Sadiki et al (2009) dans la continuité et sur la trace des travaux de Aboutaher (2005) et Mohsine (2009) confirment que la susceptibilité magnétique des sols peut être utilisée comme indicateur de l'état de conservation des sols et apporte des informations précieuses sur la dégradation et / ou la stabilité des sols, ainsi que la géodynamique des formations de surface. Ils ont conclu que la susceptibilité magnétique a le potentiel de déterminer la dégradation du sol et de surcroit la méthode rapide et peu onéreuse, mais des recherches supplémentaires sont nécessaires avant que les techniques magnétiques puissent être adaptées pour la quantification de la redistribution des sols. Bouhlassa et Choua (2009) avaient auparavant jeté les bases pour la mise en œuvre et l'exploitation des mesures des susceptibilités magnétiques des sols dans la caractérisation de l'état d'évolution des processus pédogéniques et subséquentement de l'état de stabilité chimique et physique des sols.

La méthode magnétique a connu une timide extension à l'échelle internationale. de Jong et al (1998) ont mesuré la susceptibilité magnétique dans les champs cultivés de longue date et ils ont conclu que la susceptibilité magnétique est susceptible d'usage pour une appréciation qualitative de l'érosion et / ou du dépôt du sol sur la base des valeurs variables de ce paramètre dans les profils du sol aux différentes positions de pente. Olson et al (2002) ont estimé l'érosion dans les profils du sol en utilisant la susceptibilité magnétique sur des pentes de terrains cultivés et reboisées et ont constaté que les pentes reboisées avaient invariablement des valeurs MS plus élevées dans toutes les positions. Gennadiev et al (2002) ont rapporté que la méthode de susceptibilité magnétique convenait pour estimer quantitativement l'intensité des processus d'érosion et de dépôt. En Bulgarie, Jordanova et al (2011) ont utilisé la différence entre la susceptibilité magnétique des fractions mécaniques grossières et fines pour évaluer l'érosion. Les résultats d'une étude de terrain et de laboratoire détaillée sur un petit site d'essai de 0,84 ha de terres agricoles situées près de Sofia (Bulgarie) ont montré l'efficacité de la méthode magnétique dans l'évaluation de l'érosion du sol sur un matériau de base fortement magnétique. Une perte importante du sol estimée est principalement liée au travail du sol. Ayoubi et al (2011) ont confirmé l'efficacité des mesures magnétiques pour la

détermination de la redistribution du sol le long des pentes de collines ayant connues une déforestation et cultures intensives. Kapička et al (2013) ont utilisé des mesures simples et rapides des paramètres magnétiques des sols pour évaluer l'érosion des sols en pentes dans des terres agricoles. Les différences entre les valeurs de susceptibilité magnétique dans les profils de sol non perturbés et celles résultant du mélange uniforme des matériaux du sol causés par le travail du sol et l'érosion se sont avérées fondamentales pour estimer la perte de sol dans le champ étudié. Gennadiev et al (2010) ont tenté l'utilisation de la méthode magnétique pour estimer les taux d'érosion des sols et de dépôt des sédiments sur des pentes présentant des caractéristiques différentes. Les taux d'érosion ont été évalués pour les sols cultivés sur des pentes différentes. L'accent a été mis sur les paramètres quantitatifs de perte et de dépôt de sol aux différentes pentes. Jakšík et al (2016) ont conclu que l'utilisation de la méthode magnétique fournissait des données fiables et satisfaisantes pour être étendues au suivi de la teneur en carbone organique dans les profils de sol dans un champ.

III.5.2 Méthode cartographique RUSLE

Dans de nombreuses situations, les gestionnaires des terres sont plus intéressés par la distribution spatiale du risque d'érosion des sols que par les valeurs absolues de la perte des sols par érosion. Pour répondre à ce besoin, l'utilisation combinée du système d'information géographique (SIG) et des modèles d'érosion s'est révélée être une approche efficace pour estimer l'ampleur et la répartition de l'érosion (Mitasova et al, 1996). L'équation universelle révisée de perte de sol (RUSLE), parmi de nombreux modèles mathématiques utilisés pour estimer ou simuler l'érosion du sol est largement sollicitée pour prédire le taux moyen d'érosion du sol dans une zone donnée.

III.5.2.1 Principe du modèle RUSLE

RUSLE est une révision de l'équation universelle de perte de sol (USLE). Cette dernière était initialement développée pour prédire l'érosion des terres cultivées aux États-Unis. Après la révision, elle a été étendue à divers environnements, notamment les sites agricoles, les pâturages, les sites miniers, les chantiers de construction, etc.

L'équation universelle révisée des pertes de sol (RUSLE) est largement utilisée, elle est simple et facile à paramétrer et nécessite moins de données et de temps que la plupart des autres modèles empiriques traitant de l'érosion hydrique. Les systèmes d'information géographique quant à eux, facilitent la manipulation et l'affichage de plusieurs données géoréférencées.

Le modèle montre comment le climat, le sol, la topographie et l'utilisation des sols affectent l'érosion du sol causée par l'impact de la pluie et du ruissellement. Il a été utilisé pour estimer la perte du sol par l'érosion, évaluer le risque d'érosion du sol et orienter les plans de développement et de conservation afin de contrôler l'érosion sous les différentes couvertures du sol, telles les terres cultivées, les pâturages et les terrains forestiers dégradés. L'équation RUSLE est exprimée comme suit :

$$A_{(t/ha/an)} = K \times R \times LS \times C \times P \quad (\text{Eq. 6})$$

Où :

A = perte annuelle moyenne de sol en t/ha /an

R = érosivité des précipitations (MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹.an⁻¹)

K = érodibilité du sol (t.ha.h/MJ/mm)

LS = facteur topographique représentant la longueur (L en m) et l'inclinaison (S en %) de la pente.

C = facteur du couvert végétal

P = facteur des pratiques anti-érosives

III.5.2.2 Facteurs de RUSLE

Les principaux paramètres de RUSLE sont : le facteur d'érosivité des pluies (R), le facteur d'érodibilité du sol (K), le facteur topographique (LS), le facteur du couvert végétal (C), et le facteur des pratiques anti-érosives (P).

III.5.2.2.1 Facteur d'érosivité des pluies (R)

Le facteur R est une mesure de la quantité annuelle totale de pluie érosive à un endroit donné, et de la répartition de cette pluie sur l'année. Il varie selon l'énergie et l'intensité des averses, la quantité de pluie, de neige et d'eau de ruissellement pendant les diverses saisons de l'année et la quantité de neige fondue sur le sol gelé ou partiellement gelé.

III.5.2.2.2 Facteur d'érodibilité du sol (K)

Le facteur d'érodibilité du sol représente à la fois la sensibilité du sol à l'érosion et le taux de ruissellement mesuré dans les conditions de parcelle unitaire standard. Il varie selon la texture et la structure du sol, la teneur en matières organiques et la saison. Ainsi, les valeurs de K varient de 0,001 à 1, les valeurs les plus élevées correspondant aux sols à forte teneur en limon ou en sable très fin. Par exemple, les sols riches en argile ont de faibles valeurs de K, environ de 0,05 à 0,15, car ils résistent au détachement. Les sols à texture grossière, tels que

les sols sableux ont une faible valeur de K, environ de 0,05 à 0,2 en raison du faible ruissellement même si ces sols se détachent facilement. Les sols à texture moyenne, tels que les sols limoneux ont une valeur de K modérée d'environ de 0,25 à 0,4, car ils sont modérément sensibles au détachement et produisent un ruissellement modéré. Les sols à forte teneur en limon sont les plus érodables, ils se détachent facilement et ils ont tendance à former des croûtes et à produire des taux d'écoulement élevés. Les valeurs de K pour ces sols ont tendance à être supérieures à 0,4.

III.5.2.2.3 Facteur topographique (LS)

L et S sont des facteurs représentant la topographie du terrain et ils définissent les effets de la longueur et de l'angle de la pente sur l'érosion en nappe et sur les rigoles. Le facteur de longueur de pente L est défini comme la distance entre la source du ruissellement et le début du dépôt, où le ruissellement devient focalisé dans un canal défini. L'interaction de l'angle et de la longueur de pente a un effet sur la magnitude de l'érosion.

III.5.2.2.4 Facteur de couvert végétal (C)

Le facteur C est une mesure de l'efficacité relative des systèmes de gestion des sols et des cultures dans la prévention ou la réduction de la perte de sol. En d'autres termes, ce facteur mesure la protection de la surface du sol contre les impacts de gouttes de pluie à une certaine hauteur au-dessus de la surface du sol. Il varie selon la nature de la couverture végétale, de 0 pour les sols très bien protégés à 1,5 pour les surfaces finement labourées et striées qui produisent beaucoup de ruissellement, ce qui les rend vulnérables à l'érosion en rigoles (Van der Knijff et al, 2000).

III.5.2.2.5 Facteur des pratiques anti-érosives (P)

La pratique d'intervention est un facteur de gestion des terres. Elle représente le rapport de la perte de sol avec une intervention antiérosive spécifique sur les terres agricoles à la perte correspondante sans intervention. Dans le modèle RUSLE, le facteur des pratiques anti-érosives traduit généralement l'impact des pratiques de surface et de gestion, qui sont utilisées pour réduire l'érosion du sol, telles que l'aménagement des terrasses, les cultures en bandes et le labour en contre sens de la pente. En l'absence de ces pratiques la valeur du facteur P est maximale et égale à 1 (Simms, 2003).

III.5.3 Méthode radiochimique de ^{137}Cs

III.5.3.1 Origine et caractéristiques de ^{137}Cs

Le césium 137 (^{137}Cs) est un isotope artificiel du césium introduit dans l'atmosphère par les essais thermonucléaires depuis 1945. C'est le métal alcalin le plus lourd dans la nature (son numéro atomique est 55). Les métaux alcalins sont les éléments les plus électropositifs du tableau périodique et sont très réactifs. Dans le sol, il se présente sous forme de cations chargés positivement, liés principalement à des minéraux argileux et/ou à une matière organique (colloïdes du sol). L'isotope stable naturel de Cs est le ^{133}Cs . Il présente toute une gamme d'isotopes radioactifs artificiels dont les masses atomiques varient de 125 à 145. Les plus importants sont ^{134}Cs (demi-vie de $t_{1/2} = 2,06$ ans) et ^{137}Cs ($t_{1/2} = 30,17$ ans). La principale source de ^{137}Cs environnemental est la fission de l'uranium 235 (Bouhlassa et al, 1998 ; Bernard et al, 1998 ; Fulajtar et al, 2017).

III.5.3.2 Comportement environnemental de ^{137}Cs dans le sol

Les premières enquêtes sur la présence et la transformation des radionucléides dans le paysage dans les années 1960 et 1970 étaient axées sur leurs impacts environnementaux. Un certain nombre de radionucléides d'origine humaine ont été étudiés dont le ^{137}Cs . Ce dernier constitue un traceur radioactif important pour l'étude de l'érosion et du dépôt des sols, car il est fortement fixé aux particules du sol. En principe non échangeable (Ritchie et McHenry, 1990), son absorption par les plantes est négligeable, et sa mobilité par les processus biologiques et chimiques faibles. Le césium suit le mouvement du sol et reflète la redistribution de ses particules au cours de leur transport.

Une grande attention a été portée sur la distribution verticale du ^{137}Cs . Dans les sols non perturbés, de grandes quantités de ^{137}Cs se trouvent dans la couche supérieure du sol et sa teneur diminue de façon exponentielle avec la profondeur du sol sur 30 à 40 cm. Dans les terres cultivées, la redistribution du ^{137}Cs résulte principalement du mélange mécanique associé à la pratique culturale (par exemple, érosion par le travail du sol). Le ^{137}Cs est réparti de manière homogène sur toute la profondeur de l'horizon et en dessous de celui-ci apparaît une diminution abrupte de la teneur en ^{137}Cs (Fig.11). Le ^{137}C des retombées atmosphériques (principalement humides) se répartit de manière homogène sur le paysage et il est fortement lié aux particules du sol de la couche supérieure ou de surface du sol.

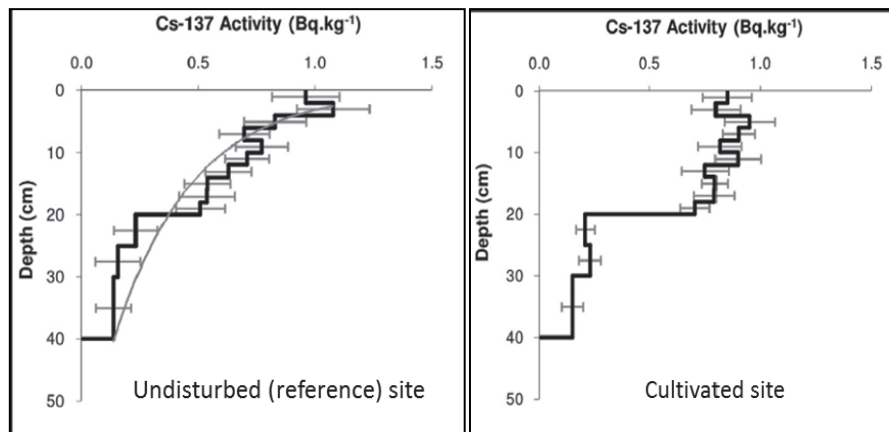


Figure 11: Distribution verticale de ^{137}Cs dans les sols des sites perturbés et des sites stables (Rabesiranana et al, 2016).

III.5.3.3 Principe de la technique d'estimation des taux d'érosion hydrique par le radio-isotope ^{137}Cs

Le principe de l'évaluation de l'érosion du sol par ^{137}Cs repose sur la comparaison de la teneur en ^{137}Cs du sol à des positions de paysage affectées par les processus de redistribution du sol (érosion, transport et sédimentation) à la teneur en ^{137}Cs dans une position de paysage relativement stable localisée à proximité du lieu d'étude et qui n'ait pas été affectée par de tels processus de redistribution du sol (Fig.12). La variation de l'activité totale de ^{137}Cs (Bq/m^2) mesurées dans les sites examinés par rapport au site de référence local fournit une évaluation qualitative de la redistribution de sol (Walling et He, 1999). Une activité inférieure à celle des sites témoins est interprétée comme une perte nette de sol, alors qu'une activité supérieure indique un apport net de sol.

Plusieurs auteurs ont utilisé les isotopes radioactifs pour déterminer les redistributions des particules du sol dans les paysages (Bouhlassa, 1992 ; Bouhlassa et al, 1995 ; Azenfar, 1993 ; Lahlou, 1997 ; Hassouni and Bouhlassa, 2006 ; Faleh et al, 2005 ; 2004 ; Sadiki et al, 2007 ; Bouhlassa et al, 2000 ; Moukhchane, 1999 ; 1998).

La technique de ^{137}Cs est limitée, et elle est caractérisée par des aspects qui nécessitent d'être précisés. Elle est valable pour les mesures de pertes en sol par ruissellement en nappe qui évacue progressivement des particules de la surface des sols. Elle n'est pas appropriée pour la quantification des pertes de sols dues à l'écoulement linéaire concentré, à l'écoulement en subsurface, aux ravinements ou aux glissements de masse. Cette technique est principalement adaptée à l'estimation des taux d'érosion moyens à moyen terme (50 ans) et ne permet pas de fournir facilement les informations nécessaires pour documenter les changements dans les taux d'érosion liés aux changements de l'utilisation des sols et des pratiques de gestion (Mabit et al, 2008).

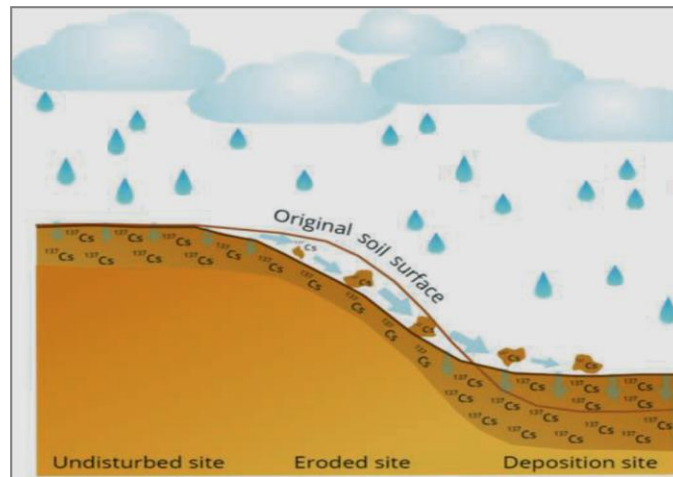


Figure 12: Schéma illustratif de redistribution de ^{137}Cs dans le sol par l'érosion : répartition de ^{137}Cs dans le site de référence, site érodé et dans le site de dépôt (Fulajtar et al, 2017).

IV. Conclusion

Après cette succincte revue bibliographique consacrée aux principes, définitions et bases du magnétisme du sol, ainsi qu'à certaines notions sur l'érosion hydrique du sol et les méthodes de sa quantification nécessaires à la compréhension de la problématique traitée dans ce mémoire, nous passons à un deuxième chapitre, pour définir les matériels et les méthodes utilisés dans l'étude envisagée dans ce mémoire, laquelle a pour but le développement et la mise en œuvre de méthodologies de quantification de l'érosion dans deux sous bassins versants.

CHAPITRE II : MATÉRIEL ET MÉTHODES

Nous avons utilisé deux méthodes pour l'étude de l'érosion des sols dans les bassins versants examinés : une méthode magnétique et la méthode « RUSLE ou Revised Universal Soil Loss Equation » (Renard et al, 1997).

Premièrement, nous commençons par la présentation des zones d'études, en décrivant leurs caractéristiques géologiques, lithologiques, topographiques, pédologiques et climatiques. Ensuite nous décrivons le procédé d'échantillonnage, les caractéristiques des échantillons prélevés, leurs traitements au laboratoire, et la réalisation des mesures magnétiques. Puis nous définissons les méthodes d'exploitation des données magnétiques, en détaillant les modèles d'estimation de l'érosion basés sur la susceptibilité magnétique, utilisés pour évaluer le phénomène dans les bassins d'étude.

Deuxièmement, nous présentons la méthode RUSLE déployée sur un modèle géomatique, explicitant son principe et définissant ses paramètres et son application et spatialisation à travers l'interface ARCGIS 10.2.1.

I. Méthode magnétique pour l'étude de l'érosion dans les deux sous bassins versants Ait Azzouz et Mezguida

I.1 Région et climat (géologie, géomorphologie et climat)

I.1.1 Aires d'étude

I.1.1.1 Bassin versant Bouregreg

Le bassin versant de Bouregreg est situé au Centre-Nord-Ouest du royaume du Maroc (Goussot et al, 2014). C'est un bassin méditerranéen localisé entre les parallèles 32°50 et 34°30 N et les méridiens 5° et 7°O. Il couvre une superficie de 9800 km². Ce bassin est bordé au Nord et au Nord-Est par le bassin de Sébou, au Sud et au Sud-Est par celui d'Oum Er-Rbia, à l'Ouest et au Nord-Ouest par les bassins côtiers de Casablanca et l'océan atlantique (Fig.13). D'un point de vue administratif, il s'étend sur la région de Rabat-Salé-Zemmour-Zaër, et partiellement sur la région Beni Mellal-Khénifra et couvre globalement quatre provinces : Rabat, Khémisset, Khouribga et Khénifra. Le réseau hydrographique du bassin versant Bouregreg est constitué par trois oueds principaux : l'oued Bouregreg, oued Grou et l'oued Korifla qui drainent respectivement des superficies de 4000 km², 3600 km² et 1900 km² (Mahé, 2012).

Le bassin versant de Bouregreg est caractérisé par un climat semi aride. Ses formations lithologiques sont variables mais dominées par des schistes (7066 km²) (Fig.14 et 15) (Ben Mohammadi, 1991 ; Clarck, 2015). Le couvert végétal est constitué de forêts, cultures et pâturages (Fig.16). Selon la classification de la FAO, les types de sols dominants dans le bassin sont : les kastanozems calciques, les luvisols chromiques, les planosols eutriques, les cambisols calciques et les vertisols (Fig.17) (Clark, 2015).

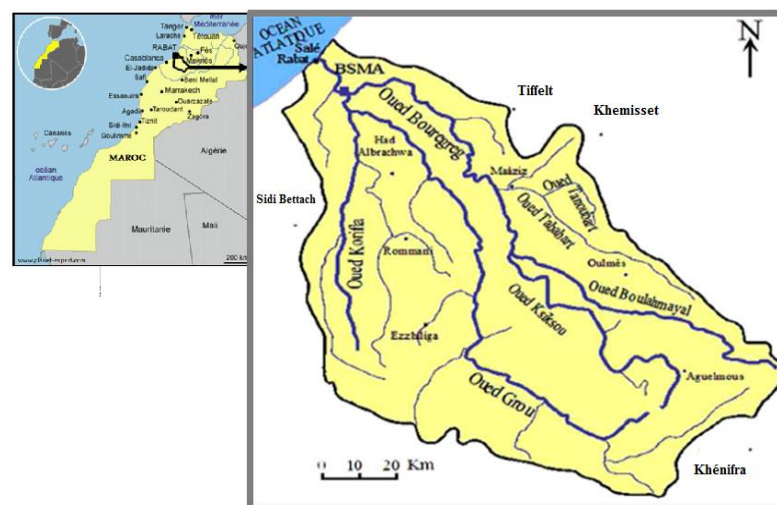


Figure 13: Situation géographique du bassin versant de Bouregreg (s.l) (Goussot et al, 2014).

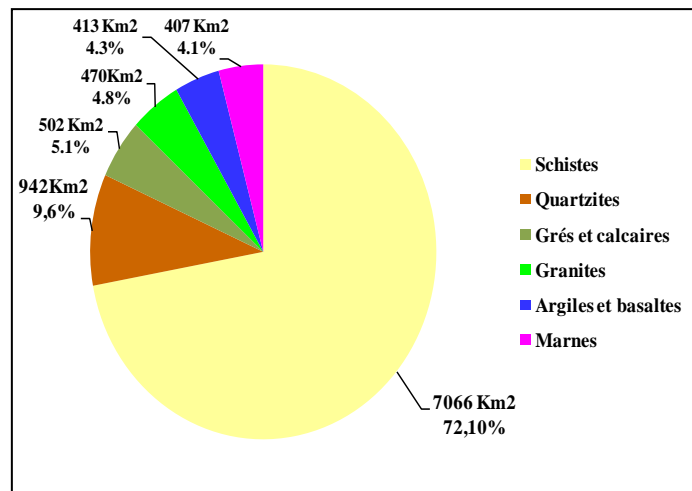


Figure 14: Pourcentages et surfaces des formations lithologiques du bassin versant Bouregreg (s.l) (créée par N. Bouhsane d’après Benmohammadi, 1991).

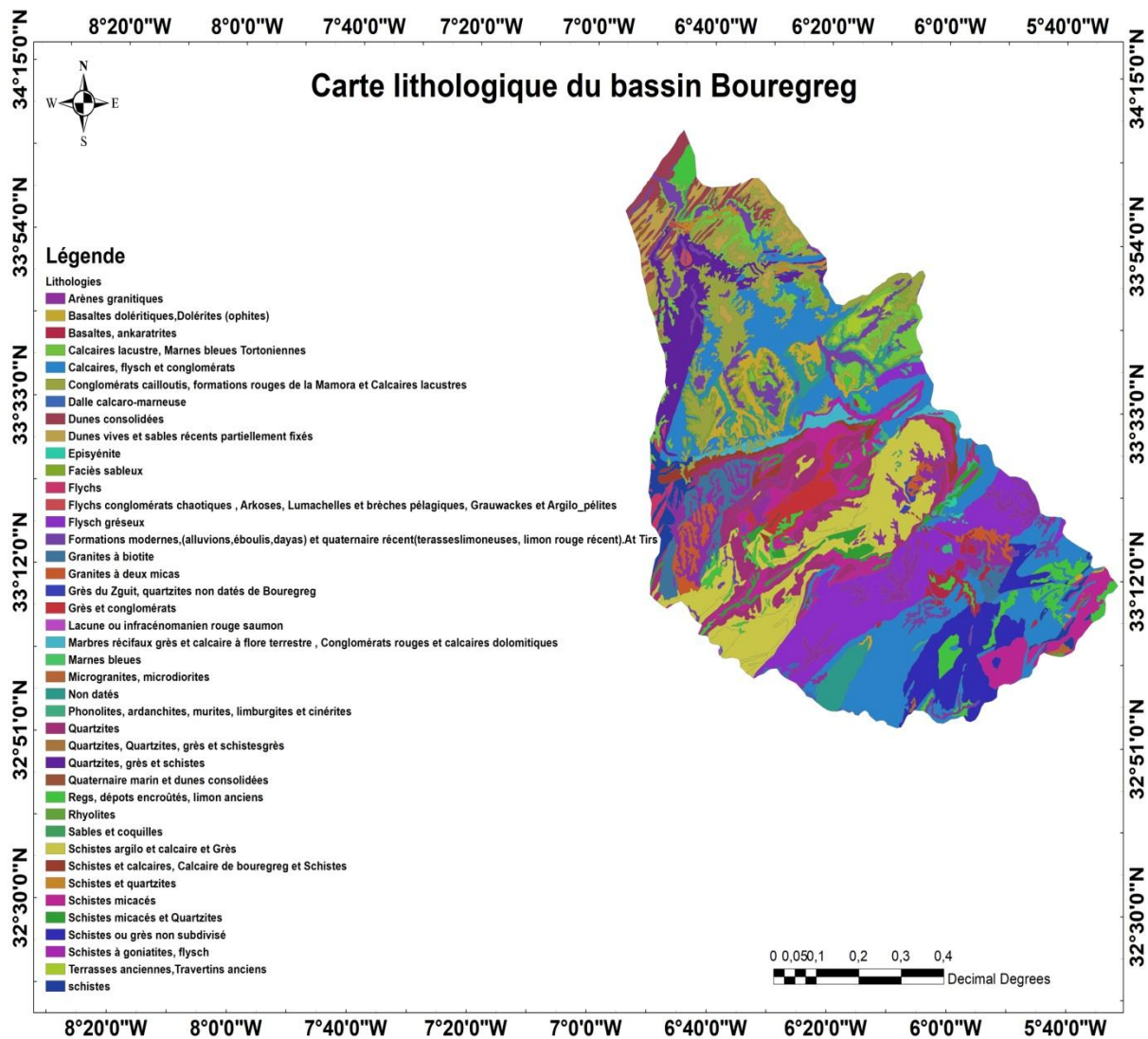


Figure 15: Carte lithologique du bassin Bouregreg (SIGMED, 2013).

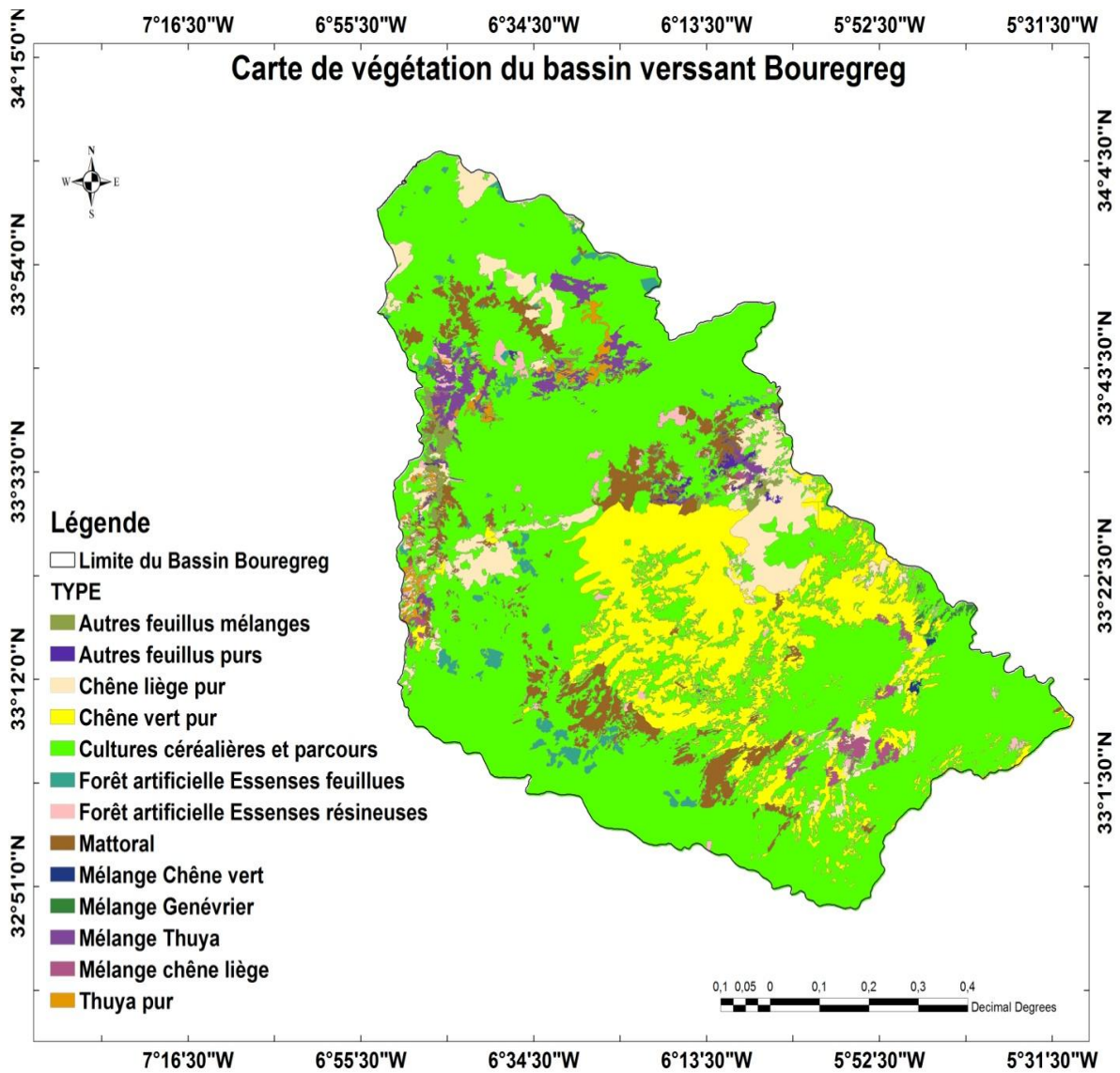


Figure 16: Couvert végétal dans le bassin versant Bouregreg (SIGMED, 2013).

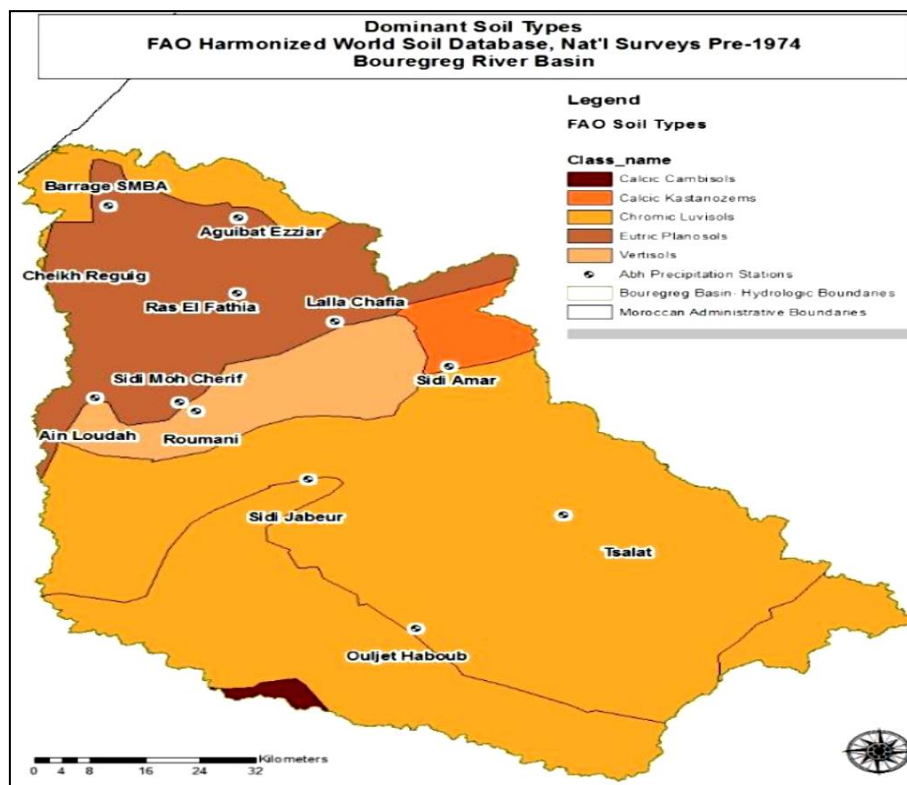


Figure 17: Types de sols dominants dans le bassin versant Bouregreg (Clark, 2015).

I.1.1.2 Sous bassin versant Ait Azzouz

Le bassin versant Ait Azzouz fait partie du grand bassin Bouregreg, il couvre une superficie de 195 km², il est situé à 32°70'–33° N 5°70'–5° 08' W dans le plateau central Marocain. Il constitue l'un des bassins versants les plus importants en amont de la rivière de Grou (Fig.18) (Bouhsane and Bouhlassa, 2018). Le climat de la région est semi-aride avec des précipitations annuelles moyennes de 400 mm et une température annuelle de l'air variant entre 11 °C au minimum et 22 °C au maximum. Les terres cultivées et les pâturages occupent la majeure partie du bassin alors que la forêt ne peuple qu'une petite zone (Fig.19). La carte des pentes montre la prédominance de quatre classes, comprises entre 0 et 30 % dans la majeure partie du sous bassin et une zone limitée avec des pentes qui dépassent 40 % (Fig.20). Le bassin versant présente une lithologie variée mais avec une dominance schisteuse : schistes, quartzites, grès, calcaires, conglomérats de microgranites (Fig.21). Au nord et à l'est, on trouve les synclinaux perchés des conglomérats Viséens du Jbel Amnezour et du Garet Tendra et aussi des caunes volcaniques et des basaltes du Jbel Aissa, et à l'ouest on trouve les crêtes de quartzite. Les sols dominants dans le bassin versant Ait Azzouz sont de type luvisols chromiques (Fig.17) (Clark, 2015).

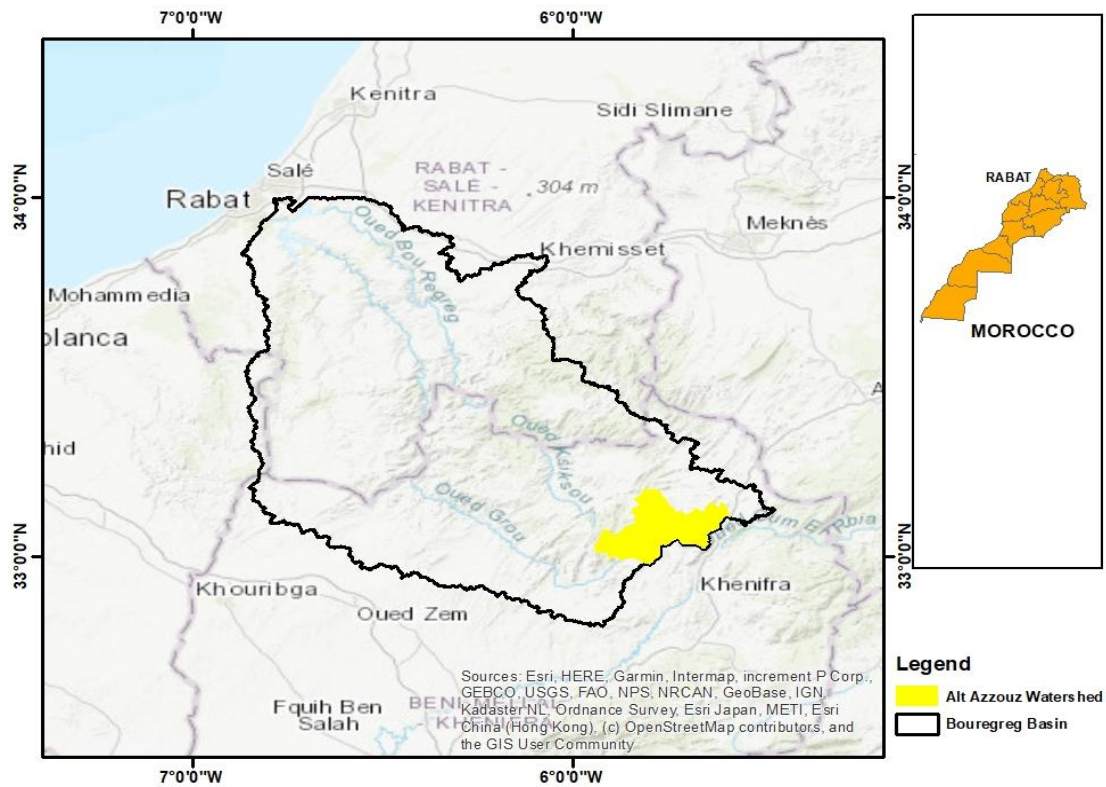


Figure 18: Situation géographique du sous bassin versant Ait Azzouz (Bouhsane and Bouhlassa, 2018).

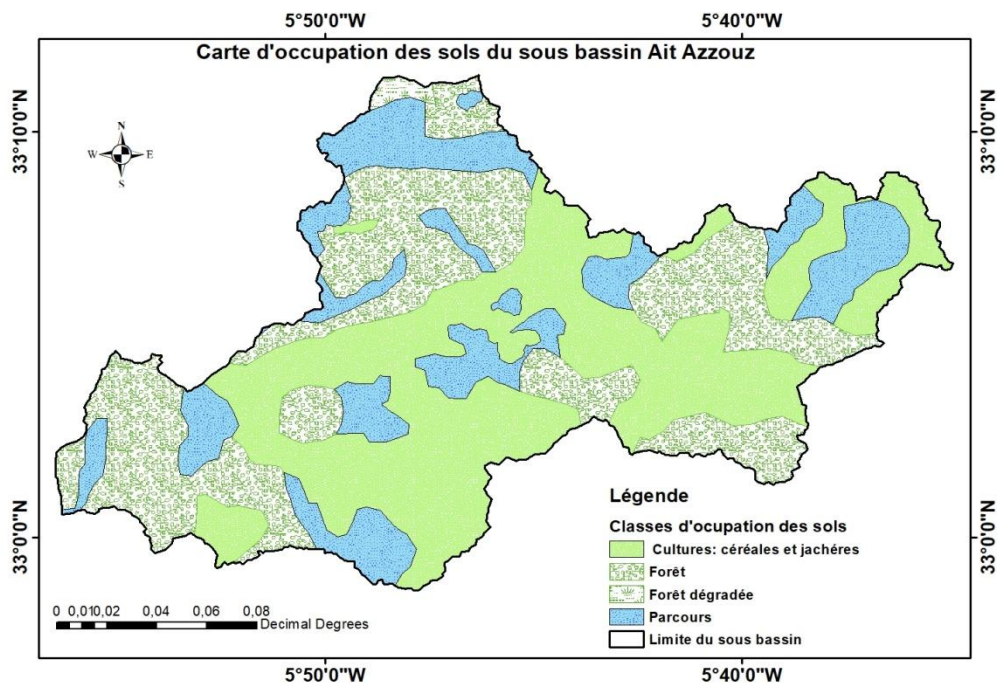


Figure 19: Carte d'occupation des sols du sous bassin versant Ait Azzouz (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).

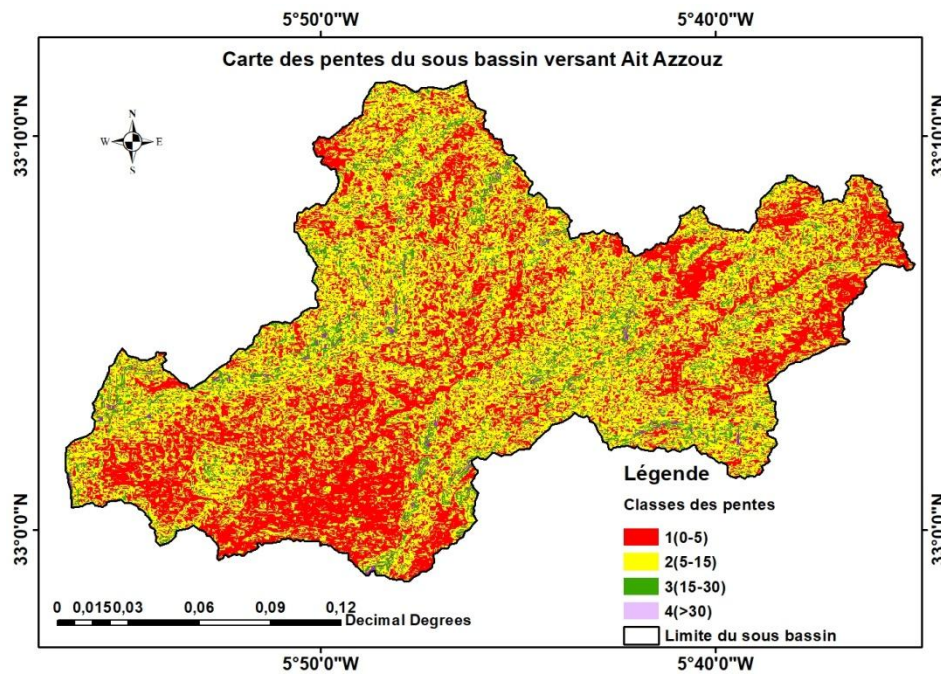


Figure 20: Carte des classes de pentes dans le sous bassin versant Ait Azzouz (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).

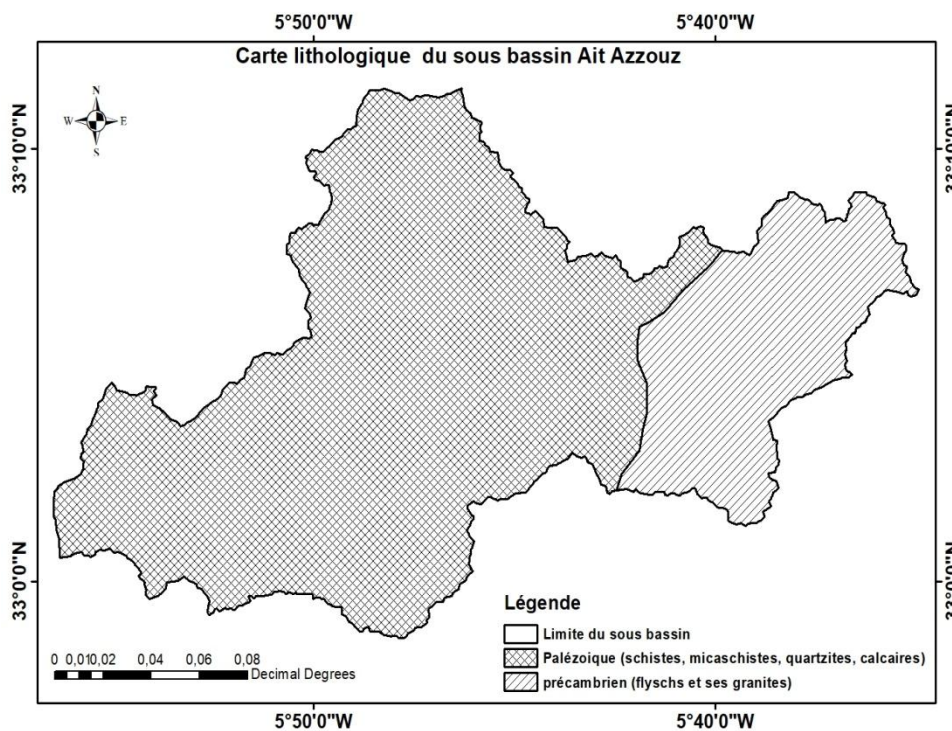


Figure 21: Carte lithologique du sous bassin versant Ait Azzouz (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).

I.1.1.3 Sous bassin versant Mezguida

Le bassin versant Mezguida est situé au sud des hauts plateaux marocains en amont de l'oued Grou (Fig.22), il couvre une superficie de 240 km², à moins de 5 kilomètres au nord-ouest de la ville de Boujaad, sur la route Tlat -Chougrane dans la région de Qasba Tadla. C'est

un bassin asymétrique s'étendant du Sud-ouest au Nord-est sur 20 km. Il est traversé par des petits affluents de Grou dont l'oued Mezguida. Les précipitations annuelles enregistrées dans la station la plus proche au bassin sont de 396 mm/an. Les températures sont de l'ordre de 10°C à 11 °C pour le mois le plus froid, et de 25 °C à 27 °C pour le mois le plus chaud. La végétation à Mezguida est variable mais dominée par les cultures. Les forêts dont celles de chênes verts et les matorrals représentent une petite partie du sous bassin Mezguida (Fig.23). Les schistes, les marnes, les calcaires et les grès constituent les lithologies prédominantes dans le sous bassin versant, avec une intrusion mineure et distincte d'argile rouge dans certaines zones (Fig.24). Les pentes dans ce bassin varient entre 0 % et 45 % (Fig.25). Les sols dominants sont de type luvisol chromique (Fig.17) (Clark. 2015).

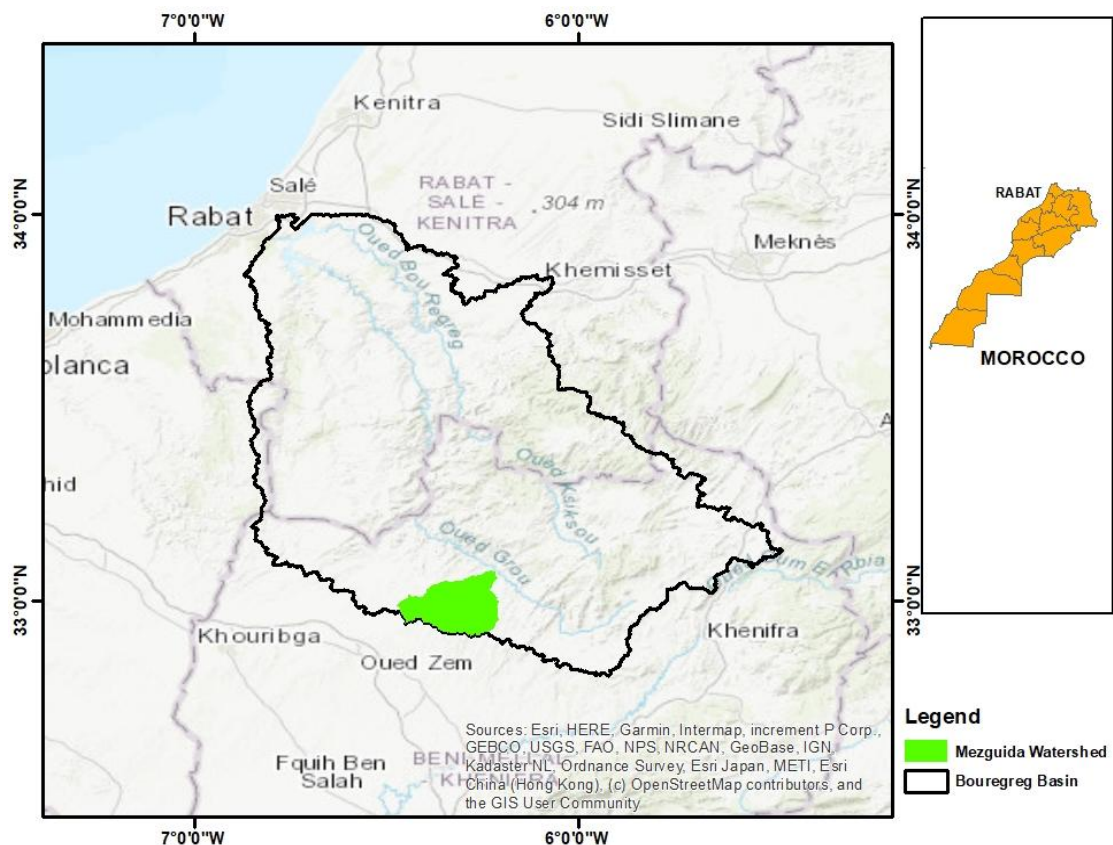


Figure 22: Situation géographique du bassin versant Mezguida (Bouhlassa and Bouhsane, 2020).

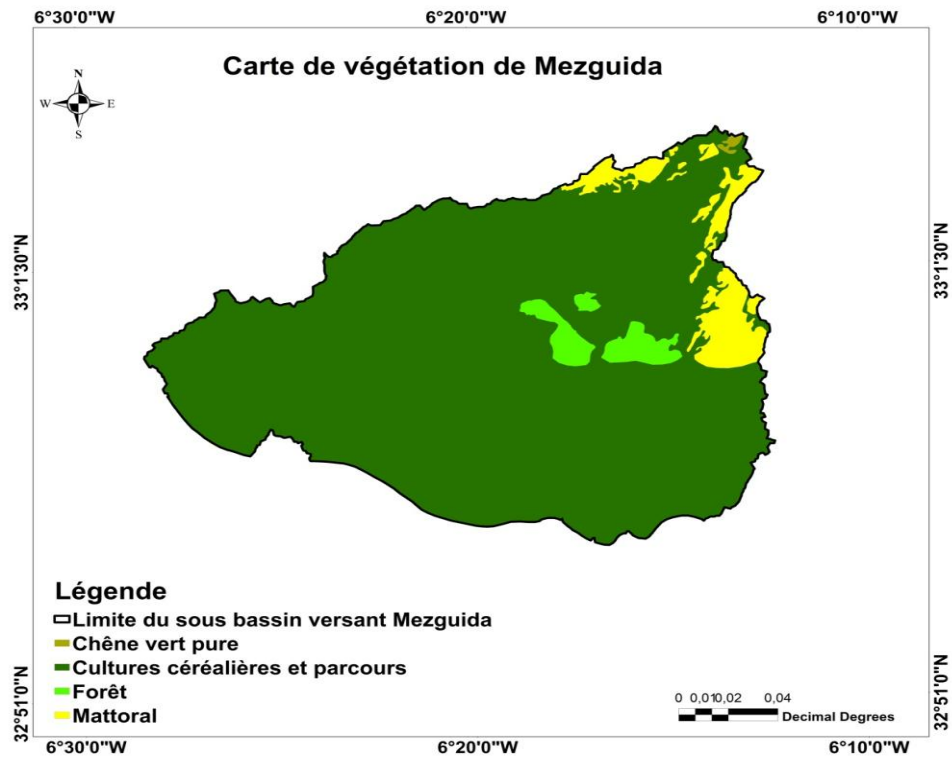


Figure 23: Carte d'occupation des sols dans le bassin versant Mezguida.

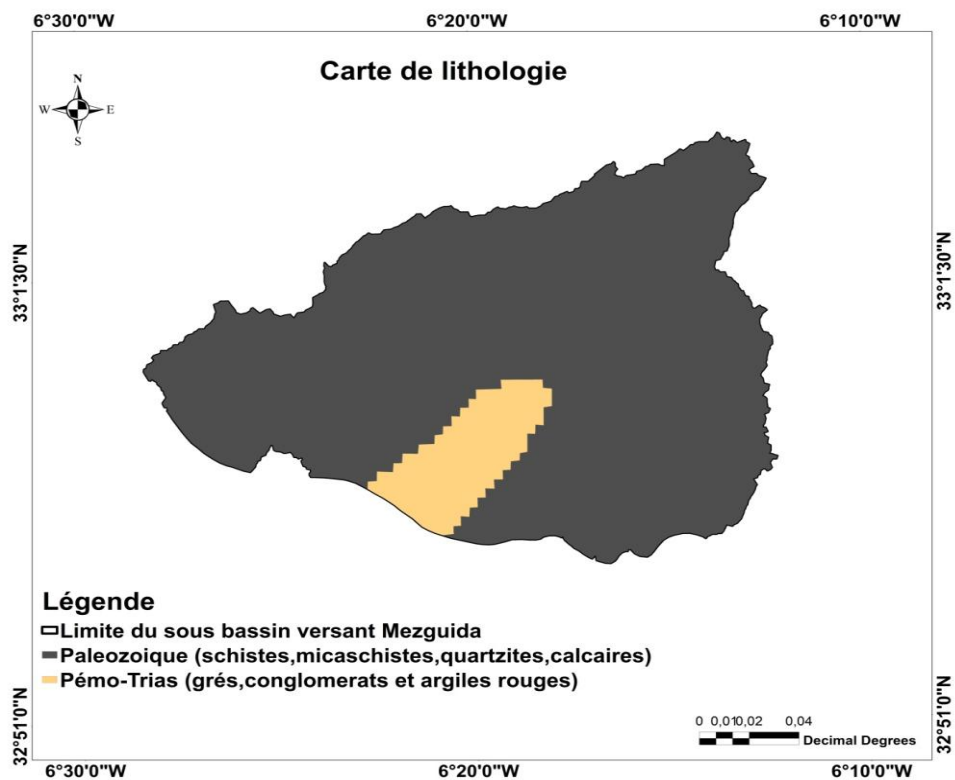


Figure 24 : Carte lithologique du bassin versant Mezguida.

Les cartes de situations géographiques, pentes, végétations, lithologies des sous bassins versants Ait Azzouz et Mezguida ont été obtenues en utilisant les données du Projet SIGMED (2013), MNT de Bouregreg téléchargé depuis le site Earth Explorer USGS, et l'Arcgis 10.3.1.

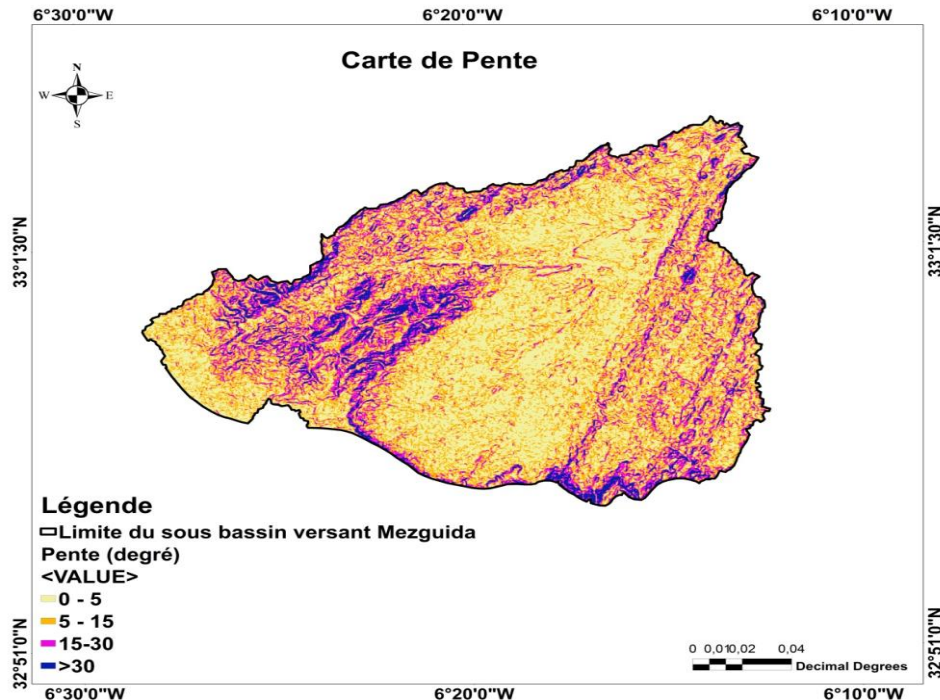


Figure 25: Classes de pentes dans le bassin versant Mezguida.

I.2 Échantillonnage

I.2.1 Unités homogènes

Le sous bassin versant Ait Azzouz est subdivisé en 28 unités homogènes (UH) (Fig.26), les lithologies prédominantes sont les schistes et les flyschs. Les classes de pente sont : 0% à 5 %, 5% à 15 %, 15% à 30 % et la classe supérieure à 30 %. Le bassin versant est soumis globalement sur son étendu limité au même régime de précipitations en quantités et intensités. Le tableau 2 rapporte les unités homogènes étudiées et leurs caractéristiques. La figure 27 montre le positionnement des échantillons sur la carte de lithologie. L'échantillonnage doit normalement couvrir les 28 unités, mais vue les problèmes logistiques et les difficultés d'accès aux nombreuses unités, on a restreint l'échantillonnage à des unités représentatives de l'ensemble des unités homogènes ayant des facteurs d'érosion comparables ou une même susceptibilité à l'érosion.

Les échantillons ont été prélevés sur les terrains de cultures (AZC), les pâturages (AZP) et les forêts (AZF). Le gradient de la pente est compris entre 0 % et 45 %. Ainsi deux échantillons ont été pris dans les forêts résiduelles (AZF11, AZF1), un échantillon dans la

forêt dense (AZF14), quatre échantillons dans les terrains de cultures (AZC3, AZC9, AZC10, AZC12), et six échantillons dans les pâturages (AZP2, AZP4, AZP5, AZP6, AZP8, AZP16). Le site de forêt AZF11 se trouve près de AZC10, AZF1 près de AZP2 tandis que AZF14 est entouré par les autres sols cultivés et de parcours. Dans le tableau 3 sont données les caractéristiques des sols prélevés et les unités homogènes auxquelles elles sont associées. À chaque site d'échantillonnage, des carottes de 35 cm de longueur ont été prélevées à l'aide d'une tarière de 6 cm de diamètre et de 50 cm de longueur, sauf AZF14 de profondeur étendu à plus de 1 m. Chaque carotte a été divisée de haut en bas en tranche de 5 cm afin de mesurer la susceptibilité magnétique verticalement. Une fois extraite du carottier une fine couche superficielle de chaque carotte du sol en contact direct avec le carottier métallique a été rasée et éliminée à l'aide d'un couteau en plastique pour se débarrasser de potentielles contaminations par les dispositifs de carottage (Dearing, 1999). Au total, 62 échantillons du sol ont été prélevés sur les 13 sites d'échantillonnage dans le sous bassin versant Ait Azzouz.

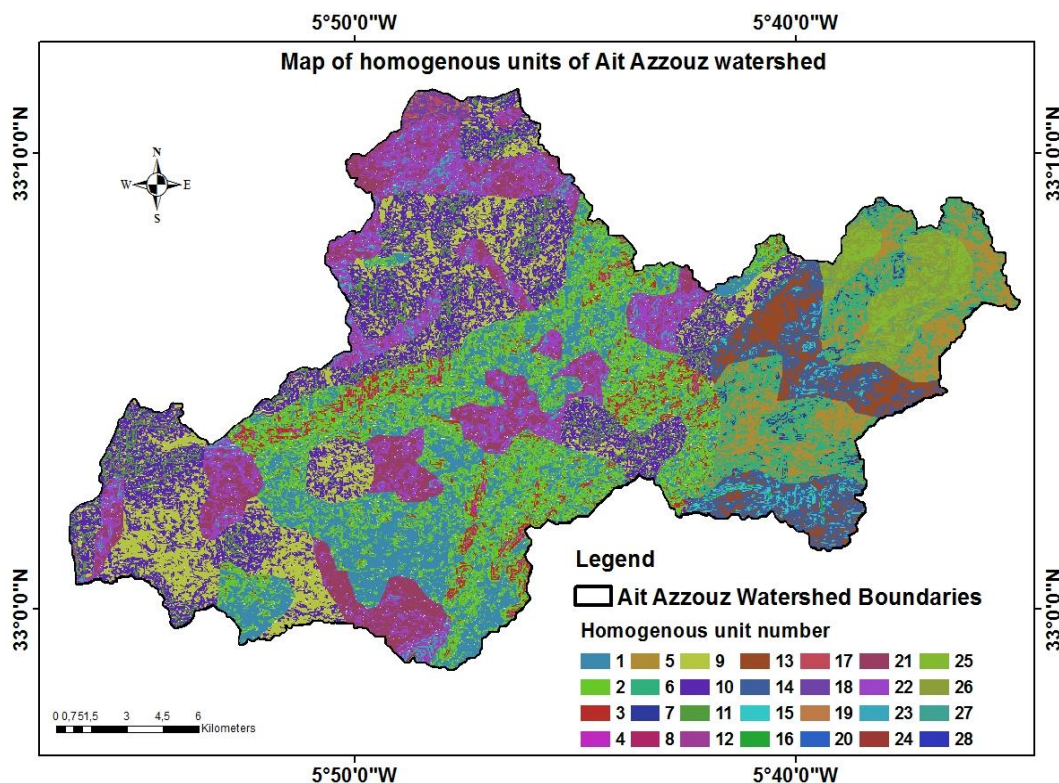


Figure 26: Carte des unités homogènes du sous bassin versant Ait Azzouz (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).

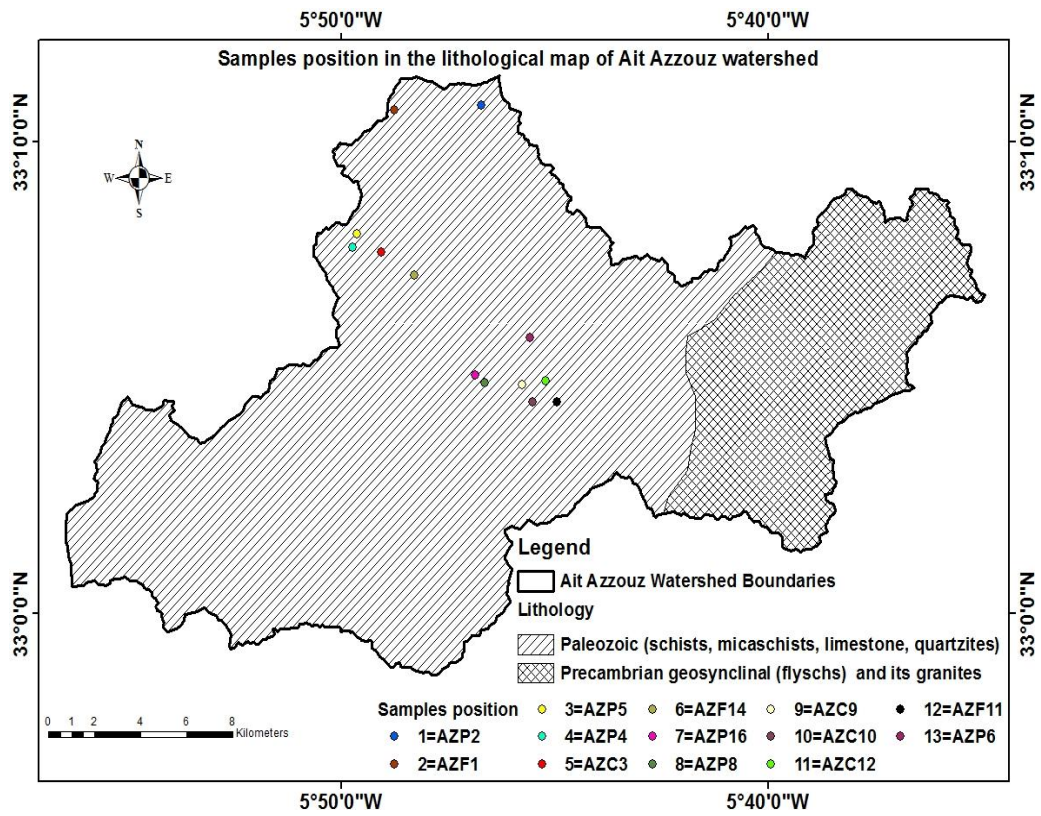


Figure 27: Positionnements des échantillons dans la carte de lithologie du sous bassin versant Ait Azzouz (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).

Tableau 2: Description des unités homogènes définies dans le sous bassin versant Ait Azzouz (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).

Numéro de l'unité homogène dans le SBV AZ	Lithologie	Classe de pente (%)	Occupation du sol	Type du sol
1	Schiste	0-5	Culture	
2	Schiste	5-15	Culture	
3	Schiste	15-30	Culture	
4	Schiste	>30	Culture	
5	Flysch	0-5	Culture	
6	Flysch	5-15	Culture	
7	Flysch	15-30	Culture	
8	Flysch	>30	Culture	
9	Schiste	0-5	Forêts	Luvisol
10	Schiste	5-15	Forêts	Chromique
11	Schiste	15-30	Forêts	
12	Schiste	>30	Forêts	
13	Flysch	0-5	Forêts	
14	Flysch	5-15	Forêts	
15	Flysch	15-30	Forêts	
16	Flysch	>30	Forêts	
17	Schiste	0-5	Forêts dégradées	
18	Schiste	5-15	Forêts dégradées	
19	Schiste	15-30	Forêts dégradées	
20	Schiste	>30	Forêts dégradées	
21	Schiste	0-5	Pâturage	
22	Schiste	5-15	Pâturage	
23	Schiste	15-30	Pâturage	
24	Schiste	>30	Pâturage	
25	Flysch	0-5	Pâturage	
26	Flysch	5-15	Pâturage	
27	Flysch	15-30	Pâturage	
28	Flysch	>30	Pâturage	

Tableau 3: Les caractéristiques des échantillons prélevés et les unités homogènes associées dans le sous bassin versant Ait Azzouz (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).

Échantillon dans AZ	Position	Lithologie	Couverture végétal	Pente (%)	Unité homogène associée	Surface total (ha)
AZP2	33°10'46''N; 05°46'42''W	Schiste	Pâturage	7	22 ; 26	3808,86
AZC3	33°07'41''N ; 05°49'01''W	Schiste	Culture	0 – 5	1 ; 5	7055,01
AZP4	33°07'56''N ; 05°49'41''W	Schiste à quartzite	Pâturage	5 – 10	22; 26	3808,86
AZP5	33°07'56''N ; 05°49'38''W	Calcaire gréseux	Pâturage	35	24 ; 28	22,04
AZP6	33°05'51''N; 05°45'33''W	Schiste et calcaire	Pâturage	15	23 ; 27	496,53
AZP8	33°04'56''N; 05°45'97''W	Schiste	Pâturage	20 – 25	23 ; 27	496,53
AZC9	33°04'54''N ; 05°45'46''W	Schiste et calcaire	Culture	0	1 ; 5	7055,01
AZC10	33°04'31''N ; 05°45'30''W	Schiste et calcaire	Culture	0	1 ; 5	7055,01
AZF11	33°04'31''N; 05°44'54''W	Schiste et calcaire	Forêts résiduelle	45	9 ; 10 ; 1314 ; 17 ; 18 ; 19 ; 20	12022,1
AZC12	33°04'59''N; 05°45'14''W	Schiste et calcaire	Culture	10	2 ; 6 ; 3 ; 4 ; 7 ; 8	9005,31
AZF14	33°07'11''N ; 05°48'19''W	Schiste et quartzite	Forêts dense	40	12;16	92,17
AZF1	33°10'43''N ; 05°48'44''W	Schiste et calcaire	Forêts résiduelle	22	11;12;15;16	1501,32
AZP16	33°05'07''N; 05°46'52''W	Schiste	Pâturage	5	21 ; 25	3552,62

I.2.2 Transects

I.2.2.1 Échantillonnage des transects MZ17 et MZ13 du sous bassin versant Mezguida (MZ)

Deux transects ont été sélectionnés et échantillonnés dans le sous bassin versant Mezguida sous forêts et cultures, nommés respectivement MZ17 et MZ13. Le transect MZ17 commence à une altitude de 1000 m au point 32°55'08 N 06°18'55 W alors que MZ13 commence à une altitude de 1003 m au point 32 °55'30 N 6 °17'43 W. Les sols de ces deux transects se sont développés sur une roche calcaire. Cinq positions de pente y compris le sommet (summit, SU), le bas-côté (shoulder, SH), le bas du talus (backslope, BS), le pied de pente (footslope, FS) et le talweg (toeslope, TS) ont été choisies pour échantillonner les

carottes dans chaque transect (Tableau.4). Le gradient de la pente est généralement considéré comme un facteur d'érosion du sol (Wischmeier et Smith, 1978 ; Liu et al, 2015). L'état d'érosion relative du sol est établi par rapport à un sol supposé non érodé ou stable. Il est raisonnable et même indiqué de considérer le transect en forêt comme un état de référence caractéristique d'un sol stable ou non remanié, ce qui est le cas, car ce terrain reboisé au cours des dernières décennies est recouvert d'arbres, arbustes et litière.

Tableau 4: Inclinaisons de pente (%) dans chaque position de pente le long des transects MZ17 et MZ13.

Position de la pente dans le transect (MZ)	Pente (°)	
	Transect de Culture (MZ13)	Transect de forêt (MZ17)
Summit (SU)	5	45
Shoulder (SH)	20	20
Backslope (BS)	10-30	20
Footslope (FS)	35	8
Toeslope (TS)	5	5

Plusieurs carottes ont été prélevés le long des transects MZ17 et MZ13. Dix sept carottes du sol ont été prélevées dans le transect en forêt MZ17F (17A, 17B, 17C, 17D, 17E, 17F, 17G, 17H, 17I, 17J, 17K, 17L, 17M, 17N, 17O, 17P, 17Q) du sommet au talweg, et treize carottes du sol ont été prélevées dans le transect en terrain de culture MZ13C (13A, 13B, 13C, 13D, 13E, 13F, 13G, 13H, 13I, 13J, 13K, 13L, 13M) (Fig.28). Les caractéristiques des carottes prélevées sont données dans le tableau 5. Ces carottes ont été prélevées à l'aide d'une tarière à main afin de mesurer la susceptibilité magnétique verticalement. La couche mince superficielle de chaque carotte du sol en contact direct avec le carottier métallique a été rasée à l'aide d'un couteau en plastique pour éviter les effets potentiels des dispositifs de carottage en fer (Dearing, 1999). Les carottes collectées ont été divisées en tranches de 5 cm de longueur conservées dans des sachets en plastique. Ainsi 109 échantillons du sol ont été obtenus dans le sous bassin versant Mezguida.

Pour le choix des unités à échantillonner dans le sous bassin versant Mezguida, nous avons établi la carte des unités homogènes par la superposition des cartes de pente, de lithologie et du couvert végétal (Fig.29 et Tableau.6).

Tableau 5: Les caractéristiques lithologiques des carottes prélevées dans les transects MZ17 et MZ13 du sous bassin versant Mezguida.

Carotte prélevée dans le transect MZ17	Lithologie	Carotte prélevée dans le transect MZ13C	Lithologie
17 A	Calcaire	13A	Calcaire
17B	Marne- calcaire gris	13B	Gypse et marne
17C		13C	
17D		13D	
17E		13F	
17F	Argile rouge	13F	Ardoise schisteux
17G	Grés schisteux	13G	
17H		13H	
17I		13I	
17J		13J	
17K	Conglomérat rouge	13K 13L 13M	Sable
17L	Sable		
17M			
17N			
17O			
17P			
17Q			

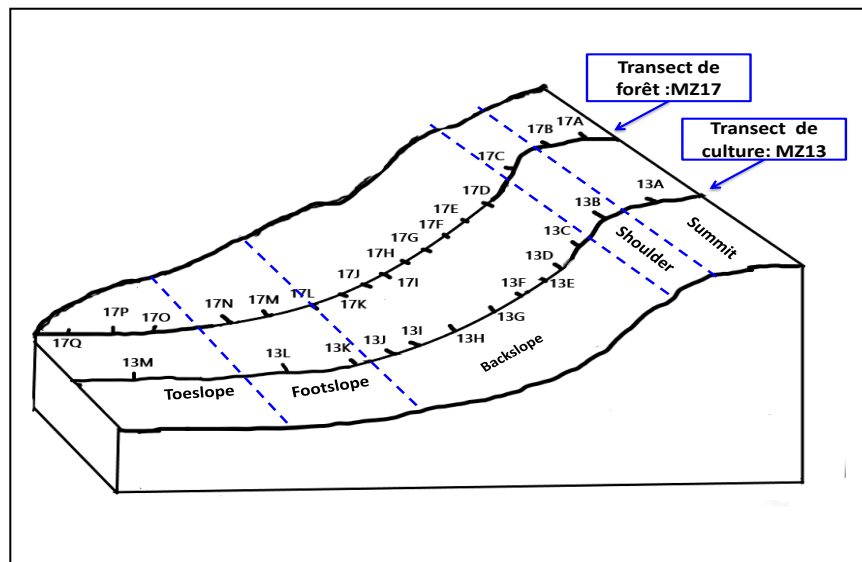


Figure 28: Localisation des carottes du sol prélevées dans les transects MZ17 et MZ13 (créés par N. Bouhsane and S. Bouhlassa)

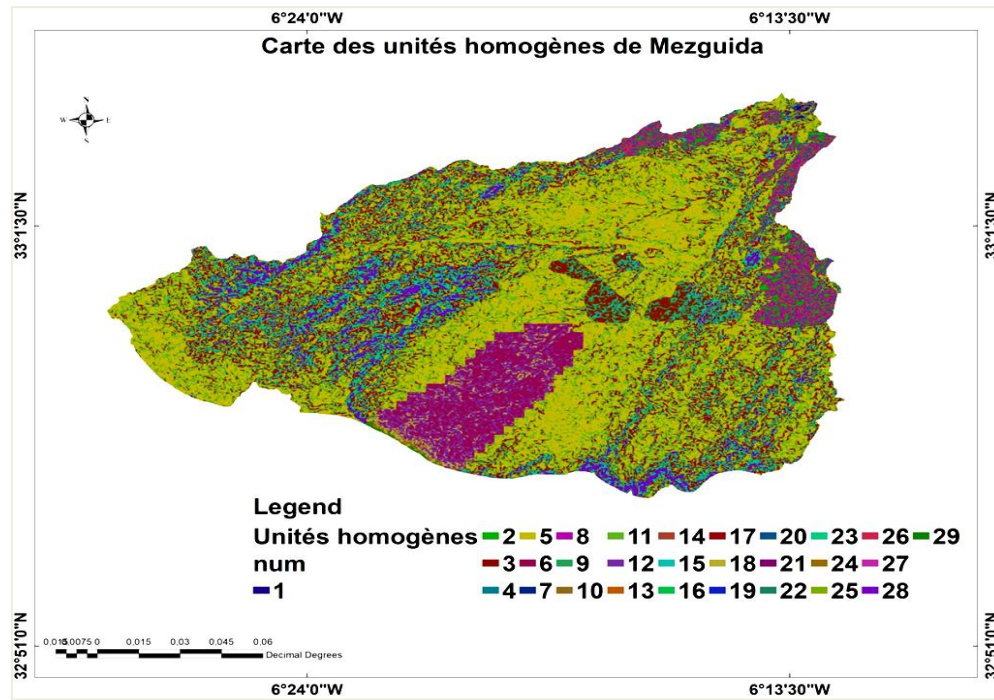


Figure 29: Carte des unités homogènes du sous bassin versant Mezguida.

I.2.2.1 Échantillonnage du transect AZ23 dans le sous bassin versant Ait Azzouz

Le transect AZ23 d'une longueur de plus de 200 m, appartient à un matorral au pied d'une falaise calcaire. La première carotte est prélevée au point 33°00'56 N, 5°46'53W qui surplombe une pente verticale étalée sur une centaine de mètres, allant de plus de 45° à quelques degrés. A 30 mètres de ce point, est échantillonné le sol sur formation schisteuse avec pendage vers l'Est et à la fin du transect, au milieu de la plaine, les prélèvements concernent un sol brun noir sur schiste gréseux. Dix carottes ont été prélevées dans ce transect : AZ23A, AZ23B, AZ23C, AZ23D, AZ23E, AZ23F, AZ23G, AZ23H, AZ23I, AZ23K.

Tableau 6: Les unités homogènes définies dans le sous bassin versant Mezguida.

Unité homogène dans le SBV MZ	Occupation	Lithologie	Pente	Surface (ha)
1	Chêne vert pur	Schiste, calcaires	0-5	6,28
2	Matorral	Schiste, calcaires	5-10	379,69
3	Forêt artificielle Essences feuillues	Schiste, calcaires	10-15	371,86
4	Forêt artificielle Essences résineuses	Schiste, calcaires	15-30	0,081
5	Cultures céréalières et parcours	Schiste, calcaires	>30	7924,12
6	Cultures céréalières et parcours	Grés et conglomérats et argiles rouges	>30	1255,42
7	Chêne vert pur	Schiste, calcaires	0-5	9,12
8	Matorral	Schiste, calcaires	5-10	502,52
9	Forêt artificielle Essences feuillues	Schistes, calcaires	10-15	268,29
10	Forêt artificielle Essences résineuses	Schistes, calcaires	15-30	0,518
11	Cultures céréalières et parcours	Schistes, calcaires	>30	7552,06
12	Cultures céréalières et parcours	Grés et conglomérats et argiles rouges	>30	776,4
13	Chêne vert pur	Schistes, calcaires	0-5	9,28
14	Matorral	Schistes, calcaires	5-10	383,04
15	Forêt artificielle Essences feuillues	Schiste, calcaires	10-15	105,75
16	Forêt artificielle Essences résineuses	Schiste, calcaires	15-30	0,11
17	Cultures céréalières et parcours	Schistes, calcaires	>30	4889,02
18	Cultures céréalières et parcours	Grés et conglomérats et argiles rouges	>30	231,39
19	Chêne vert pur	Schistes, calcaires	0-5	8,77
20	Matorral	Schistes, calcaires	5-10	200,36
21	Forêt artificielle Essences feuillues	Schistes, calcaires	10-15	24,84
22	Forêt artificielle Essences résineuses	Schistes, calcaires	15-30	0,03
23	Cultures céréalières et parcours	Schistes, calcaires	>30	2700,45
24	Cultures céréalières et parcours	Grés et conglomérats et argiles rouges	>30	46,85
25	Chêne vert pur	Schistes, calcaires	0-5	7,4
26	Matorral	Schiste, calcaires	5-10	60,25
27	Forêt artificielle Essences feuillues	Schistes, calcaires	10-15	3,04
28	Cultures céréalières et parcours	Schistes, calcaires	>30	964,074
29	Cultures céréalières et parcours	Grés et conglomérats et argiles rouges	>30	23,21

I.3 Traitement des échantillons et mesures magnétiques

Les traitements et mesures magnétiques ont été réalisés dans le laboratoire de Radiochimie et Chimie Nucléaire (LRCN) de la Faculté des sciences de Rabat. Les

échantillons du sol ont été séchés à l'étuve à 40° C pendant 8 h sous une bonne circulation d'air puis passés au tamis en inox de 2 mm. Les mesures magnétiques sont effectuées sur des volumes de sol de 10 cm³ à l'aide d'un susceptibilimètre magnétique Bartington (MS2) muni d'un capteur à deux fréquences (MS2B) (Fig.30). Les susceptibilités magnétiques spécifiques à la masse à basse fréquence (χ_{lf} , 0,47 kHz) et à haute fréquence (χ_{hf} , 4,7 kHz) ont été calculées respectivement par la division des susceptibilités magnétiques volumiques mesurées à basse (K_{lf} , 0,47 kHz) et à haute fréquence (K_{hf} , 4,7 kHz) par la masse volumique ρ de l'échantillon selon les équations suivantes :

$$\chi_{lf} = \frac{K_{lf}}{\rho} \quad [10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}] \quad (\text{Eq.7})$$

$$\chi_{hf} = \frac{K_{hf}}{\rho} \quad [10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}] \quad (\text{Eq.8})$$

La valeur de χ est proportionnelle à la concentration des minéraux ferromagnétiques (magnétite et maghémite). Les susceptibilités magnétiques à fréquence dépendante χ_{fd} et $\chi_{fd}\%$ sont calculées selon les équations suivantes (Dearing, 1999) :

$$\chi_{fd} = \chi_{lf} - \chi_{hf} \quad (\text{Eq.9})$$

$$\chi_{fd}\% = \frac{(\chi_{lf} - \chi_{hf})}{\chi_{lf}} \times 100 \quad (\text{Eq.10})$$

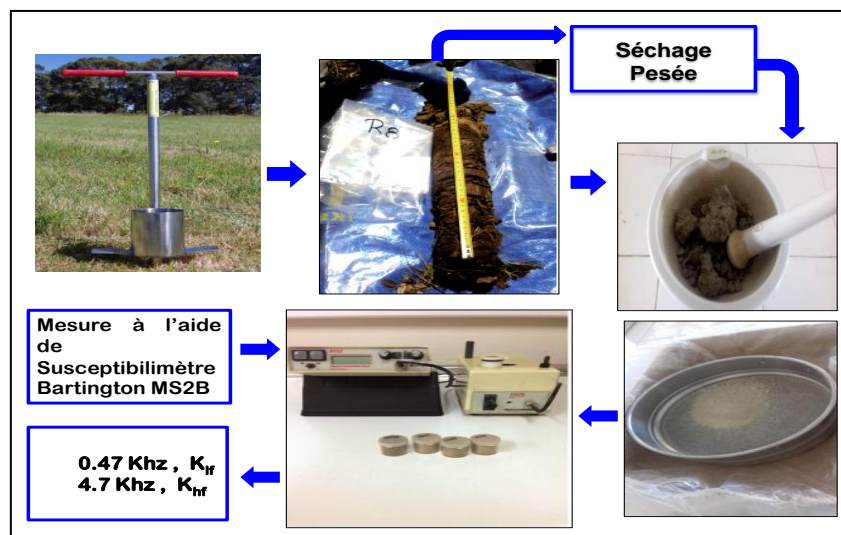


Figure 30: Schéma illustratif des étapes de l'échantillonnage, traitement des échantillons au laboratoire, et mesures magnétiques.

I.4 Méthodes d'exploitation des mesures

I.4.1 Analyse statistique descriptive

Les paramètres statistiques descriptifs des résultats obtenus tels que la moyenne, le minimum, le maximum, le coefficient de variation (C.V), l'écart type (S.D), la médiane, le kurtosis et l'asymétrie, ont été déterminés (Wendroth et al, 1997). Ces paramètres indiquent le point médian, le degré de dispersion et l'asymétrie des données. Le C.V reflète la variabilité de la susceptibilité magnétique et les propriétés du sol. Le test de Jaques-Bera a été utilisé pour déterminer la normalité des données. Tous ces paramètres statistiques ont été obtenus en utilisant le logiciel XLSTAT (Addinsoft, 2018).

I.4.2 Méthodes utilisées pour la distinction entre les contributions pédogéniques et anthropogéniques à la susceptibilité magnétique

I.4.2.1 Méthode de différence χ_{Jf} (topsoil) - χ_{Jf} (subsoil)

Les retombées magnétiques anthropiques s'accumulent dans la couche supérieure du sol, d'où l'augmentation de la susceptibilité magnétique à la surface du sol. Généralement, cette couche est limitée aux 5 premiers cm du sol (Kapička et al, 2001). Par conséquent, une valeur élevée de la susceptibilité magnétique dans la couche arable (0-20 cm) par rapport à celle du sous-sol est attribuée à une anomalie anthropogénique. Il s'agit d'une anomalie anthropogénique si la différence de la susceptibilité magnétique dépasse $20 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, et d'une anomalie pédogénique si elle est inférieure à $20 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ (Hanes et al, 2002).

Avec :

$$\chi_{Jf} \text{ (topsoil) (forêt)} = \chi_{Jf} \text{ top (pâturage)} = \chi_{Jf} (0-5\text{cm}) \text{ et } \chi_{Jf} \text{ (sub)} = \chi_{Jf} (20-25\text{cm})$$

$$\chi_{Jf} \text{ top (culture)} = \chi_{Jf} \text{ moyen (0-20cm)} \text{ et } \chi_{Jf} \text{ sub} = \chi_{Jf} (>20\text{cm})$$

I.4.2.2 Méthode de l'écart absolu médian (MAD)

Cette méthode (MAD) est définie comme l'écart absolu médian par rapport à la médiane des données (Tukey, 1977). La valeur médiane ± 2 MAD définit une marge de variation d'une population d'échantillons non affectée par une pollution magnétique exogène. Bien que la méthode MAD soit indiquée pour définir d'avantage des valeurs anormales ou aberrantes par rapport à la méthode précédente de comparaison des susceptibilités magnétiques de la base et de la surface du sol, elle est utilisée pour la détection des particules magnétiques qui proviennent de la pollution (Hanes et al, 2007). Si la susceptibilité magnétique moyenne de la carotte appartient à l'intervalle $\chi_{Jf} \text{ (med)} \pm 2\text{MAD}$, l'amélioration

de la susceptibilité magnétique dans les échantillons des sols étudiés est liée à l'effet pédogénique et il ne s'agirait plus d'un effet anthropogénique.

I.4.2.3 Paramètre (Fc%) (Forster et al, 1994)

Le paramètre Fc (Forster et al, 1994) permet d'identifier la pédogenèse et de distinguer les particules magnétiques des retombées sèches anthropiques, il est calculé à partir de l'équation suivante :

$$Fc\% = \frac{\chi_{lf} - \chi_{hf}}{\chi_{lf} - \chi_b} \times 100 \quad (\text{Eq.11})$$

Où : χ_b est la susceptibilité magnétique associée aux grains paramagnétiques et ferromagnétiques grossiers ; elle est indépendante du minéral magnétique hérité et exprime l'état d'évolution de la pédogenèse.

I.4.2.4 Distribution des grains magnétiques (Dearing, 1999)

Dearing (1999) a proposé une distribution de la taille des grains magnétiques selon leurs χ_{fd} . Les échantillons magnétiques environnementaux peuvent ainsi être classés en quatre classes :

des échantillons où le $\chi_{fd}\%$ est inférieur à 2% ($\chi_{fd}\% < 2\%$) avec une concentration de grains supéroparamagnétiques (SP) inférieure à 10% (grains magnétiques à faible teneur en SP) (MD) (Bouhsane and Bouhlassa, 2018) ;

des échantillons avec $\chi_{fd}\%$ compris entre 2% et 10%, dans lesquels il ya un mélange des grains supéroparamagnétiques, et des grains grossiers non superparamagnétiques (SP + SSD) ;

des échantillons de $\chi_{fd}\%$ compris entre 10% et 14% où la concentration des grains SP est supérieure à 75% (SP) ;

et des échantillons de $\chi_{fd}\% > 14\%$ qui représentent des valeurs rares, dues soit à des mesures erronées ou à la présence d'une pollution dans les échantillons.

I.5 Modèles utilisés pour l'estimation de l'érosion dans les bassins d'étude

I.5.1 Modèle d'homogénéisation par le labour (T-H) proposé par Royall (2001) et amélioré au LRCN (Bouhlassa and Bouhsane, 2019)

Royall (2001) a proposé un modèle simple d'homogénéisation par le labour (Tillage homogenization : T-H). Ce modèle permet de prédire les valeurs moyennes des paramètres magnétiques de la couche de labour pour différentes étapes d'érosion. Le modèle suppose une homogénéisation des 20 cm de la surface du sol après le travail du sol. Lorsque l'érosion

superficielle du sol aura lieu, le mélange des 20 cm du sol labouré intègre des niveaux les plus profonds du profil du sol. Ce processus récurrent après chaque épisode érosif conduit à une variation des paramètres magnétiques de la couche de labour. Cette variation se traduit en ce qui concerne la susceptibilité magnétique, par les équations mathématiques suivantes (Royall, 2001 ; Bouhlassa and Bouhsane, 2019) :

$$\chi_0 = \frac{\sum x_i}{N} \quad (\text{Eq. 12})$$

Où x_i est le paramètre magnétique de la couche de sol i . N est le numéro de la tranche dans la colonne de labour ou en horizon Ap, il varie de 1 à 4 alors que N égal à 4 dans notre cas, c'est le nombre de tranche dans la colonne. χ_0 est la valeur moyenne de la susceptibilité magnétique de la colonne de labour sans perte de sol.

$$\chi_1 = \frac{[(N - 1)(\chi_0) + (x_{N+1})]}{N} \quad (\text{Eq. 13})$$

Où χ_1 est la susceptibilité magnétique prévue de l'horizon Ap après la perte par érosion de la première tranche et l'intégration de la couche $N+1$ dans la nouvelle colonne de labour.

x_{N+1} est la valeur χ de la première couche du sol en dessous de la profondeur de la colonne de labour précédente.

L'élimination de la seconde tranche de surface conduit à une colonne dont la susceptibilité moyenne devient :

$$\chi_2 = \frac{[(N - 1)(\chi_1) + (x_{N+2})]}{N} \quad (\text{Eq. 14})$$

La répétition du processus conduit à une susceptibilité magnétique associée aux pertes successives du sol de surface. Dans notre approche, nous utilisons un incrément unique de 5 cm afin de respecter l'intervalle de l'échantillonnage des profils du sol. La description du modèle est schématisée dans la Figure 31.

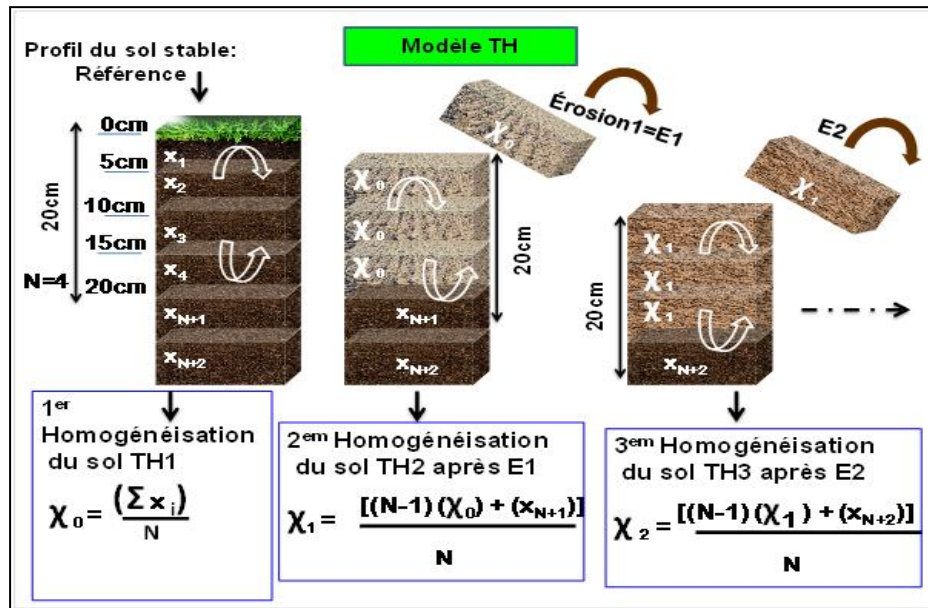


Figure 31: Schéma illustratif du modèle T-H proposé par Royall (2001) et amélioré au LRCN (Crée par Bouhsane et Bouhlassa).

I.5.2 Modèle proportionnel simple (SPM) (Liu et al, 2015 ; Bouhlassa and Bouhsane, 2019)

L'érosion des sols se produit beaucoup dans les zones cultivées, tandis qu'une végétation importante protège les terres forestières contre l'érosion. Par conséquent, un sol forestier peut être considéré raisonnablement comme non perturbé ou stable et servirait comme un terrain de référence. Un écart d'un profil de sol par rapport à un profil de référence serait interprété comme une conséquence de l'érosion ou de dépôt de sol et serait utilisé pour estimer l'érosion ou le dépôt relatif dans la zone d'étude. Liu et al (2015) estiment la perte ou le dépôt de sol en comparant la susceptibilité moyenne de la carotte de sol de la surface au substrat géologique (χ_{lfm} échantillon) à la valeur moyenne de χ_{lf} d'une colonne de sol non perturbée équivalente (χ_{lfm} référence). Liu et al (2015) ont défini l'intensité de l'érosion par le rapport ci-dessous (Bouhlassa and Bouhsane, 2019) :

$$R\% = \left[\frac{\chi_{lfm}(\text{échantillon}) - \chi_{lfm}(\text{référence})}{\chi_{lfm}(\text{référence})} \right] \times 100 \quad (\text{Eq.15})$$

La perte du sol estimée par le modèle SPM en cm est calculée par l'équation suivante :

$$d_{(\text{loss, SPM})}(\text{cm}) = R\% \times h_{\text{ref}} \quad (\text{Eq.16})$$

Avec h_{ref} est la longueur de la référence choisie.

Une valeur positive de R% est associée au dépôt, tandis qu'une valeur négative indique une érosion. Cependant, il est important de noter que la comparaison doit être faite entre la susceptibilité magnétique de la référence et la susceptibilité magnétique de profils de sol atteignant le substrat géologique (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).

I.5.3 Nouveau modèle de corrélation simple (SCM) proposé par LRCN (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).

Une autre approche analogue au modèle du travail du sol (T-H) proposée par Royall (2001) pourrait être utilisée. C'est le nouveau modèle de corrélation simple proposé par LRCN (Bouhlassa and Bouhsane, 2019). Lorsqu'un événement d'érosion de surface se produit, la couche de sol sous-jacente devient la surface du sol. En conséquence, χ_{lf} de la couche arable varie en fonction de la progression de l'érosion. Cette tendance pourrait être illustrée par des colonnes successives de couches de sol de la carotte de référence AZF14 collectée dans un site supposé stable et non érodé. χ_{lf} de la couche arable varie avec la profondeur des couches érodées. Comme la profondeur du labour retenue est de 20 cm, nous examinons la variation de χ_{lf} moyenne des colonnes successives de 20 cm de profondeur. Le processus se traduit par une variation de χ_{lf} moyenne le long du profil de sol souvent 1m environ. Ainsi la valeur magnétique moyenne (χ_0) des 20 cm de la couche supérieure correspond à l'absence d'érosion, tandis qu'une valeur magnétique moyenne χ_1 de la couche de 20 cm à 40 cm de profondeur est associée à l'érosion d'une colonne de sol de 20 cm. À une valeur χ_i comprise entre χ_0 et χ_1 correspondrait un mélange à des proportions complémentaires des deux colonnes de 0 à 20 cm et de 20 à 40 cm (Fig.32). La linéarisation de la représentation graphique de l'érosion (d en cm) par rapport aux valeurs de χ_i conduit à une équation permettant de prédire la perte du sol dans chaque carotte de sol prélevée dans les terres cultivées ou dans les pâturages.

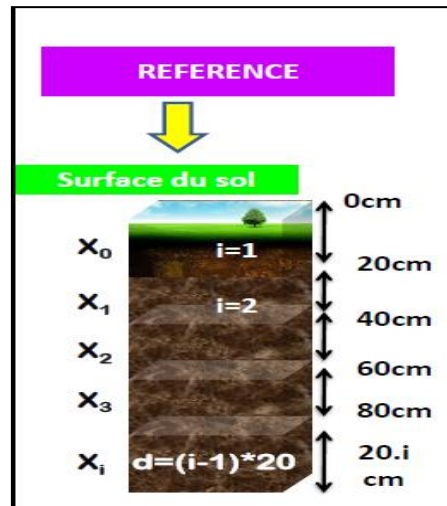


Figure 32: Schéma représentatif du nouveau modèle de corrélation simple proposé par LRCN (Créé par Bouhsane et Bouhlassa).

I.6 Incertitudes sur les résultats

I.6.1 Détermination des incertitudes sur les susceptibilités magnétiques

La précision de l'appareillage utilisé (MS2B) dans les mesures magnétiques effectués dans cette étude est $\frac{\Delta K_{lf}}{K_{lf}} = 0,002$.

L'équation qui relie la susceptibilité magnétique massique et volumique est définie selon l'équation suivante :

$$\chi_{lf} = \frac{K_{lf}}{\rho} \quad (\text{Eq. 17})$$

Avec : ρ est la masse volumique des sols étudiés dans notre cas d'étude, et égale à $1.4.10^3 \text{ kg/m}^3$.

L'incertitude relative sur la susceptibilité magnétique à basse fréquence χ_{lf} est :

$$\frac{\Delta \chi_{lf}}{\chi_{lf}} = \frac{\Delta K_{lf}}{K_{lf}} + \frac{\Delta m}{m} + \frac{\Delta v}{V} \quad (\text{Eq. 18})$$

Avec $\frac{\Delta m}{m}$ est négligeable.

$$\text{L'incertitude relative : } \frac{\Delta \chi_{lf}}{\chi_{lf}} = \left(\frac{\Delta K_{lf}}{K_{lf}} + \frac{3 \times \Delta e}{e} \right) \quad (\text{Eq.19})$$

$$\text{L'incertitude absolue : } \Delta \chi_{lf} = \chi_{lf} \times \left(\frac{\Delta K_{lf}}{K_{lf}} + \frac{3 \times \Delta e}{e} \right) \quad (\text{Eq.20})$$

Avec e est l'épaisseur de la tranche du sol en cm.

I.6.2 Calcul des incertitudes sur les méthodes d'érosion

I.6.2.1 Incertitude sur les pertes calculées par la méthode T-H (Royall, 2001)

L'équation obtenue par la courbe de détermination des pertes par le modèle d'homogénéisation par le labour est généralement sous forme de :

$$\mathbf{d}_{(\text{loss}, \text{T-H})} = \mathbf{a}\chi_{\text{lf}}^2 + \mathbf{b}\chi_{\text{lf}} + \mathbf{c} \quad (\text{Eq. 21})$$

Avec χ_{lf} est la susceptibilité magnétique moyenne de l'échantillon, et $\mathbf{d}_{(\text{loss}, \text{T-H})}$ est la perte estimée par le modèle d'homogénéisation par le labour (T-H).

L'incertitude absolue sur les pertes estimées par le modèle T-H est calculée selon la formule suivante :

$$\Delta \mathbf{d}_{(\text{loss}, \text{T-H})} = \mathbf{d}_{(\text{loss}, \text{T-H})} \times (\mathbf{2a} + \mathbf{b}) \times \frac{\Delta \chi_{\text{lf}}}{\chi_{\text{lf}}} \quad (\text{Eq.22})$$

L'incertitude relative sur les pertes estimées par le modèle T-H est calculée selon la formule suivante :

$$\frac{\Delta \mathbf{d}_{(\text{loss}, \text{T-H})}}{\mathbf{d}_{(\text{loss}, \text{T-H})}} = (\mathbf{2a} + \mathbf{b}) \times \frac{\Delta \chi_{\text{lf}}}{\chi_{\text{lf}}} \quad (\text{Eq.23})$$

I.6.2.2 Incertitude sur les pertes calculées par le modèle de corrélation simple (SCM)

L'équation d'estimation d'érosion par le modèle de corrélation simple (SCM) appliquée dans notre étude est sous forme :

$$\mathbf{d}_{(\text{loss}, \text{SCM})} = \mathbf{a}\chi_{\text{lf}} + \mathbf{b} \quad (\text{Eq.24})$$

Donc l'incertitude absolue sera calculée par la formule suivante :

$$\Delta \mathbf{d}_{(\text{loss}, \text{SCM})} = \mathbf{d}_{(\text{loss}, \text{SCM})} \times \frac{\mathbf{a}\Delta \chi_{\text{lf}}}{\chi_{\text{lf}}} \quad (\text{Eq.25})$$

Et l'incertitude relative :

$$\frac{\Delta \mathbf{d}_{(\text{loss}, \text{SCM})}}{\mathbf{d}_{(\text{loss}, \text{SCM})}} = \frac{\mathbf{a}\Delta \chi_{\text{lf}}}{\chi_{\text{lf}}} \quad (\text{Eq.26})$$

I.6.2.3 Incertitude sur les pertes du sol calculées par le modèle proportionnel simple

Le calcul des pertes en sol en % et en cm par le modèle proportionnel simple (SPM) (Liu et al, 2015) comme il est déjà indiqué précédemment dans la description de cette méthode s'est effectué par les équations suivantes :

$$\mathbf{R}\% = \left[\frac{\chi_{\text{lfm}}(\text{échantillon}) - \chi_{\text{lfm}}(\text{référence})}{\chi_{\text{lfm}}(\text{référence})} \right] \times \mathbf{100} \quad (\text{Eq.27})$$

$$\mathbf{d}_{(\text{loss}, \text{SPM})} = \mathbf{R}\% \times \mathbf{h}_{\text{ref}} \quad (\text{Eq.28})$$

avec h est la longueur de la carotte de référence en cm.

L'incertitude absolue $\Delta \mathbf{d}_{(\text{loss}, \text{SPM})}$ sur les pertes obtenues par le modèle SPM est :

$$\Delta \mathbf{d}_{(\text{loss}, \text{SPM})} = \mathbf{d}_{(\text{loss}, \text{SPM})} \times \left(\frac{\Delta \chi_{\text{lf ech}}}{\chi_{\text{lf ech}}} + \frac{\Delta \chi_{\text{lf ref}}}{\chi_{\text{lf ref}}} \right) \quad (\text{Eq.29})$$

L'incertitude relative sur les pertes obtenues par le modèle SPM :

$$\frac{\Delta d_{(\text{loss, SPM})}}{d_{(\text{loss, SPM})}} = \left(\frac{\Delta \chi_{\text{f}_{\text{ech}}}}{\chi_{\text{f}_{\text{ech}}}} + \frac{\Delta \chi_{\text{f}_{\text{ref}}}}{\chi_{\text{f}_{\text{ref}}}} \right) \quad (\text{Eq.30})$$

II. Méthode RUSLE

Les taux d'érosion potentiels et les rendements en sédiments pour l'ensemble d'un bassin sont modélisés à l'aide du modèle RUSLE via l'interface graphique ArcGIS/ArcMap d'ESRI (Clark, 2015). L'équation de RUSLE est une fonction multiplicative de cinq facteurs qui contrôlent l'érosion hydrique (Wischmeier et Smith, 1978). Ces facteurs sont l'agressivité climatique, l'érodibilité des sols, l'inclinaison et la longueur de pente, l'occupation des sols et les pratiques anti-érosives. La perte en sol se calcule par l'équation suivante :

$$A_{(\text{t/ha/an})} = K \times R \times LS \times C \times P \quad (\text{Eq.31})$$

Où : A est le taux annuel de perte en sol en t/ha/an ;

R le facteur d'érosivité des pluies, il correspond à la moyenne annuelle des sommes des produits de l'énergie cinétique de la pluie par son intensité en 30 mn consécutives ; il est exprimé en MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹.an⁻¹ ;

K le facteur d'érodibilité des sols, il dépend de la granulométrie, de la quantité de matière organique, de la perméabilité et de la structure du sol, il est exprimé en t.ha.h/ha.MJ.mm ;

LS un facteur sans dimension qui représente l'inclinaison (S en %) et la longueur de pente (L en m) ;

C un facteur sans dimension qui représente l'effet de la couverture végétale ;

P un facteur sans dimension, qui tient compte des techniques culturales antiérosives telles que le labour en courbes de niveaux.

La figure 33 résume les étapes de mise en œuvre du modèle RUSLE (Bouhlassa and Bouhsane, 2020).

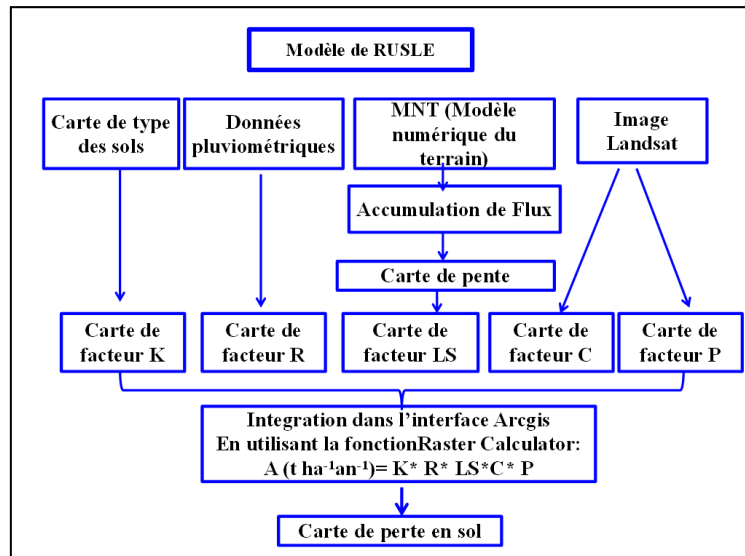


Figure 33: Étapes de cartographie de l'érosion par le modèle RUSLE (Bouhlassa and Bouhsane, 2020).

Le modèle RUSLE, ArcGIS 10.3.1 (2015), Microsoft Office Excel 2007 et différentes équations proposées par de nombreux auteurs ont été utilisés pour effectuer l'analyse des données. La carte du facteur LS est dérivée à partir du modèle numérique du terrain (MNT) et de l'application de l'équation du facteur LS proposée par Mitasova et al (1996) dans ArcGIS. Chaque facteur de RUSLE avec les données d'attribut associées est codé numériquement dans une base de données SIG pour obtenir les cinq cartes thématiques de chaque facteur ; et enfin l'application du modèle RUSLE aux cartes résultantes permet d'obtenir la carte d'érosion des sols.

Les facteurs d'érosion dans cette étude sont estimés à l'aide des données obtenues auprès du projet SIGMED (2015), de l'Agence du bassin hydraulique de Bouregreg et de Chaouia de Benslimane-Maroc (ABHBC), et du site Web public Earth Explorer (USGS).

II.1 Détermination des paramètres du modèle RUSLE

II.1.1 Facteur d'érodibilité des sols (K)

Le facteur d'érodibilité des sols est le taux d'érosion déterminé expérimentalement sous des conditions standards. La répétition des expérimentations sur différents types de sol a permis à Wischmeier et Smith (1978) de développer une équation pour le calcul de l'érodibilité des sols :

$$K = \frac{[2,1 \times M^{1,14} \cdot 10^{-4} (12 - a) + 3,25 (b - 2) + 2,5 (c - 3)]}{100} \quad (\text{Eq. 32})$$

Où : M est calculé par la formule $M = (\% \text{ sable fin} + \text{ limon}) \times (100 - \% \text{ argile})$;

a est le pourcentage de la matière organique ;

b est le code de la perméabilité du sol ; et c est le code de la structure du sol.

La carte du facteur K est obtenue à partir de la carte pédologique du sous bassin versant en utilisant l'Arcgis et une codification de sensibilité à l'érosion de chaque type de sol. Les valeurs de ce facteur sont faibles ($K= 0,01$) pour les sols stables et fortes pour les sols fragiles ($K = 0,70$).

II.1.2 Facteur d'agressivité des précipitations (R)

Le facteur R est l'indice d'érosivité des pluies. Il caractérise le pouvoir érosif des intensités des épisodes pluviométriques. Plusieurs équations permettent d'évaluer ce facteur sous ArcGis, La plus utilisée dans la bibliographie et celle de Rango and Arnoldus (1987) :

$$\mathbf{Log R = 1,74 \times \log \sum \left(\frac{P_i^2}{P} \right) + 1,29 \text{ (Eq.33)}}$$

Où : P_i représente les précipitations mensuelles et P les précipitations annuelles en mm.

Cette formule présente l'avantage d'utiliser les valeurs des précipitations mensuelles et annuelles souvent disponibles aux stations pluviométriques contrairement aux formules qui nécessitent des données journalières, lesquelles ne sont toujours pas disponibles.

La carte du facteur R est obtenue sur Arcgis en utilisant les limites du sous bassin et l'équation de Rango and Arnoldus (1987), avec au moins 4 données sur les précipitations relevées dans des stations pluviométriques, les plus proches de la zone d'étude.

II.1.3 Facteur topographique (LS)

Le facteur (LS) est un facteur topographique sans dimension représentant l'inclinaison (S en %) et la longueur de pente (L en m). LS a été calculé à l'échelle du bassin étudié, à partir de la carte de l'inclinaison des pentes et de leur longueur obtenue lors du traitement du modèle numérique de terrain (MNT) de la zone d'étude, sous SIG, par application de la formule proposée par Mitasova et al (1996), exprimé sous l'extension Spatial-Analyst du logiciel ArcGis comme suit :

$$\mathbf{LS = Pow (\text{accumulation des flux} * \text{résolution}/22.1,0.6) * Pow ((\text{Sin (pente en gradient)} * 0.01745)/0.09, 1.3) \text{ (Eq.34)}}$$

avec Pow indique la puissance dans l'arcgis.

II.1.4 Facteur d'occupation des sols (C)

Le facteur C est utilisé pour décrire la densité du couvert végétal, l'efficacité anti-érosive relative des principaux systèmes culturaux et de gestion des sols. Il est souvent extrait de la carte d'occupation du sol à l'échelle du bassin examiné.

La carte du facteur C se superpose à la carte d'occupation du sol et rétablie en attribuant à chaque type d'occupation un code de sensibilité à l'érosion (Wischmeier et Smith, 1987) (Tableau.7).

Tableau 7: Valeurs attribuées à chaque occupation du sol.

Type d'occupation des sols	Code de sensibilité à l'érosion
Céréales, jachères et cultures	0,17
Forêts	0,001
Forêts dégradées	0,1
Parcours	0,15

II.1.5 Facteur des pratiques anti-érosives (P)

Le facteur P représente la protection du sol et les pratiques anti-érosives réduisant la vitesse de ruissellement et diminuant ainsi le risque de l'érosion hydrique. Il varie en fonction des aménagements effectués. Dans le cas ou aucune pratique n'est mise en œuvre, ce qui est généralement le cas dans les bassins étudiés, ce facteur égal à 1 n'intervient pas dans les calculs.

II.1.6 Évaluation des pertes en sols par l'application de l'équation RUSLE

La dernière étape dans l'exécution du modèle RUSLE consiste à évaluer les taux d'érosion en t/ha/an par l'application de l'équation de Wischmeier telle que révisée par Renard (Renard et al, 1997) dans l'Arcgis. La multiplication de ces facteurs d'érosion nous permet d'obtenir la carte de risque d'érosion dans le bassin étudié.

III. Conclusion

Après la description des matériels et des méthodes utilisés dans notre étude, nous présenterons dans le chapitre qui suit les résultats obtenus et leurs discussions.

CHAPITRE III : RÉSULTATS ET DISCUSSIONS

PARTIE A : ESTIMATION DE L'ÉROSION PAR LA MÉTHODE MAGNÉTIQUE

Le troisième chapitre de ce mémoire est réservé à la présentation des résultats obtenus et leurs discussions. L'objectif de ce chapitre est d'établir l'état de dégradation ou de stabilité des sols dans les deux sous bassins versants Ait Azzouz et Mezguida, et d'estimer l'érosion dans ces deux sous bassins en utilisant trois modèles d'érosion qui se basent sur la susceptibilité magnétique du sol. Ce chapitre comporte quatre sections : La première section concerne l'analyse des résultats de l'approche par unités homogènes prélevées dans le sous bassin versant Ait Azzouz. La deuxième et la troisième section porte sur l'exploitation des données relatives aux transects MZ17, MZ13 et AZ23 et l'analyse des taux d'érosions dans ces transects. La quatrième section est réservée à la comparaison des résultats obtenus par les différents modèles d'érosions et les techniques différentes d'échantillonnage.

Dans la première section de ce chapitre, nous présentons et discutons les résultats relatifs aux unités homogènes du sous bassin versant Ait Azzouz. Dans cette section est analysé l'état de stabilité et /ou de dégradation des sols du sous bassin versant Ait Azzouz. Elle comprend une comparaison détaillée des variations de certains paramètres magnétiques tels que la susceptibilité magnétique χ_{lf} , la susceptibilité magnétique à fréquence dépendante χ_{fd} , et le pourcentage à fréquence dépendante ($\chi_{fd}\%$), mesurés sous trois occupations du sol, dans le sous bassin : les forêts, les cultures et les pâturages. Cette comparaison a pour but de discriminer l'impact des activités humaines, d'analyser la taille des grains des particules magnétiques et déterminer leurs minéralogie magnétique, de distinguer le minéral magnétique néoformé du minéral allochtone ou de pollution et d'établir l'origine de l'amélioration de la susceptibilité magnétique (SM) dans la couche arable. Dans la même section, deux méthodes ont été utilisées pour la discrimination entre l'effet pédogénique et l'effet anthropogénique sur la susceptibilité magnétique des sols étudiés : la méthode de l'écart médian absolu (MAD) et la méthode de l'écart entre les susceptibilités magnétiques à la surface du sol χ_{lf} (topsoil) et à la base du sol χ_{lf} (subsoil) (χ_{lf} (topsoil) - χ_{lf} (subsoil)). Le deuxième point important discuté dans ce chapitre porte sur l'estimation de l'érosion dans les unités homogènes dans le sous bassin. Dans ce contexte, nous appliquons les modèles d'érosion basés sur la susceptibilité magnétique du sol décrits dans le deuxième chapitre. Et par la suite nous effectuons une

comparaison des résultats obtenus par les modèles d'érosion utilisés dans le cas des unités homogènes du sous bassin Ait Azzouz.

La deuxième section de ce chapitre concerne l'analyse des données relatives aux deux transects MZ17 et MZ13 prélevés dans le sous bassin versant Mezguida. L'analyse des données des transects de Mezguida a pour but d'étudier la stabilité des sols dans ce sous bassin versant, de déterminer les tailles et minéralogies des grains magnétiques qui les constituent, d'étudier les facteurs responsables de la variation de la susceptibilité magnétique, et de discriminer l'effet de la pollution de celui de la pédogenèse. La distinction entre l'effet pédogénique et anthropogénique (pollution exogène) dans les transects MZ17 et MZ13 a été effectué aussi, en employant les deux méthodes déjà utilisées dans le cas des unités homogènes : la méthode (MAD) et la méthode de l'écart entre χ_{lf} (topsoil) et χ_{lf} (subsoil). Nous évaluons ensuite, l'érosion dans ces transects par les différents modèles d'érosion déjà utilisés dans la première section relative aux unités homogènes. La section se terminera par la comparaison des résultats obtenus avec les différents modèles d'érosion.

La troisième section de ce chapitre traite les données relatives au transect AZ23 échantillonné dans le sous bassin Ait Azzouz. IL s'agit de l'analyse des susceptibilités magnétiques des profils de sol du transect AZ23, de la minéralogie et taille des particules magnétiques, de la variation des susceptibilités magnétiques en fonction de la profondeur du sol afin de déterminer la stabilité et ou la dégradation des sols le long du transect AZ23. Ensuite nous estimons l'érosion dans les sites du transect AZ23 en appliquant les trois modèles d'érosion utilisés dans les sections précédentes et effectuons une comparaison des résultats de ces modèles dans le transect AZ23.

La quatrième section dans ce chapitre est consacrée à la comparaison des résultats obtenus par les différents modèles dans les deux sous bassins versants, puis à la comparaison des résultats obtenus par l'application des échantillonnages par unités homogènes et transects. Enfin dans la conclusion une synthèse qui résume les différentes sections.

Introduction

La conservation et la mise en valeur des sols constituent un défi important pour une activité agricole durable. La stabilité et l'évolution du sol ou sa dégradation sont étroitement liées aux types des particules magnétiques et à leur concentration dans le sol. Les propriétés magnétiques des sols reflètent la composition et la taille de la minéralogie magnétique du sol (Magiera et al, 2006). Les minéraux du sol qui contrôlent la susceptibilité magnétique peuvent provenir en principe de trois sources principales : la source lithogénique dérivée de la roche mère, la source pédogénique en traduction des processus chimiques et biologiques qui se produisent dans les sols, et la source anthropique due principalement aux processus physiques et mécaniques de transport des sols et à la pollution par les retombées industrielles généralement sphériques (Thompson et Oldfield, 1986 ; Boyko et al, 2004; Hanesch et Scholger, 2005; Yang et al, 2007; Bouhsane and Bouhlassa, 2018 ; Bouhlassa and Bouhsane, 2019). La concentration de l'oxy-hydroxyde de fer et donc le profil de la susceptibilité magnétique du sol porte l'empreinte non seulement du matériau d'origine, ses propriétés physico-chimiques, son âge, la température environnementale, son activité biologique, son degré d'implication dans les processus pédogéniques, mais aussi par des activités humaines (Spasov et al, 2004).

La susceptibilité magnétique (SM ou χ) est définie comme le rapport entre l'aimantation produite et le champ magnétique appliqué. Elle exprime la concentration des minéraux magnétiques dans les sols (Thompson et Oldfield, 1986). Elle est fonction des concentrations des particules fortement magnétiques, de la taille des grains, de leurs formes et de leurs minéralogie (Thompson et Oldfield, 1986 ; Mullin, 1977). La susceptibilité magnétique est considérée comme l'un des paramètres magnétiques des sols les plus mesurés (Thompson et Oldfield, 1986 ; Moukhchane et al, 1998 ; Evans et Heller, 2003). Outre les éléments diamagnétiques et paramagnétiques, les plus importants sont les minéraux ferrimagnétiques du sol, comme la magnétite ou la maghémite (Hendrickx et al, 2005). Celles-ci se caractérisent par des valeurs de susceptibilités magnétiques élevées même en faibles concentrations. Ces minéraux lorsqu'ils sont présents contrôlent ensuite les propriétés magnétiques des sols. Les mesures de la susceptibilité magnétique (SM) dans le terrain (susceptibilité magnétique volumique) sont généralement rapportées en unités sans dimension (par exemple, 10^{-5} (unité SI)). Tandis que les mesures au laboratoire de la susceptibilité massiques sont exprimés par exemple en, $10^{-8} \times \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ (unités SI)). Elle est équivalente à une susceptibilité volumique divisée par la densité (Mullins, 1977). En raison de la forte

contribution des minéraux de fer à la susceptibilité magnétique, de leur présence dans la plupart des sols et de l'effet de l'environnement biophysique, une attention croissante a été accordée à la susceptibilité magnétique comme un moyen susceptible de faciliter la compréhension des transformations des sols et des paysages (Mullins, 1977 ; Thompson et Oldfield, 1986 ; de Jong et al, 2000). Fialova et al (2006) montrent que les propriétés magnétiques des sols des régions qui ont des paramètres géologiques et environnementaux différents sont principalement influencées par la lithologie, tandis que les différents types de sols ne jouent apparemment aucun rôle bien que Hanesh et al (2007) aient rapporté que le type de sol et la lithologie soient étroitement liés et influencent tous les deux la SM mesurée dans le sol. Comme le substratum rocheux détermine principalement le type de sol et influence fortement la SM, en particulier dans les zones d'une activité anthropique industrielle faible ou nulle, il serait potentiellement possible de discriminer l'impact de l'activité humaine de l'activité pédogénique et son évolution dans un profil de SM de la couche arable. Cette dernière son étendue et son intensité dans une colonne du sol est simplement traduite ou restituée par la différence entre les SM enregistrées dans les sols de surface et le substrat rocheux du profil.

Au cours des dernières années, la susceptibilité magnétique a été développée comme une technique rapide et peu coûteuse pour démultiplier le nombre d'échantillons et de sites des sols à analyser, et pour surveiller les changements temporels de leur environnement (Petrovsky et Ellwood, 1999 ; Lu et al, 2008). Elle est indiquée comme un outil de traçage de la redistribution du sol, car fiable, rapide et économique par rapport aux approches conventionnelles (Jordanova, 2017 ; Yu et al, 2017). Bouhlassa and Bouhsane (2019) ont confirmé dans l'étude réalisée dans un bassin hydrographique marocain que la susceptibilité magnétique pourrait être utilisée pour établir une approche quantitative des processus d'érosion et / ou de dépôt de sol. Les mesures de la susceptibilité magnétique sont également largement utilisées pour détecter et identifier les pollutions d'origines anthropiques des sols (Hay et al, 1997 ; Magiera et al, 2002 ; Hanesh et Scholger, 2002 ; El Baghdadi et al, 2011). Les polluants d'origines industrielles contribuent souvent en effet à une augmentation de la susceptibilité magnétique des sols (Wang et al, 2000 ; Ju et al, 2004 ; Lu et al, 2005). Les particules magnétiques des retombées atmosphériques sur les sols proches des zones urbaines et industrielles ont une susceptibilité magnétique élevée et se caractérisent par un signal magnétique élevé. Ces particules anthropiques se retrouvent généralement dans la couche arable limitée à 5 cm de profondeur, dans les sols non perturbés et dans la couche labourée des terres cultivées (Hanesch et Scholger, 2002). Suite aux travaux originels de Le Borgne

(1955) sur l'amélioration de la susceptibilité magnétique dans la couche arable, de nombreux et différents auteurs ont attribué cette augmentation aux combustions et feux (Le Borgne, 1960), aux processus pédologiques (Vadiunina et Babanin, 1972), aux contributions lithologiques (Mullins et Tite, 1973), à l'effet climatique (Tite et Linington, 1975) et globalement aux transformations géochimiques du fer (Taylor et Schwertmann, 1974). La formation des minéraux ferromagnétiques secondaires dans la couche supérieure du sol conduit à des valeurs de susceptibilité magnétique plus élevées (Yu et al, 2017 ; Bouhsane et Bouhlassa, 2018). Cette amélioration pourrait être utilisée pour distinguer la couche arable de la couche du sous-sol. Maher et al (2003) ont également confirmé que les valeurs de la susceptibilité magnétique de la couche arable étaient supérieures à celles des horizons profonds du sol. Ceci a été attribué à la formation de particules ferrimagnétiques pédogéniques dans la couche arable. Les minéraux magnétiques produits au cours de la pédogenèse sont les principaux contributeurs à l'amélioration de la susceptibilité magnétique, en particulier pour les sols développés sur un substrat faiblement magnétique et préservés des zones polluées (Bouhsane and Bouhlassa, 2018). En outre, l'augmentation ou la diminution de la susceptibilité magnétique du sol dépend également de sa répartition le long d'une pente dans un transect. Dans les transects cultivés, χ_{if} est plus basse en haut et milieu de pente et elle est plus élevée en bas de pente, car les haut et milieu de pente représentent les sites de pertes de sol, tandis que le bas de pente est considéré comme un site de dépôt du sol (Yu et al, 2017 ; 2019). La méthode magnétique a ainsi été mise en œuvre pour établir la redistribution des sols le long des transects à différentes positions de pente dans de nombreux paysages et régions du monde (Sadiki et al, 2009 ; Ayoubi et al, 2011 ; Liu et al, 2015 ; Yu et al, 2017). Yu et al (2019) ont utilisé la susceptibilité magnétique du sol pour estimer l'érosion et le dépôt du sol sur une pente le long d'un transect cultivé dans le nord-est de la Chine. Bien que la méthode proposée reste simpliste et à un stade élémentaire, les auteurs initient une voie de recherche qui permettent de dépasser l'aspect qualitatif des données magnétiques vers des applications de quantifications. Comme plusieurs études antérieures sur l'érosion ont été limitées aux transects le long de pentes, nous nous sommes préoccupés, dans la première partie de ce chapitre, de l'extension des modèles d'estimation de l'érosion développés sur ces transects aux champs et même aux bassins versants. Le bassin versant Ait Azzouz est divisé en unités homogènes. Chaque unité est caractérisée par un ensemble de quatre paramètres à savoir : la lithologie, l'inclinaison de la pente, l'utilisation des sols, et les précipitations. Différentes unités peuvent être générées grâce à la superposition des cartes digitalisées des facteurs d'érosion cités, en utilisant un système d'information géographique (SIG). Les facteurs

d'érosion étant identiques ou voisins, dans l'unité homogène, elle serait soumise sur l'ensemble de sa superficie aux mêmes processus et aux mêmes degrés d'érosion ou de dépôt du sol, ou au moins à la même sensibilité aux processus d'érosion et dépôt. Et toute unité homogène représenterait les unités ayant les mêmes facteurs d'érosion. Les unités sélectionnées présentent des susceptibilités variables à l'érosion dans le bassin versant. Une estimation des pertes ou accumulation du sol est réalisée sur des carottes collectées dans les unités homogènes sélectionnées dans le sous bassin versant. Cette estimation est faite en utilisant trois modèles d'érosion. Le premier constitue une approche quantitative développée par Royall (2001) et améliorée au LRCN est basé sur une homogénéisation par le travail du sol ou labour, de la couche superficielle du sol après chaque décapage de la nappe de surface ("modèle T-H") puis le suivi de la variation du magnétisme de la couche superficielle du sol avec la progression de l'érosion en nappe. Un deuxième modèle que nous avons proposé est dit modèle de corrélation simple (SCM) de même principe que celui de Royall. Il a permis de donner des pertes en sol proches de celles obtenues par le modèle de Royall. Alors que Liu et al (2015) ont établi un lien linéaire entre la perte ou le gain en sol et la variation de la susceptibilité magnétique moyenne des carottes de sol par rapport à la carotte de la référence. C'est le troisième modèle dit modèle proportionnel simple (SPM). Ces modèles tels qu'ils sont améliorés et appliqués dans la présente étude ont abouti à une perte en sol ponctuelle cumulée ou annuelle associée à l'unité homogène. L'érosion brute et même nette dans le bassin versant peut être obtenue par la somme algébrique des résultats obtenus connaissant la surface de l'unité homogène. L'application des trois modèles a été, par ailleurs, étendue à l'examen de l'érosion le long des deux transects MZ17 et MZ13 échantillonnés dans le bassin Mezguida et sur le transect AZ23 du bassin Ait Azzouz.

Les objectifs de l'étude rapportée dans ce chapitre, relative aux unités homogènes définies dans le sous bassin versant Ait Azzouz sont :

Étudier l'état de stabilité et/ ou de dégradation des sols par l'évaluation de la variation de la susceptibilité magnétique (χ_{lf}) sous trois occupations du sol ;

Analyser la minéralogie magnétique des sols des UH_{AZ} ;

Identifier des facteurs influençant la variation de la susceptibilité magnétique des sols des UH_{AZ} ;

Discriminer l'effet de la pollution de celui de la pédogenèse en utilisant les méthodes « MAD » et la différence des susceptibilités entre la base et de la surface de la carotte du sol ($\chi_{lf(\text{topsoil})} - \chi_{lf(\text{subsoil})}$) ;

Développer des approches empiriques cohérentes améliorant le modèle d'homogénéisation par le labour, et déterminer une évaluation quantitative de l'érosion sur les sites échantillonnés, au lieu des estimations de taux de redistribution des sols obtenues à l'aide du modèle SPM proposé par Liu et al (2015) ;

Et enfin faire émerger une méthodologie d'approche de l'érosion sur l'étendue d'un bassin, basée sur la susceptibilité magnétique. En effet il est d'une importance capitale de pouvoir spatialiser les tentatives de quantifications ponctuelles de l'érosion au champ ou au bassin versant. Jeter les bases et fondements de cette approche combinée à l'exploitation d'un système d'information géographique, participerait de fait à la proposition et mise en place d'une nouvelle méthode de quantification de l'érosion / et ou dépôt des sols, rapide, efficace, peu coûteuse et pertinente et constituerait intrinsèquement un résultat fort important.

Les objectifs de l'étude engagée dans le bassin versant Mezguida au travers les transects MZ17 et MZ13 sont :

Étudier la stabilité des sols dans chaque position de pente dans les transects ;

Analyser la taille des grains magnétiques des sols de chaque transect ;

Identifier les facteurs affectant la variation de la susceptibilité magnétique des sols étudiés ;

Discriminer l'effet de la pollution de celui de la pédogenèse en utilisant les méthodes « MAD » et la différence des susceptibilités entre la base et de la surface de la carotte du sol ;

Déterminer les sites de dépôt et les sites d'érosion dans chaque transect ;

Estimer les pertes de sol par les modèles d'érosion dans chaque position de pente le long de chaque transect, et les comparer.

Les objectifs de l'étude effectuée sur le transect AZ23 sont : i) étudier la stabilité des sols de AZ23, ii) déterminer la minéralogie des sols et iii) estimer l'érosion dans les sites échantillonnés dans le transect.

La comparaison des résultats obtenus par l'application des deux différentes techniques d'échantillonnage basées sur les unités homogènes et les transects constitue enfin, un autre objet spécifique du chapitre.

I. Analyse des données relatives aux unités homogènes et estimation de l'érosion dans le sous bassin versant Ait Azzouz (AZ)

I.1 Analyse et discussion des résultats

I.1.1 Analyse statistique des susceptibilités magnétiques χ_{lf}

Les tableaux 8, 9 et 10 présentent les susceptibilités magnétiques à basse et à haute fréquence (χ_{lf} , χ_{hf}), ainsi que les susceptibilités magnétiques à fréquence dépendantes (χ_{fd}) et leurs pourcentages ($\chi_{fd}\%$). Les données concernent les échantillons prélevés sous trois occupations différentes des sols : les forêts, les terrains de cultures et les pâturages.

Tableau 8: Paramètres magnétiques mesurés sur les échantillons de sol prélevés dans les forêts du sous bassin versant Ait Azzouz (Bouhsane and Bouhlassa, 2018).

Échantillon Dans le SBVAZ	Profondeur (cm)	Lithologie	χ_{lf} ($10^{-8} m^3 kg^{-1}$)	χ_{hf} ($10^{-8} m^3 kg^{-1}$)	χ_{fd} ($10^{-8} m^3 kg^{-1}$)	$\chi_{fd} \%$
1AZF ₁	0		141,1	133,5	7,6	5,38
1AZF ₂	5	Schiste et calcaire	132,99	124,1	8,89	6,68
1AZF ₃	10		104,97	98,41	6,56	6,24
1AZF ₄	15		134,32	127,69	6,63	4,93
11AZF ₁	0			14,76	14,58	0,18
11AZF ₂	5	Schiste et calcaire	14,38	14,29	0,09	0,62
11AZF ₃	10		16,96	16,7	0,26	1,53
11AZF ₄	15		12,77	12,34	0,43	3,36
11AZF ₅	20		12,4	12,32	0,08	0,64
14 AZF ₁	0		159,02	151,43	7,59	4,77
14 AZF ₂	5	Schiste et quartzite	190,5	179,04	11,46	6,01
14 AZF ₃	10		252,82	237,97	14,85	5,87
14 AZF ₄	15		171,77	159,97	11,8	6,86
14 AZF ₅	20		140,47	127,96	12,51	8,9

L'analyse statistique des susceptibilités magnétiques enregistrées sous différentes occupations du sol a été effectuée pour déterminer les moyennes, les valeurs minimales et maximales, les coefficients de variation (Cv), les médianes, les écarts types et les valeurs de kurtosis. Ces paramètres statistiques donnent globalement le degré de dispersion et de déviation des données. Le coefficient de variation (Cv) est lié à la variabilité de la susceptibilité magnétique et des propriétés du sol. Le test de Jaque-Bera a aussi été réalisé pour déterminer la normalité des données. Toutes ces analyses ont été effectuées grâce au logiciel XLSTAT (Addinsoft, 2018).

Tableau 9: Paramètres magnétiques mesurés sur les échantillons de sol prélevés dans des terrains de culture du sous bassin versant Ait Azzouz (Bouhsane and Bouhlassa, 2018).

Échantillon dans le SBV AZ	Profondeur (cm)	Lithologie	χ_{lf} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	χ_{hf} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	χ_{fd} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	$\chi_{fd} \%$
3AZC ₁	0		88,65	83,76	4,89	5,51
3AZC ₂	5		78,22	73,42	4,8	6,13
3AZC ₃	10	Schiste	83,74	78,01	5,73	6,84
3AZC ₄	15		79,84	75,61	4,23	5,29
3AZC ₅	20		86,92	81,39	5,53	6,36
9AZC ₁	0		59,23	56,75	2,48	4,18
9AZC ₂	5	Schiste et	50,35	47,95	2,4	4,76
9AZC ₃	10	calcaire	56,81	54,11	2,7	4,75
9AZC ₄	15		55,93	53,44	2,49	4,45
10AZC ₁	0		18,32	17,88	0,44	2,4
10AZC ₂	5	Schiste et	14,67	14,26	0,41	2,79
10AZC ₃	10	calcaire	9,65	9,57	0,08	0,82
10AZC ₄	15		8,79	8,64	0,15	1,7
10AZC ₅	20		8,4	8,31	0,09	1,07
12AZC ₁	0		25,2	24,69	0,51	2,02
12AZC ₂	5	Schiste et	27,03	26,63	0,4	1,47
12AZC ₃	10	calcaire	32,97	31,89	1,08	3,27
12AZC ₄	15		13,07	12,83	0,24	1,83
12AZC ₅	20		13,35	12,93	0,42	3,14

Le tableau 11 rapporte les données de l'analyse statistique des susceptibilités magnétiques du sol (χ_{lf} , $\chi_{fd}\%$) mesurées à chaque 5 cm pour les 30 cm de profondeur, dans les terrains de culture, les terrains de pâturage et dans les forêts. Selon le test de normalité employé, les susceptibilités magnétiques présentent une distribution normale, confirmée par les valeurs d'asymétrie variant de -1 à +1. Les moyennes des susceptibilités magnétiques dans les trois occupations du sol sont différentes, la valeur moyenne de χ_{lf} dans les forêts est supérieure à celle des cultures et pâturages. Ce résultat indique que la susceptibilité magnétique varie en fonction de l'utilisation du sol. Plus le sol est stable, plus la susceptibilité magnétique est élevée ; par contre la diminution de cette susceptibilité est lié à l'érosion ou aux activités culturelles qui entraîne une dégradation et l'instabilité du sol qui appauvri le sol des particules porteurs du signal magnétique. Les écarts types (S.D) et les coefficients de variation (C.V) de χ_{lf} dans les forêts sont plus élevés par rapport à ceux des terrains de culture et de pâturage. Les C.V élevés dans les forêts refléteraient une pédogenèse préservée de l'érosion, au contraire dans les terrains de culture et de pâturage où les valeurs faibles de C.V indiqueraient un décapage des couches superficielles, qui serait d'ailleurs plus fort en terre cultivée.

Tableau 10: Paramètres magnétiques mesurés sur les échantillons de sol des terrains de pâturage du sous bassin versant Ait Azzouz (Bouhsane and Bouhlassa).

Échantillon dans le SBV AZ	Profondeur (cm)	Lithologie	χ_{lf} (10^{-8} m ³ kg ⁻¹)	χ_{hf} (10^{-8} m ³ kg ⁻¹)	χ_{fd} (10^{-8} m ³ kg ⁻¹)	χ_{fd} %
2AZP ₁	0		30,88	29,18	1,7	5,5
2AZP ₂	5		30,06	28,62	1,44	4,79
2AZP ₃	10	Schiste	34,17	32,32	1,85	5,41
2AZP ₄	15		33,13	31,28	1,85	5,58
2AZP ₅	20		16,24	15,81	0,43	2,64
4AZP ₁	0		16,51	16,08	0,43	2,6
4AZP ₂	5		19,99	19,24	0,75	3,75
4AZP ₃	10	Schiste et	18,55	17,85	0,7	3,77
4AZP ₄	15	quartzite	35,65	33,88	1,77	4,96
5AZP ₁	0		53,57	49,64	3,93	7,3
5AZP ₂	5		37,79	34,83	2,96	7,83
5AZP ₃	10	Calcaire	29,8	27,39	2,41	8,08
5AZP ₄	15	gréseux	35,95	33,23	2,72	7,56
5AZP ₅	20		14,34	13,25	1,09	7,6
5AZP ₆	25		14,76	13,63	1,13	7,65
6AZP ₁	0	Schiste et	126,41	122,9	3,51	2,77
6AZP ₂	5	calcaire	115,24	113,58	1,66	1,44
6AZP ₃	10		108,99	103,94	5,05	4,63
6AZP ₄	15		91,33	87,84	3,49	3,82
6AZP ₅	20		60,87	58,64	2,23	3,66
8AZP ₁	0	Schiste	94,38	89,57	4,81	5,09
8AZP ₂	5		105,34	101,04	4,3	4,08
8AZP ₃	10		128,3	124,22	4,08	3,18
8AZP ₄	15		119,26	115,01	4,25	3,56
8AZP ₅	20		133,35	126,75	6,6	4,94
16AZP ₁	0	Schiste	35,03	33,59	1,44	4,11
16AZP ₂	5		43,78	41,35	2,43	5,55
16AZP ₃	10		37,52	35,91	1,61	4,29
16AZP ₄	15		41,64	39,41	2,23	5,35

Ces résultats impliquent que les valeurs de χ_{lf} sont vraisemblablement liées à l'utilisation du sol. Généralement les valeurs de la susceptibilité magnétique (χ_{lf}) traduisent les teneurs des minéraux ferrimagnétiques (Thompson et Oldfield, 1986 ; Yu et al, 2017). Celles ci sont étroitement liées aux processus de transformation in situ de l'oxy-hydroxyde de fer, à la formation des minéraux ferrimagnétiques secondaires dans le sol, et aux conditions pédo-environnementales. Les différences des susceptibilités magnétiques reflètent et tracent les variations de l'environnement du sol mais également sa dégradation physique et sa redistribution mécanique par l'érosion (Ayoubi et al, 2012 ; de Jong et al, 1998 ; Dearing et al, 1985 ; 1986 ; Gennadiev et al, 2002 ; Mokhtari Karchegani et al, 2011 ; Rahimi et al, 2013).

Les différences dans la géologie (lithogéniques / géogéniques), les processus de formation du sol (pédogénèse), et l'apport anthropique de matériaux magnétiques exogènes entraînent une diminution ou une augmentation des susceptibilités magnétiques. Ceci a été observé par plusieurs auteurs dans des études antérieures (Dearing et al, 1996 ; Ayoubi et al, 2018 ; 2014). Combinés, ou séparément ces facteurs induisent la variation de la susceptibilité magnétique du sol (Maher, 1986 ; Dearing et al, 1996 ; Thompson et Oldfield, 1986). Nous étudierons dans ce qui suit l'effet de chaque facteur sur la susceptibilité magnétique, et analyserons l'origine de l'amélioration de la susceptibilité magnétique dans les sols étudiés.

Tableau 11: Analyse statistique des susceptibilités magnétiques χ_{lf} (en $10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$) et $\chi_{fd}\%$ des sols prélevés dans les forêts, les terrains de cultures et pâturages (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).

Utilisation du sol	Variable	Prof (cm)	N	Min	Moyenne	S.D	C.V	Max	Médiane	Skew	Kurt	Test de normalité
Cultures	χ_{lf}	0-25	19	8,4	42,7	30,07	0,7	88,6	32,97	0,33	-1,55	N
	$\chi_{fd}\%$	0-25	19	0,8	3,6	1,9	0,52	6,8	3,27	0,15	-1,27	N
Pâturages	χ_{lf}	0-25	29	14,3	57,3	40,6	0,71	133,3	37,52	0,77	-1,02	N
	$\chi_{fd}\%$	0-25	29	1,4	4,9	1,76	0,36	8	4,79	0,33	-0,53	N
Forêts	χ_{lf}	0-25	14	12,4	107	79,35	0,74	252,8	133,6	0,03	-1,06	N
	$\chi_{fd}\%$	0-25	14	0,6	4,5	2,61	0,58	8,9	5,15	-0,29	-0,97	N

I.1.2 Étude des facteurs influençant la variation de la susceptibilité magnétique du sol

I.1.2.1 Effet du couvert végétal sur χ_{lf}

Selon les résultats répertoriés au tableau 11, la susceptibilité magnétique à basse fréquence (χ_{lf}) des sols forestiers varie entre 12,4 et $252,8 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ avec une moyenne de 107×10^{-8} . χ_{lf} varie de 8,4 à $88,6 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ avec une moyenne de $42,7 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ dans les terrains de culture, alors que dans les terrains de pâturage, elle s'inscrit dans le domaine $14,3 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ à $133,3 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ avec une moyenne de $57,3 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. Nous remarquons que la susceptibilité magnétique moyenne varie dans cet ordre : χ_{lf} (cultures) < χ_{lf} (pâturages) < χ_{lf} (forêts). La différence entre ces susceptibilités est importante, et serait en liaison avec l'état de stabilité du sol. Ainsi les sols sous forêts, considérés comme des zones non perturbées en raison de la densité de la couverture végétale qui protège le sol contre l'érosion sont plus stables que les sols de pâturage et de culture et connaissent une évolution continue de la pédogénèse. Autrement dit le résultat obtenu indique que la susceptibilité magnétique augmente en fonction de l'occupation du sol. Plus le sol est stable, plus χ_{lf} est élevée. Ceci est en accord avec d'autres études qui signalent que la susceptibilité magnétique

augmente dans les sols stables et diminue dans les sols dégradés (Bouhlassa and Choua, 2009 ; Sadiki et al, 2009), et que la différence des susceptibilités magnétiques est due à la nature des activités humaines et leurs intensités dans les différentes utilisations du sol (Bouhlassa and Choua, 2009 ; Sadiki et al, 2009 ; Yu et al, 2017). Les valeurs élevées des susceptibilités magnétiques peuvent être attribuées généralement aux processus de pédogenèse (Bouhlassa and Choua, 2009). Les valeurs faibles, par contre, de la susceptibilité magnétique résultent du décapage des couches supérieures ou superficielles du sol par l'érosion surtout dans les terrains de culture qui sont facilement affectés par le phénomène, et aussi du mélange des couches profondes au superficielles du sol pendant les opérations de labour (Liu et al, 2015). Les valeurs élevées de la susceptibilité magnétique des sols étudiés indiquent l'augmentation de la concentration des minéraux ferromagnétiques. Ces derniers peuvent être autochtones (d'origine pédogénétique) ou bien allochtones provenant de retombées atmosphériques de la pollution industrielle (d'origine anthropique). Les minéraux pédogénétiques ferromagnétiques sont formés par l'oxydation de Fe^{2+} des matériaux porteurs de fer dans les sols soumis à des cycles humides / secs qui caractérisent le climat régional (Maher, 1998 ; Hanesch et Scholger, 2005). L'ampleur et l'amplitude de l'amélioration de la SM dépendent en plus de la teneur en Fe biodisponible dans le sol aux conditions d'évolution de la néoformation (Porsch et al, 2014), où la stabilité physique du sol n'est pas la moindre. La pédogenèse semble constituer le principal facteur de l'augmentation de la susceptibilité magnétique dans les sols étudiés ; ceci fera toutefois l'objet de discussions confirmatives dans les prochaines parties.

Par ailleurs, la susceptibilité magnétique (SM) des sols de surface dépend du type de sol et du matériau de base. Ce dernier devient le principal facteur d'amélioration de la SM lorsque le substrat est fortement magnétique tels les basaltes. Les valeurs élevées de la SM peuvent provenir, comme déjà signalé, des retombées de la pollution industrielle. Plusieurs études effectuées dans des zones polluées rapportent une forte augmentation de la susceptibilité magnétique du sol. Les tailles des particules anthropiques, grossières en général, les différencient, toutefois, de leurs analogues naturels ou issus de la pédogénèse. La susceptibilité magnétique est très élevée dans les sols superficiels dans les zones polluées en comparaison aux zones agricoles. El Baghdadi et al (2011) ont enregistré des valeurs de susceptibilité magnétique très élevées dans les sols de surface au périphérique de Beni Mellal (Maroc). Ces valeurs atteignent $600 \times 10^{-5} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ dues en grande partie aux minéraux ferromagnétiques anthropogéniques. A l'inverse les valeurs de la susceptibilité magnétique enregistrée dans les couches profondes de ces sols sont très faibles par rapport à celles

enregistrées dans les zones polluées (Hanesch and Scholger, 2002 ; Fialová et al, 2006 ; Magiera et al, 2006 ; Hanesch et al, 2007 ; Lu et al, 2007 ; Lu and Bai, 2008 ; El Baghdadi et al, 2011).

Dans les sols examinés les valeurs de χ_{if} et χ_{fd} des tableaux 8, 9, et 10 excluent la contribution de matériaux ferromagnétiques d'origine atmosphérique, car autant l'amplitude de SM que la taille des grains magnétiques enregistrés dans ces sols ne sont pas comparables à ceux des sols pollués. Cette exclusion de l'effet de la pollution atmosphérique sur la susceptibilité magnétique, dans la zone d'étude, sera réexaminée pour confirmation par d'autres approches dans les parties qui suivent.

I.1.2.2 Effet de la lithologie sur χ_{if}

La lithologie est un facteur principal dans la variation de la susceptibilité magnétique du sol. La susceptibilité magnétique est élevée pour les sols développés sur des substrats basaltiques ou des roches volcaniques riches en minéraux contenant du fer. Mais elle reste faible dans les substrats marneux et calcaires (Sadiki et al, 2009 ; 2006). Le schiste constitue le substrat prédominant dans la zone d'échantillonnage (Fig.21). Les faibles valeurs de la susceptibilité magnétique dans les terrains de culture sont probablement dues aux effets conjugués de la dilution du signal magnétique des sols par la composante calcaire, et au décapage des sols de surface par l'érosion. Par exemple, les susceptibilités magnétiques du sol sur les marnes dans le bassin versant de Nakhla localisé au nord du Maroc, dans le Rif occidental étaient : $\chi_{if} > 1,1 \mu\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$, $1,1 \mu\text{m}^3 \text{kg}^{-1} < \chi_{if} < 0,5 \mu\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ et $\chi_{if} < 0,5 \mu\text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ respectivement dans les forêts, les pâturages, et les terrains de cultures (Moukhchane et al, 1998). Sadiki et al (2009) ont confirmé dans l'étude effectuée dans le bassin versant de Msoun dans la région du Rif oriental, que la moyenne de la susceptibilité magnétique des sols est encore plus basse, avec environ de $13,5 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$; les faibles valeurs dans ces sols ont été attribuées à la forte dilution par les minéraux dia et para magnétiques des marnes.

La figure 34 montre la variation de la susceptibilité magnétique des sols avec la lithologie sous forêts, cultures et pâturages. Ces sols se sont typiquement développés sur des schistes, des calcaires et des quartzites. Elle montre des susceptibilités magnétiques élevées sur des substrats qui sont normalement faiblement magnétiques. Par exemple dans les forêts, la susceptibilité magnétique moyenne dans le profil AZF14 développé sur des schistes et des quartzites est de $182,91 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$, elle est de $128,3 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ dans le profil AZF1, ces valeurs sont supérieures à celles des sols développés sur des marnes et schistes. Alors que dans le profil AZF11, la moyenne de la susceptibilité est de $14,2 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$. Cette faible

valeur indique bien la susceptibilité magnétique du substrat qui est composé de schistes et de calcaires caractérisés par un faible signal magnétique. Les sols et/ou substrats schisteux ont une valeur de susceptibilité magnétique inférieure à celle des sols de composition quartzitique. Dans les pâturages, le profil AZP8 développé sur des schistes montre une susceptibilité magnétique moyenne élevée égale à $116,1 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. Le profil AZP6 développé sur des calcaires et des schistes présente aussi une susceptibilité moyenne de $100,5 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. Les valeurs faibles de la susceptibilité magnétique apparaissent dans les sols à forte teneur en calcaires qui entraînent une dilution de la réponse magnétique. Alors que dans les terrains de culture, les moyennes de la susceptibilité magnétique sont inférieures ou égales à $83,4 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. Les valeurs faibles peuvent être dues aux activités humaines qui contribuent à la redistribution des particules magnétiques du sol, ou à l'érosion qui entraîne des pertes des minéraux de la surface du sol. Sadiki et al (2009) avancent l'impact croissant du schiste en tant que matériau parent dominant dans les minéraux ferrimagnétiques pédogéniques néoformés dans les sols de surface, dont la susceptibilité est diluée par le mica argileux ou le contenu marneux du substrat.

Dans cette étude, la susceptibilité magnétique est variable, mais reste en général, supérieure aux susceptibilités enregistrées sur les substrats marneux (Moukhchane et al, 1998). La présence des calcaires entraîne une dilution de la réponse magnétique ; cet effet est particulièrement évident dans les forêts et les terrains de culture. Comme le substrat géologique du sol dans les différents sites échantillonnés est uniforme avec une dominance schisteuse, l'effet de la lithologie est moindre ou n'est pas très visible dans les sols étudiés. Il s'en suit une variation de la susceptibilité magnétique plutôt fortement liée à l'utilisation du sol.

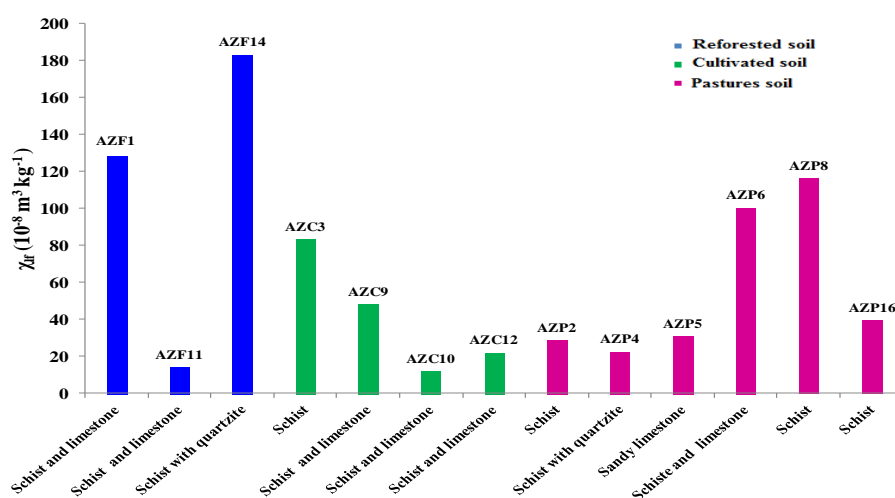


Figure 34 : Histogramme des susceptibilités magnétiques moyennes des sols sur différentes lithologies et sous différentes occupations

I.1.2.3 Effet de la pente sur χ_{lf}

La figure 35 reproduit la variation des moyennes des susceptibilités magnétiques des profils de sol avec l'inclinaison de la pente dans les différentes utilisations du sol. La susceptibilité magnétique χ_{lf} des sols varie avec l'inclinaison de la pente à cause de certains facteurs locaux variables, tels la texture, le drainage et les activités humaines. Ce dernier facteur explique les valeurs faibles relevées dans des terrains de culture présentant pourtant une inclinaison de pente égale ou voisine de 0% et de pâturage de pentes entre 5 et 7% (Fig. 35). Le profil AZF11 d'une pente de 45% montre une susceptibilité magnétique faible. Certains profils de sol aussi bien sous forêt (AZF1 et AZF14) que sous pâturage (AZP6 et AZP8) présentent des susceptibilités comparables assez élevées bien qu'ils soient sur des pentes supérieures à 15% et pouvant atteindre 35%. Cela est probablement en relation avec la difficulté d'accès du bétail à ces zones. Les terrains de pâturage plus facilement accessibles de pentes faibles, entre 5 et 10% (AZP2, AZP4 et AZP16) affichent, en revanche, des valeurs faibles de la susceptibilité. Dans les terrains de culture bien que les pentes soient faibles, entre 0 et 10%, les susceptibilités enregistrées sont comme attendu faibles mais ne sont pas en corrélation directe avec les inclinaisons des terrains ; les valeurs refléteraient plutôt l'intensité ou la qualité des pratiques agricoles : AZC10 (pente 0%) et AZC12 (pente 10%) en souffrirait plus que AZC9 (pente 0%) et AZC3 (pente 0 à 5%).

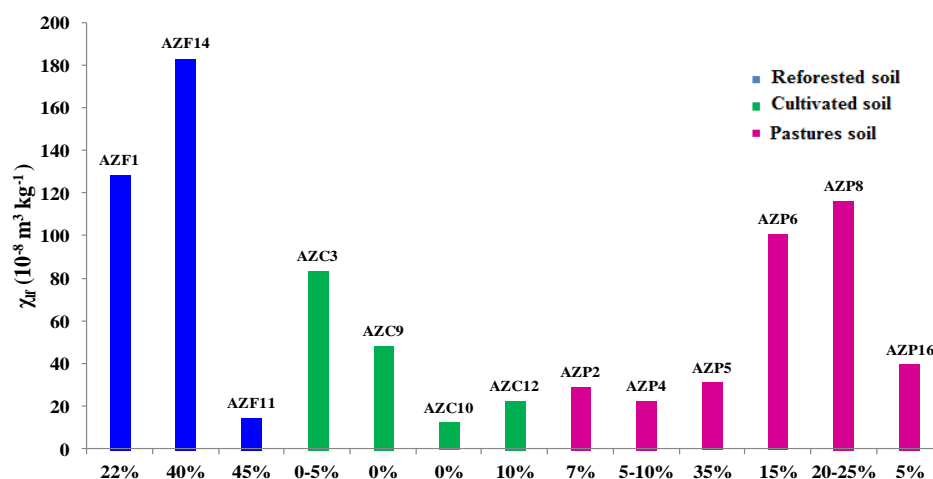


Figure 35 : Histogramme des susceptibilités magnétiques moyennes avec l'inclinaison de la pente dans les profils de sol sous différentes occupations.

I.1.3 Analyse des susceptibilités magnétiques à fréquence dépendante χ_{fd}

La susceptibilité magnétique à fréquence dépendante χ_{fd} exprime la différence entre χ_{lf} et χ_{hf} , cette différence apparaît importante (Tableaux 8, 9 et 10). D'après les résultats obtenus,

χ_{fd} est comprise entre 0,08 et $14,85 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ avec une moyenne de $6,35 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ dans les forêts, et varie de 0,08 à $5,73 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ avec une moyenne de $1,98 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ dans les terrains de cultures. Dans les aires de pâturage χ_{fd} reste circonscrit entre 0,43 et $6,6 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ avec une moyenne de $2,51 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. Les moyennes de χ_{fd} varient dans le sens χ_{fd} (forêts) > χ_{fd} (pâturages) > χ_{fd} (cultures) et indiquent la variation des teneurs des matériaux ferromagnétiques néoformés au cours de la pédogenèse et décrivent par conséquent l'état de stabilité mécanique des sols corrélé à l'amplitude de ce paramètre.

Les tableaux 8, 9, et 10 montrent que les valeurs de χ_{lf} sont toujours plus élevées par rapport aux valeurs de χ_{hf} dans tous les profils du sol. Cette différence est due à la présence des grains superparamagnétiques très fins, qui à haute fréquence ont des temps de relaxation plus courts que le temps de mesure, ce qui contribue à une réduction de la susceptibilité. La présence des minéraux ferromagnétiques ultrafins (granulométrie inférieure à $0,03 \mu\text{m}$) (Dearing et al, 1996 ; Sangode et al, 2010) justifierait la différence notée entre les susceptibilités aux basses et hautes fréquences. La figure 36 présente la corrélation entre χ_{lf} et χ_{hf} dans les forêts, les terrains de cultures et les pâturages. Elle montre une corrélation linéaire forte entre les deux paramètres dans l'ensemble des sols avec un coefficient de corrélation $R^2 = 0,999$, en faveur d'une homogénéité des sols et / ou une même composition en particules superparamagnétiques de ces sols. Ceci supporterait une même évolution pédogénétique des sols de la région (Bouhsane and Bouhlassa, 2018).

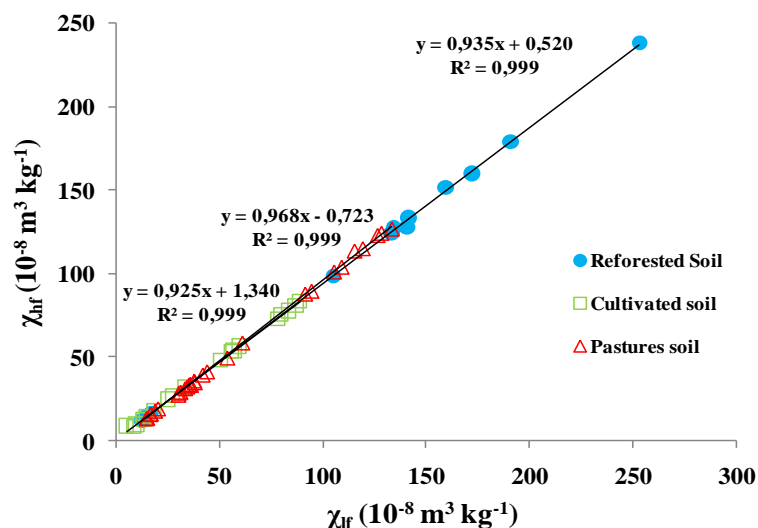


Figure 36 : Interdépendance entre χ_{lf} et χ_{hf} dans les forêts, les terrains de cultures et les pâturages (Bouhsane and Bouhlassa 2018).

I.1.4 Caractérisation des minéraux magnétiques des sols et détermination de leur origine : Interdépendance entre χ_{lf} et χ_{fd}

Les minéraux magnétiques dans le sol peuvent être générés par trois mécanismes. Ils peuvent provenir des matériaux parents (Grimley, 2000 ; Bouhlassa and Bouhsane, 2019). La pédogenèse est considérée comme une deuxième source probable d'enrichissement de la susceptibilité magnétique du sol (Bouhlassa and Choua, 2009). Les retombées sèches des activités industrielles représentent la troisième source (Blundell et al, 2009). La distinction de la contribution de chaque source peut être identifiée en utilisant les mesures de la susceptibilité magnétique à diverses fréquences ; les informations recueillies sur l'amplitude de χ_{lf} et χ_{fd} permettent une distinction nette entre le matériel pédogénétique, le matériau de base ou lithologique et celui de la pollution anthropique.

Les figures 37, 38 et 39 présentent χ_{lf} en fonction de χ_{fd} des sols superficiels prélevés sous différentes occupations, dans le sous bassin versant Ait Azzouz. Ces figures montrent que la susceptibilité magnétique à champ faible est positivement corrélée à la susceptibilité à fréquence dépendante. Cette corrélation linéaire avait été rapportée par Forster et al (1994) dans les paléosols sur un substrat de loess, où l'amplitude de la susceptibilité magnétique croissante est contrôlée par la contribution de la fraction magnétique pédogénétique (grains de taille fine). Dans les forêts le coefficient de corrélation est $R^2 = 0,925$ (Fig.37), dans les terrains de cultures $R^2 = 0,957$ (Fig.38), alors que la corrélation est plus faible mais significative dans les pâturages avec $R^2 = 0,793$ (Fig.39). Les fortes corrélations linéaires reflètent une homogénéité de la minéralogie magnétique des sols malgré les différences des utilisations, et que les augmentations de la susceptibilité à fréquence dépendante (χ_{fd}) résultent de teneurs croissantes en grains superparamagnétiques (tailles SP ou grains fins) provenant des processus de pédogenèse. Faleh et al (2003) ont obtenu dans une étude effectuée sur les sols développés sur des substrats marneux dans le sous bassin Abdelali situé dans le Rif central Marocain des résultats de corrélation entre χ_{lf} et χ_{fd} voisins ou similaires. Ils ont aussi confirmé la dominance des grains superparamagnétiques dans la réponse magnétique des sols. Des résultats similaires ont été rapportés par Sadiki et al (2009).

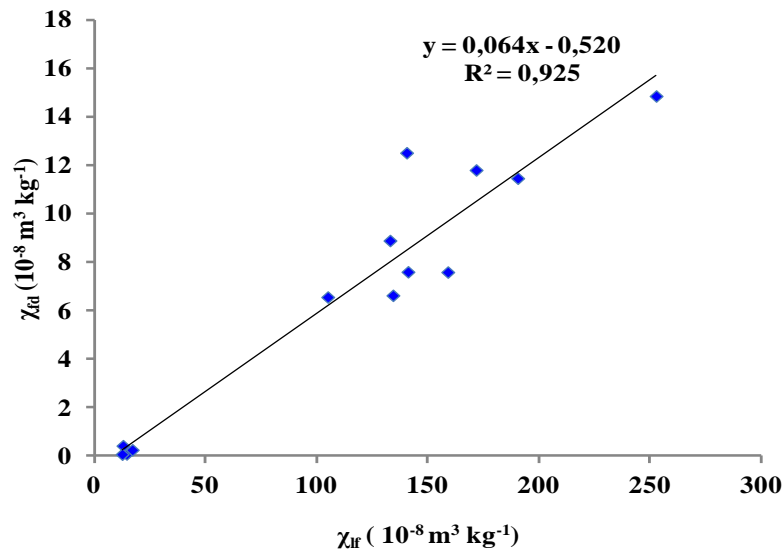


Figure 37 : Interdépendance entre χ_{fa} et χ_{fr} dans les forêts (Bouhsane and Bouhlassa, 2018).

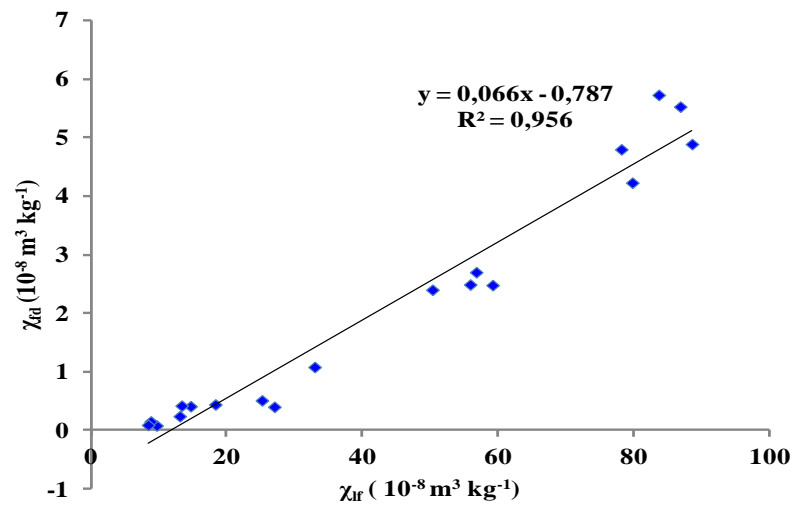


Figure 38 : Interdépendance entre χ_{fa} et χ_{fr} dans les terrains de cultures (Bouhsane and Bouhlassa, 2018).

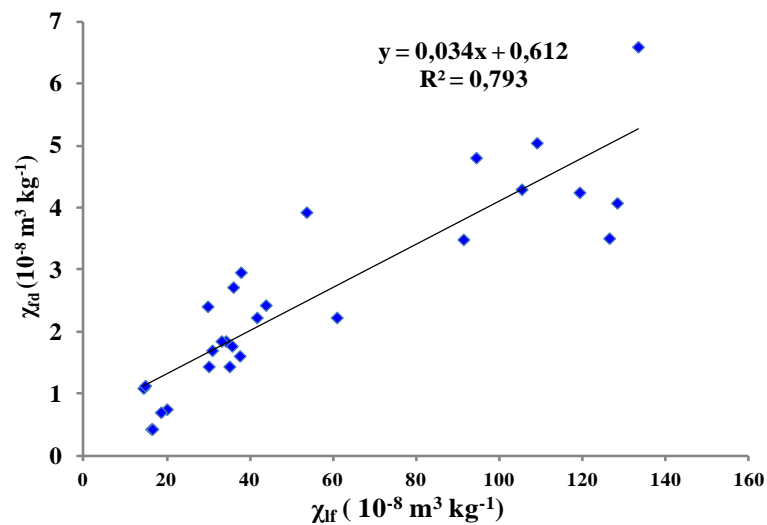


Figure 39 : Interdépendance entre χ_{fa} et χ_{fr} dans les pâturages (Bouhsane and Bouhlassa, 2018).

I.1.5 Examen du paramètre Fc% (Forster et al, 1994)

La figure 40 présente les variations de χ_{fd} avec χ_{lf} des sols prélevés sous toutes les occupations du sol dans le sous bassin versant Ait Azzouz. Nous avons obtenu une forte corrélation linéaire ($R^2 = 0,925$), qui conduit aux valeurs de χ_b et Fc%. Le paramètre χ_b est donné par l'intersection de la droite de corrélation avec l'axe des χ_{lf} ou la valeur de χ_{lf} correspondant à χ_{fd} nulle. La valeur de χ_b est très faible par rapport aux valeurs moyennes de χ_{lf} sous chaque occupation du sol, elle est égale à $\chi_b = 8,125 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, ce qui dénote une faible contribution des grains ferromagnétiques grossiers à la susceptibilité magnétique mesurée des sols. χ_b serait associée à la susceptibilité du matériau parent non altéré des sols tels que les schistes, les calcaires et les quartzites. La valeur de Fc%, soit environ 6,7%, est relativement élevée, similaire à $\chi_{fd}\%$ déterminée dans les forêts, et elle met en évidence l'importance de la contribution des grains fins à la valeur de la susceptibilité magnétique. Une augmentation de χ_{lf} apparait comme associée à une augmentation de χ_{fd} . Par conséquent, l'amélioration de la SM est attribuée à la pédogenèse, ce qui correspond aux analyses de Dearing et al (1999) et à la classification des sols proposé par Gautam (2004). Conformément à Forster et al (1994), une telle corrélation linéaire illustre une augmentation de l'amplitude de la susceptibilité magnétique plutôt contrôlée par la contribution des fractions magnétiques pédogénitiques. La relation linéaire indique aussi l'homogénéité de la minéralogie magnétique et de la taille des minéraux des sols. Les données expérimentales obtenues par Maher (1988) démontrent que la susceptibilité magnétique augmente avec la diminution de la taille des particules dans le domaine SSD-SP. Par ailleurs, les calculs théoriques développés par Stephenson et al (1971a), montrent que les susceptibilités magnétiques des magnétites superparamagnétiques sont 20 fois plus élevées que celles du matériau multidomaine. Des résultats similaires ont été obtenus par Sadiki et al (2009).

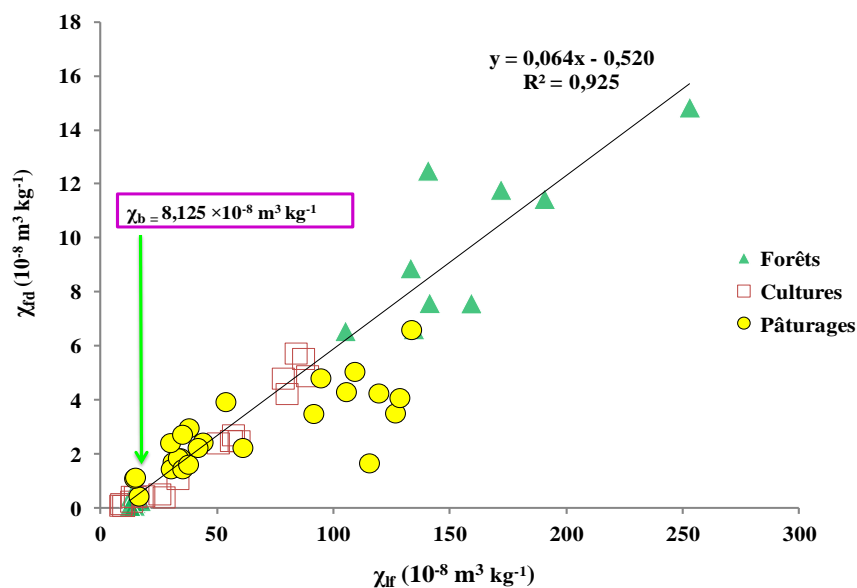


Figure 40 : Interdépendance entre χ_{lf} et χ_{fd} de tous les échantillons prélevés dans le sous bassin versant Ait Azzouz.

I.1.6 Analyse de la taille des grains des échantillons des sols prélevés sous chaque occupation du sol de AZ

La figure 41 présente un diagramme bivariant de χ_{lf} et $\chi_{fd}\%$ dans les forêts, les cultures et les pâturages. Malgré les utilisations différentes du sol, une corrélation positive très forte existe entre χ_{lf} et $\chi_{fd}\%$. Le coefficient directeur élevé de la corrélation linéaire indique que l'augmentation de la susceptibilité magnétique est due aux grains ferrimagnétiques SP. Plusieurs auteurs rapportent des corrélations positives entre χ_{lf} et χ_{fd} dans les loess et les paleosols chinois (Wang et al, 2003 ; Zhu et al, 2001 ; Chen et al, 2012). Wang et al (2000) indique que la corrélation entre χ_{lf} et $\chi_{fd}\%$ est positive pour les sols non pollués, et négative pour les sols pollués. Selon le modèle semi-quantitatif proposé par Dearing (1999) défini au deuxième chapitre, les magnitudes de $\chi_{fd}\%$ montrent que les sols des unités homogènes prélevées dans le sous bassin AZ contiennent principalement un mélange des grains SP et des grains grossiers non SP (Fig.41). D'après les tableaux 8, 9 et 10, la susceptibilité magnétique à fréquence dépendante $\chi_{fd}\%$ varie entre 0,82 et 8,9 % avec une moyenne de 4,5 % dans les forêts. Dans les terrains de culture, cinq échantillons se situent dans la plage $\chi_{fd}\% < 2\%$, ce qui signifie qu'ils ne contiennent pas de grains SP, tant dis que les autres échantillons ont un $\chi_{fd}\%$ compris entre 2 et 10% ou contiennent un mélange de grains SP et de grains magnétiques grossiers non SP. Dans les pâturages, un seul échantillon avec un $\chi_{fd}\%$ faible indiquant l'absence de grains SP, tandis que les autres échantillons ont un $\chi_{fd}\%$ qui indique la

présence d'un mélange de grains SP et de grains grossiers non SP. Les sols pollués, en plus de leurs χ_{lf} beaucoup plus élevés que ceux relevés dans le bassin d'étude, sont caractérisés par des valeurs faibles de χ_{fd} %, généralement inférieures à 3%, et par une dominance des grains MD (Lu and Bai, 2006, 2008 ; Hu et al, 2007 ; Qi et al, 2010 ; Kanu et al, 2013). Il apparaît donc, au vu et des valeurs de χ_{lf} et χ_{fd} %, que les sols des UH du sous bassin versant Ait Azzouz renferment un mélange dominés par les grains magnétiques SP en présence de grains plutôt paramagnétiques grossiers ou non SP. La corrélation positive enregistrée dans la zone d'étude et la dominance des grains SP mettent en évidence et prouvent une évolution pédogénétique des sols étudiés.

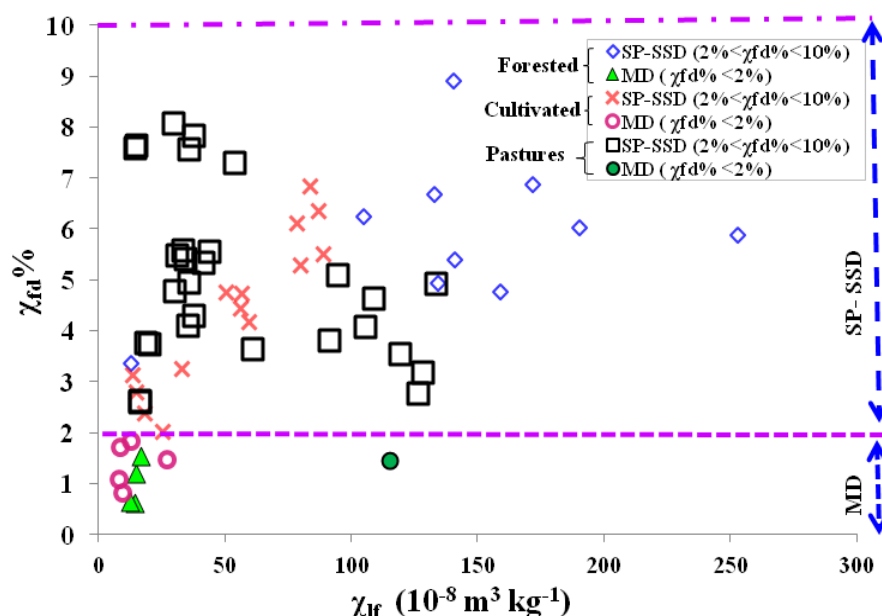


Figure 41 : Distribution des tailles des grains magnétiques sous différentes occupations du sol (Bouhsane and Bouhlassa, 2018).

I.1.7 Discrimination des effets pédogénétiques et anthropogéniques sur la susceptibilité magnétique (χ_{lf}) du sol

I.1.7.1 Méthode des différences des susceptibilités magnétiques des sols de surface et du substratum lithologique χ_{lf} (topsoil) - χ_{lf} (subsoil)

Suite aux résultats présentés dans le tableau 12, les différences des susceptibilités magnétiques dans les forêts sont globalement inférieures à $20 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. Selon la méthode de différence des susceptibilités magnétique entre le substrat et de la surface du sol, proposée par Hanesh et al (2002) et décrite dans le chapitre II, les différences enregistrées sont en faveur d'une évolution pédogénétique des sols. Seules quelques carottes (AZP5 et AZP6)

présentent des écarts de susceptibilités magnétiques entre surface et à la base des carottes supérieurs à $20 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, qui pourraient être attribués à un impact anthropique ou à un enrichissement en surface par déposition de sol. Ces valeurs élevées sont observées spécifiquement, dans les carottes prélevées dans des terrains de parcours développés sur des schistes et calcaires. Ce type de roches contribue à la dilution du matériau magnétique à la base des carottes de sol et par conséquent, elles amplifient l'écart entre la susceptibilité magnétique de la surface et de la base du sol. Malgré les 2 exceptions, qui constitueraient des contre exemples suggèrent que la différence limite de $20 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ ne peut être figée, car en absence de susceptibilités magnétiques χ_{f} élevées et de susceptibilités magnétiques à fréquence dépendante χ_{fd} faibles caractéristiques d'une pollution anthropogénique, les écarts entre χ_{f} (topsoil) et χ_{f} (subsoil) obtenus pour l'ensemble des échantillons ne peuvent traduire que l'activité pédogénique, et non une quelconque pollution anthropogénique, dont aucune source n'est connue dans la zone d'étude.

Tableau 12: Différence des susceptibilités magnétiques entre la base et la surface des profils de sol prélevés dans AZ.

Occupation du sol	Carotte	χ_{topsoil} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	χ_{subsoil} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	$\chi_{\text{topsoil}} - \chi_{\text{subsoil}}$ ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)
Forêts	AZF14	159,02	140,47	18,55
	AZF11	14,76	12,4	2,36
	AZF1	141,1	134,32	6,78
Cultures	AZC3	83,47	86,92	-3,45
	AZC9	55,58	55,93	-0,35
	AZC10	11,96	8,4	3,56
	AZC12	22,32	13,35	8,97
Pâturages	AZP2	30,88	16,24	14,64
	AZP4	16,51	35,65	-19,14
	AZP5	53,57	14,76	38,81
	AZP6	126,41	60,87	65,54
	AZP8	94,38	133,35	-38,97
	AZP16	35,03	41,64	-6,61

I.1.7.2 Application de la méthode de l'écart absolu médian (MAD)

Les valeurs de la susceptibilité magnétique sont toutes, pratiquement, comprises dans le domaine borné par $\chi_{\text{f}} (\text{med}) \pm 2\text{MAD}$ (Tableau.13). Ce résultat exclut donc l'influence de la pollution anthropique comme le prévoit la méthode et corrobore l'absence de source de cette pollution et de toute activité industrielle et minière dans la zone d'étude et ses environs sur un rayon de plus de 100 km. Le résultat supporte l'origine pédogénique de l'amélioration de la susceptibilité magnétique dans la couche arable des sols étudiés.

Tableau 13: Application de la méthode de l'écart médian absolu (MAD) aux profils de susceptibilités des sols prélevés dans AZ.

Occupation du sol (AZ)	Carotte	$\chi_{\text{Médiane}}$ ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	MAD	2MAD	Min	Max	χ_{moyenne} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)
Forêts	AZF14	171,77	18,73	37,46	134,31	209,23	182,916
	AZF11	14,38	1,61	3,22	11,16	17,6	14,25
	AZF1	133,65	4,05	8,1	125,55	141,765	128,34
Cultures	AZC3	83,74	3,9	7,8	75,94	91,54	83,47
	AZC9	56,37	1,6	3,3	53,07	59,67	55,58
	AZC10	9,65	1,25	2,5	7,15	12,15	11,96
	AZC12	25,2	7,77	15,54	9,66	40,74	22,32
Pâturages	AZP2	30,88	2,25	4,5	26,38	35,38	28,89
	AZP4	19,27	1,74	3,48	15,79	22,75	22,675
	AZP5	32,87	18,32	36,65	-3,77	69,625	31,035
	AZP6	108,99	17,42	34,84	74,15	143,83	100,56
	AZP8	119,26	13,92	27,84	91,42	147,1	116,12
	AZP16	39,58	3,13	6,26	33,32	45,84	39,49

I.1.8 Variation des moyennes des susceptibilités magnétiques χ_{f} et χ_{fd} % en fonction de la profondeur du sol sous chaque occupation du sol

La figure 42 présente les variations des valeurs moyennes de χ_{f} et χ_{fd} % en fonction de la profondeur du sol entre 0 et 25 cm pour chaque utilisation du sol. Une tendance croissante de χ_{f} est enregistrée dans les couches supérieures de la terre arable, notamment entre 0 et 10 cm de profondeur.

Dans les sols forestiers, χ_{fd} % augmente avec une pente régulière de 20 cm à 15 cm de profondeur et elle diminue légèrement jusqu'à la surface du sol. Les minéraux magnétiques restent largement dominés par des grains SP puisque χ_{fd} % varie le long de la profondeur du sol entre 3,8 % et 5,05 % en moyenne. Lorsque χ_{fd} % augmente de 20 à 15 cm de profondeur, χ_{f} montre une variation substantielle, passant de $76,43 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ à $106,28 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ en moyenne. Cette grande variation reflète la néoformation de minéraux ferromagnétiques secondaires (MFS) ou d'origine pédogénétique. χ_{f} diminue ensuite légèrement entre 15 cm de profondeur et la surface du sol,

Globalement, χ_{fd} % diminue vers la surface dans les forêts (Fig.42-a et 42-d), alors que χ_{f} présente un maximum à 10 cm. Cela indique que les changements de χ_{f} ne sont pas régis uniquement par la teneur en SP, mais aussi par la présence de grains magnétiques grossiers. La légère diminution de χ_{fd} % de 15 à 0 cm de profondeur s'accompagne d'une légère

diminution de χ_{lf} . Les variations de χ_{lf} et $\chi_{fd}\%$ présentent des profils similaires ou parallèles et reflètent l'impact des facteurs pédo-environnementaux sur ces paramètres magnétiques. Un changement de ces comportements peut être lié à l'effet de l'activité anthropique ou à l'érosion.

Dans les terrains de culture, χ_{lf} et $\chi_{fd}\%$ ont la même tendance croissante de 20 à 10 cm de profondeur, mais entre 10 et 0 cm de profondeur, χ_{lf} est presque stable ou augmente légèrement, tandis que $\chi_{fd}\%$ diminue (Fig.42-b et 42-e). Cette variation divergente de la susceptibilité magnétique de la couche superficielle (profondeur de 0 à 10 cm) peut résulter de l'érosion des particules fines de sol avec des minéraux argileux, ou simplement à un décapage des couches superficielles plus riches en minéraux ferromagnétiques secondaires.

Dans les terrains de pâturage, la différence des profils de χ_{lf} et $\chi_{fd}\%$ est observée entre 5 et 0 cm de profondeur : $\chi_{fd}\%$ diminue tandis que χ_{lf} augmente légèrement (Fig.42-c et 42-f) ; cela s'explique par la perte des grains superparamagnétiques ou des particules fines du sol. Le fait que les comportements divergents établis sur la couche supérieure (de 0 à 5 cm ou 10 cm) entre χ_{lf} et $\chi_{fd}\%$ soient associés à la perte des particules fines, peut constituer un argument pour l'utilisation de la susceptibilité magnétique comme un traceur qualitatif et quantitatif des phénomènes d'érosion et/ou de dépôt du sol.

En général, une différence significative peut être notée entre les forêts, les terrains de pâturage, et les terrains de culture. Le changement dans l'utilisation du sol affecte la répartition des minéraux ferromagnétiques et des grains superparamagnétiques dans les profils de sol. Les profils de χ_{lf} reflètent donc l'impact de l'activité humaine sur le sol et pourraient être utilisés pour établir une approche quantitative des processus d'érosion et / ou de dépôt du sol.

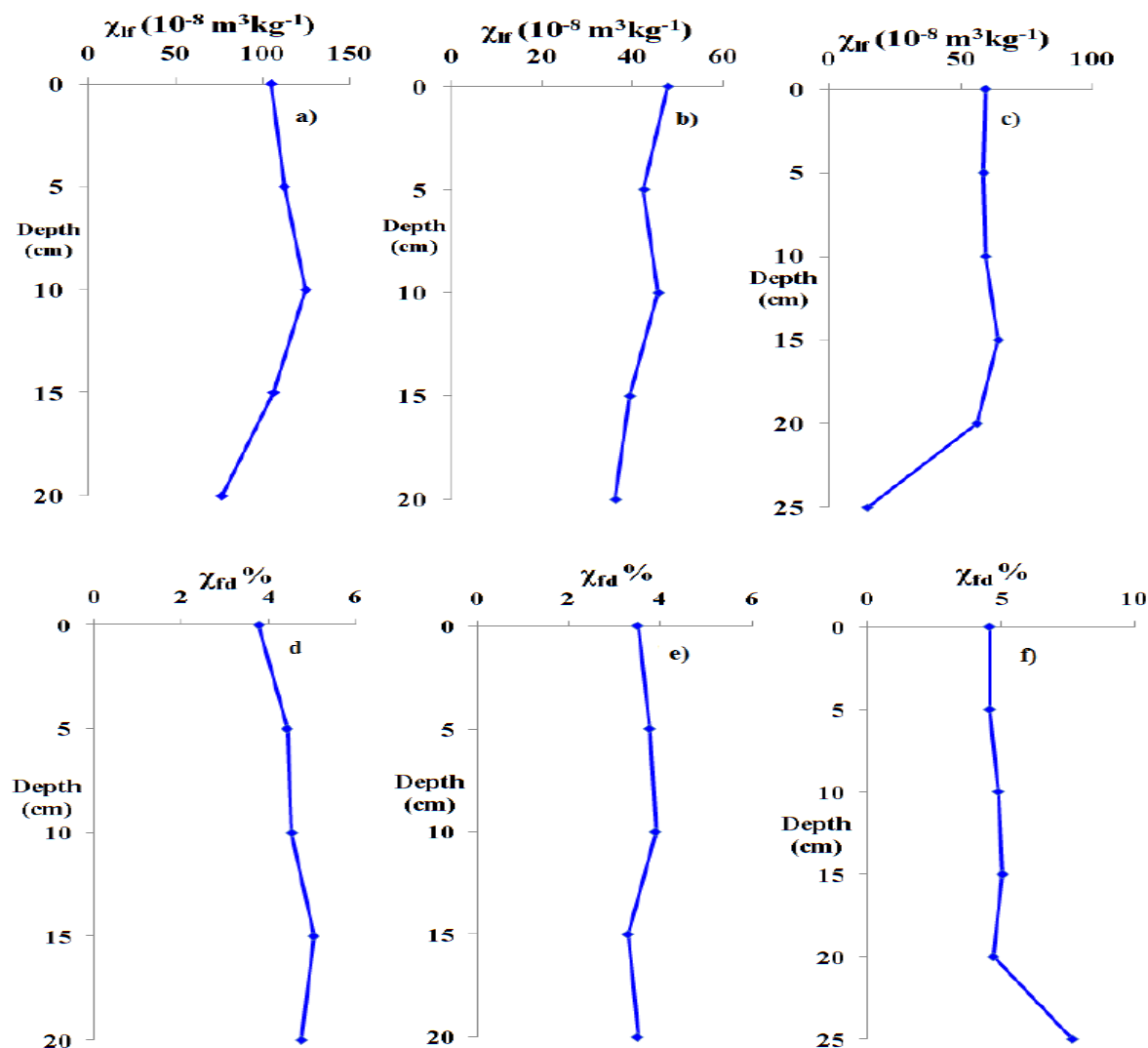


Figure 42 : Variation des moyennes des paramètres magnétiques dans la couche arable de 25 cm de profondeur. a) χ_{ir} dans les forêts ; d) χ_{fd} % dans les forêts ; (b) χ_{ir} sous les cultures ; e) χ_{fd} % sous les cultures ; c) χ_{ir} dans les pâturages ; f) χ_{fd} % dans les pâturages.

I.2 Estimation de l'érosion dans les unités homogènes du sous bassin versant Ait Azzouz

I.2.1 Estimation de l'érosion par le modèle d'homogénéisation par le labour (T-H) proposé par Royall (2001) et amélioré au Laboratoire de Radiochimie et Chimie Nucléaire (LRCN) (Bouhlassa and Bouhsane, 2019)

L'application du modèle d'homogénéisation par le labour (T-H) proposé par Royall (2001) et amélioré au LRCN sur un site de forêt supposé stable et non perturbé au cours des dernières décennies voire des siècles, nous a permis d'établir une évaluation approximative de l'effet de l'érosion superficielle (en particulier l'érosion en nappe) sur la susceptibilité magnétique de surface du sol labouré. La figure 43 reproduit la dépendance de χ_{if} en fonction de la perte en sol dans les sites liés au site de référence (c.à.d. ayant le même substrat et les

mêmes conditions climatiques que le site de référence). Elle a été établie sur la carotte AZF14 étendue à une profondeur de plus de 120 cm pour atteindre le matériau de base (Fig.44). Sur la figure sont données les 2 relations polynomiales corrélant la perte de sol (en cm) à χ_{lf} mesurée dans les deux parties distinctes de la courbe. Le tableau 14 présente, les estimations des épaisseurs des couches de sol de surface érodées, dans les différents sites échantillonnés, qui en sont déduites.

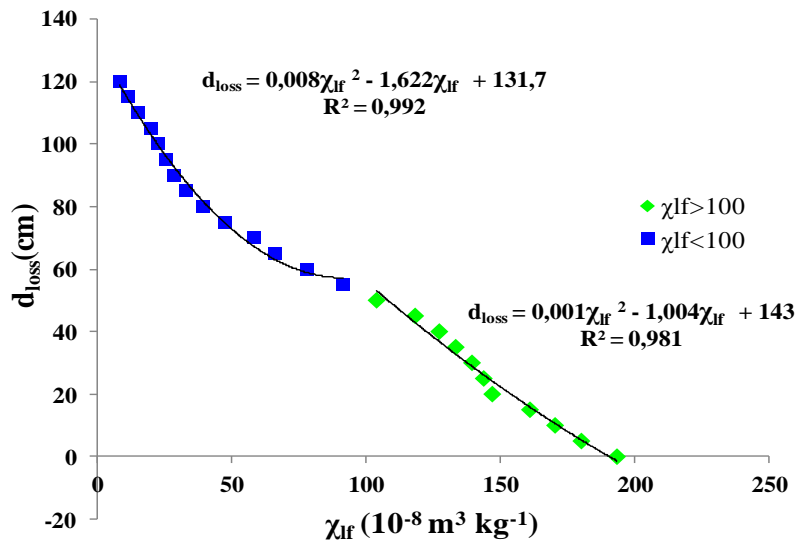


Figure 43: Les pertes en sol (en cm) corrélées à χ_{lf} mesurée, dans le site de référence, selon le modèle T-H amélioré (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).

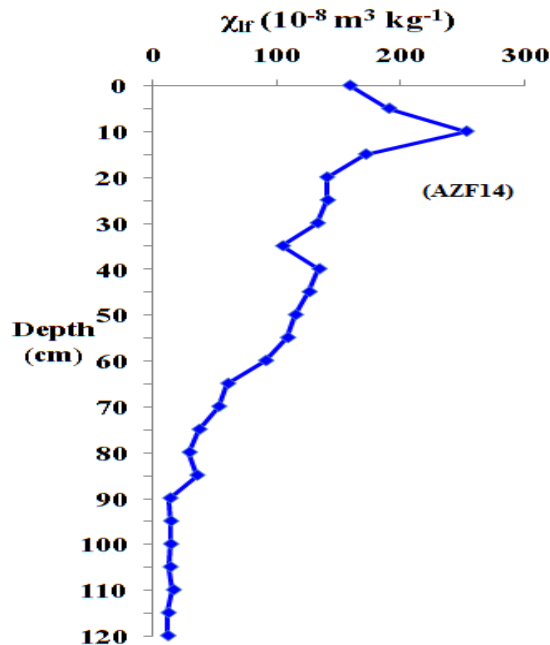


Figure 44: Distribution de la susceptibilité magnétique χ_{lf} dans le profil de référence AZF14 (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).

Tableau 14: Perte en sol estimée ($d_{(loss, T-H)}$) dans chaque profil de sol après l'homogénéisation par le labour (en cm) (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).

Carotte dans le SBV AZ	L'érosion par le modèle de Royall (T-H) amélioré $d_{(loss, T-H)}$ (cm)
AZP5	-89,06
AZP2	-91,51
AZP4	-99,04
AZC12	-99,48
AZF11	-110,21
AZC10	-113,44
AZF1	-30,61
AZP6	-52,15
AZP8	-39,89
AZC3	-52,04
AZC9	-66,26
AZP16	-80,12

I.2.2 Estimation de l'érosion du sol par le modèle proportionnel simple (SPM) (Liu et al, 2015 ; Bouhlassa and Bouhsane, 2019)

Comme la méthode exige des carottes de sol atteignant le substrat géologique, son application sera limitée, aux profils de sol échantillonnés atteignant le matériau de base, de susceptibilité magnétique χ_{lf} d'environ $14 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ à $16 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. C'est le cas des profils : AZC10, AZC12, AZP2, AZP4 et AZP5 (Fig.45). L'estimation de l'érosion par le modèle proportionnel simple (SPM) (Liu et al ,2015) est basée sur la comparaison de χ_{lf} moyen de la couche superficielle de 20 cm de chaque carotte à la valeur moyenne de χ_{lf} de la carotte de référence. La valeur moyenne de χ_{lf} de la carotte de référence AZF14 est de $87,53 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. Le rapport obtenu donne un taux d'érosion qui peut être exprimé en pourcentage ou en cm, par rapport à la carotte de référence longue de 125 cm.

Le tableau 15 montre que le modèle de Royall (2001) amélioré, confirme l'érosion des sols dans les terrains de culture et de pâturage, et donne l'épaisseur moyenne de la couche superficielle de sol décapée par l'érosion. Ce tableau indique clairement que l'érosion la plus forte enregistrée a eu lieu au niveau de la carotte AZC10, environ -113,4 cm de sol selon l'approche « Royall améliorée », est associée au rapport le plus important de -86,3% qui correspond à un décapage d'environ -107,93 cm selon le modèle de Liu et al (2015). Bien que les résultats obtenus par ces approches soient légèrement différents, les deux méthodes restent utiles pour une estimation des intensités relatives de l'érosion et la redistribution des sols dans les bassins versants. Il semble néanmoins, que la méthode proportionnelle simple (SPM) proposée par Liu et al (2015) sous estime légèrement les quantités des sols érodés.

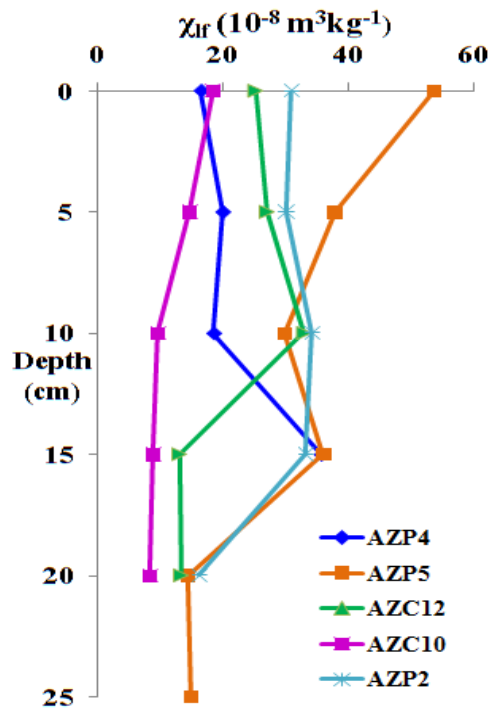


Figure 45: Variation de la susceptibilité magnétique χ_{lf} des profils de sol atteignant le substrat géologique (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).

I.2.3 Estimation de l'érosion par le nouveau modèle de corrélation simple (SCM) proposé par LRCN (Bouhlassa and Bouhsane, 2019)

Le modèle exige une référence stable et non perturbé comme le modèle de Royall. La référence dans notre cas c'est AZF14 qui est décomposée en tranches successives de 20 cm. Les valeurs moyennes de χ_{lf} de ces tranches sont reportées en fonction de leurs profondeurs dans la figure 46. Globalement, le modèle de corrélation simple compare ou corrèle χ_{lf} moyenne d'un échantillon de sol à celle enregistrée sur un sol non perturbé. La figure 45 montre une corrélation forte et linéaire avec un coefficient de corrélation $R^2 = 0,94$, qui démontre et confirme la relation directe et linéaire entre l'érosion et la moyenne de χ_{lf} ; le graphe et la relation linéaire obtenus nous permettent d'associer toute valeur de χ_{lf} de chaque tranche superficielle du sol échantillonné, à une épaisseur de sol érodé, dans chaque site dans le bassin versant. Les estimations de l'érosion en nappe, ou du décapage en surface, en cm sont reportées dans le tableau 14.

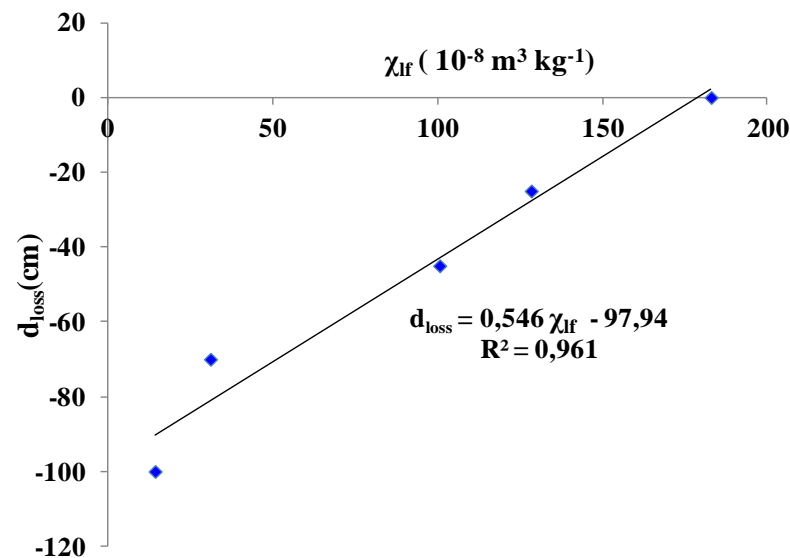


Figure 46: Corrélation linéaire entre la susceptibilité magnétique moyenne et la perte en sol d_{loss} (SCM) (cm) (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).

I.2.4 Comparaison des modèles utilisés pour estimer l'érosion dans les UH du sous bassin versant Ait Azzouz

Les trois méthodes utilisées pour estimer l'érosion sont comparables, il en résulte les mêmes variations de l'érosion : χ_{lf} diminue, tandis que l'érosion augmente. Les valeurs des estimations de l'érosion par le modèle T-H amélioré et par le nouveau modèle de corrélation simple sont proches (Tableau.15). Leurs différences se situent dans la limite d'incertitude d'environ ± 10 cm. La différence augmente à mesure que χ_{lf} diminue. En revanche, le modèle de Liu et al (2015) donne des valeurs d'érosion plus faibles. Il semble que la méthode SPM de Liu et al (2015) sous-estime légèrement le processus d'érosion, car elle compare deux carottes qui aboutissent certainement au même niveau dans le substratum. La méthode que nous proposons (le modèle de corrélation simple (SCM)) résout ce problème, mais elle nécessite comme la méthode de Royall améliorée, un profil pédogénétique stable sur plus de 20 cm de profondeur, c.à.d. une carotte de sol stable sur une profondeur d'environ 1 m atteignant le substrat ou le matériau de base.

Tableau 15: Comparaison des érosions estimées par le modèle de Royall amélioré (T-H), par le nouveau modèle de corrélation simple, et par le modèle de Liu et al (2015). Le taux d'érosion en (t/ha) est obtenu en supposant que la densité du sol est de 1.4 t/m³ (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).

Carotte dans le SBV AZ	Unité homogène associée (UH _{AZ})	Surface de l'unité homogène associée	Taux d'érosion ou perte du sol en (t/ha) par le modèle de T-H	Moyenne de χ_{lf} (10 ⁻⁸ m ³ kg ⁻¹)	Érosion par le modèle de corrélation Simple (SCM) $d_{(loss,SCM)}$ (cm)	Érosion par le modèle de Royall (T-H) $d_{(loss,TH)}$ (cm)	Rapport de l'érosion en % (< 0) par le modèle proportionnel simple (SPM) (Liu et al, 2015) $R_{SPM}\%$	Érosion par le modèle proportionnel simple (Liu et al, 2015) $d_{(loss,SPM)}$ (cm)
AZP5	24;28	22,04	-12468,4	31,035	-70	-89,06	-64,54	-80,67
AZP2	22;26	3808,86	-12811,4	28,89	-82,16	-91,51	-66,99	-83,74
AZP4	22;26	3808,86	-13865,6	22,67	-85,56	-99,04	-74,1	-92,62
AZC12	2 ; 6 ; 3 ; 4 ; 7 ; 8	9005,31	-13927,2	22,32	-85,75	-99,48	-74,5	-93,12
AZF11	9;10;13;14; 17;18;19;20	12022,1	-15429,4	14,25	-91,4	-110,21	-83,71	-104,64
AZC10	1;5	7055,01	-15881,6	11,96	-100	-113,44	-86,33	-107,9
AZF1	11;12;15;16	1501,32	-4285,4	128,34	-25	-30,61	-	-
AZP6	23;27	496,53	-7301	100,56	-45	-52,15	-	-
AZP8	23;27	496,53	-5584,6	116,12	-34,53	-39,89	-	-
AZC3	1;5	7055,01	-7285,6	83,47	-52,36	-52,04	-	-
AZC9	1;5	7055,01	-9276,4	55,58	-67,59	-66,26	-	-
AZP16	21;25	3552,62	-11216,8	39,49	-76,37	-80,12	-	-

II. Analyse des données relatives aux transects MZ17 et MZ13 et estimation de l'érosion dans le sous bassin versant Mezguida

II.1 Analyse des données relatives aux transects MZ13 et MZ17

II.1.1 Analyse statistique des susceptibilités magnétiques des échantillons du sol des transects MZ13 et MZ17

La susceptibilité magnétique reflète globalement la teneur en minéraux ferrimagnétiques, elle détermine le magnétisme total de l'échantillon (Mullins et al, 1977 ; Yu et al, 2017 ; 2019). Ainsi, une variation de χ_{lf} dans le profil du sol peut indiquer la transformation in situ de l'oxyhydroxyde de fer et la formation de minéraux ferrimagnétiques secondaires, étroitement liée aux processus de développement du sol dans son environnement géographique. Les paramètres magnétiques (χ_{lf} , χ_{hf} , χ_{fd} , $\chi_{fd}\%$) associés aux transects MZ17 et MZ13 sont données respectivement dans les tableaux I et II (voir annexe I). L'analyse statistique réalisée sur les deux paramètres magnétiques χ_{lf} et $\chi_{fd}\%$ conduit aux valeurs moyennes, minimales et maximales, aux coefficients de variation (C.V) et écarts types. Ces statistiques descriptives ont été utilisées pour définir le degré de dispersion et de déviation des

résultats obtenus. Les résultats de cette analyse sur les échantillons de sol de 0 à 25 cm de profondeur, prélevés dans les forêts et les terrains de cultures respectivement sur les deux transects MZ17 et MZ13, sont donnés au tableau 16. La susceptibilité magnétique à basse fréquence χ_{lf} varie entre $4 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ et $215 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ avec une moyenne de $83,42 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ pour les sols cultivés. Elle varie entre $0,66 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ et $231 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ avec une moyenne de $71,37 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ sous forêts. Le pourcentage de susceptibilité magnétique à fréquence dépendante $\chi_{fd} \%$ varie entre 0 % et 10,69 % avec une moyenne de 7,64 % pour les sols du transect parcourant les terrains de culture, et entre 0 % et 13,2 % avec une valeur moyenne de 8,07% pour le transect de forêt. La figure (47-a-b) donne la représentation dans les boîtes à moustaches de χ_{lf} et $\chi_{fd} \%$, lesquelles montrent que les moyennes dans les transects MZ17 et MZ13 sont proches, et que ces paramètres varient approximativement dans la même gamme d'amplitude. Cela indique que les minéraux ferrimagnétiques et leurs quantités dans le sol sont comparables, malgré leurs occupations différentes. Cependant, des différences qui restent significatives peuvent être relevées dans les maxima, les coefficients de variation et les médianes de χ_{lf} en relation avec les deux utilisations du sol. Les résultats indiquent que les activités agricoles contribuent à une redistribution des particules magnétiques du sol, sous l'effet des processus d'érosion. Ils suggèrent que la variation des χ_{lf} peut être liée à l'utilisation du sol (Yu et al, 2017).

Tableau 16: Analyse statistique des paramètres magnétiques χ_{lf} et $\chi_{fd}(\%)$ des sols des transect MZ17 et MZ13.

Utilisation du sol dans SBVMZ		Variable	Prof (cm)	N	Min	Moyenne	S.D	C.V %	Max	Médiane
Transect de forêt (MZ17)	de	χ_{lf}	0-25	58	0,66	71,37	53,15	74	231,15	63,01
		$\chi_{fd}\%$	0-25	58	0	8,07	2,1	24	13,2	8,41
Transect de culture (MZ13)	de	χ_{lf}	0-25	50	4	83,42	48,75	57	215	87
		$\chi_{fd}\%$	0-25	50	0	7,64	2,5	32	10,69	8,05

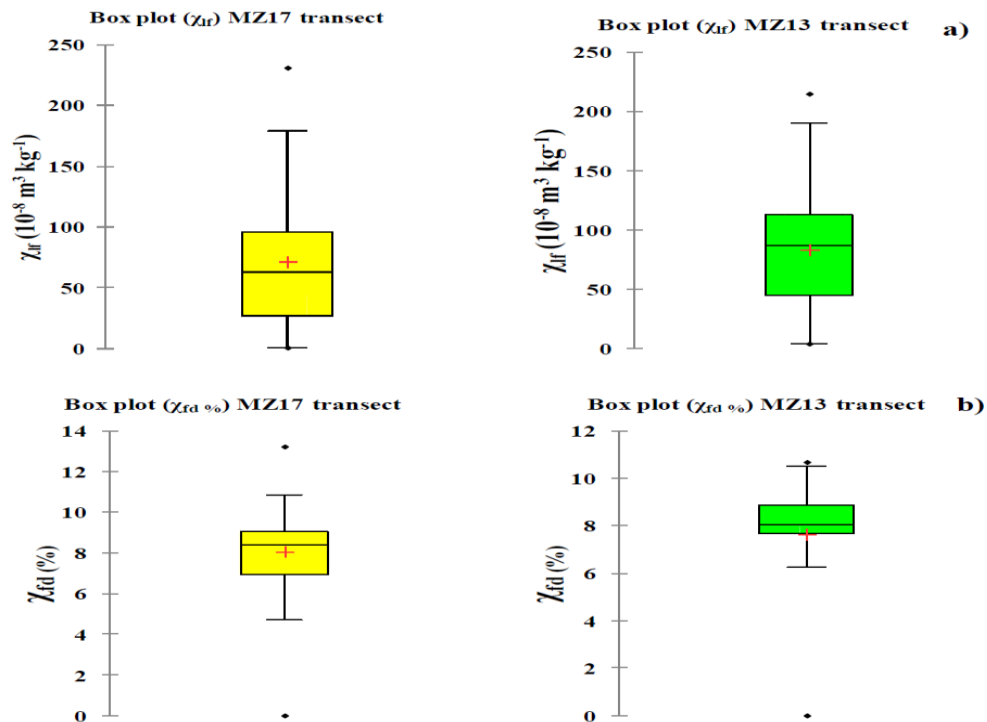


Figure 47 : Boîtes à moustache résumant les données statistiques des paramètres magnétiques (χ_{f} , χ_{fd} %).

II.1.2 Étude des facteurs influençant la variation de la susceptibilité magnétique χ_{f} des sols des transects MZ17 et MZ13

II.1.2.1 Impact du couvert végétal et de la position de pente sur la susceptibilité magnétique χ_{f}

La figure 48 reproduit la variation des valeurs moyennes de la susceptibilité magnétique du sol dans les deux transects MZ17 et MZ13 à chaque position de pente (Fig.28) y compris le sommet (SU), épaulement (shoulder SH), milieu de pente (BS), pied de pente (footslope FS), et bas de pente (toeslope TS). Dans les sols du transect de forêt MZ17, les moyennes des susceptibilités magnétiques au sommet, shoulder, backslope, footslope, et toeslope sont respectivement de $138 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, $21,04 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, $73,52 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, $72,02 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ et $31,51 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. La moyenne de la sensibilité magnétique varie avec la position de la pente dans ce transect dans l'ordre suivant : χ_{f} (Sommet) > χ_{f} (Backslope) > χ_{f} (Foodslope) > χ_{f} (Toeslope) > χ_{f} (Shoulder). Les valeurs moyennes de χ_{f} au sommet, backslope et footslope sont plus élevées que celles aux positions shoulder et toeslope. Ces dernières sont plus affectées par l'érosion et sont considérées comme des positions instables par rapport aux autres positions de pente. La susceptibilité magnétique est élevée au sommet car cette position se caractérise par un comportement stable lié aux faits

qu'elle est située dans la partie presque plate, supérieure du transect, et est recouverte d'une végétation dense qui protège le sol contre l'érosion. La stabilité d'une telle position favorise le processus de la pédogenèse qui contribue à l'augmentation de la susceptibilité magnétique et explique la moyenne élevée qui y est enregistrée. Les moyennes de susceptibilité magnétique dans les positions backslope et footslope sont presque similaires mais supérieures à celles de shoulder, ceci peut être dû au dépôt du sol après son érosion depuis la position shoulder aux positions backslope et footslope. Cela explique la faible susceptibilité magnétique dans la position shoulder. La moyenne de la susceptibilité magnétique à la position toeslope plus faible que celles aux backslope et footslope, est également une indication de l'érosion. Le résultat ci-dessus est à rapprocher de celui de Mokhtari Karchegani et al (2011) qui ont aussi obtenu en position shoulder dans des transects forestiers une susceptibilité magnétique, plus faible qu'aux pentes supérieures. Les auteurs suggèrent que la position shoulder, comme réel début de pente ou inflexion de pente, malgré la couverture végétale naturelle est sujette à une érosion importante.

La situation est opposé dans le transect MZ13 par rapport au MZ17, la susceptibilité magnétique varie avec la position de la pente comme suit : χ_{if} (Backslope) > χ_{if} (Shoulder) > χ_{if} (Summit) > χ_{if} (Footslope) > χ_{if} (Toeslope) (Fig.48). La moyenne de χ_{if} est environ $39,25 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ au sommet, elle est globalement faible en raison d'une forte érosion qui peut affecter cette position. Cependant, les moyennes de la susceptibilité magnétique dans la position shoulder et backslope sont respectivement de $89,42 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ et $142 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$; ces valeurs sont élevées par rapport à celle au sommet, cela peut être dû au dépôt de sol après son érosion depuis le sommet. Ce résultat s'expliquerait par le dépôt de couches superficielles de sols du sommet à l'origine plus riches en particules magnétiques héritées et/ou secondaires. Dans la position footslope et toeslope, les moyennes de χ_{if} sont respectivement de $39 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ et $12,66 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, ces faibles valeurs indiquent une érosion élevée et sévère dans ces positions de pente.

Des valeurs plus élevées de susceptibilité magnétique dans le transect de forêt pourraient être attribuées généralement soient aux processus pédogéniques plus forts dans les couches supérieures, particulièrement au sommet (position summit) de pente très faible, soient aux dépôts de sol de couches superficielles riches en matériaux néoformés en général et de χ_{if} élevés, dans les positions backslope et footslope. Les valeurs plus faibles de χ_{if} sont liées à l'érosion ; c'est le cas en positions shoulder et toeslope. Dans les terrains de cultures les valeurs élevées au niveau des pentes moyennes sont liées aux dépôts de sol et les plus faibles

sont dues à l'érosion. La discussion ci-dessus montre comment l'utilisation du sol et la position de la pente affectent la variation de la susceptibilité magnétique dans le sous bassin versant Mezguida.

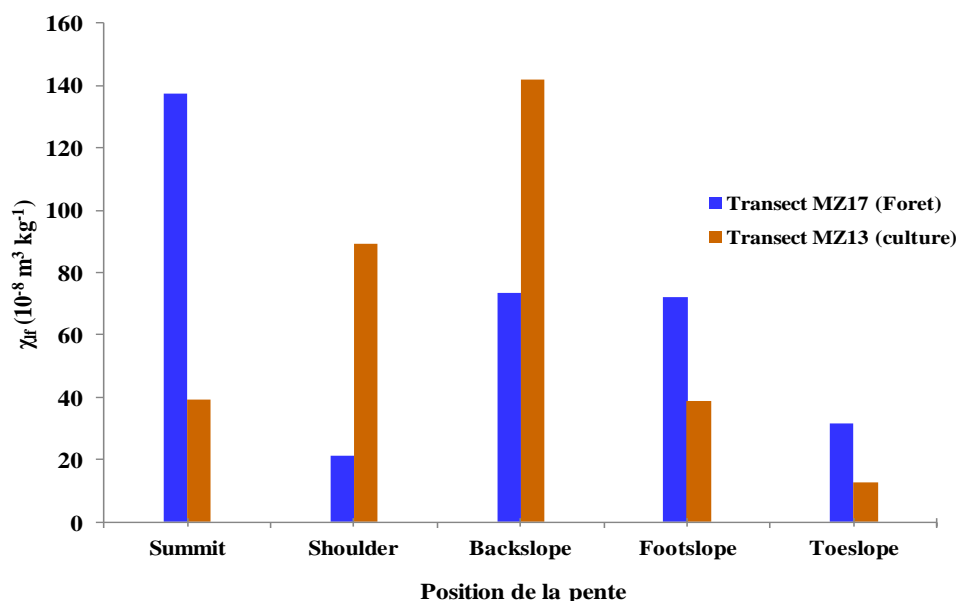


Figure 48: Histogramme de variation moyenne de la susceptibilité magnétique à différentes positions de pente (SU, SH, BS, FS, TS) sous forêt (MZ17) et terrains de cultures (MZ13).

II.1.2.2 Impact de la lithologie sur la susceptibilité magnétique χ_{fr}

Les figures 49 et 50 montrent les variations des moyennes de la susceptibilité magnétique des carottes de sol avec la lithologie dans les transect MZ17 et MZ13. Les sols forestiers se sont développés sur des grès schisteux, des calcaires, de l'argile rouge, des marnes et des conglomérats rouges. La lithologie dominante reste toutefois gréseux schisteuse (Fig.49). Les valeurs moyennes élevées des susceptibilités magnétiques apparaissent en particulier dans les profils de sol 17A ($185,15 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$), 17B ($89,5 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$), 17G ($140,5 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$), 17H ($125,16 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$) et 17M ($124,19 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$) ; ces profils sont développés respectivement sur des calcaires, des marnes, des grès schisteux et des sables.

Dans les terrains de cultures, les sols sur les schistes et certains profils sur les sables ont des valeurs de susceptibilité magnétique les plus élevées. Celles-ci sont en moyenne d'environ de $182,33 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ dans le profil 13C, $124,33 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ dans 13J, $110,66 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ en 13K, et $89,33 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ dans 13B (Fig.50). Ces profils sont généralement situés dans les positions « shoulder » et « backslope » qui correspondent aux sites de dépôt des sols érodés depuis les positions de pentes supérieures. Il en résulte une augmentation de la susceptibilité magnétique du sol dans les profils cités ci dessus. Les valeurs des susceptibilités magnétiques pour les carottes 13A, 13L et 13M (développées sur

du calcaire et du sable) situées respectivement aux positions « summit ou sommet », « footslope », puis « toeslope » sous cultures sont respectivement $39,25 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, $39 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ et $12 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. Ces valeurs sont faibles par rapport à celles des autres carottes car la présence du calcaire et du sable généralement diamagnétiques entraîne une dilution de la réponse magnétique du sol dans ces profils. De plus, les processus d'érosion affectent les positions sommet de pente et bas de pente (toeslope) dans ces sols. Cela contribue au transport des particules magnétiques du sommet vers les positions de pentes intermédiaires de dépôt puis une reprise de l'érosion au pied et bas de pente, en conformité avec la diminution de la susceptibilité magnétique moyenne dans les profils 13A, 13L et 13M. Les substrats des sols de culture et de forêt sont généralement caractérisés par des susceptibilités magnétiques très faibles, en raison de leur faible teneur en minéraux magnétiques, et du comportement diamagnétique des calcaires et marnes (Sadiki et al, 2009 ; Moukhchane et al, 1998). Une susceptibilité magnétique des marnes d'environ $13 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ est rapportée par Sadiki et al (2009) dans l'étude réalisée dans le bassin Msoun situé dans le Rif oriental. Dans le sous-bassin Bou Mellal situé à l'ouest du bassin Bouregreg, χ_{lf} est inférieure à $1 \mu\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}$ pour les sols développés sur les schistes et entre $2,8 \mu\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}$ et $4 \mu\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}$ pour les sols développés sur les argiles rouges (Bouhlassa et Choua, 2009). Hanesch et al (2007) n'indiquent pas une influence notable des teneurs en carbonates sur les valeurs de la susceptibilité magnétique. En revanche, les sols développés sur des matériaux de base volcaniques ont des valeurs de susceptibilité magnétique élevées $> 400 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ (Wang et al, 2000). Ainsi les sols dérivés de matériaux basaltiques ont une susceptibilité magnétique d'environ de $1000 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ (Yu et Lu, 1991). Les valeurs de susceptibilités magnétiques des sols obtenues dans cette étude sont supérieures aux susceptibilités des sols sur des substrats faiblement magnétiques. Bouhsane and Bouhlassa (2018) ont obtenu des résultats similaires dans l'étude réalisée dans un bassin versant marocain caractérisé par la même lithologie que Mezguida. Ils ont reliés et confirmé que l'augmentation de la susceptibilité magnétique était due à la pédogenèse.

Comme les substrats géologiques des sols dans les transects MZ17 et MZ13 sont dominés par des schistes, des sables, des marnes et des calcaires qui sont caractérisés par un signal magnétique généralement faible et peu comparable aux amplitudes des réponses magnétiques enregistrées, cela confirme l'exclusion d'un effet lithologique notable sur la susceptibilité magnétique du sol dans les transects étudiés.

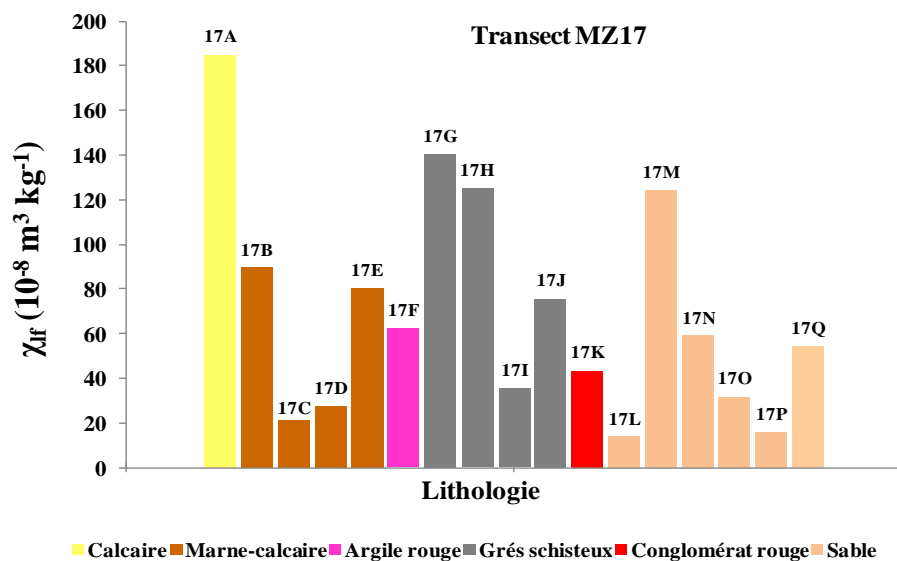


Figure 49: Histogramme de la variation de la susceptibilité magnétique moyenne avec la lithologie dans le transect (MZ17).

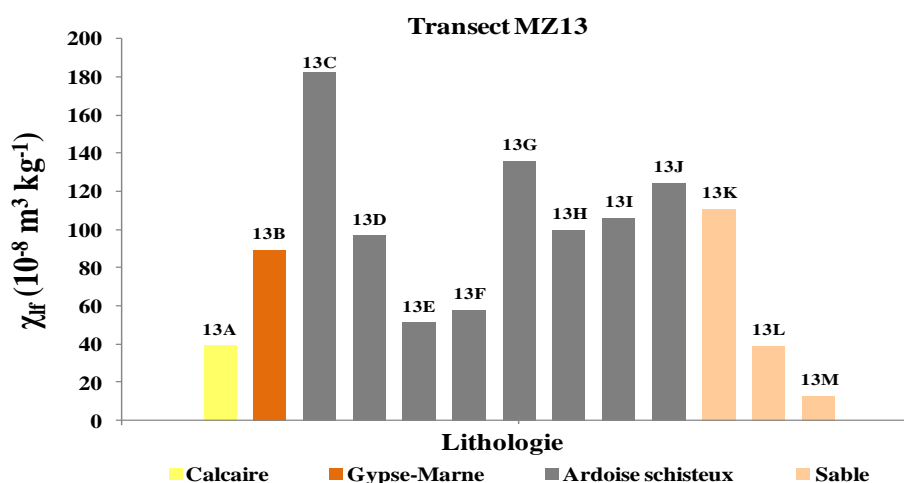


Figure 50: Histogramme de la variation de la susceptibilité magnétique moyenne avec la lithologie dans le transect (MZ13).

II.1.3 Analyse de la susceptibilité magnétique à fréquence dépendante χ_{fd} dans les transects MZ17 et MZ13

Les tableaux I et II (voir annexe) montrent que les valeurs de χ_{lf} sont toujours plus élevées que les valeurs de χ_{hf} dans tous les profils de sol. Cette différence est due à la présence des grains superparamagnétiques très fins qui à haute fréquence ont des temps de relaxation plus courts que le temps de mesure ; ils sont ainsi bloqués magnétiquement et ne contribuent pas au signal magnétique mesuré. Par conséquent, cette différence indique la présence des minéraux ferrimagnétiques ultrafins (Dearing et al, 1996 ; Sangode et al, 2010). L'activité pédogénique et la formation de minéraux magnétiques secondaire est pratiquement

uniforme dans les sols examinés, comme l'atteste la forte corrélation linéaire entre χ_{lf} et χ_{hf} , ($R^2 = 0,999$) de la figure 51.

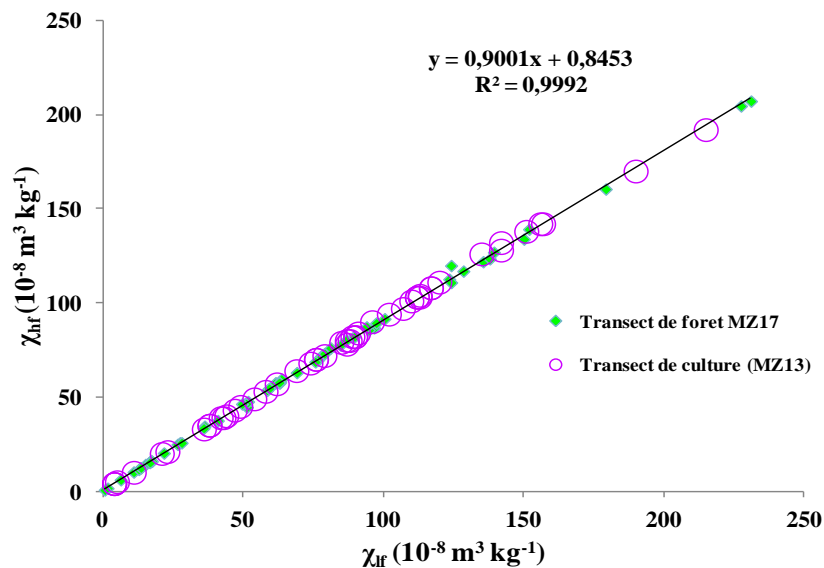


Figure 51: Interdépendance entre χ_{lf} et χ_{hf} dans les sols des transects MZ17 et MZ13.

II.1.4 Discrimination des effets pédogéniques et anthropogéniques sur la variation de la susceptibilité magnétique (χ_{lf}) du sol

II.1.4.1 Exclusion de l'influence anthropogénique sur χ_{lf} par la comparaison des magnitudes de χ_{lf} des sols étudiés avec celles des sols pollués

La variation de la susceptibilité magnétique (MS) est liée à de nombreux facteurs, tels que la différence de lithologie, la pédogenèse et la contribution de matériau magnétique allotropiques. Les minéraux magnétiques dans le sol peuvent être associés à la roche mère ou des constituants de cette roche, mais aussi provenir de transformations pédogéniques locales (Grimley, 2000 ; Jordanova, 2017). Les retombées atmosphériques de polluants résultant des activités industrielles constituent une autre source des particules magnétiques, en particulier à la surface du sol (Blundell et al, 2009). Les zones polluées sont caractérisées par des susceptibilités magnétiques très élevées, comme il est indiqué dans de nombreuses études. La susceptibilité magnétique χ_{lf} atteint des valeurs aux alentours de $600 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, comme le rapporte El Baghdadi et al (2011) dans une étude réalisée sur les sols urbains de la ville de Beni Mellal (Maroc). Elle dépasse $500 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ dans les sols pollués par des particules industrielles selon l'étude de Wang et al (2000). Également Lu et al (2008) indiquent que les valeurs de la susceptibilité magnétique des sols urbains varient largement entre $9 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$

¹ et $914 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. Au contraire, l'amplitude des susceptibilités magnétiques χ_{f} obtenues dans les sols des deux transects MZ17 et MZ13 sont plus faibles par rapport aux susceptibilités enregistrées dans les sols pollués. Gutam et al (2004) ont proposé un classement des sols en trois catégories : sol magnétiquement normal ($\chi_{\text{f}} < 10 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$), modérément magnétique ($10 < \chi_{\text{f}} < 100 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$) et hautement magnétique ($\chi_{\text{f}} > 100 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$). Conformément à cette classification, la plupart des échantillons du sol dans les transects MZ17 et MZ13 sont normaux à modérément magnétiques, alors que les sols pollués appartiendraient plutôt à la classe hautement magnétique (Kanu et al, 2013). Il faut noter toutefois que des susceptibilités élevées n'impliquent pas toujours une pollution, car les sols sur des matériaux parents hautement magnétiques tels que les roches volcaniques basaltiques ont une susceptibilité magnétique élevée (Yu et Lu, 1991), ce qui n'est pas le cas des sols étudiés. Les résultats obtenus (Tableaux I et II- annexe) confirment que les magnitudes des susceptibilités magnétiques des sols des transects MZ17 et MZ13 sont dans la gamme inférieure à celle des sols pollués, impliquant ainsi l'absence d'un effet anthropogénique explicite dans le corps des susceptibilités magnétiques mesurées.

II.1.4.2 Identification de l'effet pédogénique via la corrélation entre χ_{f} et χ_{fd}

La distinction des contributions majeures des facteurs anthropiques et pédogéniques à la variation de χ_{f} peut être envisagée en utilisant les mesures de susceptibilité magnétique à différentes fréquences. Les informations recueillies sur l'amplitude de χ_{f} puis sa corrélation avec χ_{fd} permettent de faire une distinction nette entre le matériau pédogénétique, le substratum géologique et les retombées anthropiques.

Une corrélation positive statistiquement forte entre χ_{f} et χ_{fd} pour l'ensemble des échantillons de sol prélevés dans les deux transects MZ17 et MZ13. Les coefficients de corrélation très élevés sont respectivement $R^2 = 0,967$ (Fig.52) et $R^2 = 0,942$ (Fig.53). Ces résultats reflètent l'homogénéité de la minéralogie magnétique du sol le long de chaque transect et que la taille SP des grains magnétiques, que traduit implicitement le coefficient directeur de la corrélation linéaire, reflète une transformation du sol par des processus de pédogenèse (Bouhsane et Bouhlassa, 2018 ; Sadiki et al, 2009).

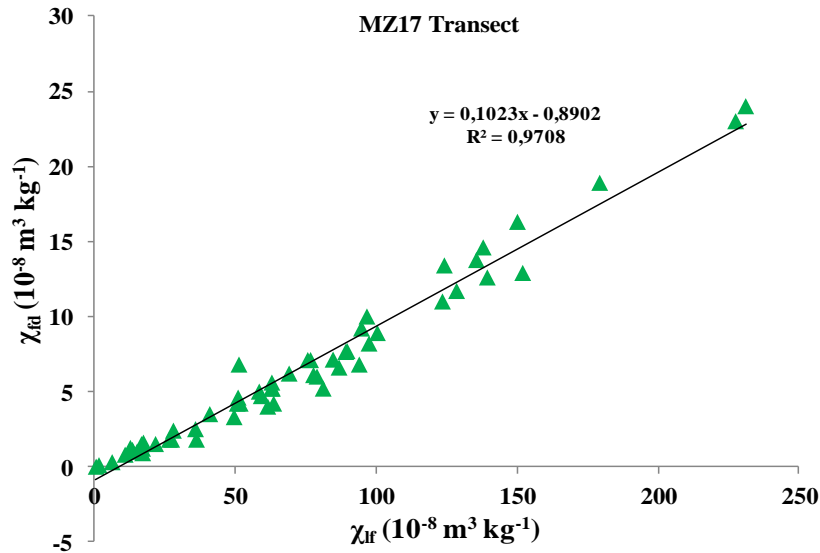


Figure 52: Interdépendance entre χ_{fd} and χ_{lf} dans le transect MZ17.

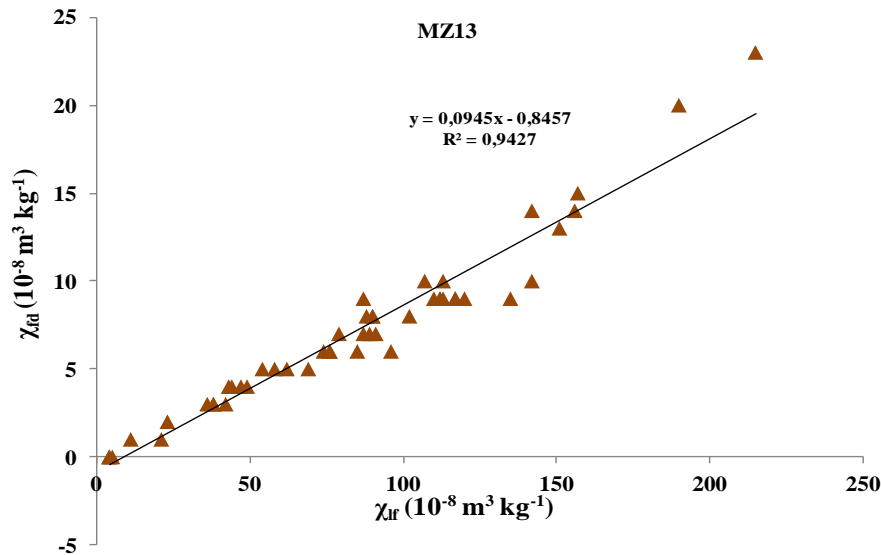


Figure 53: Interdépendance entre χ_{fd} and χ_{lf} dans le transect MZ13.

La figure 54 montre une corrélation positive et statistiquement forte entre χ_{lf} et χ_{fd} dans tous les sols des transects MZ17 et MZ13 ($R^2 = 0,937$). Cette figure nous permet de déterminer la valeur de χ_b et du facteur $F_c\%$. La susceptibilité magnétique χ_b est faible d'environ $0,8 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, ce qui signifie une faible contribution des grains paramagnétiques et ferrimagnétiques grossiers à la variation de la susceptibilité magnétique du sol (Fig.54). La valeur relativement élevée de $F_c\%$ moyenne (8,4%) est proche de $\chi_{fd} \%$ déterminée dans les forêts et met en évidence l'importance des particules fines dans l'augmentation de la susceptibilité magnétique. Faleh et al (2003) avaient obtenu des résultats similaires. Conformément à Forster et al (1994), une corrélation linéaire telle celle obtenue à la figure 53,

permet de relier une amplitude croissante de la susceptibilité à un contrôle de la fraction magnétique pédogénique néoformée.

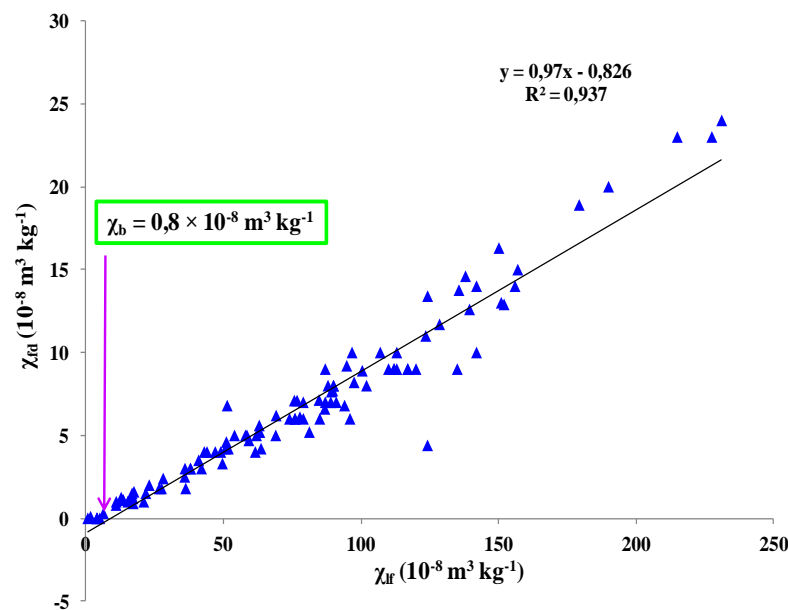


Figure 54 : Corrélation linéaire entre χ_{f} et χ_{fd} dans les deux transects MZ17 et MZ13.

II.1.4.3 Discrimination entre l'effet pédogénique et anthropogénique sur l'augmentation de (χ_{f}) de la surface du sol en utilisant la méthode MAD et la méthode de calcul de différences χ_{f} (topsoil) - χ_{f} (subsoil)

En plus de l'analyse de l'amplitude des susceptibilités magnétiques des sols du sous bassin versant Mezguida par rapport aux sols pollués présentée dans la section précédente, deux autres méthodes ont été impliquées pour distinguer les effets anthropiques et pédogéniques sur la susceptibilité magnétique : la méthode qui se base sur le calcul des différences des susceptibilités magnétiques χ_{f} (topsoil) - χ_{f} (subsoil) et celle nommée MAD (Median Absolute Deviation) (Hanech et al, 2007). Les différences χ_{f} (topsoil) - χ_{f} (subsoil), (Tableau.17), dans la plupart des sols de forêt et de terrains de cultures sont inférieures à $20 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, et par conséquent la variation longitudinale de χ_{f} dans la couche arable est due à la transformation pédogénique. Seules trois carottes de sol (17I, 17J et 17N) dans le transect MZ17 et une autre dans le transect MZ13 présentent des différences χ_{f} (topsoil) - χ_{f} (subsoil) dépassant $20 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ attribuables potentiellement à un impact anthropique. Ces exceptions sont observées spécifiquement sur des carottes de sol développé sur des calcaires, du schiste et du grès comme matériaux de base. Ces substrats rocheux plutôt diamagnétiques,

contribuent à la dilution de la réponse magnétique des échantillons de la base des carottes, ce qui amplifie la différence entre les susceptibilités magnétiques de la base et de la surface du sol. La différence calculée $\chi_{\text{f}}(\text{topsoil}) - \chi_{\text{f}}(\text{subsoil})$ est ainsi principalement due à une activité pédogénique. L'application de la deuxième méthode qui se base sur l'écart médian absolu (MAD) aboutit à des valeurs de susceptibilités magnétiques incluse toutes pratiquement dans le domaine limité par $\chi_{\text{f}}(\text{med}) \pm 2\text{MAD}$ (Tableau.18). Selon cette méthode (MAD), les résultats obtenus, excluent la présence de polluant d'origine anthropique et conclue à l'exclusivité de la pédogenèse dans l'augmentation constatée des profils de susceptibilités, des sols étudiés dans les deux transects MZ17 et MZ13.

Tableau 17: Différences entre les susceptibilités magnétiques de la base et de la surface du sol des échantillons des transects MZ17 et MZ13.

Occupation des sols	Site	χ_{top} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	χ_{sub} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	$\chi_{\text{top}} - \chi_{\text{sub}}$ ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)
Transect de forêt (MZ17)	17A	96,74	231,15	-134,41
	17B	89,22	84,73	4,49
	17C	21,74	61,56	-39,82
	17D	27,45	27,45	0
	17E	77,79	76,74	1,05
	17F	58,53	75,75	-17,22
	17G	100,46	139,46	-39
	17H	97,49	152,02	-54,53
	17I	63,66	10,95	52,71
	17J	94,02	50,71	43,31
	17K	36,26	63,01	-26,75
	17L	17,17	6,34	10,83
	17M	124,19	124,19	0
	17N	62,88	12,8	50,08
	17O	35,91	28,07	7,84
17P	17,44	13,54	0,68	
17Q	49,62	59,23	-9,61	
Transect de culture (MZ13)	13A	39,25	11	28,25
	13B	89,33	107	-17,66
	13C	182,33	190	-7,66
	13D	96,66	91	5,66
	13E	51	42	9
	13F	58	54	4
	13G	135,75	157	-21,25
	13H	99,5	117	17,5
	13I	106	112	-6
	13J	124,33	142	-17,66
	13K	110,66	102	8,66
	13L	39	36	3
	13M	12,66	4	8,66

Tableau 18 : Résultats de la méthode MAD pour les sols des transects MZ13 et MZ17.

Occupation du sol	Site MZ	χ_{Mediane}	MAD	2MAD	Min	Max	χ_{mean}
Transect de forêt (MZ17)	17A	227,57	3,58	7,16	220,41	234,73	185,15
	17B	89,22	0	0	89,22	89,22	89,58
	17C	11,7	10,54	21,08	1,16	22,24	21,4
	17D	27,45	0	0	27,45	27,45	27,45
	17E	77,79	1,05	2,1	75,69	79,89	80,46
	17F	60,86	5,71	11,43	49,34	72,29	62,31
	17G	138,73	7,27	14,54	124,19	153,27	140,5
	17H	124,22	4,34	6,68	115,54	132,9	125,16
	17I	33,96	20,19	40,39	-6,42	74,35	35,63
	17J	79,42	12,44	24,88	54,54	104,3	75,89
	17K	40,98	10,06	20,12	20,86	61,1	43,58
	17L	15,19	1,92	3,84	11,35	19,03	13,86
	17M	124,19	0	0	124,19	124,19	124,19
	17N	70,95	9,17	18,34	-18,34	89,29	58,98
	17O	31,99	3,92	7,84	24,15	39,83	31,83
17P	16,76	0,68	1,36	15,4	18,12	15,91	
17Q	54,42	4,8	9,61	44,81	64,03	54,42	
Transect de culture (MZ13)	13A	35	18	36	-1	71	39,25
	13B	89	1,5	3	92	86	89,33
	13C	190	48	96	94	286	182,33
	13D	91	2	4	87	95	96,66
	13E	46,5	3,5	7	39,5	53,5	51
	13F	58	4	8	-8	66	58
	13G	153,5	3	6	147,5	159,5	135,75
	13I	101	17,5	35	66	136	99,5
	13J	112	0,5	1	111	113	106
	13K	135	7	14	121	149	124,33
	13L	38	2	4	34	42	39
13M	4,5	25	50	3,5	5,5	12,66	

II.1.4.4 Application du modèle empirique de Dearing (1999) pour confirmer l'effet pédogénique et exclure l'effet de la pollution sur χ_{lf}

Le pourcentage de la susceptibilité magnétique à fréquence dépendante ($\chi_{\text{fd}}\%$) reflète l'importance relative de la fraction SP et/ou SSD dans le signal magnétique total, il est sensible à la quantité totale des grains magnétiques pédogéniques (Dearing, 1999 ; Liu et al, 2004 ; Liu et al, 2015 ; Grison et al, 2017 ; Liu et al, 2018). Les processus pédogéniques sont les facteurs qui contrôlent la concentration en grains SP. Si cette dernière est élevée, les processus pédogéniques sont forts (Dearing, 1999 ; Liu et al, 2015 ; Yu et al, 2017). Lu et al

(2007) ont rapporté que les sols non pollués sont généralement caractérisés par la présence d'une fraction superparamagnétique importante produite pendant la pédogenèse. Wang et al (2000) ont montré que les sols pollués se caractérisent par la dominance des valeurs de $\chi_{fd}\%$ généralement inférieures à 3%. Hay et al (1997) ont utilisé ce critère pour définir la couche arable polluée sur la base de $\chi_{fd}\% < 3\%$. Kanu et al (2013) ont obtenu une valeur moyenne faible de $\chi_{fd}\% = 2,66\%$ dans une zone urbaine polluée. Cette valeur de $\chi_{fd}\%$ est inférieure à celles enregistrées dans les sols des transects MZ17 et MZ13. Les principaux composants magnétiques de la couche arable urbaine provenant d'une source anthropique sont sous forme multidomaine (MD) (Lu et Bai, 2006 ; 2008 ; Hu et al, 2007 ; Qi et al, 2010). Cependant, les minéraux ferrimagnétiques générés au cours des processus pédogéniques se caractérisent principalement par des grains d'une taille superparamagnétiques (SP) ($< 0,02 \mu\text{m}$) et /ou SSD (stable simple domaine, $0,02-0,04 \mu\text{m}$) (Rangani et al, 2015). De plus, des études antérieures confirment que les sols pollués industriellement affichent une corrélation négative entre χ_{lf} et $\chi_{fd}\%$ en indiquant que les pics de susceptibilité résultent de la pollution industrielle, alors que cette corrélation est positive dans les sols non pollués (Wang et al, 2000 ; Lu et Bai, 2005).

Les figures 55 et 56 présentent des corrélations positives entre χ_{lf} et $\chi_{fd}\%$ dans chaque transect. Dans les forêts (transect MZ17), un seul échantillon avec $\chi_{fd}\% < 2\%$, ceci confirme l'absence des grains MD. Huit échantillons avec $\chi_{fd}\%$ compris entre 10% et 14%, soulignent l'importance de la concentration des grains SP, alors que les autres échantillons sont dans la plage où $\chi_{fd}\%$ est compris entre 2% et 10%, qui caractérise le mélange des grains SP et non SP grossiers. 49 échantillons sont dans cette zone (Fig.55). Dans les terrains de culture (transect MZ13), quatre échantillons se situent dans la plage $\chi_{fd}\% < 2\%$, ce qui signifie qu'ils ne contiennent pas de grains SP ; trois échantillons avec $\chi_{fd}\%$ compris entre 10% et 14% qui signifient une forte concentration de grains SP tandis que les autres échantillons ont un $\chi_{fd}\%$ entre 2 et 10% avec un mélange de grains SP et de grains magnétiques grossiers multidomaines (MD) (Fig.56).

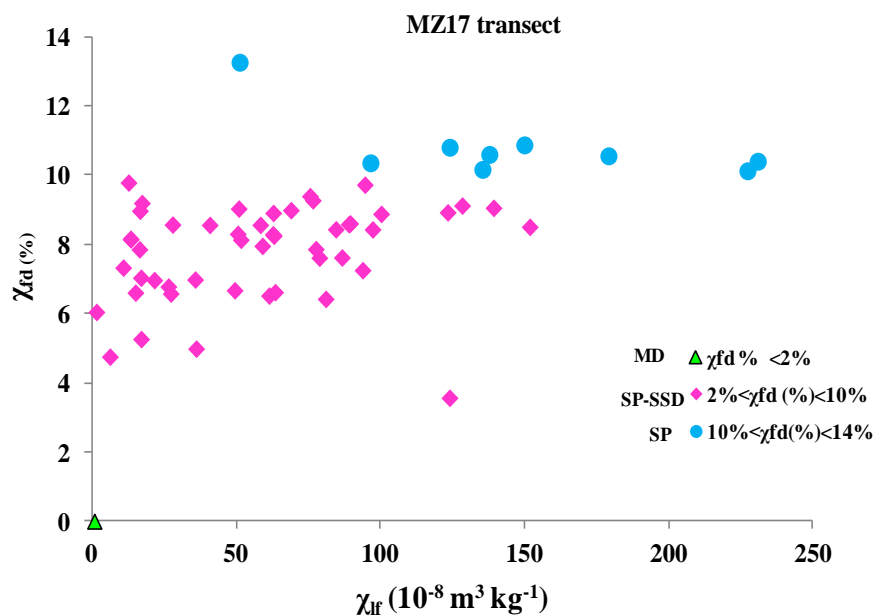


Figure 55 : Distribution des grains magnétiques dans les sols d transect MZ17.

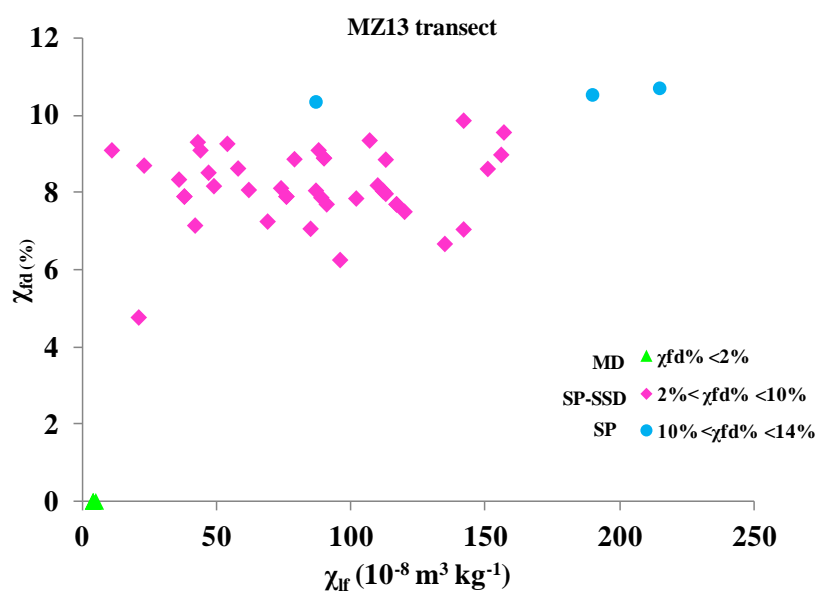


Figure 56: Distribution des grains magnétiques dans le sol du transect MZ13.

En général, la plupart des échantillons du sous bassin versant MZ contiennent un mélange de grains SP et de grains grossiers non SP comme le montre la figure 57. Malgré des utilisations différentes du sol, une corrélation positive entre χ_{lf} et χ_{fd} % est notée. Cette corrélation positive indique que l'augmentation de la susceptibilité magnétique est bien due aux grains ferrimagnétiques SP et elle exclue l'impact de la pollution. La figure 57 montre une dominance des grains superparamagnétiques dans les deux types d'utilisation du sol. Selon le modèle semi-quantitatif proposé par Dearing (1999), les magnitudes de la

susceptibilité magnétique à fréquence dépendante ($\chi_{fd}\%$) dans les transects MZ17 et MZ13 montrent que les sols du sous bassin Mezguida contiennent un mélange des grains superparamagnétiques (SP), des grains grossiers non SP. mais aussi plusieurs échantillons avec un $\chi_{fd}\%$ entre 10 % et 14 %, qui indiquent une dominance des grains SP (Fig.57). Les résultats obtenus indiquent aussi l'absence de la pollution dans la zone d'étude selon le modèle de Dearing (1999).

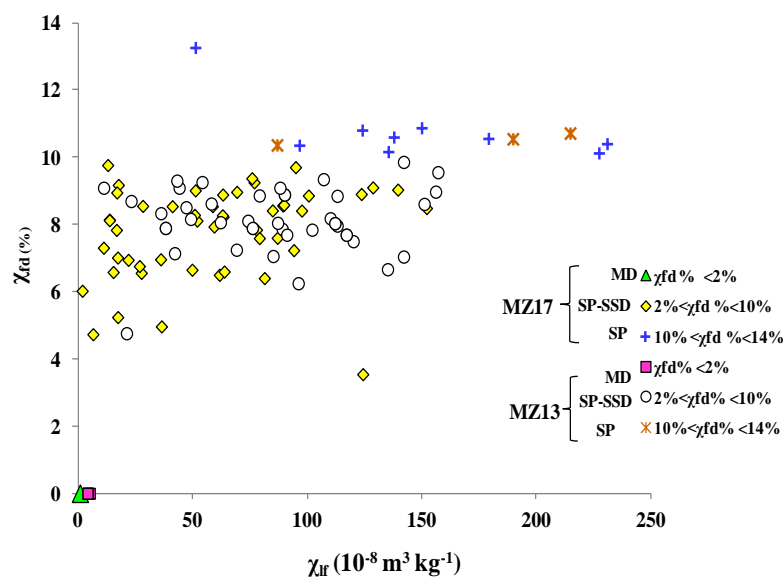


Figure 57: Distribution des grains magnétiques des sols dans les deux transects MZ17 et MZ13.

II.1.5 Analyse de la taille des grains des échantillons des sols prélevés dans chaque position de pente (SU, SH, BS, FS, TS)

Les figures 58 et 59 qui relient $\chi_{fd}\%$ à χ_{lf} permettent de visualiser la répartition des grains magnétiques dans les deux transects MZ17 et MZ13 à chaque position de pente. Les propriétés magnétiques du sol varient en fonction de la position sur la pente. Ces figures montrent généralement la prédominance des minéraux magnétiques de tailles superparamagnétique (SP) et monodomaine (SSD), dans presque toutes les positions de pente dans les deux transects. Dans les terrains de cultures, les positions de pentes médianes sont considérées comme des sites de dépôt des particules de sol provenant des positions de pentes supérieures (Yu et al, 2017). Le travail du sol affecte fortement le processus de redistribution du sol sur les pentes cultivées. Il entraîne le transport des grains SP et SSD depuis les hauts de pentes vers les bas de pentes. Ainsi l'augmentation de la quantité des grains SP et SSD dans le sol est due aux dépôts de sol, tandis que sa diminution est due à l'érosion. La figure 60 indique que la plupart des valeurs de $\chi_{fd}\%$ dans les sols du transect de forêt varient de 4% à

13%, et elles se situent entre 6% et 10% dans les sols du transect des terrains de culture. Il y a une plus grande homogénéité de matériaux magnétiques dans le transect de forêt en raison de sa stabilité relative et de la faible quantité de sol érodé par rapport aux sols du transect des terrains cultivés. Dans le transect MZ17, les valeurs de $\chi_{fd}\%$ surtout au sommet sont toutes supérieures à 8% ; ces valeurs élevées indiquent une forte pédogenèse suivie d'une production élevée de grains superparamagnétiques. La majorité des valeurs de $\chi_{fd}\%$ élevées qui dépassent 6% se retrouve dans les sols en positions backslope, footslope, et toeslope. Ce qui indique une forte accumulation des grains SP pendant le dépôt du sol favorisé dans ces positions de pente. Les valeurs de $\chi_{fd}\%$ sont faibles en position shoulder, plus facilement érodable.

Dans le transect MZ13, les valeurs de $\chi_{fd}\%$ au sommet sont plus élevées même si cette position est un site d'érosion mais faible. Dans les positions shoulder, backslope, and footslope, les valeurs de $\chi_{fd}\%$ sont supérieures à 6% car ces pentes constituent des sites de dépôt.

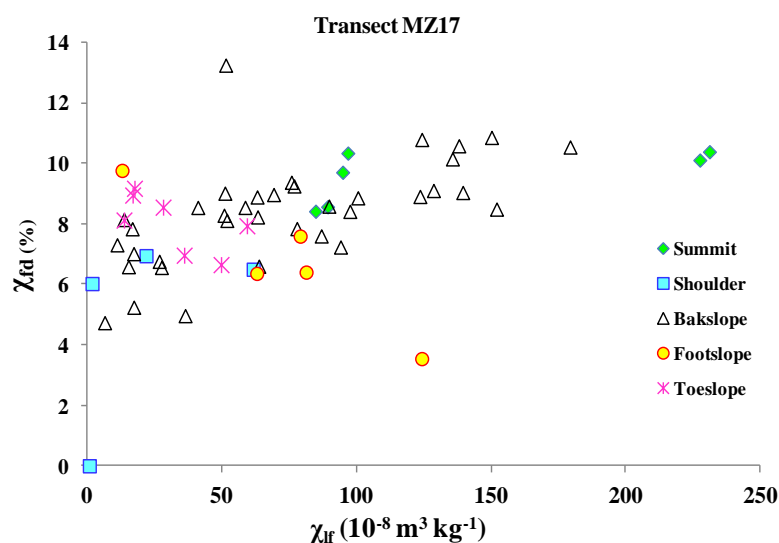


Figure 58 : Distribution des grains magnétiques à chaque position de pente dans le transect MZ17.

Les activités culturales affectent fortement le processus de redistribution du sol le long des pentes des terrains de cultures. La redistribution du sol et des grains SP et SSD qui s'en suivent résultent des processus d'érosion depuis les hauts de pente vers les bas de pente et des dépôts aux positions intermédiaires. Les valeurs de $\chi_{fd}\%$ les plus élevées dans les bas de pente dans le transect sur terrain de culture sont liées au déplacement des particules magnétiques depuis les hauts de pente et leur accumulation dans les bas de pente. Alors que les valeurs de $\chi_{fd}\%$ les plus basses sont dues à l'érosion et décapage du sol et à sa redistribution le long du transect. Cela participe à la diminution des grains SP et SSD au sommet du transect et aux

sites érodés et leur déposition et concentrations dans les bas de pentes. Les résultats ci-dessus confirment la forte contribution pédogénique à la susceptibilité magnétique des sols des transect MZ17 et MZ13.

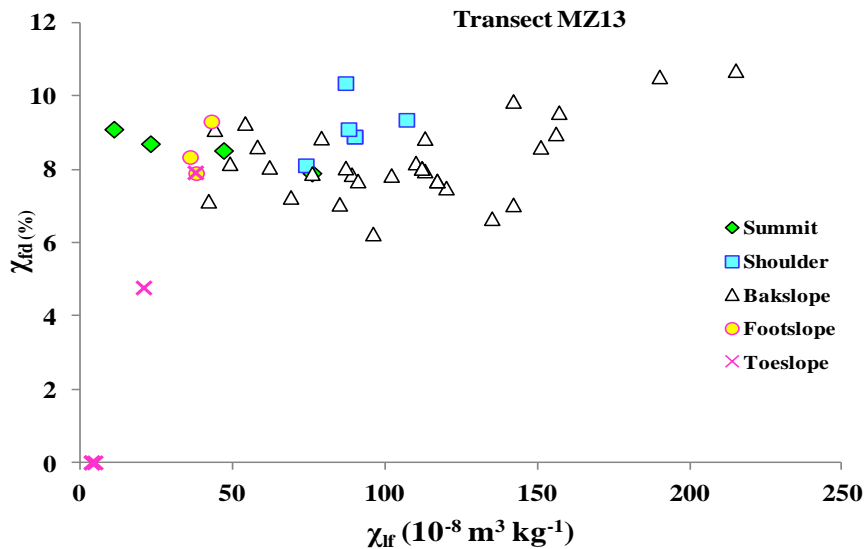


Figure 59: Distribution des grains magnétiques à chaque position de pente dans le transect MZ13.

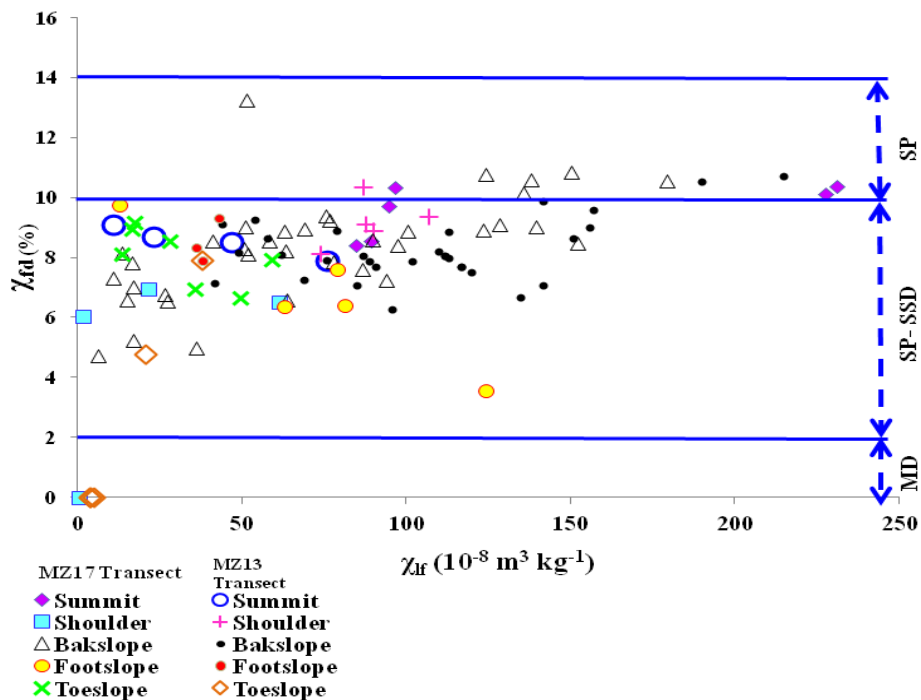


Figure 60: Nature des grains magnétiques dans chaque position de pente dans les deux transect MZ17 et MZ13

II.1.6 Variation des moyennes des susceptibilités magnétiques χ_{lf} et χ_{fd} en fonction de la profondeur des sols sous chaque occupation du sol

La figure 61 montre la variation de χ_{lf} et χ_{fd} % en fonction de la profondeur respectivement dans les transects de forêt (MZ17) et de culture (MZ13). La susceptibilité

magnétique montre une diminution dans les couches surfaciques du sol dans les deux utilisations du sol, particulièrement entre 0 et 5 cm de profondeur.

Dans le transect de forêt MZ17, χ_{lf} et χ_{fd} % n'alignent pas des comportements identiques (Fig.61-a-b). Quand χ_{lf} diminue du substrat ou de 25 cm vers 15 cm de profondeur et augmente légèrement de 15 cm vers 5 cm, puis diminue vers la surface, χ_{fd} % reste presque constant. Les variations de χ_{lf} et χ_{fd} % présentent des comportements différents, lesquels résulteraient des impacts de facteurs pédoenvironnementaux différents sur ces paramètres magnétiques. L'activité anthropique et l'érosion qui en découle constituerait un de ces facteurs.

Dans le transect MZ13, les variations de χ_{lf} et χ_{fd} % sont différentes, comme le montre la figure 61-c-d. De 25 à 20 cm de profondeur, χ_{lf} diminue alors que χ_{fd} % augmente légèrement, ceci peut s'expliquer par une perte de l'aimantation due à l'oxydation du minéral ferrimagnétique primaire. Ces paramètres affectent globalement des comportements parallèles entre 20 cm et 0 cm. χ_{lf} et χ_{fd} % montrent des variations presque similaires : une augmentation substantielle de 20 de profondeur à la surface qui indique probablement une réduction des minéraux ferrimagnétiques dans cette zone saturée du sol.

Les comportements similaires établis sur la couche supérieure du sol (0 à 20 cm) entre χ_{lf} et χ_{fd} % associés à un processus d'oxydo-réduction des matériaux magnétiques primaires et la formation de particules magnétiques fines (SP et/ou SSD) constituent les éléments de base fondateurs de l'utilisation de la susceptibilité magnétique comme traceur pour suivre, surveiller la redistribution du sol et même estimer l'érosion et/ou la déposition du sol.

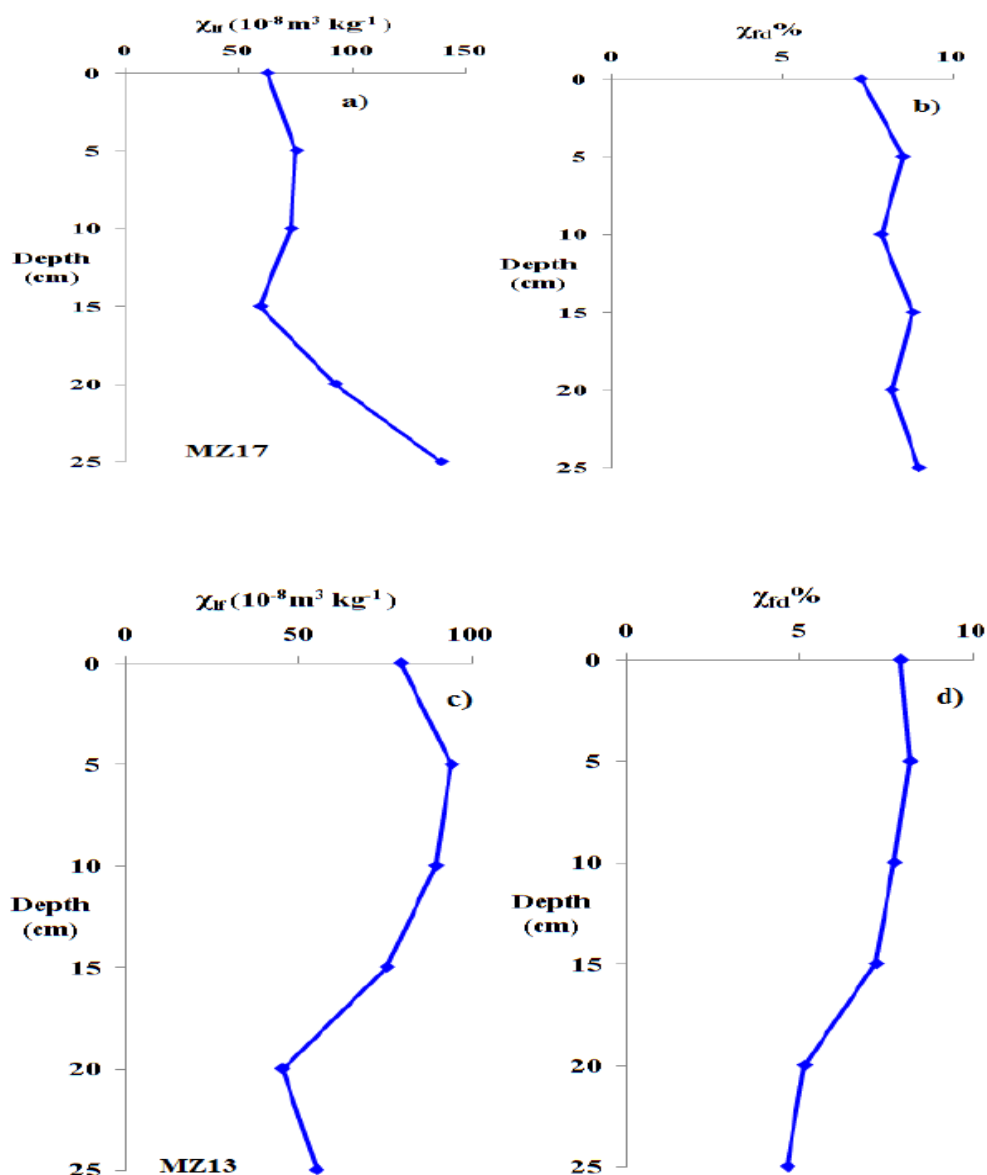


Figure 61: Variation de la moyenne des paramètres magnétiques χ_{lf} , $\chi_{fd}\%$ avec la profondeur du sol dans le transect de forêt (MZ17) (a-b) et de culture (c-d) MZ13.

II.1.7 Variation de χ_{lf} et $\chi_{fd}\%$ le long des pentes dans les transects MZ17 et MZ13

II.1.7.1 Variation de χ_{lf} et $\chi_{fd}\%$ dans les cinq positions de pente (SU, SH, BS, FS, TS) dans les transects MZ17 et MZ13

Les variations de χ_{lf} et $\chi_{fd}\%$ dans les différentes positions de pente (SU, SH, BS, FS, TS) dans les transects MZ17 et MZ13 sont présentées respectivement dans les figures 62 et 63. Dans le transect de forêt MZ17 (Fig.62-a), χ_{lf} est élevée au sommet : elle augmente légèrement dans le profil de sol, $157,94 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ à $161,19 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ entre 10 et 5 cm, puis vers la surface à $92,98 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. Cette diminution confirme la faible érosion au sommet du transect MZ17. Dans la deuxième position du transect ou à l'épaulement

(Shoulder), χ_{lf} diminue en comparaison à la valeur enregistrée dans la première position du transect MZ17. Dans le profil de sol prélevé en cette position χ_{lf} varie de $61,56 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ à $0,66 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ entre 10 et 15 cm, de $1,66 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ à $21,74 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ entre 5 cm et la surface du sol. Après une forte érosion dans cette position suivie d'une intense diminution de χ_{lf} . La diminution de χ_{lf} dans la deuxième position du transect est ainsi due au fait que la position shoulder est plus érodée par rapport à la première position (SU). Plusieurs études ont démontré que cette position géomorphologique est relativement instable et facilement affectée par l'érosion (Liu et al, 2015 ; Mokhtari Karchegani et al, 2011). Le profil de la susceptibilité magnétique dans la position backslope montre un comportement différent de celui à la position shoulder : Une légère variation de χ_{lf} avec des valeurs proches dans la tranche 0 à 20 cm de profondeur, puis une augmentation jusqu'à $139,46 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ à 30 cm pour dépasser la valeur χ_{lf} observée dans la position shoulder. Cette position est le siège d'un dépôt de sol qui peut provenir de la position shoulder qui a subi une forte érosion. Dans la position footslope, χ_{lf} augmente de bas vers la surface dans le profil de sol (de $12,8 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ vers $93,5 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$) ; c'est une indication de stabilité. Dans la position toeslope, la susceptibilité magnétique χ_{lf} , dans la tranche 0-10 cm de profondeur dans le profil, est inférieure à celle enregistrée au sommet, backslope et au toeslope. Cette position semble connaître une érosion moindre que la position shoulder. D'après ces résultats, la position shoulder est le siège d'une forte érosion dans le transect de forêt ; elle est moins stable par rapport aux autres positions de pente. La stabilité des sols dans le transect MZ17 varie en fonction de la position de pente dans le sens : Summit > Footslope > Backslope > Toeslope > Shoulder. Les valeurs de $\chi_{fd}\%$ dans les cinq positions géomorphologiques sont presque similaires dans les 10 premiers centimètres de profondeur des profils, elles appartiennent à la plage 2% à 10% qui souligne la présence de grains SP (Fig.62-b). La différence de χ_{lf} dans ces positions traduit simplement la distribution du sol le long du transect par une érosion particulièrement intense à la position shoulder.

Dans le transect de culture MZ13 (Fig.63-a), les valeurs de la susceptibilité magnétique $\chi_{fd}\%$ au sommet, footslope, et toeslope sont comparables. Mais elles sont inférieures à celles des positions shoulder et backslope. La variation de la susceptibilité magnétique à fréquence dépendante $\chi_{fd}\%$ montre des valeurs supérieures dans les positions sommet, shoulder, footslope, et backslope le long des profils de sol, mais des valeurs faibles,

voir nulles à la position toeslope, entre 25cm et 10cm de profondeur, avant de tendre vers une augmentation à la surface (Fig.63-b).

Les résultats précédents montrent que les grains SP érodés depuis le sommet sont les principaux contributeurs à l'augmentation des valeurs de χ_{lf} dans les autres positions de pente et dominant les profils de sol dans le transect de culture. Les valeurs faibles de χ_{lf} indiquent des pertes importantes de sol, ce qui est évident dans la position toeslope, footslope, et au sommet. Les valeurs les plus élevées indiquent un dépôt de sol, c'est le cas au backslope et shoulder dans les terrains de culture. La stabilité des sols dans le transect MZ13 varie dans le sens suivant : Backslope > Shoulder > Summit > Footslope > Toeslope.

En comparant les paramètres magnétiques des sols dans les forêts et les terrains de culture, nous constatons des différences significatives entre ces deux utilisations du sol. La stabilité du sol dans un transect dépend de l'occupation du sol et de la position de pente. Les résultats montrent comment les changements d'utilisation des sols affectent la redistribution des minéraux ferromagnétiques du sol, en particulier la redistribution des grains superparamagnétiques SP le long des positions de pente dans les transects étudiés. Cela reflète également le fait que les activités agricoles ont un impact important sur les processus d'érosion et de dépôt des sols dans le sous bassin versant Mezguida : des valeurs de χ_{lf} des tranches superficielles de sol plus faibles dans les terrains de cultures par rapport à la forêt. Par conséquent, il est raisonnable de considérer les paramètres magnétiques (c'est-à-dire, χ_{lf} et $\chi_{fd}\%$) comme des indicateurs permettant d'estimer la redistribution des sols à chaque position de pente, le long d'un transect, dans un environnement de sol bien drainé, comme la zone d'étude.

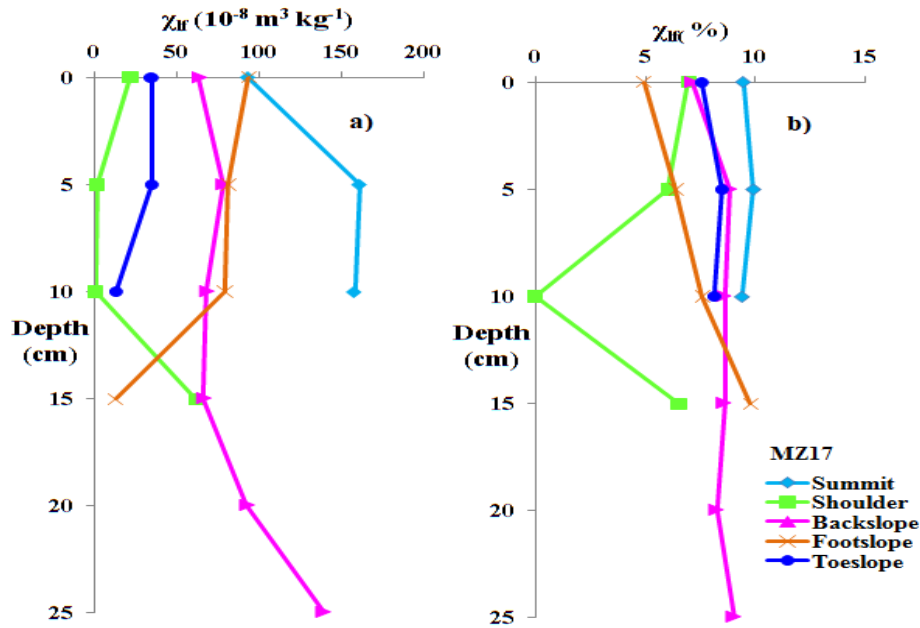


Figure 62: Variation de la moyenne de χ_{lf} et χ_{fd} % à chaque position de pente dans le transect de forêt (MZ17).

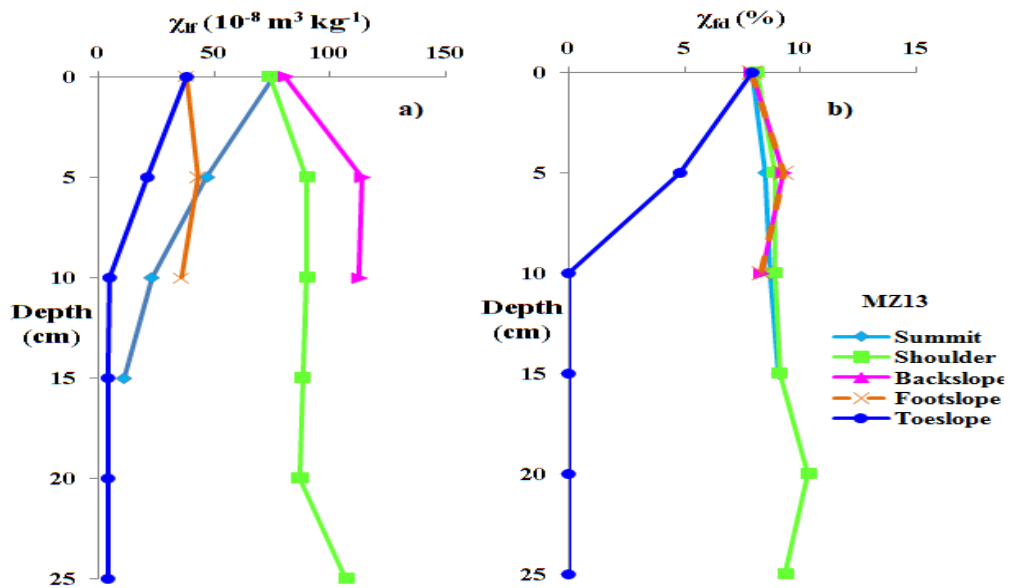


Figure 63: Variation de la moyenne de χ_{lf} et χ_{fd} % à différentes positions de pente dans le transect de culture (MZ13).

II.1.7.2 Comparaison des variations de χ_{lf} et χ_{fd} % dans chaque position de pente et sous les différentes occupations du sol

Les figures 64 et 65 présentent les variations de la susceptibilité magnétique moyenne de χ_{lf} et χ_{fd} % dans chaque position de pente dans les forêts et les terrains de cultures. Le profil de la susceptibilité magnétique au sommet dans le transect MZ17 montre des susceptibilités magnétiques supérieures à celles enregistrées au sommet du transect traversant

les terrains de cultures. Il faut toutefois noter une légère diminution de la susceptibilité à la surface du sol dans le profil prélevé au sommet du transect MZ17, ce qui constitue la preuve d'une faible érosion (Fig.64-a). Les valeurs des susceptibilités au sommet du transect sous cultures suggèrent un site ayant connu une érosion non négligeable. La tendance croissante des susceptibilités des couches profondes vers la surface, bien que plus faibles que celles au sommet de MZ17, constitue plutôt l'empreinte d'un décapage de surface par une érosion en nappe (Fig.64.a). Dans la position shoulder (Fig.64-b), les valeurs de χ_{lf} dans le transect de forêt sont inférieures à celles enregistrées dans la même position dans le transect cultivé. La position shoulder dans le transect de forêt aurait connu une érosion qui contribue à la perte de particules magnétiques au profit de positions de pente inférieures. Par contre, dans le transect de culture les valeurs de χ_{lf} sont élevées dans la position shoulder indiquant un site de dépôt des sols érodés depuis le sommet du transect. Dans la position backslope, les valeurs de χ_{lf} dans le transect de forêt sont moyennement élevées en comparaison à celles enregistrées dans la position shoulder. Cette augmentation est le produit des dépôts de sol qui peuvent provenir de la position shoulder. Les valeurs de χ_{lf} dans backslope pour le transect de culture sont aussi élevées, cette amélioration est due au dépôt de sol qui provient des positions de pente supérieures. Dans la position footslope, le profil de variation de χ_{lf} dans le transect MZ17 montre des valeurs élevées avec une augmentation marquée dans le sens de la surface ; cette amélioration est due aussi au dépôt en provenance de la position shoulder. Par contre dans le transect MZ13, les valeurs de χ_{lf} ont baissé en comparaison à celles enregistrées dans la position backslope. La position footslope constitue ainsi un site d'érosion dans le transect cultivé. Dans la position toeslope, les valeurs de χ_{lf} sont plus faibles que celles enregistrées dans la position footslope dans les deux transects. Les valeurs de χ_{lf} dans le transect de culture MZ13 au sommet et au toeslope sont généralement inférieures à celles correspondantes sous forêt (Fig.64-a et 64-e). Par contre, dans les positions de pente backslope, footslope et shoulder, les valeurs de χ_{lf} sous cultures sont supérieures à celles sous forêt (Fig.64-b ; 64-c ; et 64-d).

En général, l'augmentation ou la diminution de la quantité des grains SP dans les sols de surface le long des pentes indique une redistribution des matériaux à grains fins sous forme de dépôt ou d'érosion du sol respectivement. Les valeurs de $\chi_{fd}\%$ sont plus faibles au sommet et dans la position toeslope sous cultures par rapport à leurs homologues sous forêt, ce qui

indique une érosion du sol dans ces positions (Fig.65). Les valeurs de $\chi_{fd}\%$ à la profondeur 0-15 cm (Fig.65-a-d-e) sont beaucoup plus élevées que ceux relatifs aux couches de sol inférieures au sommet, au footslope, et au toeslope dans le transect de culture. Le $\chi_{fd}\%$ augmente de 7,8% vers 9,09% dans la position du sommet, de 8,8% vers 10,34% dans la position shoulder, de 8,1% vers 9,7% dans la position backslope, et de 7,89 à 9,3% au niveau de footslope (Fig.65-a-b-c-d). La concentration des grains SP dans les positions shoulder, backslope et footslope est associée à des valeurs de χ_{lf} plus élevées par rapport aux χ_{lf} dans la position sommet et toeslope, ceci peut être lié à l'érosion des particules fines du sol depuis le sommet et leurs dépositions dans la position shoulder, backslope et footslope. La valeur de $\chi_{fd}\%$ la plus élevée est de 9,2% dans la position shoulder, 8,52% au sommet, 8,64% au backslope, et de 8,5% à la position footslope (Fig.65-b-a-c-d), ce qui démontre l'importance des particules magnétiques SP dans l'augmentation de la susceptibilité magnétique du sol au niveau de la position shoulder qui s'enrichit en grains SP par rapport aux autres segments du transect. Les différences de χ_{lf} à la position shoulder, backslope, et au sommet sont dues à l'érosion des particules fines avec le sol depuis le sommet vers la position shoulder et backslope traduisant la redistribution des matériaux fins du sol le long du transect.

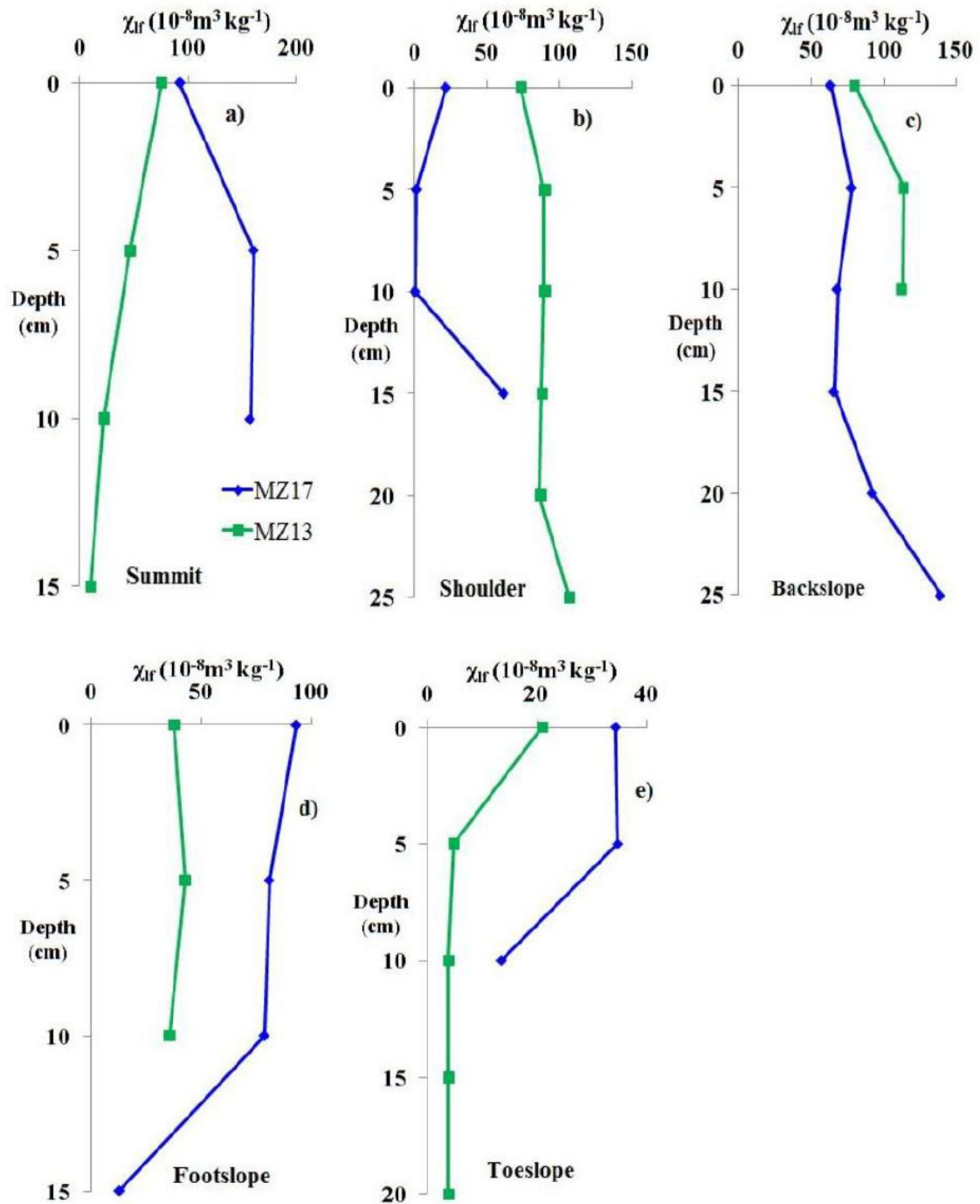


Figure 64 : Variation de χ_{ir} avec la profondeur du sol dans différentes positions de pente dans les transects sous forêt (MZ17) et sous cultures (MZ13).

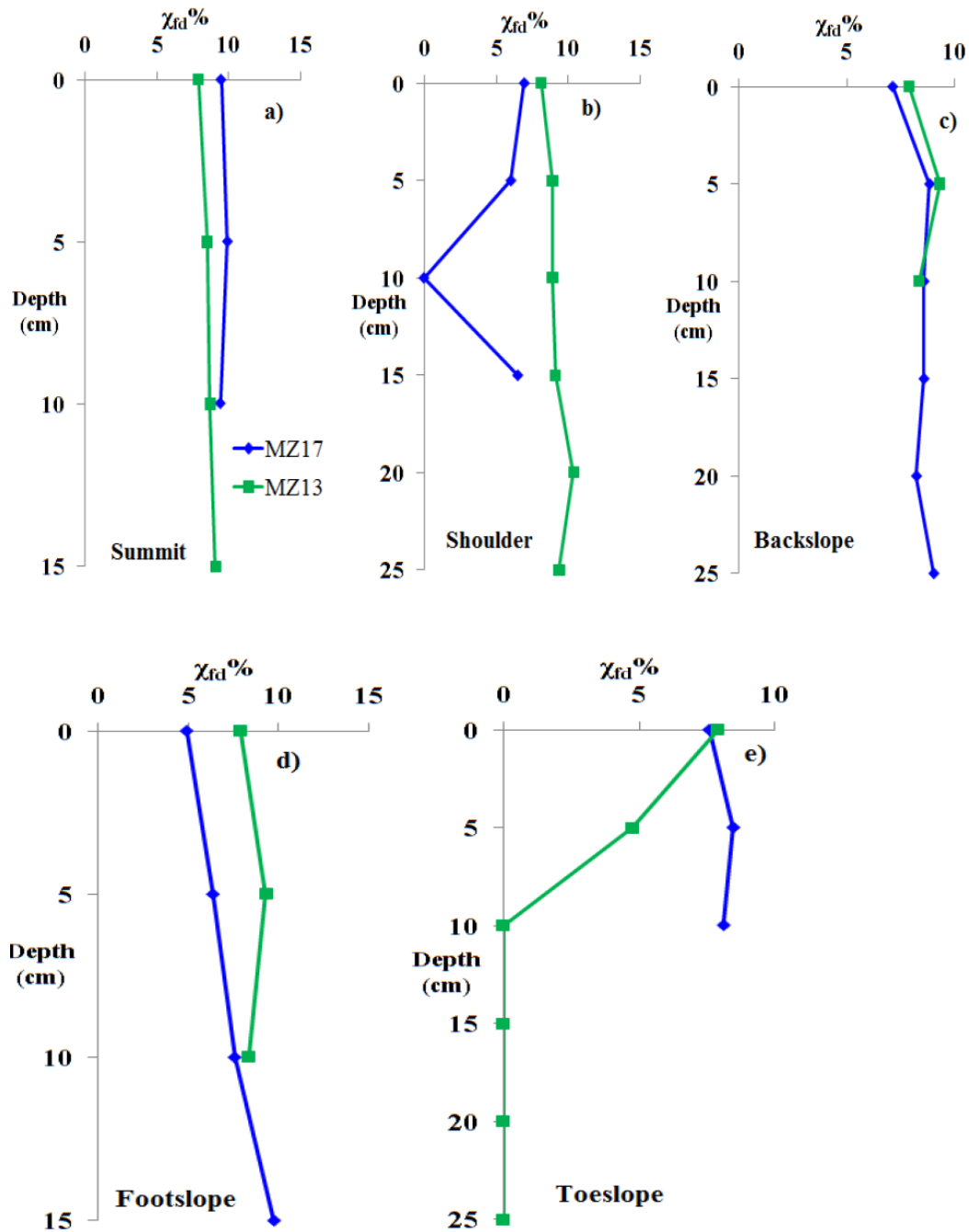


Figure 65: Variation de $\chi_{fd}\%$ avec la profondeur du sol dans les différentes positions de pente dans les transects sous forêt (MZ17) et sous cultures (MZ13).

II.2 Estimation de l'érosion dans les transects MZ13 et MZ17 du sous bassin versant Mezguida

II.2.1 Estimation de l'érosion dans les transects MZ17 et MZ13 par le modèle d'homogénéisation par le labour (T-H) proposé par Royall (2001) et amélioré au LRCN (Bouhlassa and Bouhsane, 2019)

Dans le but d'évaluer l'impact de l'érosion superficielle sur la susceptibilité magnétique de la surface du sol labourée dans les transect MZ17 et MZ13, nous avons

appliqué le modèle d'homogénéisation du sol (T-H) proposé par Royall (2001) et amélioré au LRCN sur un profil de sol de forêt supposée non perturbée au cours des dernières décennies. Le résultat obtenu par ce modèle est donné dans la figure 66. Il est lissé par une courbe polynomiale qui montre la dépendance de χ_{lf} mesurée vis-à-vis de la perte en sol $d_{(loss, TH)}$ en cm, pour les sols liés à ce site de référence. Dans notre cas la carotte 17A qui se situe au sommet du transect MZ17, échantillonnée dans la forêt est choisie comme une référence ; elle est étendue à une profondeur de 165 cm pour atteindre le matériau de base (Fig.67).

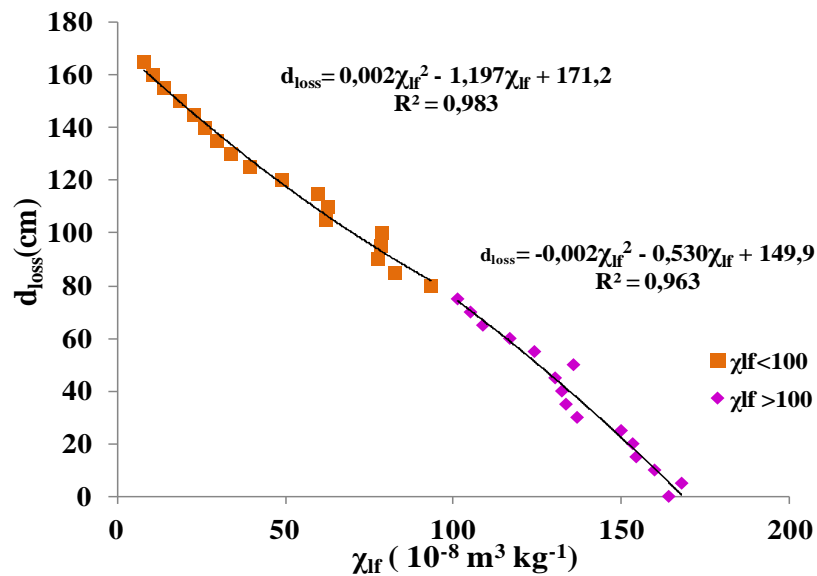


Figure 66: La relation polynomiale corrélant la perte de sol ($d_{(loss, TH)}$ en cm) à χ_{lf} mesurée dans le sol de la référence 17A après l'application du modèle l'homogénéisation du sol (modèle de T-H).

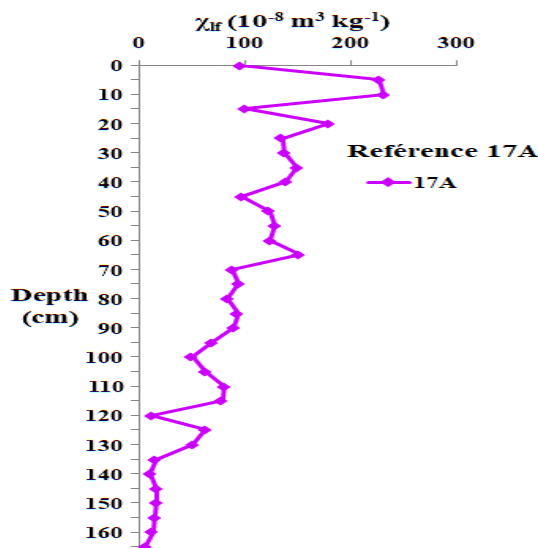


Figure 67: Variation de la susceptibilité magnétique χ_{lf} en fonction de la profondeur dans le site de référence 17A.

En appliquant le modèle T-H, nous obtenons les estimations en cm, reproduites aux tableaux 19 et 20, de sol érodé dans chaque carotte du sol et à chaque position de pente le long des transects MZ17 et MZ13. D'après le tableau 19, nous constatons que la carotte qui a subi une forte érosion est la carotte 17L ($d_{(loss,TH)} = -154,9$ cm), qui se situe à la fin de la position backslope du transect MZ17 ; autrement dit la position la plus inclinée est le lieu d'une érosion intense. Dans le transect MZ13 (Tableau.20), l'érosion est forte au niveau de la carotte 13M (-156,35 cm) qui se situe en position toeslope du transect MZ13. Un dépôt du sol est survenu au niveau de la carotte 13C localisée dans la position backslope, siège d'une déposition produite par l'érosion du sol depuis le sommet et shoulder, ce dépôt est d'environ de +13,22 cm.

Tableau 19: Perte estimée $d_{(loss,TH)}$ (en cm) après homogénéisation par labour de chaque carotte le long du transect MZ17.

Position de la pente dans le transect MZ17	Carotte dans le transect MZ17	Érosion estimée par le modèle de Royall amélioré (T-H) $d_{(loss,TH)}$
Summit	17B	-80,23
Shoulder	17C	-146,49
Backslope	17D	-139,84
	17E	-87,83
	17F	-104,38
	17G	-35,95
	17H	-52,22
	17I	-131,08
	17J	-91,87
Footslope	17K	-122,83
	17L	-154,9
	17M	-53,23
Toeslope	17N	-107,55
	17O	-134,95
	17P	-152,66
	17Q	-111,98

Tableau 20: Perte en sol estimée $d_{(loss,TH)}$ (en cm) après l'homogénéisation du sol par labour de chaque carotte le long du transect MZ13.

Position de la pente dans le transect MZ13	Carotte dans le transect MZ13	Érosion estimée par le modèle de Royall amélioré (T-H) $d_{(loss,TH)}$
Summit	13A	-127,29
Shoulder	13B	-80,22
Backslope	13C	+13,22
	13D	-74,17
	13E	-115,35
	13F	-108,5
	13G	-41,09
	13H	-71,89
	13I	-71,24
	13J	-53,08
	13K	-66,75
Footslope	13L	-127,55
Toeslope	13M	-156,35

II.2.2 Estimation de l'érosion dans les transects MZ17 et MZ13 par le modèle proportionnel simple (SPM) (Liu et al, 2015 ; Bouhlassa and Bouhsane, 2019)

Comme il a été indiqué précédemment, dans la section qui concerne l'érosion dans les unités homogènes d'Ait Azzouz, l'application de cette méthode exige des carottes de sol atteignant le substrat géologique. Donc son application dans notre cas sera limitée aux profils de sol avec une susceptibilité magnétique χ_{lf} à la base de la carotte d'environ de 13 à $17 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. C'est le cas des profils 17I, 17L, et 17N prélevés dans le transect MZ17 et les profils 13A, 13M récoltés dans le transect MZ13 (Fig.68). Cette méthode est basée sur la comparaison de la moyenne des χ_{lf} dans la couche de sol de la surface au substratum (ayant le même substratum que la référence), et la moyenne des χ_{lf} de la carotte de référence. La moyenne de χ_{lf} de la carotte de référence 17A est de $89,54 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. Le rapport d'érosion est exprimé en pourcentage ($R_{SPM} \%$), ou rapporté à une épaisseur en cm de la carotte de référence longue de 170 cm. Les tableaux 21 et 22 indiquent clairement que l'érosion estimée par le modèle proportionnel simple (SPM) est forte dans la carotte 17L située en position backslope du transect MZ17.

La perte en sol estimée dans la carotte 17L d'environ $d_{(loss, TH)} = -154,9$ cm selon l'approche de Royall améliorée, est associée au rapport le plus important de $R_{SPM} \% = 84,52\%$ ou $d_{(loss, SPM)} = -143,68$ cm selon le modèle de Liu et al (2015). L'érosion est plus forte dans le transect MZ13 surtout dans la carotte 13M située dans la position toeslope. Elle est d'environ $d_{(loss,TH)} = -156,35$ cm, déduite de l'approche de Royall améliorée, et correspond au rapport le

plus important $R_{SPM} \% = -85,85\%$ ou d'environ $d_{(loss, SPM)} = -145,95$ cm estimée par le modèle de Liu et al (2015). D'après ces résultats, les deux méthodes peuvent être utilisées pour estimer les intensités relatives de l'érosion et la variation de la redistribution du sol dans un bassin versant. La méthode proportionnelle simple proposée par Liu et al (2015) sous-estime probablement l'érosion dans le sous bassin en comparaison à l'approche de Royall améliorée. Ce résultat a aussi été rencontré dans le traitement des unités homogènes du bassin Ait Azzouz.

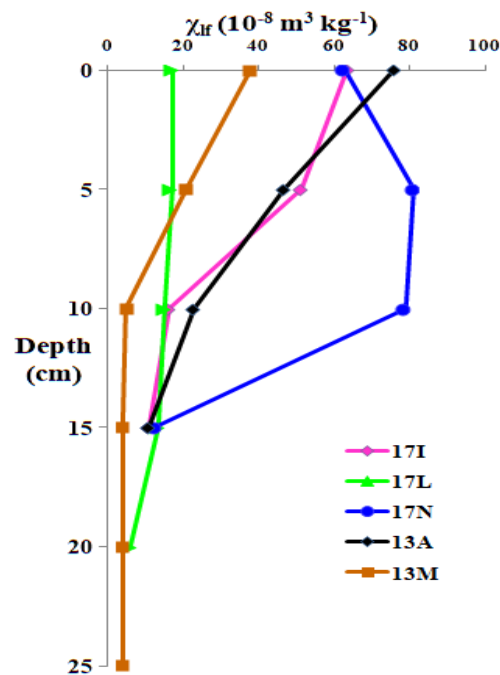


Figure 68: Variation de la susceptibilité magnétique χ_{lf} des profils de sol atteignant le matériau de base dans les transects MZ17 et MZ13.

II.2.3. Estimation de l'érosion dans les transects MZ17 et MZ13 par le nouveau modèle de corrélation simple (SCM) (Bouhlassa and Bouhsane, 2019)

L'application de ce modèle nécessite des conditions similaires à celles exigées par le modèle de Royall (2001). Dans notre cas, la référence sélectionnée est 17A. Elle est décomposée en tranches de 20 cm d'épaisseurs. Les valeurs des susceptibilités de ces tranches en fonction de leurs profondeurs reportées sur un graphique représenté conduit à un modèle de corrélation simple (Fig.69) qui peut facilement être utilisé pour relier la susceptibilité magnétique χ_{lf} moyenne de la couche de labour ou son équivalent sous pâturage à celle enregistrée dans les tranches du sol non perturbé. Cette figure 69, montre une corrélation forte et linéaire entre les susceptibilités et la profondeur, avec un coefficient de corrélation de $R^2 = 0,98$, qui confirme la relation directe entre la perte en sol d (cm) et la moyenne de χ_{lf} . Le

graphe et la relation linéaire obtenue nous permettent d'associer tout χ_{lf} de chaque tranche de surface d'une carotte à une profondeur hypothétique ou à une érosion moyenne superficielle d (cm) par rapport à la référence. Les estimations de l'érosion obtenues par ce modèle sont données dans les tableaux 21 et 22.

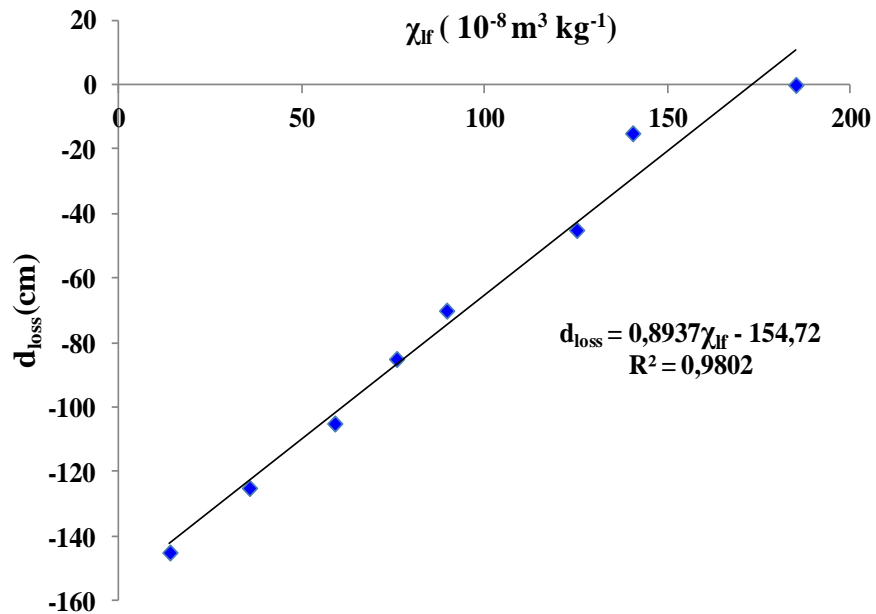


Figure 69: Corrélation linéaire ente la moyenne de la susceptibilité magnétique et la perte du sol (d_{loss}) obtenu par le modèle de corrélation simple.

Tableau 21: Comparaison des érosions de sol estimées dans le transect MZ17 obtenues par le modèle amélioré de Royall (T-H), le modèle de corrélation simple (SCM), et le modèle proportionnel simple (SPM) de Liu et al, 2015).

Position de la pente dans MZ17	Carotte dans le transect MZ17	Moyenne de χ_{lf} ($10^{-8} m^3 Kg^{-1}$)	Érosion par le modèle de Royall (T-H) $d_{(loss, TH)}$ (cm)	Érosion par le modèle de corrélation Simple (SCM) $d_{(loss, SCM)}$ (cm)	Rapport de l'érosion en % (< 0) par le modèle proportionnel simple (SPM) (Liu et al, 2015) $R_{SPM}\%$	Érosion par le modèle proportionnel simple (SPM) (Liu et al, 2015) $d_{(loss, SPM)}$ (cm)
Summit	17B	89,58	-80,02	-74,7	-	-
Shoulder	17C	21,405	-146,49	-135,58	-	-
Backslope	17D	27,45	-139,84	-130,18	-	-
	17E	80,46	-87,83	-82,84	-	-
	17F	62,31	-104,38	-99,05	-	-
	17G	140,5	-35,95	-29,23	-	-
	17H	125,16	-52,22	-42,92	-	-
	17I	35,63	-131,08	-122,88	-60,20	-102,35
	17J	75,89	-91,87	-86,93	-	-
	17K	43,58	-122,83	-115,78	-	-
	17L	13,86	-154,9	-142,32	-84,52	-143,68
Footslope	17M	124,19	-53,23	-43,79	-	-
	17N	58,98	-107,55	-102,03	-34,13	-58,02
Toeslope	17O	31,99	-134,95	-126,13	-	-
	17P	15,91	-152,66	-140,49	-	-
	17Q	54,42	-111,98	-106,1	-	-

Tableau 22: Comparaison des érosions de sol estimées dans le transect MZ13 obtenues par le modèle amélioré de Royall (T-H), le modèle de corrélation simple (SCM), et le modèle proportionnel simple (SPM) (Liu et al, 2015).

Position de Carotte la pente dans le MZ13	de χ_{lf} ($10^{-8} \text{m}^3 \text{Kg}^{-1}$) le transect MZ13	Moyenne de χ_{lf} ($10^{-8} \text{m}^3 \text{Kg}^{-1}$)	Érosion par le modèle de Royall (T-H) $d_{(loss, TH)}$ (cm)	Érosion par le modèle de corrélation Simple (SCM) $d_{(loss, SCM)}$ (cm)	Rapport de l'érosion en % (< 0) par le modèle proportionnel simple (SPM) (Liu et al, 2015) $R_{SPM}\%$	Érosion par le modèle proportionnel simple (SPM) (Liu et al, 2015) $d_{(loss, SPM)}$ (cm)
Summit	13A	39,25	-127,29	-119,64	-56,16	-95,48
Shoulder	13B	89,33	-80,22	-74,92	-	-
Backslope	13C	182,33	+13,22	+8,12	-	-
	13D	96,66	-74,17	-68,37	-	-
	13E	51	-115,35	-109,15	-	-
	13F	58	-108,5	-102,9	-	-
	13G	135,75	-41,09	-33,47	-	-
	13H	99,5	-71,89	-65,84	-	-
	13I	106	-71,24	-60,04	-	-
	13J	124,33	-53,08	-43,67	-	-
	13K	110,66	-66,75	-55,87	-	-
Footslope	13L	39	-127,55	-119,87	-	-
Toeslope	13M	12,66	-156,35	-143,38	-85,85	-145,95

II.2.3 Comparaison des modèles utilisés dans l'estimation de l'érosion dans les transects MZ17 et MZ13 dans le sous bassin versant Mezguida

En général, les résultats montrent que le modèle de Royall amélioré conduit toujours aux valeurs les plus élevées de l'érosion. La méthode de Liu et al (2015) sous estime l'érosion par rapport au modèle T-H et au modèle de corrélation simple. Les résultats obtenus par le modèle de corrélation simple et celui de Royall amélioré donnent des valeurs d'érosions élevées comparables ou voisines aux mêmes positions de pente dans les deux transects MZ17 et MZ13.

Les données des trois méthodes restent comparables. Elles aboutissent aux mêmes tendances de variations de l'érosion : χ_{lf} diminue, lorsque l'érosion augmente. Les estimations de l'érosion par le modèle T-H amélioré et le modèle de corrélation simple sont très proches. Leurs différences se situent dans la limite d'incertitude d'environ de ± 10 cm. La différence augmente à mesure que χ_{lf} diminue. Par contre, le modèle de Liu et al (2015) donne des valeurs d'érosion inférieures à celle obtenue par les deux autres modèles. Il semble que la méthode de Liu et al (2015) sous-estime légèrement le processus d'érosion, car elle ne se

préoccupe particulièrement pas de l'effet du labour, mais plutôt d'une diminution globale de la susceptibilité dans un profil de sol par rapport à un profil de référence, lequel peut envelopper et cacher une légère augmentation de ce paramètre par le processus continue de pédogenèse dans le sol de subsurface. A cela il faut ajouter la difficulté d'homogénéiser les limites inférieures des profils aussi bien dégradé que de référence. La méthode que nous proposons (le nouveau modèle de corrélation simple) résout ce problème mais nécessite comme la méthode de Royall améliorée un profil pédogénétique stable sur plus de 20 cm de profondeur ou une carotte de référence profonde (environ 1 m) atteignant le substrat géologique ou le matériau de base.

Les figures 70 et 71 montrent une comparaison entre les trois modèles utilisés dans l'estimation de l'érosion dans le sous bassin versant Mezguida. Nous constatons toujours que le modèle de Liu et al (2015) sous estime l'érosion par rapport au modèle T-H amélioré et le modèle de corrélation simple que nous proposons. Ceci s'explique par le fait que le modèle proportionnel ne prend pas en compte la seule variation de la susceptibilité magnétique du sol de la couche du labour après son homogénéisation.

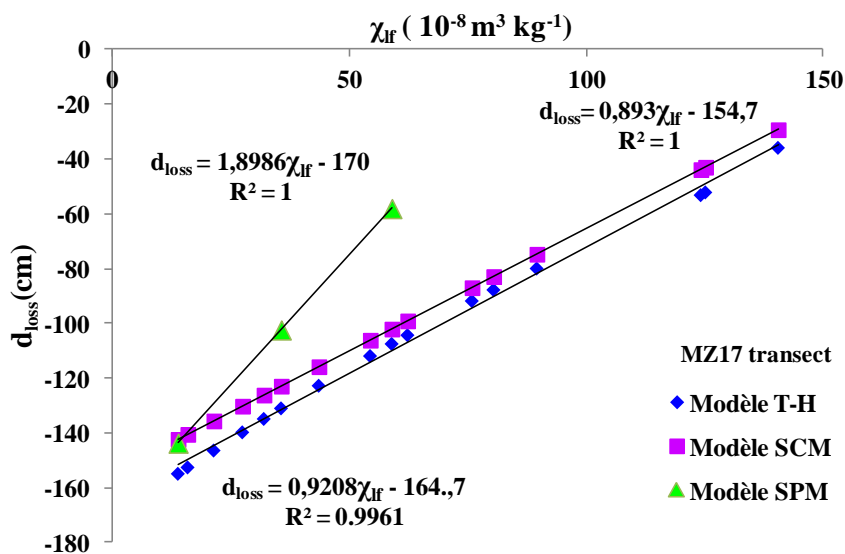


Figure 70 : Comparaison des trois modèles d'érosion appliqués dans MZ17.

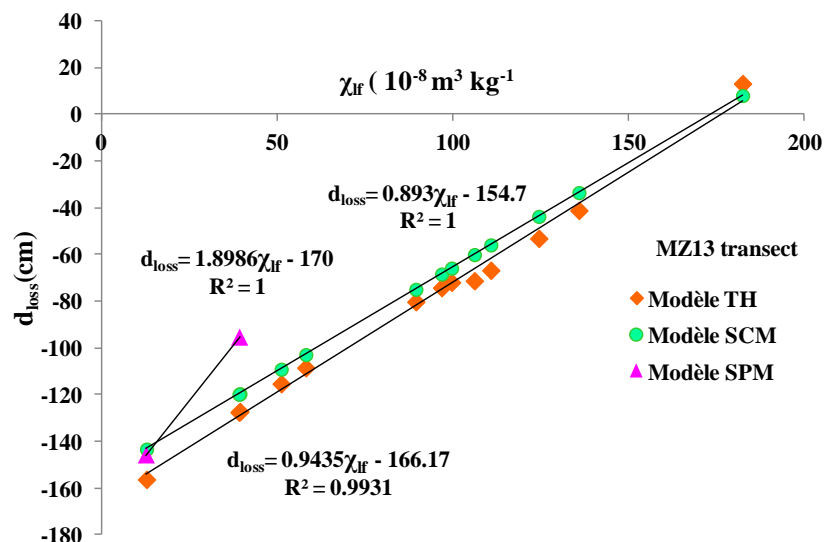


Figure 71: Comparaison des trois modèles d'érosion appliqués dans le transect MZ13.

II.2.4 Comparaison des pertes du sol estimée dans chaque position de pente dans les transects MZ13 et MZ17 dans le sous bassin versant Mezguida

Les pertes moyennes en sol dans chaque position de pente déterminées par les modèles d'érosion appliqués dans les deux transects MZ17 et MZ13 sont données dans les figures 72 et 73. Au sommet (SU), backslope (BS) et footslope (FS) dans le transect MZ17, les pertes moyennes en sol sont faibles comparées à celles en position shoulder (SH) et toeslope (TS) qui apparemment subissent une forte érosion (Fig.72). Dans le cas du transect MZ17, les érosions fortes ont lieu au niveau des pentes moyennes et au talweg plus inclinés, alors qu'elles sont faibles dans le plat qui constitue des sites de dépôt du sol.

Dans le cas du transect en culture MZ13, les pertes moyennes en sol au sommet (SU), footslope (FS), et toeslope (TS) sont élevées par rapport à celles enregistrées en positions shoulder (SH) et backslope (BS) (Fig.73). Ces dernières positions montrent une faible érosion et représentent plutôt des sites de dépôt d'une grande partie du sol érodé et transporté depuis les positions de pente supérieures. Dans le cas de ce transect (MZ13), les érosions fortes ont lieu au niveau des positions de pente supérieures et inférieures, alors qu'elles sont faibles au niveau des positions intermédiaires qui constituent des sites de dépôt du sol.

Les figures 72 et 73 montrent aussi que les pertes fortes sont associées aux susceptibilités magnétiques moyennes faibles, alors que les pertes faibles sont associées aux susceptibilités magnétiques moyennes fortes pour les deux transects. Pour le transect MZ17, les sols sont stables au niveau des positions de pente supérieures et dégradés au niveau des positions intermédiaires et inférieures. Pour le transect en terrain de culture les sols sont très

dégradés dans les positions de pente supérieures et inférieures par rapport aux pentes intermédiaires qui représentent des sites de dépôt du sol.

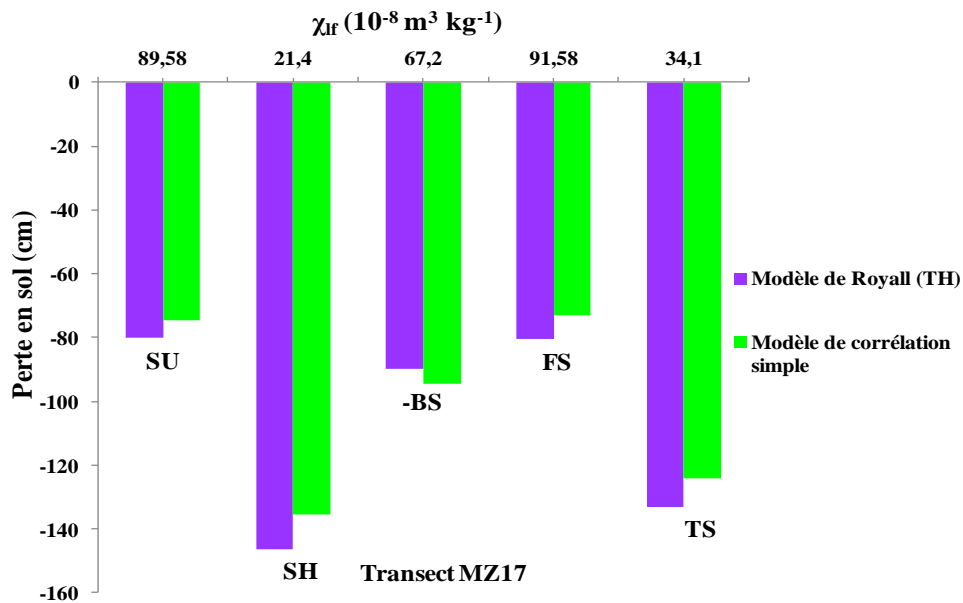


Figure 72: Comparaison des pertes moyennes en sol obtenues par le modèle amélioré de Royall amélioré (T-H) et le modèle de corrélation simple dans chaque position de pente dans le transect MZ17.

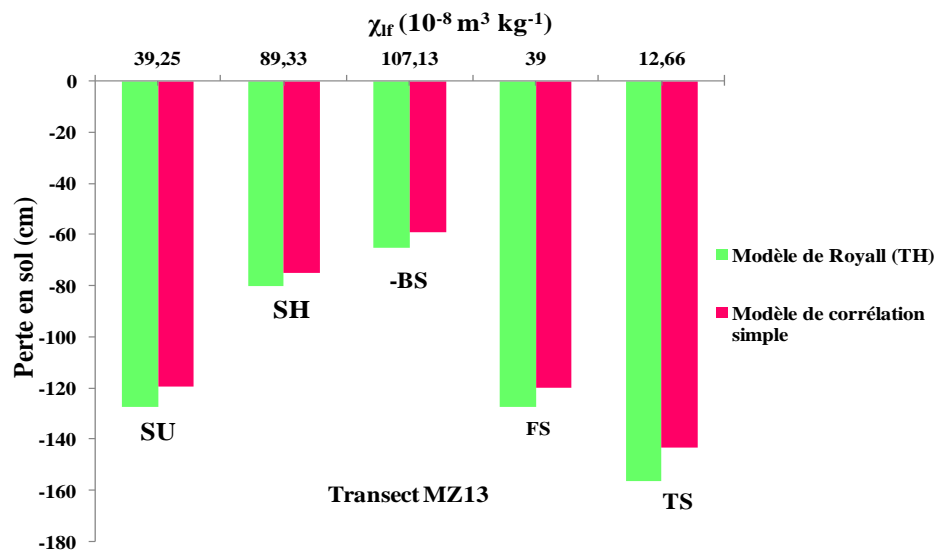


Figure 73: Comparaison des pertes moyennes en sol obtenues par le modèle de Royall amélioré (T-H) et le modèle de corrélation simple dans chaque position de pente dans le transect MZ13.

III. Analyse et interprétation des résultats relatifs au transect AZ23 du sous bassin versant Ait Azzouz et estimation d'érosion

III.1 Analyse des susceptibilités magnétiques du sol du transect AZ23

Les mesures magnétiques des sols du transect AZ23 sont reportées dans le tableau 23.

La susceptibilité magnétique χ_{lf} dans le transect AZ23 est comprise entre $17,41 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$

et $89,42 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. C'est un transect prélevé dans un matorral. Les valeurs de χ_{lf} sont toujours supérieures aux valeurs de χ_{hf} dans tous les profils de sol (Tableau 23). Cette différence est due à la présence de grains superparamagnétiques très fins qui à haute fréquence ont des temps de relaxation plus courts que le temps de mesure. Bloqués magnétiquement ils ne contribuent pas au signal magnétique mesuré. La différence entre les deux susceptibilités est un traceur de la présence des minéraux ferrimagnétiques ultrafins (granulométrie inférieure à $0,03 \mu\text{m}$) (Dearing et al, 1996 ; Sangode et al, 2010). La figure 74 présente la relation entre χ_{lf} et χ_{hf} dans les profils de sol du transect AZ23. La corrélation linéaire est forte entre les deux paramètres avec un coefficient de corrélation $R^2 = 0,999$, et un coefficient directeur élevé de 0,9 qui confirme que la pédogenèse des particules magnétiques dans la zone d'échantillonnage est active et uniforme.

Tableau 23: Paramètres magnétiques mesurés sur les échantillons de sol du transect AZ23.

Échantillon dans le transect	Profondeur (cm)	χ_{lf} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	χ_{hf} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	χ_{fd} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	$\chi_{\text{fd}} \%$
AZ23					
AZ23A	0	52,4	48,43	3,97	7,58
AZ23B	0	89,42	81,1	8,32	9,3
AZ23C	0	87,38	79,82	7,56	8,65
AZ23D	0	58,51	54,07	4,43	7,58
AZ23E	0	38,97	36,45	2,51	6,45
AZ23F	0	17,75	16,92	0,82	4,67
AZ23G	0	18,32	17,47	0,84	4,6
AZ23H ₁	0	25	24,02	0,98	3,92
AZ23H ₂	5	17,41	16,52	0,88	5,1
AZ23I ₁	0	83,76	78,13	5,63	6,72
AZ23I ₂	5	72,89	67,5	5,38	7,38
AZ23I ₃	10	62,53	57,94	4,58	7,33
AZ23I ₄	15	50,66	47,19	3,47	6,86
AZ23K ₁	0	25,84	24,58	1,25	4,86
AZ23K ₂	5	23,85	22,66	1,19	5
AZ23K ₃	10	24,08	22,81	1,27	5,28
AZ23K ₄	15	21,31	20,45	0,85	4,01

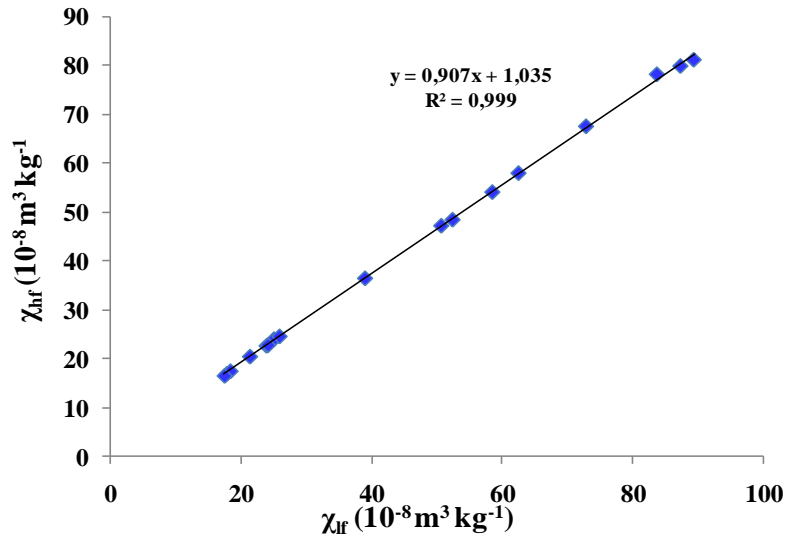


Figure 74 : Variation de χ_{lf} en fonction de χ_{hf} dans le transect AZ23.

III.2 Interdépendance entre χ_{lf} et χ_{fd} dans le transect AZ23

La variation de χ_{lf} en fonction de χ_{fd} (Fig.75) montre une corrélation linéaire élevée avec un coefficient de corrélation $R^2 = 0,968$, ce qui signifie une homogénéité de la minéralogie magnétique du sol du transect AZ23. Ce sol est dominé par une seule espèce minéralogique magnétique (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).

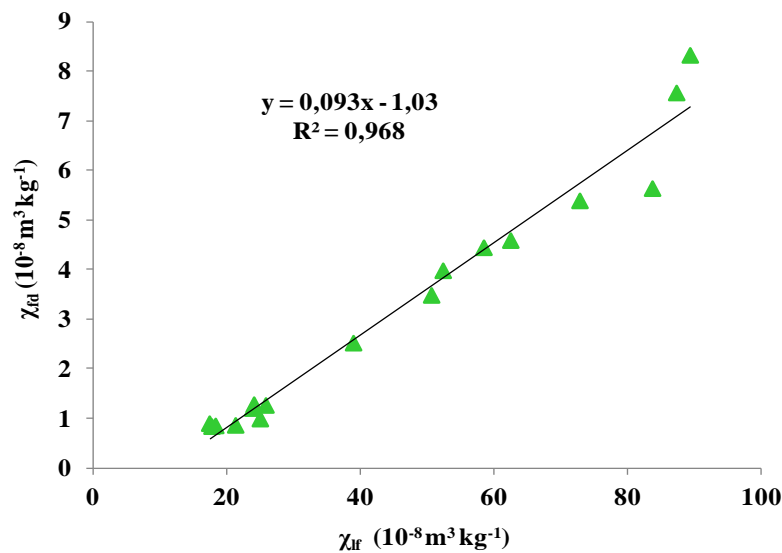


Figure 75: Interdépendance entre χ_{fd} et χ_{lf} dans le transect AZ23.

III.3 Analyse de la taille des grains dans le transect AZ23

La susceptibilité magnétique à fréquence dépendante χ_{fd} % varie entre 3,92 % et 9,3% dans le transect AZ23. Selon Dearing et al (1999), tous les χ_{fd} % des échantillons d'AZ23 compris entre 2% et 10%, les grains magnétiques appartiennent au domaine SP et SSD

(Fig.76). Cette figure présente un diagramme bivariant de χ_{lf} et $\chi_{fd}\%$ montrant une corrélation positive entre χ_{lf} et $\chi_{fd}\%$, cette corrélation indique que l'augmentation de la susceptibilité magnétique est due aux grains ferrimagnétiques SP et qu'il ne s'agit pas de grains d'origine anthropogénique (Wang et al, 2000 ; Lu and Bai, 2005). La taille des grains magnétiques est globalement superparamagnétique, ce qui permet de conclure que l'amélioration de la susceptibilité magnétique est due aux grains superparamagnétiques produits par pédogenèse.

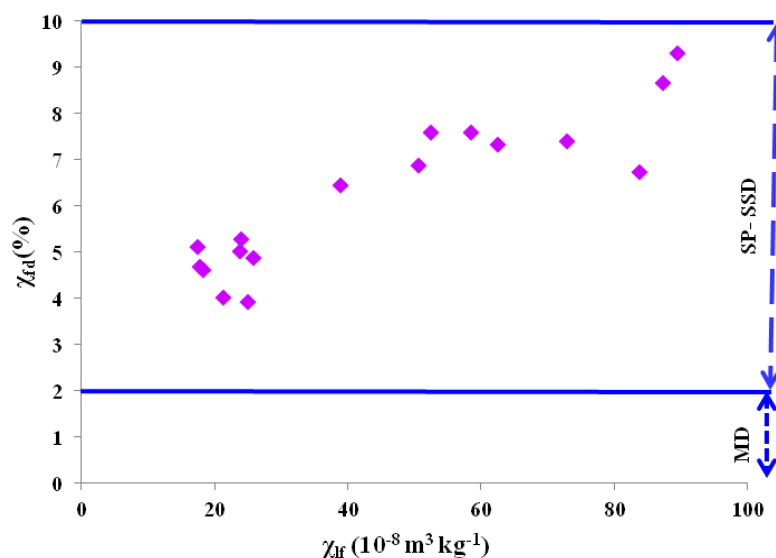


Figure 76: distribution de $\chi_{fd}\%$ et de la taille des grains magnétiques dans le sol du transect AZ23.

III.4 Évolution des susceptibilités magnétiques χ_{lf} et $\chi_{fd}\%$ en fonction de la profondeur du sol dans le transect AZ23

L'évolution χ_{lf} et de $\chi_{fd}\%$ en fonction de la profondeur est présentée à la figure 77. χ_{lf} dans le profil AZ23I augmente légèrement à partir du bas vers la surface du sol alors que dans le site AZ23K, les susceptibilités magnétiques sont faibles et évoluent en dents de scie, ce qui caractérise les sols perturbés et remaniés par le labour ou par l'érosion. Le profil AZ23K a subi une dégradation, au vue des faibles amplitudes des susceptibilités magnétiques dans les horizons superficiels du sol en comparaison avec le profil de référence. La susceptibilité magnétique dans le profil AZ23H croit du substrat vers la surface, sans atteindre les valeurs au site de référence. Les échantillons de surface tels que, AZ23A, AZ23B, AZ23C, AZ23D, et AZ23E ont des susceptibilités magnétiques élevées par rapport aux sites AZ23F, AZ23G.

Dans les profils AZ23I, AZ23K, et AZ23H, χ_{lf} augmente alors que $\chi_{fd}\%$ diminue légèrement. Les valeurs moyennes de $\chi_{fd}\%$ dans les profils de surface AZ23A, AZ23C et

AZ23D sont dans la gamme 4% à 10 %, avec des susceptibilités magnétiques élevées. Les sites AZ23E et AZ23F ont des $\chi_{fd}\%$ compris entre 4% et 6% et affichent des susceptibilités magnétiques faibles, malgré la présence des grains superparamagnétiques, ce qui est en faveur d'une dégradation du sol au niveau de ces sites.

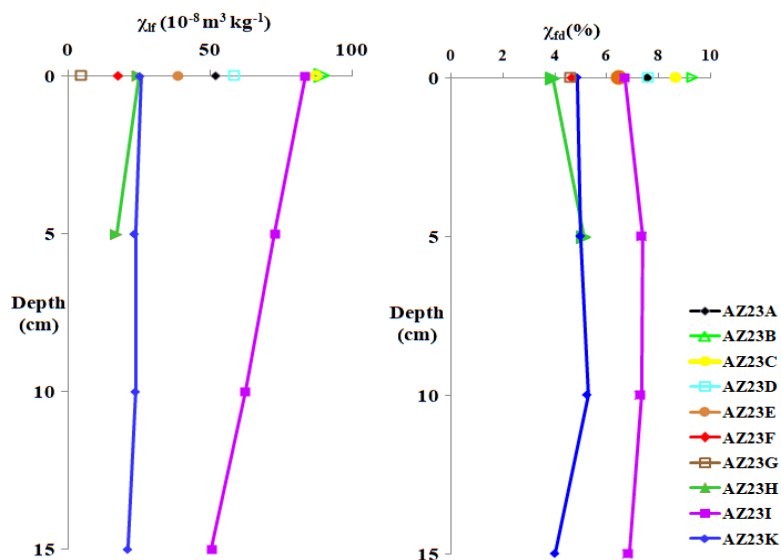


Figure 77: Variations des susceptibilités magnétiques en fonction de la profondeur dans le transect AZ23.

III.5 Estimation de l'érosion dans le transect AZ23

III.5.1 Estimation de l'érosion par le modèle d'homogénéisation par le labour proposé par Royall (2001) (T-H) et amélioré au LRCN

L'application du modèle de Royall (amélioré au LRCN) sur la référence AZ23I étendue jusqu'au substratum à 60 cm (Fig.78) a permis de lisser la variation de la susceptibilité magnétique du sol de référence en fonction des décapages successifs en surface des épaisseurs d (cm), par des équations polynomiales (Fig.79). Les pertes en sol ainsi estimées dans chaque carotte du transect AZ23 sont reportées dans le tableau 24. Nous constatons que le site AZ23F qui correspond à une susceptibilité magnétique faible d'environ $17,75 \cdot 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ a subi la perte maximale de -53,5 cm.

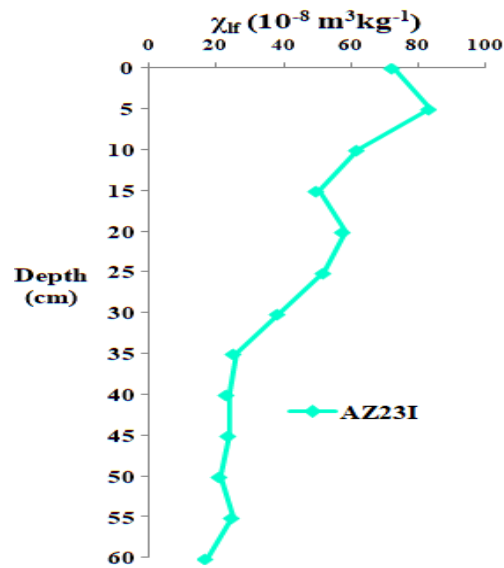
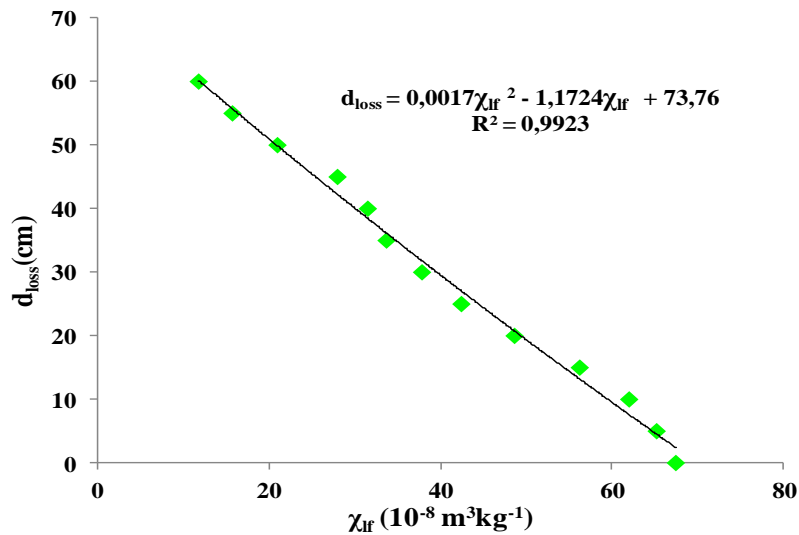
Figure 78: Profil de susceptibilité magnétique χ_{lf} de la référence AZ23I.Figure 79: Les relations polynomiales corrélant la perte en sol (en cm) à χ_{lf} mesurée dans le sol de référence (AZ23I) après l'homogénéisation du sol (modèle de T-H).

Tableau 24: Perte en sol estimée dans les différents profils de sol du transect AZ23 après l'homogénéisation (en cm).

Carotte dans le transect AZ23	L'érosion par le modèle de T-H amélioré d_{T-H} (cm)
AZ23D	-11,51
AZ23A	-17,11
AZ23E	-30,74
AZ23K	-46,9
AZ23H	-49,7
AZ23B	+17,26
AZ23C	+15,49
AZ23F	-53,52
AZ23G	-52,89

III.5.2 Estimation de l'érosion par le modèle proportionnelle simple (SPM) (Liu et al, 2015)

Le principe de ce modèle est défini dans les parties précédentes, relatives aux UH du sous bassin AZ et les transects du sous bassin versant MZ. Les résultats du modèle sont donnés au tableau 25. Ils sont légèrement inférieurs à leurs analogues obtenus par le modèle Royall amélioré, mais confirment comme le modèle précédent que la perte maximale est bien enregistrée au niveau de la carotte AZ23F. Mais cette perte est sous-estimée par ce modèle SPM, qui est d'environ de $R_{SPM}\% = -58,58\%$ ou $d_{(loss, SPM)} = -38,07$ cm, par rapport aux résultats obtenues par le modèle de Royall.

III.5.3 Estimation de l'érosion par le nouveau modèle de corrélation simple (SCM)

La référence choisie dans le transect (AZ23I), est décomposée en tranches de 20 cm. La figure 80 reproduit les valeurs moyennes de χ_{lf} de toutes les tranches en fonction de leurs profondeurs. La représentation ainsi établie et lissée par une courbe, permet d'associer des χ_{lf} de surface des carottes, à une érosion estimée d (cm). Cette figure montre une corrélation linéaire forte avec un coefficient de corrélation de $R^2 = 0,83$ entre ces deux paramètres. Cette corrélation atteste d'une relation directe entre la perte en sol par l'érosion d (cm) et χ_{lf} . Cette figure permet de transformer les susceptibilités des tranches de sol surface en pertes en cm de sol (Tableau.25).

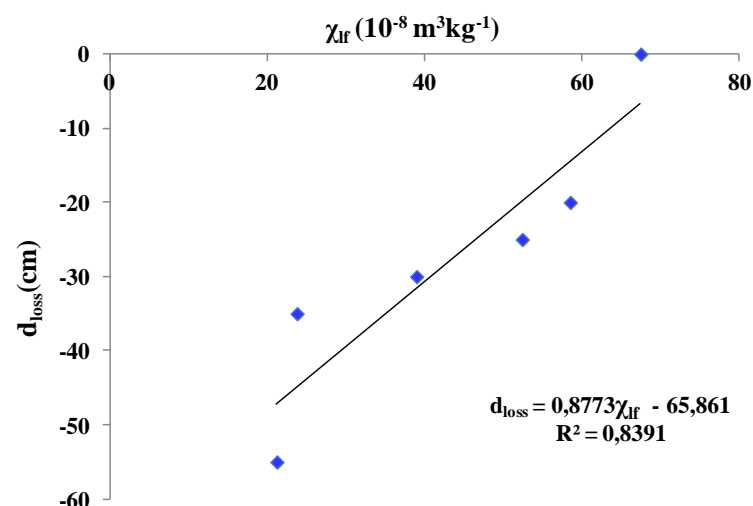


Figure 80: Corrélation linéaire entre la moyenne de la susceptibilité magnétique et la perte du sol (d_{loss}) dans le transect AZ23.

D'après les résultats obtenus par le modèle SCM, les pertes obtenues sont proches de celles données par le modèle Royall amélioré. Cela renforce la qualité et la validité de la méthode que nous proposons (Tableau.25). L'érosion la plus forte dans le transect AZ23 obtenue par ce nouveau modèle de corrélation simple est de $d_{(loss, SCM)} = -50,28$ cm et est calculée dans le profil AZ23F ; cette valeur est assez proche de la perte estimée par le modèle Royall amélioré ($d_{(loss, TH)} = -53,52$).

Tableau 25: Comparaison des résultats obtenus par les trois modèles d'estimation d'érosion appliqués dans le transect AZ23

Carotte dans le transect AZ23	Moyenne de χ_{lf} ($10^{-8}m^3 kg^{-1}$)	Érosion par le modèle de Royall (T-H) $d_{(loss, TH)}$ (cm)	Érosion par le modèle de corrélation Simple (SCM) $d_{(loss, SCM)}$ (cm)	Rapport de l'érosion en % (< 0) par le modèle proportionnel simple (SPM) (Liu et al, 2015) $R_{SPM}\%$	Érosion par le modèle proportionnel simple (SPM) (Liu et al, 2015) $d_{(loss, SPM)}$ (cm)
AZ23D	58,51	-11,12	-14,52	-	-
AZ23A	52,4	-17,11	-19,88	-	-
AZ23E	38,97	-30,74	-31,66	-	-
AZ23K	23,77	-46,9	-45,002	-44,53	-28,94
AZ23H	21,21	-49,7	-47,25	-50,51	-32,83
AZ23B	89,42	+17,26	+12,58	-	-
AZ23C	87,38	+15,49	+10,8	-	-
AZ23F	17,75	-53,52	-50,28	-58,58	-38,07
AZ23G	18,32	-52,89	-49,78	-57,25	-37,21

III.5.4 Comparaison des modèles utilisés pour l'estimation de l'érosion dans le transect AZ23 du sous bassin versant AZ

En général, les résultats montrent que les modèles d'érosion appliqués dans le transect AZ23 et notamment le modèle de Royall (2001) (T-H) amélioré (LRCN) et le modèle de corrélation simple (SCM) que nous proposons conduisent à des volumes d'érosion plus élevés que le modèle proportionnelle simple (SCM) proposé par Liu et al (2015) (Fig.81). Les trois méthodes restent toutefois comparables. Elles indiquent une même tendance : χ_{lf} diminue, tandis que l'érosion augmente. Les valeurs des estimations de l'érosion par le modèle T-H amélioré et le modèle de corrélation simple sont très proches. La différence augmente à mesure que χ_{lf} diminue.

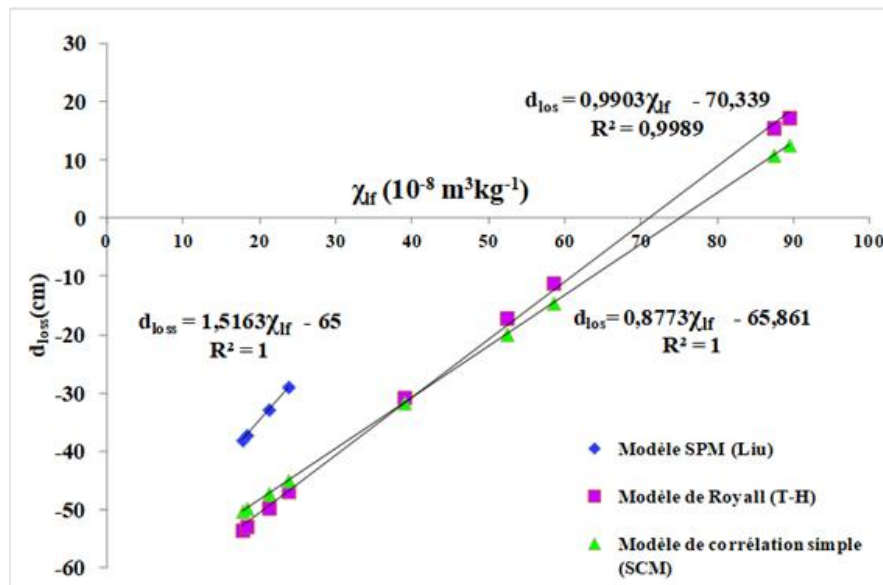


Figure 81: Comparaison des trois modèles utilisés pour estimer l'érosion dans le transect AZ23.

IV. Comparaison des résultats

IV.1 Comparaison des résultats obtenus par l'application des différentes approches dans les bassins d'étude

Les estimations de l'érosion dans les deux sous bassins versants montrent que le modèle d'homogénéisation par le labour (T-H) amélioré et le modèle de corrélation simple convergent (SCM) vers des valeurs voisines. Par contre le modèle de Liu (2015), comme précédemment dans le transect MZ17, sous estime l'érosion. Dans les deux sous bassins les trois méthodes associent les susceptibilités magnétiques faibles aux érosions fortes et inversement.

IV.2 Comparaison des résultats obtenus par les techniques différentes d'échantillonnage : unités homogènes et des transects

Nous avons opté pour deux modes d'échantillonnage dans cette étude : un échantillonnage par unités homogènes et un autre par transects. L'application des modèles d'érosion dans le cas des unités homogènes constitue la mise au point d'une nouvelle approche conceptuelle pour la cartographie de la distribution du sol dans le sous bassin versant Ait Azzouz. Cette approche est basée sur la décomposition du sous bassin versant AZ en unités homogènes caractérisées chacune par un ensemble unique de facteurs d'érosion. Les résultats obtenus, par application des modèles, dans le cas des unités homogènes, permet de déterminer la perte (ou le gain) en sol dans chaque unité homogène et établir la carte d'érosion dans le bassin versant.

Le deuxième mode d'échantillonnage par transect se caractérise par des carottes prélevées à différentes positions de pente. L'application des modèles d'érosion dans les transects étudiés du sous bassin versant Mezguida a donné les pertes à chaque position de pente le long des transects MZ17 et MZ13. Ce mode d'échantillonnage a permis de déterminer les sites d'érosion ainsi que ceux de dépôts de sol. Il a permis aussi de déduire l'impact de la position de la pente sur la perte en sol.

IV.3 Indications générales sur les méthodes (conditions d'utilisation, pertinence et intérêt)

Les conditions pour l'application des modèles d'estimation de l'érosion utilisées dans les bassins d'étude sont :

Le modèle T-H amélioré exige une carotte de référence stable atteignant le substrat géologique.

Le modèle de corrélation simple (SCM) nécessite une carotte de référence profonde susceptible de décomposition en plusieurs tranches de 20 cm.

Le modèle proportionnel simple (SPM) proposé par Liu et al (2015) n'est applicable qu'aux carottes atteignant le substrat géologique.

IV.4 Incertitudes sur les résultats

IV.4.1 Incertitudes sur les susceptibilités magnétiques

Les incertitudes relatives et absolues des mesures de χ_{lf} dans chaque carotte du sol des unités homogènes et transects étudiés sont données dans le tableau ci-dessous :

Tableau 26 : Incertitudes absolues et relatives des susceptibilités magnétiques des échantillons des unités homogènes UH_{AZ}.

Carotte dans le SBV AZ	e (cm)	χ_{lf} ($10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$)	$\Delta\chi_{lf}$ ($10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$)	$\frac{\Delta\chi_{lf}}{\chi_{lf}} \%$
AZP5	30	31,035	3,78627	
AZP2	25	28,89	3,52458	
AZP4	20	22,67	2,76574	
AZC12	25	22,32	2,72304	
AZF11	25	14,25	1,7385	
AZC10	25	11,96	1,45912	12,2
AZF1	20	128,34	15,65748	
AZP6	25	100,56	12,26832	
AZP8	25	116,12	14,16664	
AZC3	25	83,47	10,18334	
AZC9	20	55,58	6,78076	
AZP16	20	39,49	4,81778	

Tableau 27 : Incertitudes absolues et relatives des susceptibilités magnétiques des échantillons du transect MZ17.

Carotte dans MZ17	e (cm)	χ_{lf} ($10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$)	$\Delta\chi_{lf}$ ($10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$)	$\frac{\Delta\chi_{lf}}{\chi_{lf}} \%$
17B	15	89,58	10,92876	
17C	20	21,405	2,61141	
17D	5	27,45	3,3489	
17E	15	80,46	9,81612	
17F	20	62,31	7,60182	
17G	30	140,5	17,141	
17H	25	125,166	15,270252	12,2
17I	25	35,63	4,34686	
17J	25	75,89	9,25858	
17K	25	43,58	5,31676	
17L	25	13,86	1,69092	
17M	5	124,19	15,15118	
17N	20	58,98	7,19556	
17O	10	31,99	3,90278	
17P	15	15,91	1,94102	
17Q	10	54,42	6,63924	

Tableau 28 : Incertitudes absolues et relatives des susceptibilités magnétiques des échantillons du transect. MZ13.

Carotte dans MZ13	e (cm)	χ_{lf} ($10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$)	$\Delta\chi_{lf}$ ($10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$)	$\frac{\Delta\chi_{lf}}{\chi_{lf}} \%$
13A	20	39,25	4,7885	
13B	30	89,33	10,89826	
13C	15	182,33	22,24426	
13D	15	96,66	11,79252	
13E	20	51	6,222	
13F	15	58	7,076	
13G	20	135,75	16,5615	12,2
13H	20	99,5	12,139	
13I	20	106	12,932	
13J	15	124,33	15,16826	
13K	15	110,66	13,50052	
13L	15	39	4,758	
13M	30	12,66	1,54452	

Tableau 29 : Incertitudes absolues et relatives des susceptibilités magnétiques des échantillons du transect. MZ13.

Carotte dans AZ23	χ_{lf} ($10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$)	$\Delta\chi_{lf}$ ($10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$)	$\frac{\Delta\chi_{lf}}{\chi_{lf}} \%$
AZ23D	58,51	7,13822	
AZ23A	52,4	6,3928	
AZ23E	38,97	4,75434	
AZ23K	23,77	2,89994	12,2
AZ23H	21,21	2,58762	
AZ23B	89,42	10,90924	
AZ23C	87,38	10,66036	
AZ23F	17,75	2,1655	
AZ23G	18,32	2,23504	

IV.4.2 Incertitudes sur les pertes estimées dans les UH_{AZ}

Les incertitudes absolues et relatives sur les pertes estimées par les trois modèles d'érosion utilisées dans AZ sont calculées selon les formules données dans le chapitre II. Elles sont données dans le tableau ci-dessous :

Tableau 30 : Incertitudes absolues et relatives des pertes estimées par le modèle T-H, modèle de corrélation simple (SCM), et le modèle proportionnel simple (SPM) dans les échantillons des unités homogènes UH_{AZ}.

Carotte dans le SBV AZ	χ_{if} ($10^{-8} m^3 kg^{-1}$)	$d_{loss,T-H}$ (cm)	$\Delta d_{(loss,T-H)}$ (cm)	$\frac{\Delta d_{(loss,T-H)}}{d_{(loss,T-H)}}$ (%)	$d_{loss, SCM}$ (cm)	$\Delta d_{(loss, SCM)}$ (cm)	$\frac{\Delta d_{(loss,SCM)}}{d_{(loss,SCM)}}$ (%)	$\Delta d_{(loss, SPM)}$ (cm)	$\frac{\Delta d_{(loss,SPM)}}{d_{(loss,SPM)}}$ (%)
AZP5	31,035	-89,06	17,4497039	19,5932	-70	4,66284	6,6608	-9,9401574	12,322
AZP2	28,89	-91,51	17,9297373	19,5932	-82,16	5,47284192	6,6608	10,3184428	12,322
AZP4	22,67	-99,04	19,4051053	19,5932	-85,56	5,69932272	6,6608	11,4126364	12,322
AZC12	22,32	-99,48	19,4913154	19,5932	-85,75	5,711979	6,6608	11,4742464	12,322
AZF11	14,25	-110,21	21,5936657	19,5932	-91,4	6,09279712	6,6608	12,8937408	12,322
AZC10	11,96	-113,44	22,2265261	19,5932	-100	6,66608	6,6608	9,9401574	12,322
AZF1	128,34	-30,61	3,74188884	12,2244	-25	1,6653	6,6608	-	-
AZP6	100,56	-52,15	6,3750246	12,2244	-45	2,99754	6,6608	-	-
AZP8	116,12	-39,89	4,87631316	12,2244	-34,53	2,30011236	6,6608	-	-
AZC3	83,47	-52,04	10,1963013	19,5932	-52,36	3,48780432	6,6608	-	-
AZC9	55,58	-66,26	12,9824543	19,5932	-67,59	4,50230508	6,6608	-	-
AZP16	39,49	-80,12	15,6980718	19,5932	-76,37	5,08715844	6,6608	-	-

IV.4.3 Incertitudes sur les pertes estimées dans les transects MZ17, MZ13 et AZ23

Tableau 31 : Incertitudes absolues et relatives des pertes estimées par le modèle T-H, modèle de corrélation simple (SCM), et le modèle proportionnel simple (SPM) dans le transect MZ17.

Carotte dans MZ17	χ_{if} ($10^{-8} m^3 kg^{-1}$)	$d_{loss,T-H}$ (cm)	$\Delta d_{(loss,T-H)}$ (cm)	$\frac{\Delta d_{(loss,T-H)}}{d_{(loss,T-H)}}$ (%)	$d_{loss, SCM}$ (cm)	$\Delta d_{(loss,SCM)}$ (cm)	$\frac{\Delta d_{(loss,SCM)}}{d_{(loss,SCM)}}$ (%)	$\Delta d_{(loss,SPM)}$ (cm)	$\frac{\Delta d_{(loss,SPM)}}{d_{(loss,SPM)}}$ (%)
17B	89,58	-80,02	11,6465909	14,5546	-74,7	8,1382662	10,8946		
17C	21,405	-146,49	21,3210335	14,5546	-135,58	14,7708987	10,8946		
17D	27,45	-139,84	20,3531526	14,5546	-130,18	14,1825903	10,8946		
17E	80,46	-87,83	12,7833052	14,5546	-82,84	9,02508664	10,8946		
17F	62,31	-104,38	15,1920915	14,5546	-99,05	10,7911013	10,8946		
17G	140,5	-35,95	2,3420706	6,5148	-29,23	3,18449158	10,8946		
17H	125,166	-52,22	3,40202856	6,5148	-42,92	4,67596232	10,8946		
17I	35,63	-131,08	19,0781697	14,5546	-122,88	13,3872845	10,8946	12,611567	12,322
17J	75,89	-91,87	13,371311	14,5546	-86,93	9,47067578	10,8946		
17K	43,58	-122,83	17,8774152	14,5546	-115,78	12,6137679	10,8946		
17L	13,86	-154,9	22,5450754	14,5546	-142,32	15,5051947	10,8946	17,7042496	12,322
17M	124,19	-53,23	7,79936606	14,6522	-43,79	4,77074534	10,8946		
17N	58,98	-107,55	6,9016986	6,4172	-102,03	11,1157604	10,8946	7,1492244	12,322
17O	31,99	-134,95	19,6414327	14,5546	-126,13	13,741359	10,8946		
17P	15,91	-152,66	22,2190524	14,5546	-140,49	15,3058235	10,8946		
17Q	54,42	-111,98	16,2982411	14,5546	-106,1	11,5591706	10,8946		

Tableau 32: Incertitudes absolues et relatives des pertes estimées par le modèle T-H, modèle de corrélation simple (SCM), et le modèle proportionnel simple (SPM) dans le transect MZ13.

Carotte dans MZ13	χ_{lf} ($10^8 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	$d_{\text{loss,T-H}}$ (cm)	$\Delta d_{(\text{loss,T-H})}$ (cm)	$\frac{\Delta d_{(\text{loss,T-H})}}{d_{(\text{loss,T-H})}}$ (%)	$d_{\text{loss, SCM}}$ (cm)	$\Delta d_{(\text{loss, SCM})}$ (cm)	$\frac{\Delta d_{(\text{loss,SCM})}}{d_{(\text{loss,SCM})}}$ (%)	$\Delta d_{(\text{loss,SPM})}$ (cm)	$\frac{\Delta d_{(\text{loss,SPM})}}{d_{(\text{loss,SPM})}}$ (%)
13A	39,25	-127,29	18,5265503	14,5546	-119,64	13,0342994	10,8946	11,7650456	12,322
13B	89,33	-80,22	11,6757001	14,5546	-74,92	8,16223432	10,8946		
13C	182,33	+13,22	0,86125656	6,5148	+8,12	0,88464152	10,8946		
13D	96,66	-74,17	10,7951468	14,5546	-68,37	7,44863802	10,8946		
13E	51	-115,35	16,7887311	14,5546	-109,15	11,8914559	10,8946		
13F	58	-108,5	15,791741	14,5546	-102,9	11,2105434	10,8946		
13G	135,75	-41,09	2,67693132	6,5148	-33,47	3,64642262	10,8946		
13H	99,5	-71,89	10,4633019	14,5546	-65,84	7,17300464	10,8946		
13I	106	-71,24	4,64114352	6,5148	-60,04	6,54111784	10,8946		
13J	124,33	-53,08	3,45805584	6,5148	-43,67	4,75767182	10,8946		
13K	110,66	-66,75	4,348629	6,5148	-55,87	6,08681302	10,8946		
13L	39	-127,55	18,5643923	14,5546	-119,87	13,059357	10,8946		
13M	12,66	-156,35	22,7561171	14,5546	-143,38	15,6206775	10,8946	17,983959	12,322

Tableau 33 : Incertitudes absolues et relatives des pertes estimées par le modèle T-H, modèle de corrélation simple (SCM), et le modèle proportionnel simple (SPM) dans le transect AZ23.

Carotte dans AZ23	χ_{lf} ($10^8 \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	$d_{\text{loss,T-H}}$ (cm)	$\Delta d_{(\text{loss,T-H})}$ (cm)	$\frac{\Delta d_{(\text{loss,T-H})}}{d_{(\text{loss,T-H})}}$ (%)	$d_{\text{loss, SCM}}$ (cm)	$\Delta d_{(\text{loss, SCM})}$ (cm)	$\frac{\Delta d_{(\text{loss,SCM})}}{d_{(\text{loss,SCM})}}$ (%)	$\Delta d_{(\text{loss,SPM})}$ (cm)	$\frac{\Delta d_{(\text{loss,SPM})}}{d_{(\text{loss,SPM})}}$ (%)
AZ23D	58,51	-11,12	1,58591216	14,2618	-14,52	1,55408431	10,70306		
AZ23A	52,4	-17,11	2,44019398	14,2618	-19,88	2,12776833	10,70306		
AZ23E	38,97	-30,74	4,38407732	14,2618	-31,66	-3,3885888	10,70306		
AZ23K	23,77	-46,9	6,6887842	14,2618	-45,002	4,81659106	10,70306	3,5659868	12,322
AZ23H	21,21	-49,7	7,0881146	14,2618	-47,25	5,05719585	10,70306	4,044656	12,32
AZ23B	89,42	+17,26	2,46158668	14,2618	+12,58	1,34644495	10,70306		
AZ23C	87,38	+15,49	2,20915282	14,2618	+10,8	1,15593048	10,70306		
AZ23F	17,75	-53,52	7,63291536	14,2618	-50,28	5,38149857	10,70306	4,690224	12,32
AZ23G	18,32	-52,89	7,54306602	14,2618	-49,78	5,32798327	10,70306	4,584272	12,32

Conclusions

L'étude effectuée sur les sols des unités homogènes dans le sous bassin versant AZ a conduit aux conclusions suivantes :

La susceptibilité magnétique moyenne associées aux sols prélevés dans les unités homogènes sous différentes utilisations du sol a diminué dans l'ordre suivant : χ_{lf} (sol des forêts) > χ_{lf} (sol des parcours) > χ_{lf} (sol des cultures). L'amélioration significative de la susceptibilité magnétique est liée à la concentration des minéraux ferrimagnétiques secondaires dans le sol.

Les variations de χ_{lf} , χ_{fd} , et χ_{fd} % et leurs corrélations démontrent que : i) l'évolution pédogénétique du sol est le processus fondamental responsable de l'amélioration de la susceptibilité magnétique, ii) l'amélioration de la SM est plus importante dans les forêts et

elle est moins importante dans les terrains de cultures et les parcours et diminue avec l'augmentation de l'activité humaine, et iii) les sols des UH sont caractérisés par une minéralogie homogène, avec une dominance des grains SP originaires des processus de la pédogenèse.

L'effet de la pente et de la lithologie est moins visible dans les sols des UH du sous bassin versant AZ.

Les méthodes appliquées pour la détection des anomalies des susceptibilités magnétiques telle que la méthode MAD et celle de l'écart entre les susceptibilités magnétiques du substrat et de la surface du sol montrent concomitamment dans les cas des UH étudiées :

i) l'absence d'une anomalie dans l'ensemble des données obtenues par la méthode MAD ;

ii) la non superposition des résultats des deux méthodes, et la pertinence des résultats de la méthode MAD qui est associés aux faibles amplitudes des susceptibilités magnétiques prouvent l'absence des retombées sèches d'origine anthropique.

Les résultats confirment que l'amélioration de χ_f est due à la pédogenèse, ils excluent la présence de l'effet anthropogénique. Ce résultat est supporté aussi par le paramètre Fc% qui présente des valeurs élevée associées à l'amélioration de la susceptibilité magnétique, et par la valeur de χ_b faible relative à la contribution négligeable des grains paramagnétiques et grossiers. Les valeurs des susceptibilités magnétiques sont aussi inférieures à celles trouvées dans les zones industrielles polluées.

La susceptibilité magnétique peut être utilisée comme un moyen pour estimer les processus d'érosion et de redéposition des sols.

Les modèles de corrélation simple proposés et le modèle de Royall (T-H) amélioré au LRCN, donnent des estimations d'érosion très proches et fournissent une estimation d'érosion cumulée dans le temps. Par contre le modèle de Liu et al (2015) sous estime l'érosion. Les résultats obtenus par ces modèles ont confirmé que tous les sols échantillonnés dans AZ sont soumis à l'érosion. Les pertes de sol calculées par ces modèles sont convergentes, comparables et fournissent une estimation d'érosion cumulée au cours du dernier siècle, ou depuis l'exploitation de ces sols.

L'examen des transects MZ17 et MZ13 et AZ23 a conduit aux conclusions suivantes :

La susceptibilité magnétique dans le transect MZ17 varie en fonction de la pente dans l'ordre suivant : χ_{lf} (Summit) > χ_{lf} (Backslope) > χ_{lf} (Footslope) > χ_{lf} (Toeslope) > χ_{lf} (Shoulder), alors que dans le transect de culture la tendance est : χ_{lf} (Backslope) > χ_{lf} (Shoulder) > χ_{lf} (Summit) > χ_{lf} (Footslope) > χ_{lf} (Toeslope).

La variation de la lithologie en fonction de la susceptibilité magnétique dans les sols de MZ n'a pas d'effet perceptible sur χ_{lf} , car la majorité des lithologies sont de type marnes, schistes et sables qui sont caractérisés par des signaux magnétiques généralement faibles.

La forte corrélation linéaire entre χ_{lf} et χ_{fd} a indiqué l'homogénéité des particules magnétiques dans tous les sols des transects MZ13 et MZ17 du sous bassin versant MZ et que les grains magnétiques fins sont d'origine pédogéniques. La valeur de la susceptibilité magnétique associée aux grains paramagnétiques et ferrimagnétiques grossiers est faible en comparaison aux susceptibilités magnétiques des sols étudiés, ce qui dénote une très faible contribution de la fraction magnétique grossière dans la réponse du sol.

L'évolution pédogénique du sol et sa transformation dans les forêts est confirmée par les valeurs élevées du paramètre de Forster Fc% lesquelles sont associées à une augmentation de la susceptibilité magnétique.

L'analyse de χ_{lf} et χ_{fd} % démontre l'homogénéité relative des minéraux magnétiques des sols des transect MZ17 et MZ13 et indique la prévalence des processus pédogéniques similaires dans chaque position de pente dans les deux transects. Selon le modèle de Dearing (1999), les grains SP constituent la taille dominante dans tous les sols de MZ.

Les résultats obtenus par les méthodes utilisées, pour discriminer l'effet anthropogénique du pédogénique (la méthode de MAD et la méthode de différence des χ_{lf}), dans la susceptibilité magnétique des sols de MZ17 et MZ13, ont montré que toute augmentation de ce paramètre est causée principalement par la pédogenèse. Ils excluent l'effet anthropogénique.

L'exclusion de l'effet de la pollution industrielle sur la susceptibilité magnétique des sols de MZ est confirmé par le fait que les magnitudes des susceptibilités magnétiques enregistrées dans les sols des deux transects MZ17 et MZ13 sont inférieures aux susceptibilités magnétiques des sols de zones polluées. En plus, les valeurs de χ_{fd} % dans les sols de MZ sont supérieures aux χ_{fd} % des sols pollués, généralement inférieures à 3%, de même la corrélation entre χ_{fd} % et χ_{lf} est positive dans les transects de MZ, tandis qu'elle est

négligable dans les sols pollués. Ces résultats confirment l'absence de la pollution industrielle et / ou anthropique dans les sols des transect MZ17 et MZ13.

L'augmentation de la susceptibilité magnétique au sommet de la forêt est due à une pédogenèse favorisée à ce niveau, et son augmentation aux positions de pente inférieures est liée au dépôt de sol provenant de positions de pente supérieures. Alors que la diminution des susceptibilités magnétiques dans certaines positions de pente moyennes dans le transect de forêt est liée à l'érosion du sol. Les positions de pente supérieures dans le transect de culture sont des sites d'érosion et les positions inférieures constituent des aires de dépôt. Les dépôts de sols issus des positions supérieures riches en minéraux magnétiques contribuent à l'augmentation des susceptibilités magnétiques des sols des cultures au niveau des positions de pente inférieures, pendant que les positions de pente supérieures, émettrices de sédiments, voient leurs susceptibilités diminuer.

Les paramètres magnétiques χ_{lf} et χ_{fd} % peuvent être utilisés pour tracer l'érosion le long des transects étudiés, ils permettent de mettre en évidence le mécanisme d'érosion et d'estimer l'ampleur de l'érosion du sol relative à chaque position de pente.

L'application des modèles d'érosion, notamment le modèle de Royall amélioré et le modèle de corrélation simple a permis d'estimer l'érosion dans les différentes positions de pente de chaque transect. Ces modèles ont donné des résultats très voisins mais légèrement plus élevés par rapport à la méthode proportionnelle proposée par Liu et al (2015).

Les pertes de sol obtenues dans chaque position de pente par les modèles cités indiquent que les érosions fortes ont lieu presque aux mêmes positions de pente dans les deux transects MZ17 et MZ13. Elles sont lieu dans les positions de pente supérieures et inférieures pour le transect de culture (MZ13), et dans les positions moyennes et inférieures dans le transect de forêt MZ17.

Le mode d'échantillonnage par transect a permis de déterminer les sites d'érosion ainsi que ceux des dépôts du sol. Il a permis aussi de déduire par la suite l'impact de la position de la pente sur la perte du sol.

Le profil AZ23I est le plus stable par rapport aux autres profils du transect AZ23. Le profil AZ23A présente des susceptibilités magnétiques faibles, ce qui indique sa dégradation par l'érosion. Les sols du transect AZ23 sont caractérisés par une minéralogie homogène avec une dominance globalement des tailles superparamagnétiques. L'amélioration de la susceptibilité magnétique est due aux grains superparamagnétiques produits par la pédogenèse.

L'application des modèles d'estimation d'érosion dans le transect AZ23 montre la dégradation ou l'érosion du sol dans les sites de prélèvement des profils. Les modèles utilisés tel que celui de Royall et de corrélation simple montre que les fortes érosions sont toujours associées aux susceptibilités magnétiques faibles. Le modèle de Royall amélioré ainsi que le modèle de corrélation simple conduisent à une érosion toujours légèrement supérieure au modèle de Liu (2015).

PARTIE B : ESTIMATION DE L'ÉROSION PAR LA MÉTHODE CARTOGRAPHIQUE

Cette partie est consacré à la quantification de l'érosion dans les deux sous bassins versants Ait Azzouz et Mezguida par le modèle RUSLE. Ce modèle se base sur une équation qui dépend de cinq facteurs qui contrôlent les processus d'érosion. Il permet de déterminer les zones vulnérables à l'érosion, l'érosion potentielle dans chaque bassin et calculer les pertes en sol moyenne annuelle en t/ha/an dans ce dernier.

Nous commencerons par l'estimation de l'érosion dans le sous bassin versant Ait Azzouz qui nécessite l'analyse de chaque facteur d'érosion en suivant la méthodologie consacrée. Nous suivrons la même démarche lors de l'examen de l'érosion dans le sous bassin versant Mezguida. Ensuite nous comparerons les érosions obtenues par le modèle RUSLE dans les deux sous bassins versants. Finalement, nous analyserons et confronterons les érosions potentielles dans les deux sous bassins AZ et MZ.

Introduction

L'érosion hydrique constitue un problème majeur dans plusieurs régions du Maroc. Plusieurs approches de prévision de l'érosion ont été largement utilisées, elles font appel aux données empiriques, modèles conceptuelles et modélisation mathématique (USLE). L'équation universelle de perte en sols modifiée (MUSLE) et l'équation universelle révisée (RUSLE) constituent des formulations successives améliorées d'USLE. Ces modèles empiriques sont les plus largement utilisés pour la prévision et le contrôle de l'érosion (Wijesundara et al, 2018). L'équation de RUSLE a été développée par le département américain de l'agriculture, et est utilisée comme un système d'aide à la décision dans la conservation des sols et l'aménagement du territoire (Renards et al, 1997).

Avec le développement des systèmes d'informations géographiques (SIG) et de la télédétection, le modèle RUSLE proposé par Wischmeier and Smith (1978) a été adapté pour modéliser le potentiel d'érosion des sols dans différents contextes (Millward et Mersey, 1999). L'équation empirique universelle révisée de perte en sols (RUSLE) est très utilisée comme modèle mathématique de prédiction de l'érosion en nappe. Il permet d'estimer le taux annuel potentiel d'érosion de sol dû aux précipitations (Renard et al, 1997). L'estimation des pertes en sol par l'érosion nécessite une grande quantité d'informations et de données provenant de diverses sources disponibles sous différents formats et échelles. Il est par conséquent, fait appel à un système de collecte et de gestion de bases de données et d'informations comme ArcGIS 10.2. RUSLE calcule l'érosion moyenne annuelle attendue sur les versants en admettant un effet multiplicatif de plusieurs facteurs : l'agressivité des pluies (R), l'érodibilité du sol (K), le facteur topographique (LS), le couvert végétal (C), et les pratiques anti-érosives (P). Les valeurs de ces facteurs sont déterminées à partir des mesures effectuées dans le terrain et le laboratoire (Renard et al, 1997). Le facteur topographique (LS) affecte directement le ruissellement, qui dépend aussi du type de sol. Une pente raide et une topographie ondulée réduisent le taux d'infiltration. Un fort taux de ruissellement, des pentes abruptes, des sols sablonneux et l'absence de pratiques de conservation se traduisent par une grande vulnérabilité à l'érosion des sols. La superposition des cartes thématiques des facteurs d'érosion obtenues par le modèle dans un SIG permet de déterminer l'effet de l'ensemble des facteurs sur les pertes en sol, de classer les zones d'érosion, et de quantifier les pertes en sol. Plusieurs études sur l'évaluation d'érosion par le modèle RUSLE ont été effectuées au Maroc. Clark (2015) a réalisé une étude d'érosion dans le bassin versant Bouregreg situé près de Rabat, ses résultats indiquent que les taux d'érosion annuels moyens dans le bassin sont minimales à modérés. Sadiki et al (2004) ont utilisés le même modèle dans le sous bassin

versant Boussouab situé dans le Rif oriental, et démontrent que ce sous bassin versant subit une érosion très forte.

Les objectifs de notre étude dans cette partie sont : i) évaluer les quantités de pertes en sols dans les deux sous bassins versants Ait Azzouz et Mezguida par le modèle universel de perte en sol (RUSLE), ii) comparer les résultats obtenus dans les deux sous bassins versants en déterminant les facteurs contribuant aux fortes érosions , et iii) examiner l'érosion potentielle dans les deux sous bassins versants et dégager l'importance de certains facteurs dont le rôle du couvert végétal dans la protection du sol contre l'érosion.

I. Estimation de l'érosion par le modèle RUSLE dans le sous bassin versant Ait Azzouz

I.1 Évaluation des facteurs d'érosion

I.1.1 Facteur d'érodibilité du sol (K_{AZ})

Ce facteur permet de ressortir les zones les plus friables dans le bassin et de décrire l'érodibilité des sols en fonction de la nature pédologique des sols. Un sol est considéré fortement susceptible à être érodé lorsque la valeur de K est proche de 1, et inversement lorsqu'elle est voisine de 0. Le facteur K est faible (de l'ordre de 0,1) pour les sols stables et fort pour les sols fragiles (de l'ordre ou supérieure à 0,7). La carte du facteur K est obtenue en se basant sur la carte pédologique du bassin étudié (Fig.82). La figure 83 présente la carte résultante du facteur pédologique, elle illustre la distribution spatiale des différentes classes du facteur K dans le bassin versant Ait Azzouz. Les valeurs de l'indice d'érodibilité sont comprises entre 0,1 et 0,5, et sont réparties dans la zone d'étude selon les différents types de sol. Le tableau 34 présente les superficies en ha et en pourcentage (%) de chaque classe par rapport à la surface du bassin. D'après la figure 83, nous distinguons généralement quatre cas :

Des zones à faible indice d'érodibilité, inférieure à 0.2 t.ha/MJ.mm localisées à l'extrême Nord-ouest du sous bassin, et en occupant une surface très limitée (1,42% de la surface du sous bassin). Cette classe se localise sur des sols bruns forestiers à matériaux légèrement rubéfiés.

La classe d'érodibilité moyenne (0,2 - 0,3 t.ha/MJ.mm) couvre presque la moitié de la surface totale du bassin (57,29%) ; elle se situe généralement au centre du bassin et vers ses versants). Elle se situe généralement au centre du bassin et vers ses versants et coïncide avec des sols bruns méditerranéens peu épais et des lithosols et des rigosols.

La classe d'érodibilité forte (0,3 - 0,4 t.ha/MJ.mm) vient en troisième ordre, elle occupe le centre et l'extrême ouest du bassin, et représente 29,43% de la surface du bassin. Cette classe témoigne d'une forte érodibilité. Les sols y sont de type luvisol chromique caractérisés par une forte érodibilité (Pereira et al, 2017).

La classe (0,4 et 0,5 t.ha/MJ.mm) caractérise l'amont du bassin qui constitue l'endroit le plus sensible à l'érosion vu la nature de ses sols avec de fortes valeurs d'érodibilité ; cette classe occupe 11,86% de la surface du sous bassin, et coïncide avec une association des sols hydromorphes et des sols peu évolués. Ces résultats sont proches de ceux obtenus par Yjjou et al (2014) dans le sous bassin Oum Er Rbia.

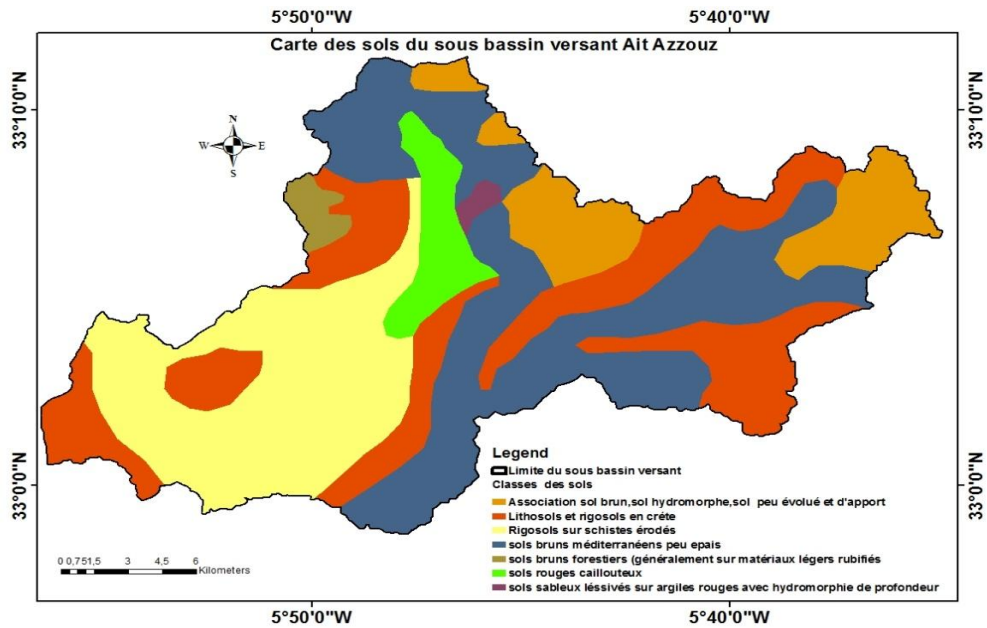
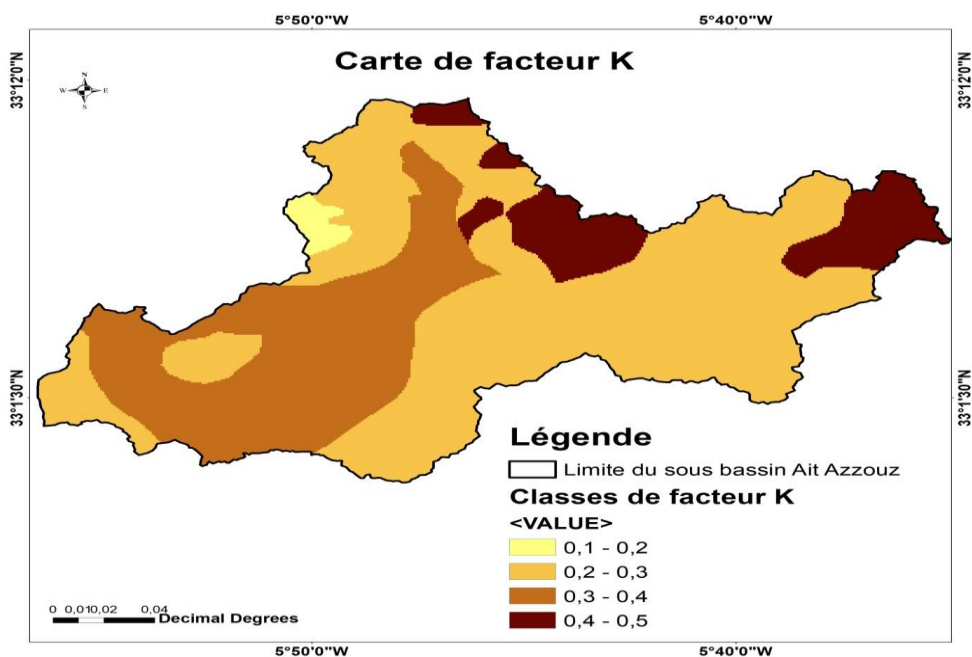


Figure 82 : Carte des sols de sous bassin Ait Azzouz.

Tableau 34: Répartition des classes du facteur K_{AZ} dans le sous bassin versant Ait Azzouz.

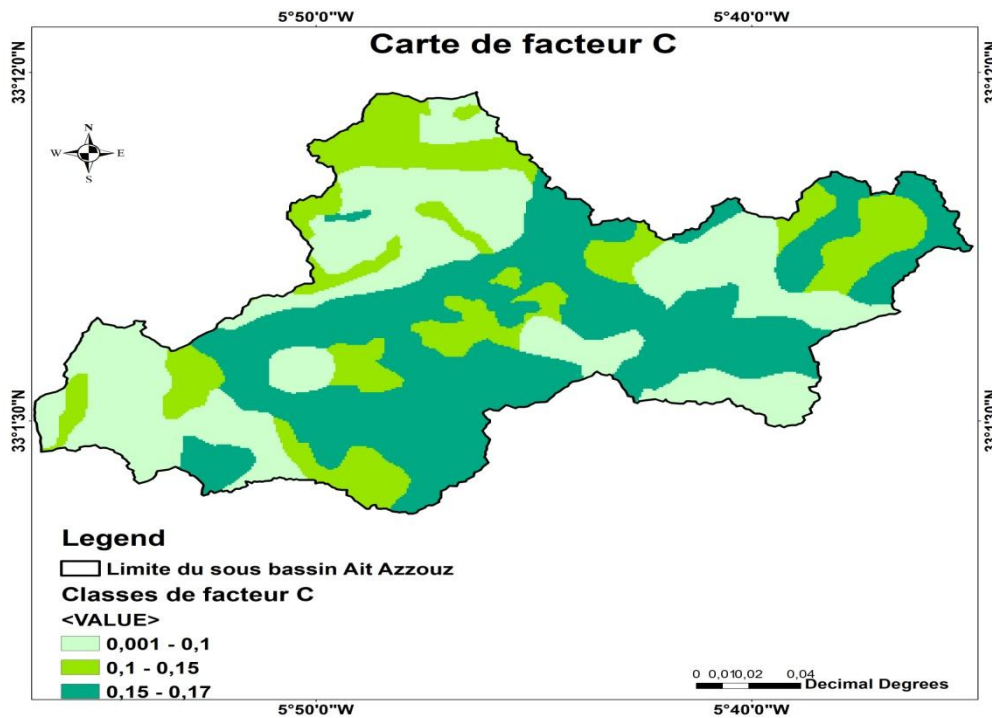
Classe de facteur K_{AZ}	Superficie en (ha)	Superficie en (%)
0,1-0,2	276,9	1,42
0,2-0,3	11171,55	57,29
0,3-0,4	5738,85	29,43
0,4-0,5	2312,7	11,86

Figure 83: Carte de facteur d'érodibilité (K_{AZ}) dans le sous bassin versant Ait Azzouz.

I.1.2 Facteur du couvert végétal (C_{AZ})

Ce facteur est le second facteur le plus important qui contrôle le risque d'érosion des sols. Un terrain est stable lorsqu'il est couvert par une végétation dense. Surtout que cette dernière retient le sol par son système racinaire et dissipe l'énergie des gouttes de pluie. Les valeurs de facteur C varient de 0 pour les sols bien protégés jusqu'à 1,5 pour les sols très sensibles à l'érosion et moins protégés. L'évaluation du facteur C dans le sous bassin versant Ait Azzouz a donné des valeurs se situant entre 0,001 et 0,17 (Fig.84). D'après la carte de répartition du facteur C, nous constatons que presque 78,38% de la surface du sous bassin versant présente une protection faible contre l'érosion (Tableau.35). Ceci est dû principalement aux types d'occupations des sols qui règnent dans la région avec une prédominance des terrains de cultures, des terrains de parcours, et des terrains à un couvert végétal dégradé. Une partie faible de la superficie du sous bassin (21,62% de la surface du sous bassin) est considérée protégée contre l'érosion. Elle se localise généralement aux versants du sous bassin, sous forme de surfaces forestières peu étendues, ce qui explique les valeurs faibles du facteur C.

D'une manière générale, l'aval du sous-bassin semble bien protégé vue la présence des terrains couverts par une végétation dense. Vers le Nord, les terrains à forêts légèrement dégradées participent aussi à la stabilité des terrains. La classe moyenne de facteur C apparaît majoritairement au centre du bassin et en quelques parties vers le Nord où on note la présence des terrains occupés principalement par des terrains de parcours et des terrains cultivés. Alors que l'amont et la grande partie du centre semble mal protégé contre l'érosion suite à la prédominance des terrains de cultures.

Figure 84: Carte du facteur du couvert végétal (C_{AZ}) dans le sous bassin versant Ait Azzouz.Tableau 35: Répartition des classes du facteur C_{AZ} dans le sous bassin versant Ait Azzouz.

Classes de facteur C_{AZ}	Superficie en (ha)	Superficie en (%)
0,001-0,1	4215,9	21,62
0,1-0,15	6928,35	35,53
0,15-0,17	8355,75	42,85

I.1.3 Facteur topographique (LS_{AZ})

Le facteur topographique LS rassemble l'effet de la longueur (L en m) et de l'inclinaison de la pente (S en %) sur l'érosion. L'évaluation de ce facteur dans le sous bassin versant Ait Azzouz est basée sur la carte des pentes de la zone d'étude (Fig.20). Cette dernière est une restitution du modèle numérique de terrain (MNT) du bassin établi avec une résolution de 30 m. Il existe dans la bibliographie scientifique plusieurs équations permettant l'évaluation de ce facteur, cependant l'équation de David (1987) permet de donner des valeurs réalistes et satisfaisantes. L'application de l'équation de David (1987) :

$$LS = 0.10 + 0.21 * S^{4/3} \quad (\text{Eq.33})$$

(avec LS facteur topographique, S la pente en %) a permis d'établir la carte de variation de LS dans tout le sous bassin versant.

Les résultats obtenus montrent que le facteur LS présente des valeurs comprises entre 0 et 42,8 (Fig.85). L'analyse de cette carte montre que presque 97,48% de la surface totale du

bassin appartient à des classes faibles entre 0.1 et 13 (Tableau. 36). Le reste du sous bassin présente des valeurs élevées (supérieures à 13), ce qui est en faveur des processus érosifs, mais n'occupe 2.52% de la surface du sous bassin. D'une manière générale, le facteur LS suit la topographie du terrain, les endroits où les pentes sont fortes (les versants du sous bassin) présentent des valeurs élevées de LS, tandis que les plaines (centre du sous bassin) montrent des valeurs faibles de LS.

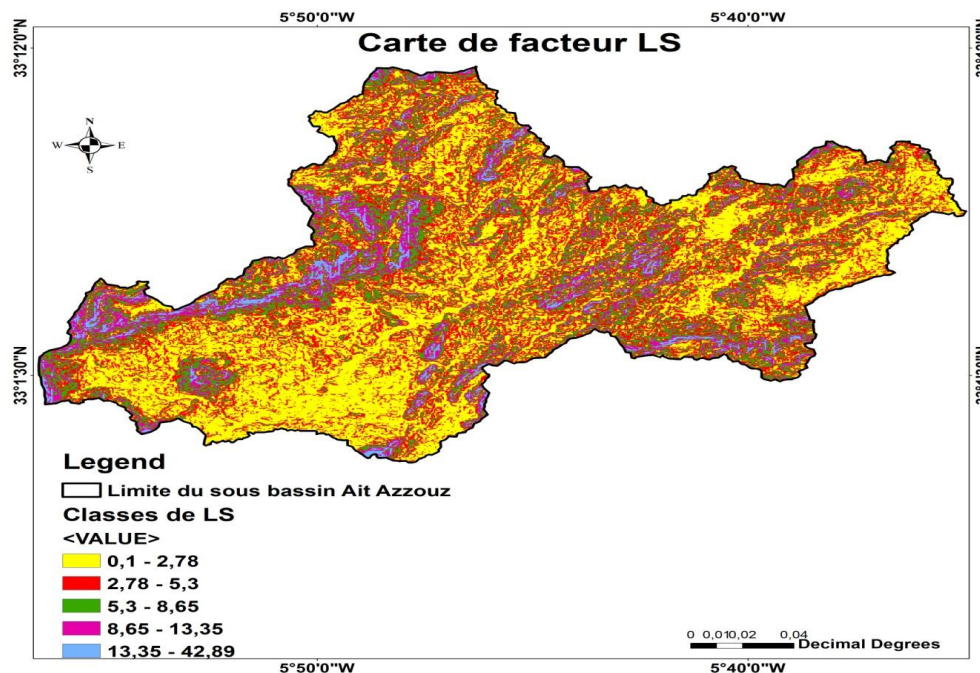


Figure 85: Carte du facteur topographique LS_{AZ} du sous bassin versant Ait Azzouz.

Tableau 36: Répartition des classes du facteur LS dans le sous bassin versant Ait Azzouz.

Classes de facteur LS_{AZ}	Superficie en (ha)	Superficie en (%)
0,1-2,78	7497,75	38,45
2,78-5,3	6039,15	30,97
5,3-8,65	3697,2	18,96
8,65-13,35	1774,5	9,1
13,35-42,89	491,4	2,52

I.1.4 Facteur de l'érosivité climatique (R_{AZ})

Le facteur d'érosivité climatique R dépend des conditions climatiques qui règnent dans la région et surtout des intensités et durées des précipitations. Dans cette étude, les précipitations est le paramètre pris en compte pour l'évaluation de l'érosivité des pluies en utilisant l'équation de Rango and Arnoldus (1987) sous les outils SIG.

La carte d'érosivité synthétique obtenue à partir des données des stations météorologique (Tsalat, Ouljet Haboub, Sidi Jabeur) disponibles à l'ABHBC montre que la

valeur de R varie entre 59 et 111 MJ.mm.ha⁻¹.H⁻¹.an⁻¹ (Fig. 86). Presque 72% de la surface totale du sous bassin est soumise à une érosivité de 111 MJ.mm.ha⁻¹.H⁻¹.an⁻¹ et se situe dans la partie Nord et Nord-Est du sous bassin aux hautes altitudes, alors que l’aval du sous bassin avec des altitudes faibles et représentant 28% de la surface, est soumis à une faible érosivité.

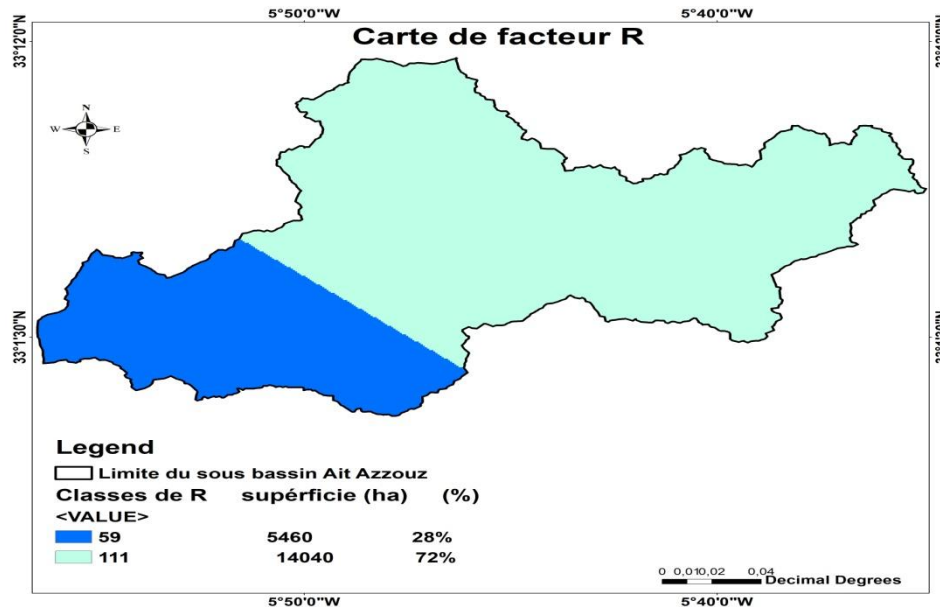


Figure 86: Carte de l'indice d'érosivité des pluies R_{AZ} dans le sous bassin versant Ait Azzouz.

I.1.5 Facteur des pratiques anti-érosives (P_{AZ})

Ce facteur est fonction des travaux d'aménagement et des pratiques anti-érosives réalisées dans le bassin. Dans le cas où aucune pratique n'est pas réalisée, comme dans le bassin en étude, ce facteur égal à 1 est sans effet et peut être ignoré dans l'équation de RUSLE.

I.1.6 Évaluation des pertes en sol (A_{AZ}) dans le sous bassin Ait Azzouz

La superposition des cartes des principaux facteurs d'érosion a permis d'obtenir la carte des pertes en sol ou plus exactement de la répartition des taux d'érosion dans le sous bassin versant Ait Azzouz (Fig.87). La carte d'érosion obtenue montre des pertes moyennes annuelles en sol de l'ordre de 12,22 t/ha/an, alors que les pertes maximales et minimales sont respectivement de 209,39 t/ha/an et 0,0012 t/ha/an. Les pertes totales du bassin sont de l'ordre de 4848,56 t/ha/an. La carte synthétique des taux d'érosion a été subdivisée en cinq classes selon les normes les plus adoptées dans la bibliographie scientifique (Sadiki et al, 2004 ; Zouagi et al, 2018 ; Ouallali et al, 2016). Cette classification atteste que les pertes inférieures à 7 t/ha/an sont considérées faibles, moyennes à fortes de 7 à 20 t/ha/an alors qu'elles sont alarmantes au-delà de 20 t/ha/an. Les faibles pertes en sol (inférieures à 7 t/ha/an) se

rencontrent généralement en aval du bassin et dans quelques endroits au Nord et à l'Est. Elles coïncident avec des inclinaisons de pentes faibles, des terrains relativement protégés et les formations les moins érodables, présentant un faible indice d'érodibilité faible à moyen. Le centre du sous bassin versant présente généralement des pertes moyennes à élevées (Classes 7-20 t/ha/an et 20-60 t/ha/an). Des zones d'érosion appartenant aux mêmes classes se retrouvent souvent, aussi au Nord et au Nord-est du bassin. Les pertes en sols excessives sont très limitées et n'occupent pas de grandes surfaces, elles se localisent majoritairement à l'Est du bassin et dans quelques endroits en amont. La carte des pertes en sol montre que 45,84% de la surface du sous bassin présente des pertes relativement très faibles et appartiennent à la classe 0.0012-7 t/ha/an, tandis que 30,3% de la superficie du sous bassin appartient à la classe des pertes moyennes 7-20 t/ha/an. Le reste du sous bassin présente des pertes fortes qui appartiennent à la classe 20-60 t/ha/an et occupent 15,93% de la superficie du sous bassin, et des pertes très fortes > 60 t/ha/an qui occupent 7,93% (Fig.88).

Ces résultats coïncident avec ceux obtenus dans le bassin versant de oued Bouregreg (s, s) (Moussabbih et al, 2019), qui ont trouvé une perte moyenne de 13,81 t/ha/an avec des taux d'érosion variant entre 2,14 et 68,2 t/ha /an.

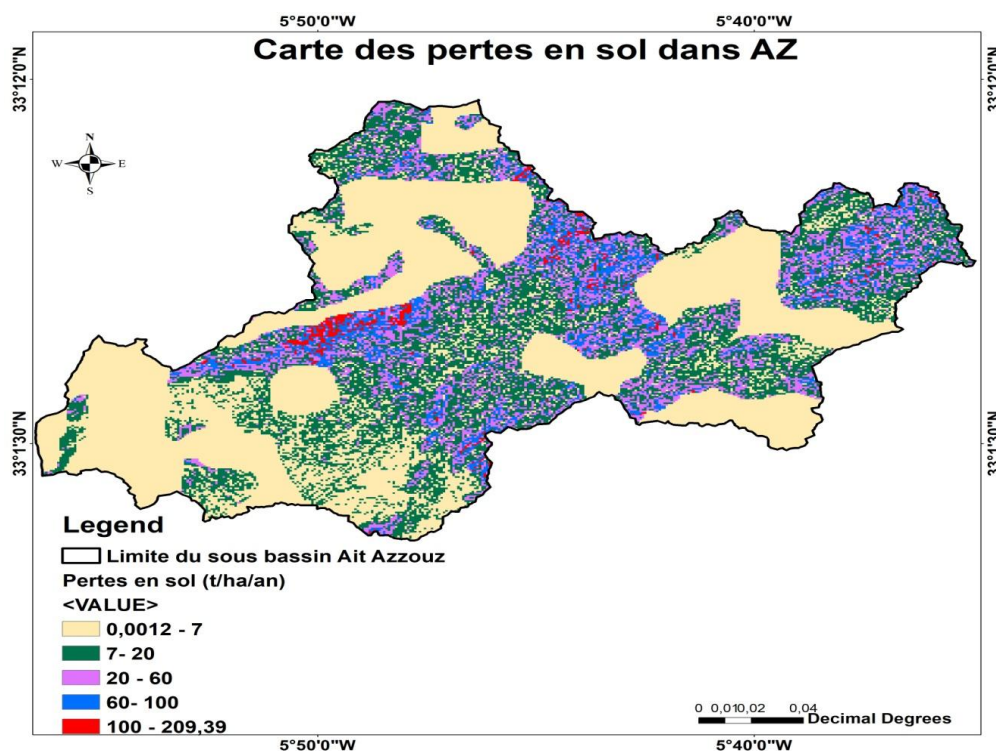


Figure 87: Carte des pertes en sol dans le sous bassin versant Ait Azzouz.

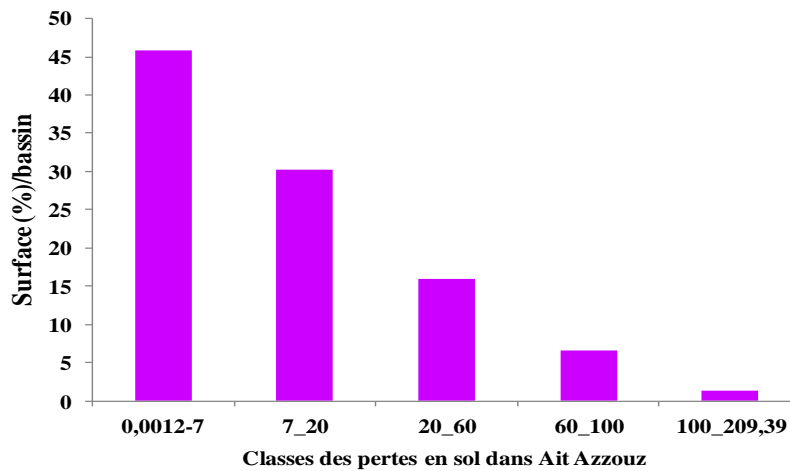


Figure 88: Répartition des classes de perte en sol en (t/ha/an) dans le sous bassin versant Ait Azzouz.

II. Estimation de l'érosion par le modèle RUSLE dans le sous bassin versant Mezguida

II.1 Évaluation des facteurs d'érosion dans le sous bassin versant Mezguida

II.1.1 Facteur de l'érodibilité des sols (K_{MZ})

La carte de facteur K est obtenue en se basant sur la carte pédologique du bassin étudié (Fig.89). D'après la carte d'érodibilité (Fig.90), les valeurs de K varient entre 0,2 et 0,44 démontrant une certaine fragilité des sols du sous bassin versant MZ et sa susceptibilité à l'érosion. La classe d'érodibilité moyenne (0,2 - 0,3 t.ha/MJ.mm) recouvre presque 67,97% de la surface du bassin versant, tandis que les fortes érodibilités (0,3 à 0,4 t.ha/MJ.mm) des sols peu évolués ne représentent que 32,03% (Tableau.37).

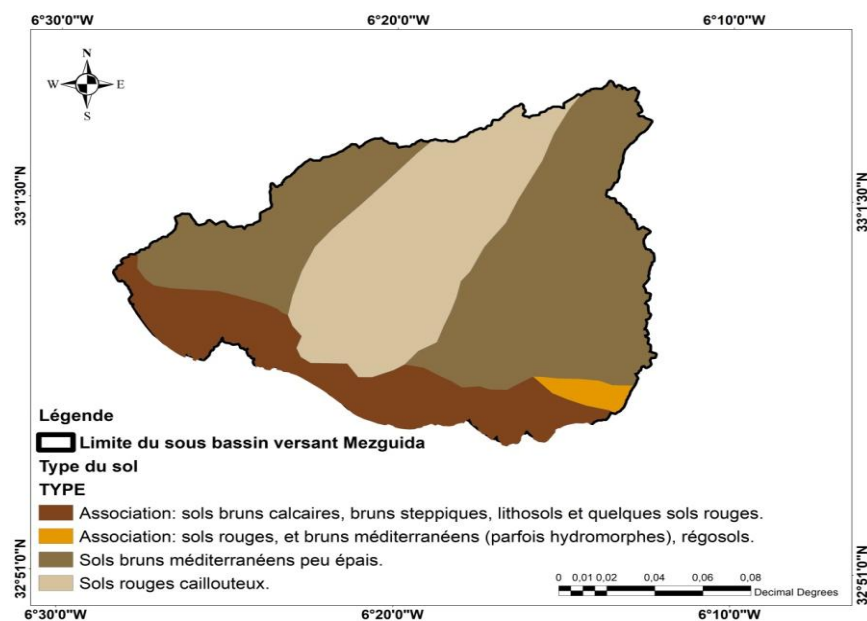
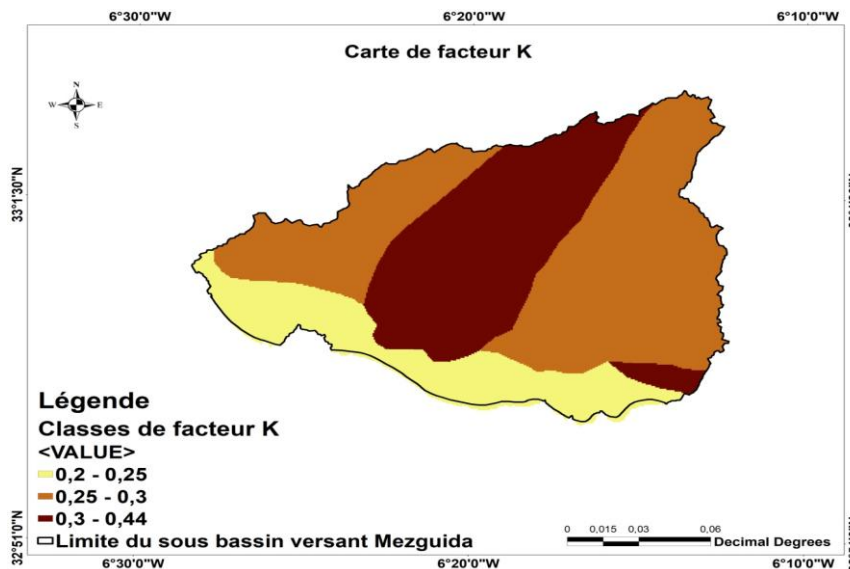


Figure 89: Carte des sols de sous bassin Mezguida.

Tableau 37: Répartition des classes du facteur K_{MZ} dans le sous bassin versant Mezguida.Tableau 38: Répartition des classes du facteur K_{MZ} dans le sous bassin versant Mezguida.

Classes de facteur K_{MZ}	Superficie (ha)	Superficie (%)
0,2-0,25	4233,6	17,64
0,25-0,3	12079,2	50,33
0,3-0,44	7687,2	32,03

Figure 90: Carte d'érodibilité (K_{MZ}) dans le sous bassin versant Mezguida (Bouhlassa and Bouhsane, 2020).

II.1.2 Facteur du couvert végétal (C_{MZ})

En général, le niveau de protection des sols dans le sous bassin Mezguida est assez faible, car la plus grande partie de sa superficie est occupée par des terres de cultures. La carte de facteur C est donnée dans la figure 91. La classe de sol à faible protection couvre une grande superficie du sous bassin, soit 91,81%, pendant que seulement 8,19% de l'étendue du bassin est bien protégée (Tableau.38). Ceci est dû principalement aux types d'occupation du sol ou on note la prédominance des terrains de cultures et la faiblesse des surfaces à couverts végétales denses.

Tableau 39: Répartition des classes du facteur C_{MZ} dans le sous bassin versant Mezguida.

Classe de facteur C_{MZ}	Superficie (ha)	Superficie (%)
0,001-0,04	679,2	2,83
0,04-0,05	1286,4	5,36
0,05-0,17	22034,4	91,81

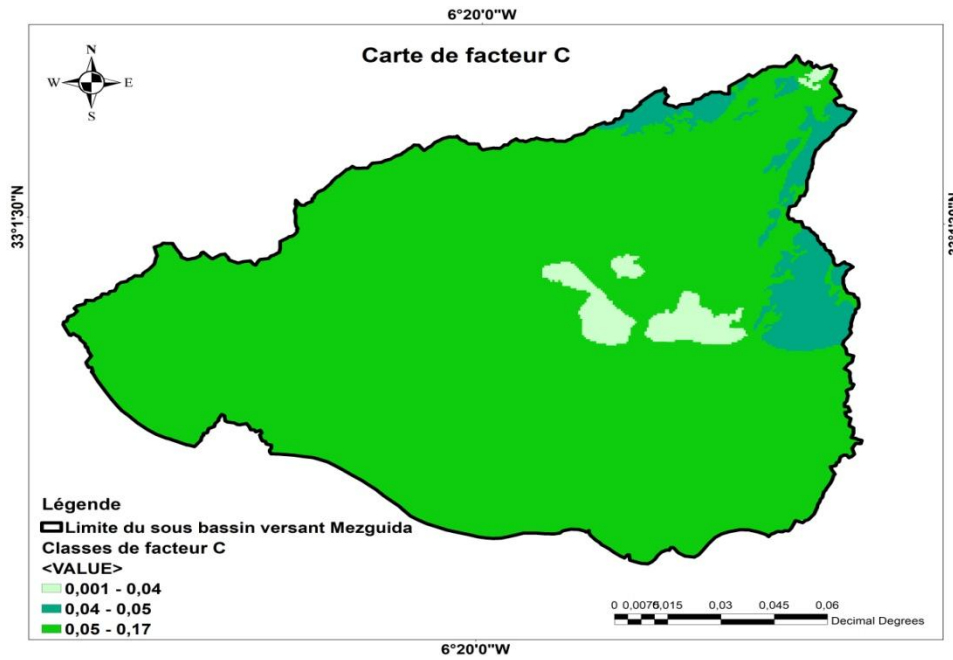


Figure 91: Carte du facteur C_{MZ} du sous bassin Mezguida (Bouhlassa and Bouhsane, 2020).

II.1.3 Facteur topographique (LS_{MZ})

Le facteur topographique LS varie dans le domaine 0,1 à 86,56. La carte de distribution spatiale du facteur LS montre que les valeurs les plus fortes se situent, comme attendu, dans les parties les plus accidentées du bassin (Fig.92). Le facteur donne une indication de l'importance de la topographie dans le processus érosif des sols. Les faibles classes de LS qui se situent entre 0,1 et 18,74 représentent 98,37% de la surface du sous bassin, alors que les pentes fortes occupent 1,61% de la surface du bassin (Tableau.39). Ce qui laisse entrevoir la distribution de l'érosion dans ce sous bassin sous l'effet de LS (Bouhlassa and Bouhsane, 2020).

Tableau 40: Répartition des classes du facteur LS_{MZ} dans le sous bassin versant MZ.

Classes de facteur LS_{MZ}	Superficie en (ha)	Superficie en (%)
0,1-4,84	13015,2	54,23
4,84-10,61	8330,4	34,71
10,61-18,74	2268	9,45
18,65-30,4	180	0,75
30,61-86,56	206,4	0,86

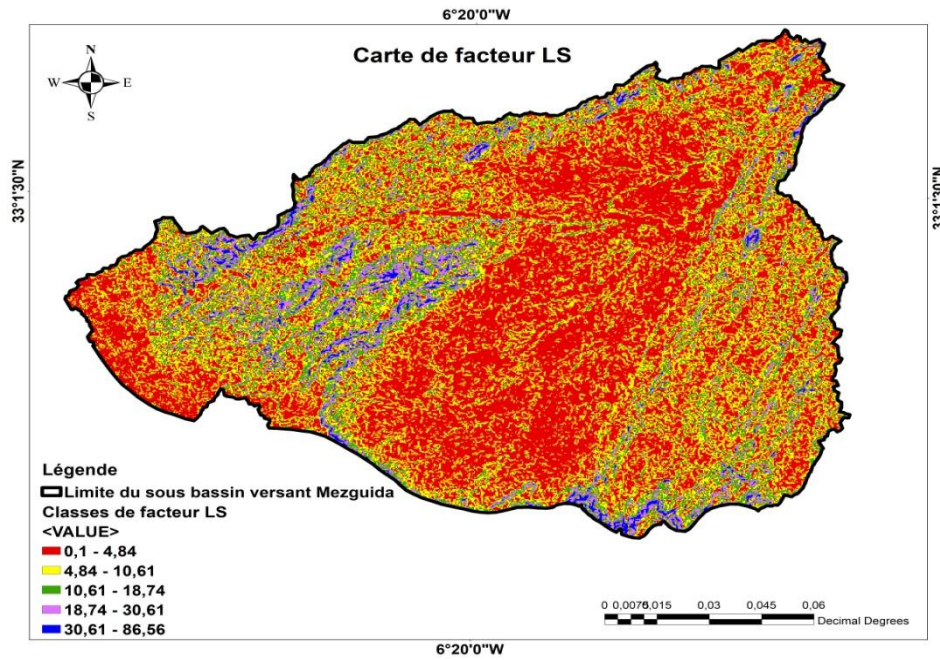


Figure 92: Carte du facteur topographique LS_{MZ} dans le sous bassin versant Mezguida (Bouhlassa and Bouhsane, 2020).

II.1.4 Facteur de l'érosivité climatique (R_{MZ})

Le facteur d'érosivité dépend des paramètres climatiques tels que les précipitations, leurs durées et intensités, qui jouent un rôle important dans l'érosion. La carte d'érosivité synthétique de MZ obtenue à partir des données des stations météorologiques (Tsalat, Ouljet Haboub, Sidi Jabeur) disponibles à l'ABHBC montre qu'une seule valeur de R_{MZ} égale à $59 \text{ MJ.mm.ha}^{-1}.\text{H}^{-1}.\text{an}^{-1}$, sera considérée pour ce sous-bassin, ceci est dû principalement à l'invariabilité des précipitations d'un endroit à un autre suite à la superficie réduite de la zone (Fig. 93).

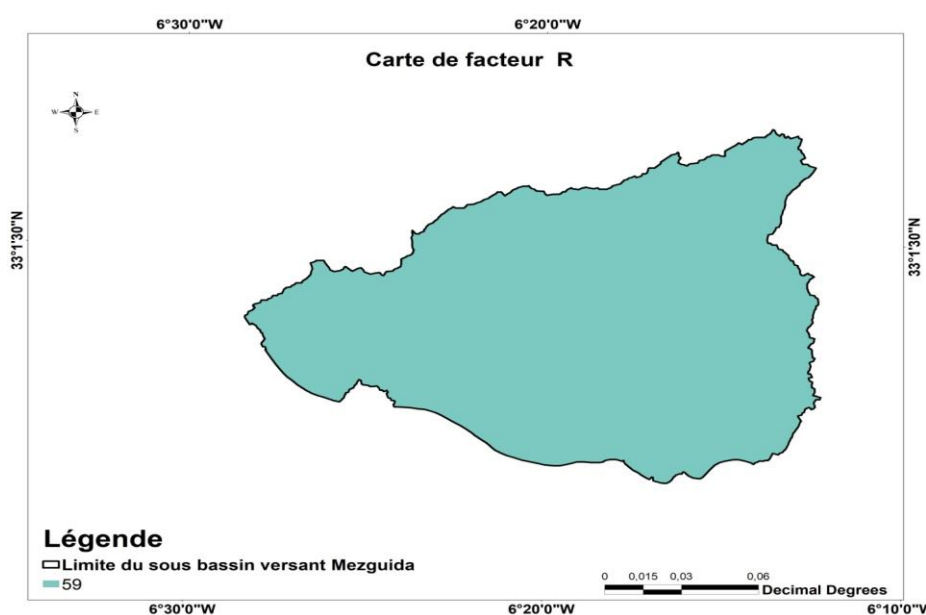


Figure 93: Carte du facteur d'érosivité climatique R_{MZ} du sous bassin versant Mezguida (Bouhlassa and Bouhsane, 2020).

II.1.5 Facteur des pratiques anti-érosives (P_{MZ})

Ce facteur reflète les effets des pratiques de conservation qui réduisent à la fois la quantité et la vitesse du ruissellement et donc l'importance de l'érosion. Pour les terres cultivées, les agriculteurs utilisent très peu ou à peine des pratiques culturales anti-érosives (cultures en courbes de niveau, alternance de bandes ou de terrasses). Les cultures sont principalement des cultures céréalières et un labour parallèle aux courbes de niveau est presque inexistant. Une valeur de 1 est attribuée à ce facteur dans ces terres, ainsi que dans les terrains de parcours et de forêts, dans le sous bassin.

II.1.6 Évaluation des pertes en sol (A_{MZ}) dans le sous bassin versant Mezguida (MZ)

Les utilisations du sol est un facteur qui a un effet significatif sur les taux d'érosion. Les pertes en sol sur les terres nues ou gravement dégradées sont probablement plus élevées que celles des zones à végétation permanente, même sur des pentes abruptes. La perte en sol diffère d'une zone à l'autre selon les facteurs d'érosion. Il existe plusieurs classifications des pertes en sols. Nous avons utilisé la classification américaine qui montre que les sols peuvent subir des pertes allant jusqu'à 7 t/ha/an en moyenne, mais celles-ci deviennent graves si elles dépassent 20t/ha/an. La figure 94 présente la carte des pertes en sol du sous bassin versant MZ ; elle montre des pertes moyennes en sol de l'ordre de 20,21 t/ha/an alors que les pertes maximales et minimales sont respectivement 329,67 t/ha/an et 0,0014 t/ha/an, tandis que les pertes totales dans le sous bassin sont de l'ordre de 8018,78 t/ha/an. Nous avons classé les pertes en sol en quatre classes. La carte des pertes en sol montre que 30,3% de la surface du bassin présente des pertes relativement très faibles, appartenant à la classe 0.0014-7 t/ha/an, 35,38% de la superficie du sous bassin appartient à la classe des pertes moyennes à forte de 7-20 t/ha/an alors que 28,36% du sous bassin enregistre des pertes fortes qui appartiennent à la classe 20-60 t/ha/an contre 5,96% qui affichent des pertes très fortes > 60 t/ha/an (Fig.95).

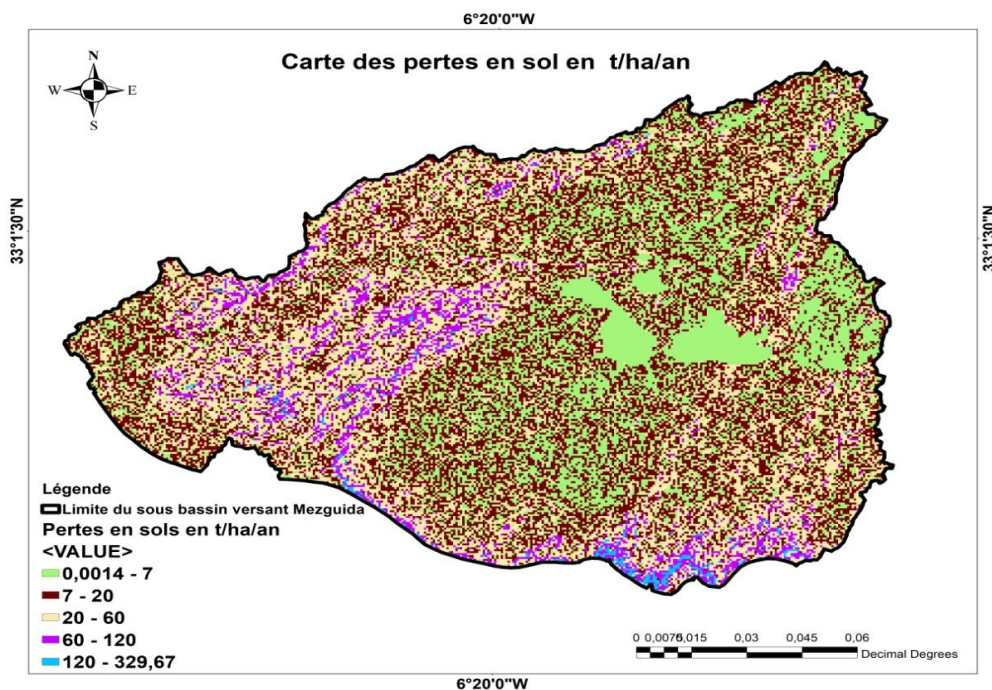


Figure 94 : Carte de perte en sol dans le sous bassin versant Mezguida (Bouhlassa and Bouhsane, 2020).

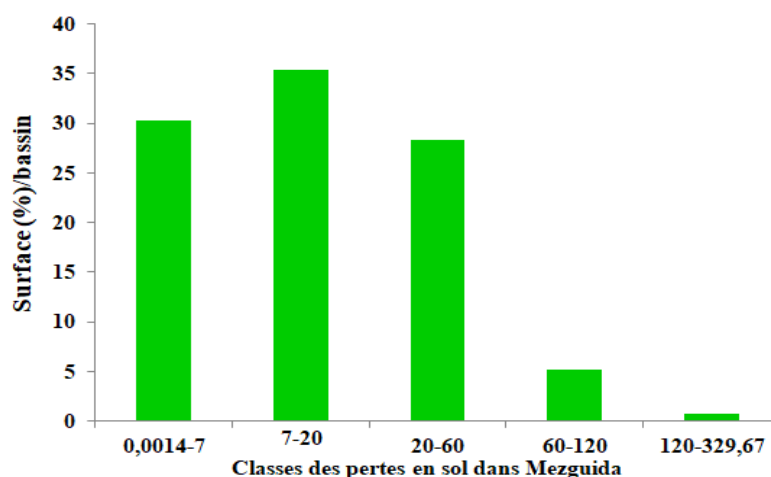


Figure 95: Répartition des classes de perte en sol (t/ha/an) dans le bassin versant Mezguida.

III. Comparaison des résultats des érosions obtenus par RUSLE dans les sous bassins Mezguida et Ait Azzouz

Les paramètres qui contrôlent l'érosion d'érosion des deux sous bassins versants sont présentés dans le tableau 40. Les classes de facteur K des sous bassins versants sont comparables, la classe des valeurs élevées, de 0.3 à 0.4, est la plus dominante dans les sous bassins versants. Ces mêmes valeurs ont été retrouvées dans d'autres études à l'échelle nationale témoignant d'une fiabilité relative de nos résultats. En effet, dans la zone rifaine, la classe 0.3 à 0.4 t.ha/MJ.mm participe à 20% des pertes en sols dans le bassin versant Arbaa

Ayacha (Ouallali et al, 2016), 66% dans le bassin de Tahaddart (Tahiri et al, 2016). Dans le Rif oriental, Sadiki et al (2009) a attribué plus de 20% des pertes à la classe de K supérieure 3 t.ha/MJ.mm, alors qu'au niveau du bassin Oum Er-Rabia, 59% de la superficie de la zone présente des valeurs de K très élevées et supérieures à 4t.ha/MJ.mm (Yjjou et al, 2014). Nous constatons que les classes de LS élevés, sont plus fréquentes dans MZ. Ces valeurs présentent aussi une concordance avec celles trouvées dans les études précitées témoignant aussi d'une fiabilité des résultats obtenus. Les distributions du facteur C indiquent une faible proportion de surfaces protégées dans MZ par rapport à AZ. Les pertes moyennes et totales sont différentes. Elles sont respectivement de 12,21 t/ha/an et 4848,65 t/an dans AZ, alors que dans le sous bassin MZ elles sont de 20,21t/ha/an et 8018,78 t/an. Les surfaces associées aux classes des pertes en sol moyennes à forte et aux classes des pertes fortes, occupent des surfaces plus importantes dans le sous bassin MZ (Fig.96). Les faibles pertes dans AZ couvrent des surfaces plus étendues qu'en MZ. Les pertes relatives aux classes moyennes et très fortes sont comparables dans les deux sous bassins versants. La différence des pertes en sol dans les deux sous bassins versants est liée à la différence des facteurs topographiques LS et des couverts végétaux, lesquels favorisent une forte érosion dans le sous bassin MZ par rapport à AZ.

La comparaison des valeurs moyennes des pertes en sols obtenues avec des études réalisées antérieurement au Maroc montre la fiabilité relative du modèle appliqué. En effet, dans le Rif, Moukhchane et al (1998) ont montré que les pertes moyennes en sols sur des terrains fragiles du territoire rifain atteignent 17 t/ha/an. Le bassin versant Nakhla perd en moyenne 38,7 t/ha/an selon Ait Brahim et al (2003), alors que Tahiri et al (2014) donnent une valeur moyenne de 47,18 t/ha/an en pertes pour le sous bassin de l'Oued Sania. Dans le Rif central, Sadiki et al (2009) ont attribué 22 t/ha/an au bassin de l'Oued Sahla, et 55 t/ha/an au bassin de l'Oued Boussouab dans le Rif oriental (Sadiki et al, 2004).

Tableau 41: Comparaison des facteurs d'érosion des sous bassins versants AZ et MZ.

Sous bassin versant AZ		Sous bassin versant MZ	
Classes de K_{AZ}	Superficie en (%)	Classes de K_{MZ}	Superficie en (%)
0,1-0,2	1,42	0,2-0,25	17,64
0,2-0,3	57,29	0,25-0,3	50,33
0,3-0,4	29,43	0,3-0,44	32,03
0,4-0,5	11,86		
Classes de C_{AZ}	Superficie en (%)	Classes de C_{MZ}	Superficie en (%)
0,001-0,1	21,62	0,001-0,04	2,83
0,1-0,15	35,53	0,04-0,05	5,36
0,15-0,17	42,85	0,05-0,17	91,81
Classes de LS_{AZ}	Superficie en (%)	Classes de LS_{MZ}	Superficie en (%)
0,1-2,78	38,45	0,1-4,84	54,23
2,78-5,3	30,97	4,84-10,61	34,71
5,3-8,65	18,96	10,61-18,74	9,45
8,65-13,35	9,1	18,65-30,4	0,75
13,35-42,89	2,52	30,61-86,56	0,86
Classe R_{AZ}	Superficie en (%)	Classe R_{MZ}	Superficie en (%)
59	28	59	100
111	72		
Perte moyenne AZ	Perte totale AZ	Perte moyenne MZ	Perte totale
t/ha/an	t/an	t/ha/an	t/an
12,22	4848,65	20,21	8018,78

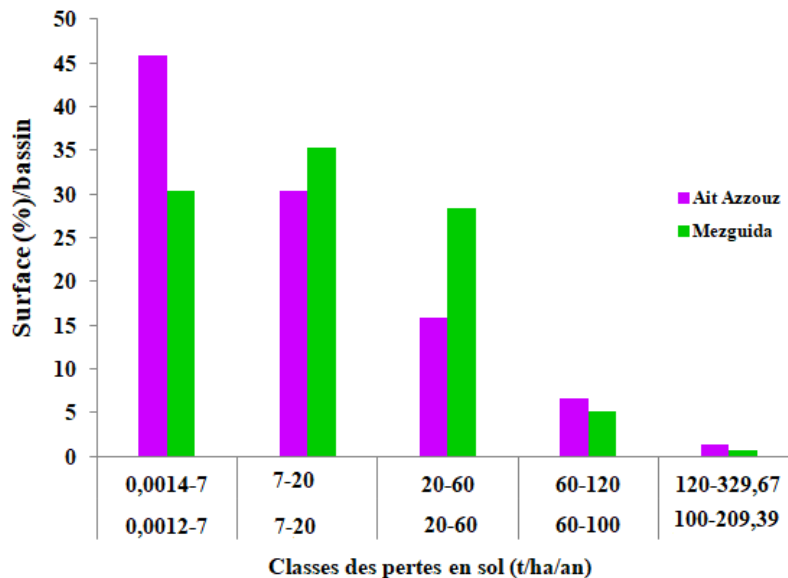


Figure 96: Comparaison des répartitions des pertes en sols dans les deux sous bassins versants.

IV. Évaluation de l'érosion potentielle dans les sous bassins Ait Azzouz et Mezguida

IV.1 Principe de l'érosion potentielle

L'érosion potentielle décrit la sensibilité des terres à l'érosion en nappe ou en rigoles causée par l'écoulement des eaux. Le potentiel d'érosion hydrique est basé sur la topographie (en particulier l'inclinaison et la longueur de la pente) et l'érodibilité du sol. L'érodibilité décrit la capacité d'un sol à absorber les précipitations et à résister à l'impact des gouttes de pluie qui détachent les particules de sol et à leur entraînement par les eaux de ruissellement (traînant les particules le long de la surface). Le potentiel d'érosion est indépendant de la couverture végétale ou autre et des aménagements ou structures de contrôle du ruissellement tels que les berges de contour. Dans le cas de l'érosion potentielle, le facteur de couvert végétal est égal à 1, c'est à dire qu'il n'y a pas de protection des sols (Šurda et al, 2007).

IV.2 Résultats et discussions des érosions potentielles dans les sous bassins versants Mezguida et Ait Azzouz

En appliquant l'équation de RUSLE pour évaluer l'érosion potentielle dans les deux sous bassins versants Ait Azzouz et Mezguida, on constate que les pertes en sol sont fortes en absence de couvert végétal. Les figures 97 et 98 montrent les cartes des érosions potentielles dans les deux sous bassins versants. Les pertes potentielles moyennes dans le bassin Ait Azzouz sont de 120,08 t/ha/an, avec des pertes maximales et minimales respectivement de 1,11 et 1148,84 t/ha/an. La perte totale est de 47644,51 t/an. Les pertes potentielles moyennes dans le sous bassin MZ sont de 125,16 t/ha/an, avec des pertes maximales et minimales respectivement de 1,4 et 2247,25 t/ha/an et des pertes totales de 49660,11 t/an. Les pertes moyennes dans les deux sous bassins versants sont importantes. Bien que légèrement plus fortes dans le sous bassin MZ, elles restent relativement comparables.

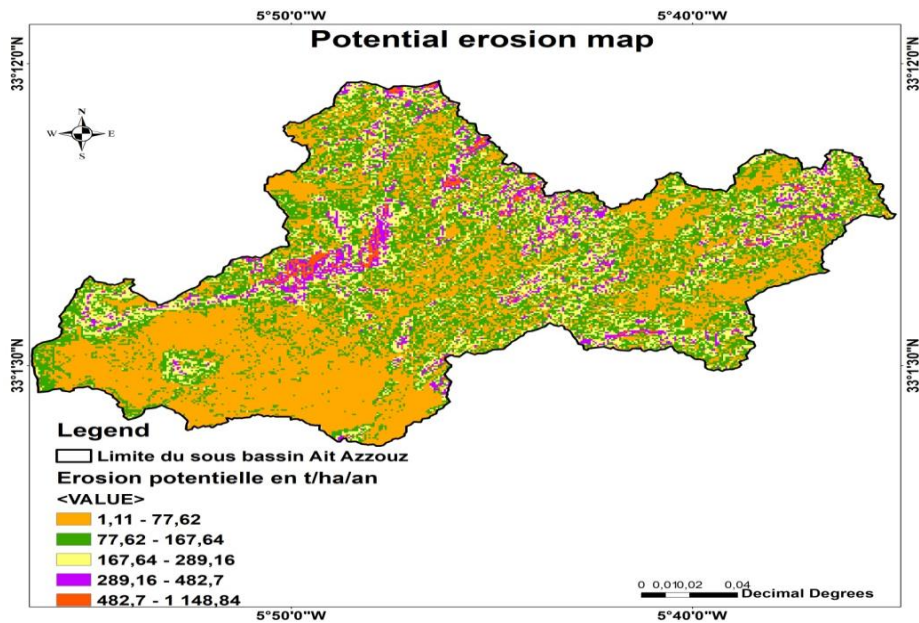


Figure 97 : Carte de l'érosion potentielle dans le sous bassin versant Ait Azzouz.

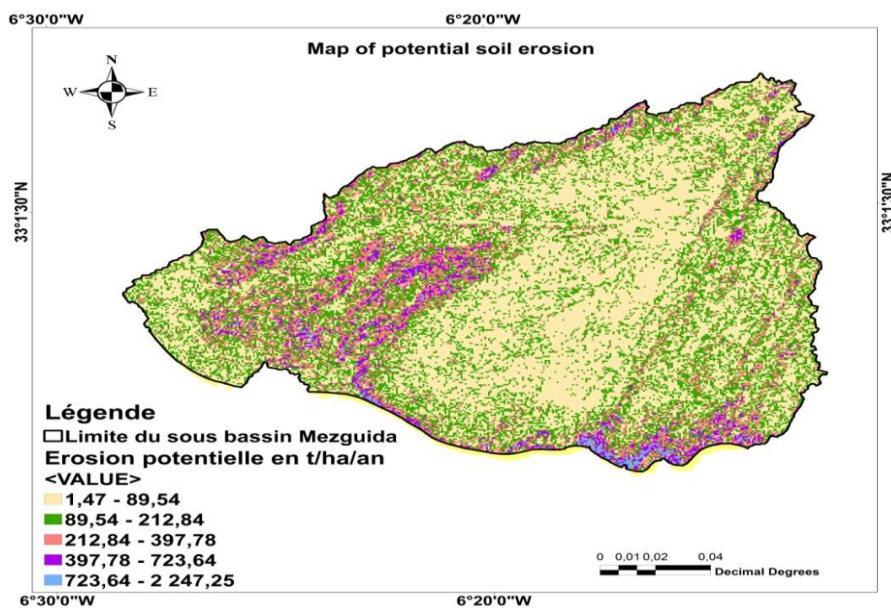


Figure 98 : Carte de l'érosion potentielle dans le sous bassin versant Mezguida.

IV.3 Comparaison des résultats des érosions potentielles et réelles obtenues dans les deux sous bassins versants

En comparant les résultats de l'érosion réelle à ceux de l'érosion potentielle dans les deux sous bassins versants, la différence est claire et notable (Tableau.41). Ils mettent en exergue, dans les deux sous bassins, l'importance de la protection des sols contre l'érosion par le couvert végétal.

Tableau 42: Comparaison des érosions potentielles et réelles dans les deux sous bassins versants.

Pertes en sol	Sous bassin versant AZ		Sous bassin versant MZ	
	Érosion Réelle (ER_{AZ})	Érosion Potentielle (EP_{AZ})	Érosion Réelle (ER_{MZ})	Érosion Potentielle (EP_{MZ})
Perte moyenne (t/ha/an)	12,22	120,08	20,21	125,16
Perte totale (t/an)	4848,65	47644,51	8018,78	49660,11

IV.4 Conclusion

Les résultats obtenus par la méthode cartographique basée sur le modèle RUSLE confirment la présence et la prévisibilité du risque érosive dans l'ensemble des sous bassins versants étudiés. Les cartes d'érosion obtenues ont fourni des informations sur les pertes moyennes annuelles en t/ha/an dans les deux sous bassins. Cette perte est de 12,22 t/ha/an dans le sous bassin versant Ait Azzouz, et est de l'ordre de 20,21 t/ha/an dans le sous bassin versant Mezguida. Les différences des classes des pertes en sol dans les deux sous bassins versants sont dues aux différences des classes des facteurs d'érosion tels que le facteur topographique LS et le couvert végétal. Les valeurs du facteur LS dans le sous bassin versant MZ sont plus élevées et les classes supérieures s'étendent sur de grandes surfaces, en comparaison au sous bassin versant AZ. Les données catastrophiques de l'érosion potentielle démontrent l'importance du couvert végétal dans la protection des sols contre l'érosion. La méthode RUSLE a permis de déterminer la contribution de chaque facteur dans les pertes en sol et cibler les zones qui nécessitent une action prioritaire en vue de trouver les solutions appropriées et planifier la lutte contre l'érosion et protéger le milieu naturel.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES ET PERSPECTIVES

I. Conclusion générale sur les résultats de la méthode magnétique dans les bassins d'étude

La susceptibilité magnétique des sols prélevés dans le sous bassin versant Ait Azzouz dépend de l'occupation du sol ; elle est plus importante dans les forêts et l'est moins dans les cultures et les parcours. L'amélioration significative de la susceptibilité magnétique est liée à la concentration des minéraux ferrimagnétiques dans le sol. L'étude de l'impact des facteurs lithologie et pente ne semble pas très perceptible dans les sols des UH du sous bassin versant AZ, lesquels recouvrent des substrats faiblement magnétiques.

La pédogenèse constitue le facteur principal pour l'amélioration de la susceptibilité magnétique des sols étudiés, et il constitue un marqueur de stabilité des sols surtout dans les forêts. Ce phénomène est confirmé par l'homogénéité de la minéralogie magnétique des sols avec une dominance des grains SP et SSD générés lors des processus pédogéniques. La pédogenèse est confirmée aussi par les valeurs élevées de $F_c\%$, associées à une valeur faible de χ_b qui dénote la contribution négligeable des grains grossiers aux susceptibilités mesurées. Quant à l'effet anthropogénique sur la susceptibilité magnétique du sol, il est exclu par le fait que les valeurs des susceptibilités magnétiques enregistrées dans cette étude sont inférieures à celles trouvées dans les zones recevant des retombées de pollution industrielle, caractérisées par des valeurs très élevées. L'absence de cet effet est confirmée aussi par la corrélation positive entre χ_{lf} et $\chi_{fd}\%$ et par les valeurs élevées de $\chi_{fd}\%$ qui sont généralement inférieures à 3% dans le cas des sols pollués. En plus, deux méthodes ont été utilisées pour discriminer les effets pédogéniques et anthropogéniques : la méthode des différences des susceptibilités magnétiques entre le substratum et de la surface du sol et la méthode MAD. Les résultats des deux méthodes confirment que l'amélioration de la susceptibilité magnétique est due à la pédogenèse, et excluent un impact anthropogénique externe.

L'étude effectuée dans le sous bassin versant AZ contribue globalement à construire une approche méthodologique basée sur les grandeurs χ_{lf} , χ_{fd} , et $\chi_{fd}\%$ pour distinguer les matériaux néoformés ou pédogénétiques des matériaux allochtones, et à déterminer les corrélations entre χ_{lf} , χ_{fd} , et $\chi_{fd}\%$ pour définir les domaines de la taille moyenne des grains magnétiques des sols dans AZ.

La variation de la susceptibilité magnétique en fonction de la profondeur en augmentant vers la surface indique une évolution pédogénétique et une stabilité du sol, alors que sa diminution vers la surface indique une dégradation par les activités humaines et les

phénomènes érosifs. D'où la possibilité d'utiliser la susceptibilité magnétique comme un traceur pour l'identification des sites d'érosion ou de dépôt du sol.

Les modèles d'érosion utilisés dans l'étude des unités homogènes du sous bassin versant Ait Azzouz tel que le modèle de Royall (T-H) amélioré au LRCN et le modèle de corrélation simple (SCM) que nous avons proposé sont convergents, comparables, et ils fournissent une estimation d'érosion cumulée au cours des dernières décennies. Le modèle de Liu et al (2015) par contre, sous-estime l'érosion, car il ne tient pas compte de la progression de la susceptibilité par pédogenèse dans le sol de référence. Les résultats des deux premiers modèles sont des estimations d'érosion très proches. Les résultats des modèles indiquent que tous les sols échantillonnés dans le sous bassin AZ subissent une érosion.

L'étude a établi une méthodologie et spécifie les conditions qui améliorent l'utilisation de la susceptibilité magnétique dans l'estimation de l'érosion ou de la redéposition du sol dans le sous bassin versant AZ. Elle a également mis en œuvre une nouvelle approche conceptuelle pour suivre et quantifier les phénomènes d'érosion – dépôt de sol dans un bassin versant, basée sur sa décomposition en unités homogènes caractérisées par des combinaisons uniques de facteurs d'érosion.

L'étude des transects MZ17 et MZ13 du sous bassin versant Mezguida et du transect AZ23 du sous bassin AZ a abouti aux conclusions que nous détaillerons dans les paragraphes qui suivront.

L'utilisation du sol et la position de la pente influencent tous les deux la susceptibilité magnétique des sols prélevés dans les deux transects MZ17 et MZ13. Par contre l'effet de la lithologie n'est pas impliqué dans le cas des sols de MZ17 et MZ13, car ces sols sont caractérisés par des substrats faiblement magnétiques. La pédogenèse et la position de pente constituent les facteurs principaux responsables de l'amélioration de la susceptibilité magnétique dans les profils des transects MZ17 et MZ13. Cette amélioration est expliquée par le dépôt des particules magnétiques depuis les positions de pente supérieures vers les positions de pente inférieures. L'effet pédogénique est confirmé par l'homogénéité des particules magnétiques, par les valeurs élevées du paramètre $F_c\%$ et par la faible valeur de χ_b qui indique la faible contribution des grains ferrimagnétiques grossiers. L'effet pédogénique sur l'amélioration des χ_{lf} dans les sols étudiés dans MZ est le résultat de la prédominance des grains SP et SSD. L'effet anthropogénique est exclu selon les résultats obtenus par la méthode MAD et celle des différences des susceptibilités magnétiques entre la base et la surface du profil sol. Cela vient appuyer l'origine pédogénique de l'augmentation de la susceptibilité

magnétique. Les faibles amplitudes des susceptibilités magnétiques en comparaison aux susceptibilités très élevées des retombées de pollutions atmosphériques ajoutées aux valeurs élevées de χ_{fd} %, généralement faibles dans le cas des sols pollués, renforcent davantage la conclusion précédente.

La pédogenèse est favorisée au sommet dans le transect de forêt, ce qui contribue à l'augmentation de la susceptibilité magnétique dans cette position. Les profils du sol dans les positions de pente supérieures dans le transect de forêt sont stables par rapport aux profils de sol des positions moyennes qui constituent des sites d'érosion, alors que les dépôts ont lieu au niveau des positions de pente inférieures. Les profils des sols au niveau des positions de pentes supérieures et inférieures le long du transect de culture MZ13 sont instables, car ces positions constituent les sites d'érosion, alors que les positions de pente moyennes représentent les sites de dépôt. L'amélioration de la susceptibilité magnétique dans les positions moyennes dans le transect de culture et dans les pentes inférieures dans le transect de forêt est expliquée par les dépôts de sol au niveau de ces positions. La diminution des susceptibilités magnétiques dans les pentes supérieures dans le transect de culture et dans les pentes moyennes dans le transect de forêt est expliquée par des érosions fortes aux niveaux de ces positions de pente.

Les paramètres magnétiques χ_{lf} et χ_{fd} % peuvent être utilisés pour tracer l'érosion le long des transects étudiés ; ils permettent de mettre en évidence le mécanisme d'érosion et d'estimer l'ampleur de l'érosion du sol relative à différentes positions de pente le long d'un transect.

L'application des modèles d'érosion utilisés notamment le modèle de Royall (T-H) amélioré et le modèle de corrélation simple (SCM) ont permis d'estimer l'érosion dans les différentes positions de pente de chaque transect étudié. Ces méthodes ont conduit à des estimations de l'érosion voisines, en comparaison avec la méthode proportionnelle (SPM) proposée par Liu et al (2015). Les pertes en sol obtenues dans chaque position de pente par les modèles cités indiquent que les érosions fortes ont lieu dans les pentes supérieures et inférieures pour le transect de culture (MZ13), et dans les positions de pente moyennes et inférieures dans le transect de forêt MZ17.

Concernant le transect AZ23, le profil AZ23I est le plus stable par rapport aux autres profils du transect AZ23. Le profile AZ23A présente des susceptibilités magnétiques faibles, qui renvoient à une dégradation par l'érosion. Les sols du transect AZ23 sont caractérisés par une minéralogie homogène avec une prépondérance globalement des grains

superparamagnétiques, principaux contributeurs à l'amélioration de la susceptibilité magnétique.

Dans le transect AZ23, le modèle de Royall (T-H) amélioré et le modèle de corrélation simple (SCM) montrent que les fortes érosions sont toujours associées aux susceptibilités magnétiques faibles. Le modèle de Royall ainsi que le modèle de corrélation simple (SCM) estiment l'érosion toujours mieux que le modèle de Liu et al (2015).

L'estimation de l'érosion par le modèle de Royall amélioré et le modèle de corrélation simple dans le cas des unités homogènes a permis de déterminer l'érosion dans chaque unité homogène et offre une possibilité d'étendre les résultats pour établir une carte de redistribution du sol dans le bassin versant. Dans le cas des transects, nous avons pu de déterminer les pertes en sol dans chaque position de pente et d'identifier les sites de dépôt et d'érosion.

II. Conclusion générale sur les résultats de la méthode cartographique

La méthode cartographique appliquée au niveau des sous bassins versants AZ et MZ a permis de faire un ensemble de constats :

L'application du modèle RUSLE a confirmé les risques érosifs au niveau des deux sous bassins Ait Azzouz et Mezguida. Ce modèle a permis de déterminer les pertes moyennes qui sont égales à 12,22 et 20,21 t/ha/an respectivement dans les deux sous bassins. La méthode RUSLE a permis de cibler les zones qui nécessitent une action prioritaire, pour limiter les dégâts et amorcer la lutte contre l'érosion pour protéger le milieu naturel.

Le modèle RUSLE est considéré efficace pour la cartographie et la prédiction des pertes en sols par l'érosion dans certaines zones. Cependant une estimation hasardeuse de l'un des facteurs d'érosion conduit automatiquement à un volume de perte en sol erroné. Ces erreurs sont en principe dues aux inexactitudes des composantes de chaque facteur et aux limitations des équations utilisées pour en calculer les valeurs. Dans ce travail la plupart des données et modèles utilisés pour la détermination des facteurs d'érosion sont issues de travaux antérieurs, l'estimation par conséquent, de l'érosion par cette méthode cartographique reste toujours limitée et tributaire de la validité et des données et des modèles de leurs exploitations. Pour une meilleure précision des pertes en sol par le modèle RUSLE, il faudra améliorer l'estimation de chaque paramètre de ce modèle, par exemple le facteur C peut être amélioré par une meilleure estimation de la couverture végétale, comme le facteur LS en utilisant un MNT mieux généré ou plus précis. Pour évaluer l'exactitude des cartes produites par le modèle RUSLE, une validation par croisement avec des données indépendantes est

requis. Ceci peut être obtenu à partir des mesures sur le terrain, d'enquêtes ou d'images à haute résolution à intervalles réguliers.

III. Comparaison générale de la méthode magnétique et cartographique

La technique magnétique présente des avantages potentiels évidents. Premièrement, la mesure des paramètres magnétiques est simple, rapide et n'implique pas de destruction. L'utilisation de la méthode magnétique conventionnelle peut répondre aux besoins d'analyse d'un grand nombre d'échantillons. Deuxièmement, l'instrument de mesure magnétique peut être utilisé pour déterminer directement divers paramètres magnétiques. Il est pratique pour les mesures sur le terrain et en laboratoire.

L'évolution d'un sol sous un climat donné dépend d'un certain nombre de facteurs (lithologie, topographie, couvert végétal et action humaine). La méthode magnétique permet de déterminer l'état de dégradation d'un sol. Elle permet d'évaluer l'action des différents facteurs. En utilisant les modèles magnétiques qui se basent sur la susceptibilité magnétique notamment le modèle d'homogénéisation par le labour de Royall (T-H) amélioré et le modèle de corrélation simple (SCM) que nous avons proposé, les pertes en sol cumulées peuvent être approchées et même estimées.

Les principaux avantages du modèle empirique RUSLE sont les suivants : (1) La formule est concise et la signification de chaque facteur est claire. (2) La méthode de calcul du facteur ainsi que les paramètres sont faciles à obtenir pour permettre l'amélioration continue et la perfection du modèle. Le gros majeur inconvénient reste l'étendue et l'importance des bases de données nécessaires et pas toujours disponibles. (3) Après plusieurs années de vérification et d'essais, la précision du modèle peut répondre aux besoins de l'application. Le modèle est largement reconnu et utilisé dans le calcul de l'érosion des sols.

Cependant, le modèle empirique présente également certaines limites : (1) Les facteurs limités du modèle ne peuvent expliquer complètement les phénomènes complexes et changeants du rendement et de l'écoulement des sédiments dans le bassin hydrographique. (2) Le modèle est très régional et difficile à promouvoir car il est basé sur des données d'observation. (3) La simulation de l'érosion des sols et du transport des sédiments est difficile à réaliser. (4) le modèle reste limité à l'érosion en nappe, et ne permet nullement l'appréciation des dépôts.

Les estimations des érosions obtenues par la méthode magnétique concernent des processus qui se produisent pendant des centaines à des milliers d'années, cette méthode donne les pertes cumulées sur un laps ou période de temps, alors que ceux de l'équation

universelle des pertes en sol (Wischmeier et Smith, 1978) concerne les pertes moyenne annuelles. La méthode distingue les sites érodés des sites de dépôt et permet d'obtenir des valeurs cumulées relatives comparables dans les différents sites échantillonnés d'un bassin. Elle conduit ainsi à une cartographie de la redistribution du sol dans un bassin.

IV. Perspectives

Les perspectives envisagées sont les suivantes :

Application de la méthode de la susceptibilité magnétique dans des sols d'une lithologie fortement magnétique et sous une occupation à végétation dense, et voir l'impact des substrats fortement magnétique sur la variation de la susceptibilité magnétique.

Application de la susceptibilité magnétique pour étudier l'effet de la pollution sur la susceptibilité magnétique du sol dans les zones proches des zones industrielles.

Étude de l'effet du changement climatique sur la susceptibilité magnétique des sols, puis déduire son impact sur les pertes en sols.

Comparer les résultats obtenus par le modèle de Royall (T-H) amélioré et le modèle RUSLE sur le terrain.

Application du modèle de l'érosion potentielle EPM et du modèle SWAT dans les deux sous bassin AZ et MZ et les comparer au RUSLE.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Abbaszadeh Afshar, F., Ayoubi, S., Jalalian, A. (2010) Soil redistribution rate and its relationship with soil organic carbon and total nitrogen using ^{137}Cs technique in a cultivated complex hillslope in western Iran. *J. Environ. Radioact.* 101, 629–638.

Aboutaher, A., Bouhlassa, S., Hassouni, K., Mohsine, Y. (2005) Relationship between magnetic and isotopic methods for erosion study: application to one catchment of Bouregreg (Central Morocco). 3^{ème} journée Internationales des géosciences de l'environnement. du 8 au 10 juin 2005 à El Jadida Maroc.

Aboutaher, A., Mohsine, Y., Bouraja, F., Bouhlassa, S., Leveque, L. (2000) La minéralogie magnétique des sols et leurs état de stabilité'' RNCJP (62-65).

Addinsoft (2018) XLSTAT. The statistical and data analysis software for Microsoft Excel. Paris, France. URL: <https://www.xlstat.com>.

Azenfar, A. (1993) Conjugaison de la méthode du Cs-137, des techniques magnétiques et des systèmes d'information géographique pour l'élaboration de la carte nette dans une partie du bassin versant d'Ait Youb (cas du sous bassin de Boufoul). Mémoire de 3^{em} cycle, ENFI, Salé, Maroc. 116p.

Affif H., Bouhlassa, S. (1995) Evaluation of sedimentation rates by ^{210}Pb , in water bodies of semiarid and arid areas. *Applied Radiation and Isotopes*, 46(6-7), 617–618. doi:10.1016/0969-8043(95)00108-5.

Ait, Brahim., L, Sossey Alaoui F., Siteri, H., Tahri, M. (2003) Quantification des pertes en sols dans le bassin versant Nakhla (Rif septentrional). *Science et changements planétaires / Sécheresse*, 14 (2), 101-106.

Amrouch, K. (2010) Apport de l'analyse microstructurale à la compréhension des mécanismes de plissement : Exemples de structures plissées aux USA (Wyoming) et en Iran (Zagros), Thèse de Doctorat De l'Université Pierre et Marie Curie, 391p.

Ananthapadmanabha, AL., Shankar., R, Sandeep, K. (2013) Rock Magnetic Characterisation of Tropical Soils from Southern India: Implications to Pedogenesis and Soil Erosion. *International Journal of Environmental Research* 8: 659-670.

Araujo, A.C.V., Abreu, F., Silva, K.T., Bazylnski, D.A., Lins, U. (2015) Magnetotactic bacteria as potential sources of bioproducts. *Mar. Drugs* 13, 389e430.

ArcGIS 10.3.1. (2015) Brings Smart Mapping and 3D Content Sharing to ArcGIS for Server"(Press release). Esri. 2015-05-13.

Arora, K. (2003) Soil Mechanics and Foundation Engineering, 6th Edition, Standard Publishers Distributors, New Delhi.

Asgari, N., Ayoubi, S., Demattê, JAM. (2018) Soil drainage assessment by magnetic susceptibility measures in western Iran. *Geoderma Regional* 13: 35-42.

Ayoubi, S., Adman, V., Yousefifard, M. (2018) Use of magnetic susceptibility to assess metals concentration in soils developed on a range of parent materials. *Ecotoxicology and Environmental Safety* 168:138-145.

Ayoubi, S., Amiri, S., Tajik, S. (2014) Lithogenic and anthropogenic impacts on soil surface magnetic susceptibility in an arid region of central Iran. *Archives of Agronomy and Soil Science* 60: 1467-1483.

Ayoubi, S., Jababri, M., Khademi, H. (2018) Multiple linear modeling between soil properties, magnetic susceptibility and heavy metals in various land uses. *Modeling Earth Systems and Environment* 4: 579-589.

Ayoubi, S., Karami, M. (2019) Pedotransfer functions for predicting heavy metals in natural soils using magnetic measures and soil properties. *Journal of Geochemical Exploration* 197: 212-219.

Ayoubi, S., Namazi, Z., Khademi, H. (2018) Particle Size Distribution of Heavy Metals and Magnetic Susceptibility in an Industrial Site. *Bulletin of Environmental Contamination and Toxicology* 100: 708-714.

Ayoubi, S., Ahmadi, M., Abdi, MR., Afshar, FA. (2012) Relationship of Cs-137 inventory with magnetic measures of calcareous soils of hilly region in Iran. *Journal of Environmental Radioactivity* 112: 45-51.

Ayoubi, S., Moazzeni Dehaghani, S. (2020). Identifying impacts of land use change on soil redistribution at different slope positions using magnetic susceptibility. *Arab J Geosci* 13, 426 <https://doi.org/10.1007/s12517-020-05383-x>.

Barakat, A., El, M., Rais, J., Aghezaf, B., Slassi, M. (2016) Conservation Research Assessment of spatial and seasonal water quality variation of Oum Er Rbia River (Morocco) using multivariate statistical techniques. *Int. Soil Water Conserv. Res.* 4, 284–292. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2016.11.002>.

Bartington Instruments (2001) Bartington instruments: Magnetic susceptibility system [online]. Available at: <http://www.bartington.com/ms2.htm> [Accessed 28 August 2002].

Beaudet, G. (1979) Un problème géographique : les aires asylvatiques du Maroc Central. In *Méditerranée, Troisième série, Tome 35, 1-2-1979. L'homme et son milieu naturel au Maghreb.* pp. 9-14.

Benmohammadi, A. (1991) Erosion et sédimentation dans le bassin versant de l'oued Bou-Regreg (s.l). These de 3eme cycle, Faculté des sciences, Rabat.

Bernard, C., Mabit, L., Laverdiere, M.R., et Wischrek, S. (1998). - Césium137 et érosion des sols *Cahiers Agricultures, Volume 7, N° 3* pp 179-186.

Blundell, A., Hannam, JA., Dearing, JA., Boyle, JF. (2009) Detecting atmospheric pollution in surface soils using magnetic measurements: a reappraisal using an England and Wales database. *Environ Pollut* 157: 2878-2890. doi:10.1016/j.envpol.2009.02.031.

Bouhlassa, S. (1992) Quantification de l'érosion par les techniques isotopiques. Actes de l'Atelier National pour la définition d'un programme de recherche sur l'aménagement intégré des bassins versants, E. N. F. I. Salé, 21 – 23 avril, Maroc, 10 p.

Bouhlassa, S., Lahlou, Y. (1993) Apport des mesures magnétiques dans l'appréciation de la dégradation des sols et la définition des sources de sédiments. Actes de la rencontre des géomorphologues, Beni Mellal, Maroc, Février ; 12p.

Bouhlassa, S., Azenfar, A., Machrouh, A. (1995) Caesium fallout as a tracer of erosion-sedimentation in big catchment. *Applied Radiation and Isotopes, Vol 46, N°6/7,* 659.

Bouhlassa, S., Moukhchane, M., Aiachi, A. (2000) Estimates of soil erosion and deposition of cultivated soil of Nakhla watershed, Morocco, using ¹³⁷Cs technique and calibration models. *Acta Geologica Hispanica* 35 (3e4), 239e249.

Bouhlassa, S., Aboutaher, A., Mohsine, Y., Bouraja, A., Leveque, F. (2006) Methodologie d'acquisition sur un même échantillon de sol des paramètres magnétiques significatifs dans les transformations pedo-environnementales des oxydes de fer. Phys. & Chem. News 29, 89-94.

Bouhlassa, S., Faleh, A., Nayas, A., Sadiki, A. (2006) Estimation de l'état de dégradation des sols sur marnes du préif (maroc) par la susceptibilité magnétique: exemple du bassin versant de l'oued boussouab. Papeles de Geografía, 44-pp, 119-139. Universidad de Murcia. ISSN 0213-1781.

Bouhlassa, S., et Choua, A. (2009) Analyse qualitative de l'état de stabilité physique des sols par la susceptibilité magnétique dans un sous bassin versant de Bouregreg. Ann. Rech. For. Maroc, 40: 65-74.

Bouhlassa, S., and Bouhsane, N. (2020) Estimation Of Soil Losses By The Improved Tillage Homogenization Model And Rusle Model, Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spatial Inf. Sci., XLIII-B3-2020, 961–967, <https://doi.org/10.5194/isprs-archives-XLIII-B3-2020-961-2020>.

Bouhlassa, S., and Bouhsane, N. (2019) Assessment of areal water and tillage erosion using magnetic susceptibility: the approach and its application in Moroccan watershed .Environ Sci Pollut Res. 26: 25452. <https://doi.org/10.1007/s11356-019-05510-6>.

Bouhsane N, Bouhlassa, S. (2018) Assessing Magnetic Susceptibility Profiles of Topsoils under Different Occupations. Int J Geophys vol 2018, Article ID 9481405, 8 pages. <https://doi.org/10.1155/2018/9481405>.

Boyko, T., Scholger , R., Stanjek, H., & MAGPROX, Team. (2004) Topsoils magnetic susceptibility mapping as a tool for pollution monitoring: repeatability of in situ measurements. Journal of Applied Geophysics 55: 249-259.

Brady, N.C., And RR, Weil. (1999)The nature and properties of soil. 12th ed. Upper Saddle River: Prentice-Hall.

Chen, Q., Liu, XM., Heller, F., Hirt, AM., Lu, B., Guo, XL., Mao, XL., Chen, XS., Zhao, GY., Feng, H. & Guo, H. (2012) Susceptibility variations of multiple origins of loess from the Ily basin (NW China). Chinese Science Bulletin, 57, 1844-1855.

Clark, ML. (2015) Using GIS and the RUSLE Model to Create an Index of Potential Soil Erosion at the Large Basin Scale and Discussing the Implications for Water Planning and Land Management in Morocco, Master report in Global Policy Studies, University of Texas at Austin, 225 p.

Cornell, R., Schwertmann, U. (2003) The Iron Oxides. Structure, Properties, Reactions, Occurrence and Uses. Weinheim, New York.

Costa, A.C.S., Bigham, J.M. (2009) Óxidos de Ferro, in: Melo, V.F., Alleoni, L.R.F. (Eds.), Química e Mineralogia do Solo: Parte I – Conceitos Básicos. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Viçosa, pp. 505-572.

Crockford, R.H., Richardson, D.P. (2000) Partitioning of rainfall into through fall, stem flow and interception: effect of forest type, ground cover and climate. Hydrol. Process. 14 (16), 2903–2920.

Dabas, M., Jolivet, A., Tabbagh, A. (1992) Magnetic susceptibility and viscosity of soils in a 413 weak time varying field. Geophysical Journal International, 108, 101–109.

Dankoub, Z., Ayoubi, S., Khademi, H., Lu, SG. (2012) Spatial distribution of magnetic properties and selected heavy metals in calcareous soils as affected by land use in the Isfahan region, Central Iran. *Pedosphere* 22 (1): 33–47.

David, W.P. (1987) Soil and water conservation planning. Policies, Issues and recommendations. DENR Quezon City. *Journal of Philippine Development*, N26, Volume 15, 47-84.

de Jong, E., Nestor, P., Pennock, DJ. (1988) The use of magnetic susceptibility to measure long-term soil redistribution. *Catena* 32: 23-35.

de Jong, E., Pennock, DJ., Nestor, PA. (2000) Magnetic susceptibility of soils in different slope positions in Saskatchewan, Canada. *Catena* 40: 291-305.

de Jong, S.M., Brouwer, L.C., & Riezebos, H.Th. (1998) Erosion hazard assessment in the Payne catchment, France. Working paper DeMon-2 Project. Dept. Physical Geography, Utrecht University.

Dearing, JA. (1999) Environmental Magnetic Susceptibility using the Bartington MS2 System. Chi Publishers, Kenilworth, UK.

Dearing, JA., Maher, BA., Oldfield, F (1985). Geomorphological linkages between soils and sediments: the role of magnetic measurements. In: Richards, K.S. Arnett, R.R. Ellis, S. (Eds.). *Geomorphology and Soils*. Published in association with a conference of the British Geomorphological Research Group, University of Hull (28–30 September 1984).

Dearing, JA., Morton, RI., Price, TW., Foster, IDL. (1986) Tracing movements of topsoil by magnetic measurements -two case studies. *Physics of Earth and Planetary Interiors* 42: 93-104.

Dearing, JA., Hay, KL., Baban, S.MJ., Huddleston, A.S., Wellington, KM.H. and Loveland, P.J. (1996b) Magnetic susceptibility of soil: An evaluation of conflicting theories using a national data set. *Geophysical Journal International*, 127: 728-734.

Dearing, JA. (1999) Chapter 4: Magnetic susceptibility. In: WALDEN, J, F.OLDFIELD and J. SMITH. (eds). *Environmental magnetism: A practical guide: Technical Guide No.6*. London: Quaternary Research Association.

Dearing, JA., Dann, RJL., Hay, K., Lees, JA., Loveland, PJ., Maher, BA., O’Grady, K. (1996) Frequency dependent Susceptibility Measurements of Environmental Materials. *Geophysical Journal International*, 124, 228 - 240.

Dearing, IA. (1999b) Chapter 4: Magnetic susceptibility. In: 1 Walden, F. Oldfield and J. Smith (Editors), *Environmental magnetism: A practical guide: Technical Guide No.6*. Quaternary Research Association: London.

Dunlop, D., Ozdemir, O. (1997) *Rock Magnetism. Fundamentals and frontiers*. In: Edwards, D. (Ed.), *Cambridge Studies in Magnetism*. Cambridge University Press.

Egli, R., Florindo, F., and Roberts, A.P. (2013) Introduction to Magnetic iron minerals in sediments and their relation to geologic processes, climate, and the geomagnetic field (Editorial), *Global and Planetary Change*, 110, 259–263.

El Baghdadi , M., Barakat, A., Sajieddine, M., Nadem, S. (2011) Heavy metal pollution and soil magnetic susceptibility in urban soil of Beni Mellal City (Morocco). *Environ. Earth Sci* 66:141-151.

El Mohamed, A.-M., & Paleologos, E.K. (2018) Fundamentals of geoenvironmental engineering. Understanding soil, water, and pollutant interaction and transport, 1st ed.; Chapter 10, Oxford, UK: Butterworth-Heinemann. pp. 327–358.

Evans, M., Heller, F. (2003) Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics. Academic Press, San Diego.

Eyre, IK. (1997) Frequency dependence of magnetic susceptibility for populations of single domain grains. *Geophysical Journal International* 129: 209-211.

Faleh, A., Bouhlassa, S., Sadiki, A., Carmello, CG. (2005) Exploitation des mesures magnétiques dans l'identification des sources de sédiments; cas du bassin versant d'Abdelali (Rif oriental, Maroc). *Zeitschrift für Geomorphologie* 49: 309–320.

Faleh, A., Bouhlassa, S., Carmello, C.G. (2003) Exploitation des mesures magnétiques dans l'étude de l'état de stabilité des sols : Cas des bassins versants Abdelali et Merkat (Prerif, Maroc) : Papeles de Geografia n° 38, 27- 40.

Faleh, A., Bouhlassa, S. Sadiki, A. (2005) Exploitation des mesures magnétiques dans l'identification des sources de sédiments. Cas du bassin versant Abdelali (Rif oriental, Maroc) : *Zeitschrift für Geomorphologie* 49, 3,309-320.

Fang, H., Su, L., Qi, D., Cai, Q. (2012) Using ¹³⁷Cs technique to quantify soil erosion and deposition rates in an agricultural catchment in the black soil region, Northeast China. *Geomorphology* 169-170: 142-150.

Fialová, H., Maier, G., Petrovský, E., Kapička, A., Boyko, T., Scholger, R. (2006) Magnetic properties of soils from sites with different geological and environmental settings. *Journal of Applied Geophysics*, 59, 273-83.

Fischer, G., Nachtergaele, F., Prieler, S., van Velthuisen, HT., Verelst, L., Wiberg D. (2008) Global Agro-ecological Zones Assessment for Agriculture (GAEZ 2008) (IIASA, Laxenburg, Austria and FAO, Rome, Italy.

Fisher, H., Luster, J., Gehring, A. (2008) Magnetite weathering in a Vertisol with seasonal redox-dynamics. *Geoderma* 143, 41e48.

Flanagan D.C., Nearing M.A. (1995) USDA-Water Erosion Prediction Project (WEPP), hillslope profile and watershed model documentation, West Lafayette, in: US Department of Agriculture Agricultural Research.

Forster, TH., Evans, ME., Heller, F. (1994) The frequency dependence of low field susceptibility in loess sediments. *Geophys J Int* 118: 636-642. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1994.tb03990.x>.

Fulajtar, E., Mabit, L., Renschler, C.S., Lee Zhi Yi, A. (2017) Use of ¹³⁷Cs for soil erosion assessment. Food and Agriculture Organization of the United Nations, **FAO/IAEA** Rome, Italy. 64 p.

Gautam, P., Blaha, U., E, Appel. (2004) Integration of Magnetic Properties and Heavy Metal Chemistry to Quantify Environmental Pollution in Urban Soils, Kathmandu, Nepal. Extended Abstract: 19th Himalaya- Karakoram –Tibet Workshop, Niseko, Japan.

Gavrilovic, Z. (1988) The Use of an Empirical Method for Calculating Sediment Production and Transport in Unsited or Torrential Streams. *International Con. for Review Regime*, 411-422.

Gennadiev, A.N., Zhidkin, A.P., Olson, K.R., Kachinskii, V.L. (2010) Soil erosion under different land uses: assessment by the magnetic tracer method. *Eurasian Soil Sci.*, 43, 1047-1054.

Gennadiev, AN., Olson, KR., Chernyanskii, SS., Jones, RL. (2002) Quantitative assessment of soil erosion and accumulation processes with the help of a technogenic magnetic tracer. *European Journal of Soil Science* 35: 17-29.

Goussot, E., Brou, Y.T., Laouina, A., Chaker, M., Emran, A., Machou, N., MAHÉ, GIL., Sfa, M., TraBi Z.A. (2014) Dynamique de l'occupation du sol et statistiques agricoles sur le bassin versant du Bouregreg au Maroc. *European Journal of Scientific Research*, 126 (2), 191-205. ISSN 1450-216X.

Grimley, DA. (2000) Glacial and nonglacial sediment contributions to Wisconsin Episode loess in the central United States. *Geol Soc Ame Bull* 112: 1475-1495. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2000\)112<1475:GANSCT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2000)112<1475:GANSCT>2.0.CO;2).

Grimley, D.A., Vepraskas, MJ. (2000) Magnetic susceptibility for use in delineating hydric soils. *Soil Science Society of America Journal* 64 (6): 217-235.

Grimley, D. A., Wang, J.S., Liebert, D. A., & Dawson, J.O. (2008) Soil Magnetic Susceptibility: A Quantitative Proxy of Soil Drainage for Use in Ecological Restoration. *Restoration Ecology* 16(4): 657–667. doi:10.1111/j.1526-100x.2008.00479.x.

Grisson, H., Petrovsky, E., Kapicka, A., & Hanzlikova, H. (2017) Detection of the pedogenic magnetic fraction in volcanic soils developed on basalts using frequency-dependent magnetic susceptibility: comparison of two instruments. *Geophysical Journal International*, ggx037. doi:10.1093/gji/ggx037.

Grisson, H., Petrovsky, E., Stejskalova, S., & Kapicka, A. (2015) Magnetic and geochemical characterization of Andosols developed on basalts in the Massif Central, France, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 16, 1348–1363.

HAN, J. (1996) The magnetic susceptibility of modern soils in China and its use for paleoclimate reconstruction. *Studia Geophysica et Geodetica* 40 (3): 262–275.

Hanesch, M., Scholger, R. (2002) Mapping of heavy metal loadings in soils by means of magnetic susceptibility measurements. *Environ Geol* 42:857-870. <https://doi.org/10.1007/s00254-002-0604-1>.

Hanesch, M., Scholger, R., Rantitsch, G., Hemetsberge, S. (2007) Lithological and pedological influences on the magnetic susceptibility of soil: Their consideration in magnetic pollution mapping. *Sci Total Environ* 382: 351-363. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2007.04.007>.

Hanesch, M., Scholger, R. (2005) The influence of soil type on the magnetic susceptibility measured throughout soil profiles. *Geophys J Int*;161:50–6.

Hanesch, M., Scholger, R., 2005. The influence of soil type on the magnetic susceptibility measured throughout soil profiles. *Geophysical Journal International*, 161, 50 - 56.

Hassouni, K., & Bouhlassa, S. (2006) Estimate of soil erosion on cultivated soils using ¹³⁷Cs measurements and calibration models: A case study from Nakhla watershed, Morocco. *Canadian Journal of Soil Science*, 86(1), 77–87. Doi: 10.4141/s04-052.

Hay, KL., Dearing, JA., Baban, SMJ., Loveland, PJ. (1997) A preliminary attempt to identify atmospherically-derived pollution particles in English topsoils from magnetic

susceptibility measurements. *Phys Chem Earth* 22: 207-10. [https://doi.org/10.1016/S0079-1946\(97\)001043](https://doi.org/10.1016/S0079-1946(97)001043).

He, Q., & Walling, DE. (1997) The distribution of fallout ^{137}Cs and ^{210}Pb in undisturbed and cultivated soils. *Appl. Radiat. Isotopes* 48, 677-690.

Heller, F., Xiuming, L., Tungsheng, L., Tongchun, X. (1991) Magnetic susceptibility of loess in China *Earth Planet. Sci Lett* 103: 301-310. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90168-H](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90168-H).

Hendrickx, JMH., Harrison, JBJ., van Dam, RL., Borchers, B., Norman, DI., Dedzoe, C, D, ... Friesen, J. (2005) Magnetic soil properties in Ghana: Detection and Remediation Technologies for Mines and Minelike Targets IX .doi:10.1117/12.603416.

Hu, XF., Sub, Y., Ye, R., Li, XQ., Zhang, GL. (2007) Magnetic properties of the urban soils in Shanghai and their environmental implications. *Catena*, 70, 428–436. <http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2006.11.010>.

Hussain, I., Olson, K., Jones, R. (1998) Erosion patterns on cultivated and uncultivated hillslopes determined by soil fly ash contents. *Soil Science* 163: 726-738.

Hutchinson, S.M. (1995) Use of magnetic and radiometric measurement to investigate erosion and sedimentation in a British upland catchment. *Earth Surface Process and Landforms*, 20: 293-314.

Ilbert, M., & Bonnefoy, V. (2013) Insight into the evolution of the iron oxidation pathways. *Biochimica et Biophysica Acta (BBA) - Bioenergetics*, 1827(2), 161–175. doi:10.1016/j.bbabi.2012.10.001.

Jackson, M. (2007) Magnetization, Isothermal Remanent. In: Gubbins D., Herrero-Bervera E. (eds) *Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism*, 589–594. doi:10.1007/978-1-4020-4423-6_192.

Jakšik ,O., Kodešová, R., Kapička, A., Klement, A., Fér, M., and Nikodem, A. (2016) Using magnetic susceptibility mapping for assessing soil degradation due to water erosion. *Soil Water Res.*, 11(2), 105-113.

Jiamao, H., Houyuan, L., Naiqin, W., & Zhengtang, G. (1996) The magnetic susceptibility of modern soils in China and its use for paleoclimate reconstruction. *Studia Geophysica et Geodætica*, 40(3), 262–275. doi:10.1007/bf02300742.

Jordanova, D., Jordanova, N., Atanasova, A., Tsacheva, T., and Petrov, P. (2011) Soil tillage erosion by using magnetism of soils – a case study from Bulgaria. *Environ. Monit. Assess.*, 183, 381-394.

Jordanova, N. (2017) Applications of soil magnetism. *Soil Magnetism*, 395-436. doi:10.1016/b978-0-12-809239-2.00010-3.

Jordanova, D., Jordanova, N., & Petrov, P. (2014) Pattern of cumulative soil erosion and redistribution pinpointed through magnetic signature of Chernozem soils. *CATENA*, 120, 46–56. doi:10.1016/j.catena.2014.03.020.

Jordanova, N., Jordanova, D., & Petrov, P. (2016) Soil magnetic properties in Bulgaria at a national scale—Challenges and benefits. *Global and Planetary Change*, 137, 107–122. doi:10.1016/j.gloplacha.2015.12.015.

Jordanova, N., Jordanova, D., Mokreva, A., Ishlyanski, D., & Georgieva, B. (2019) Temporal changes in magnetic signal of burnt soils – A compelling three years pilot study. *Science of The Total Environment*, 669, 729–738. doi:10.1016/j.scitotenv.2019.03.173

JU, YT., WANG, SH., ZHANG, QP., WANG, L., DENG, CL. (2004) Mineral Magnetic Properties of Polluted Topsoils: A Case Study in Fujian Province, Southeast China. *Chi J Geophys.* 47(2): 314–321. doi:10.1002/cjg2.487.

Kapička, A., Dlouha, S., Petrovský, E., Jakšík, O., Grison, H., Kodešová, R. (2014) Soil erosion at agricultural land in Moravia loess region estimated by using magnetic properties. *Geophysical Research Abstracts Vol. 16, EGU2014-2840*, 2014.

Kapička A, Grison H, Petrovský E, Jakšík O, Kodešová, R. (2015) Use of Magnetic susceptibility for evaluation of soil erosion at two locations with different soil types. *SGEM2015 Conference Proceedings* 417-423.

Kapicka A, Petrovsky, E., Jordanova, N., Podrazsky, V. (2001) Magnetic parameters of forest top soils in Krkonose Mountains, Czech Republic. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth Geod* 26 (11-12): 917- 922. [https://doi.org/10.1016/S1464-1895\(01\)00142-9](https://doi.org/10.1016/S1464-1895(01)00142-9).

Kapička A., Dlouhá S., Grison H., Jakšík O., Petrovský E. and Kodešová R. (2013) Magnetic properties of soils - a basis for erosion study at agricultural land in Southern Moravia. *SGEM2013 Conference Proceedings, 577-584* ,DOI: 10.5593/SGEM2013/BC3/S13.013.

Karimi, A., Haghnia, G.H., Ayoubi, S., Safari, T. (2017) Impacts of geology and land use on magnetic susceptibility and selected heavy metals in surface soils of Mashhad plain, northeastern Iran. *Journal of Applied Geophysics* 138 : 127–134.

Lahlou, Y. (1997) Erosion dans le bassin versant du barrage sidi Driss: Méthodologie d'approche et quantification (cas du bassin versant Masser). *Diplôme d'Etudes Supérieures. Fac. Sc. Rabat (Maroc)*, 161p.

Le Borgne, E. (1955) Susceptibilité magnétique anormale du sol superficiel. *Annals of Geophysics* 11: 399-419.

Le Borgne, E. (1960) Influence du feu sur les propriétés magnétiques du sol et sur celles du schiste et du granite. *Ann Geophys* 16: 159 – 195.

Le Borgne, E. (1955) Abnormal magnetic susceptibility of the top soil. *Ann. Geophys.* 11, 399e419.

Le, Z., Chen, J., & Liu, X. (2019) Identifying pedogenic magnetic minerals in loess from China and Siberia using isothermal remanent magnetization acquisition curves. *Studia Geophysica et Geodaetica*. doi:10.1007/s11200-018-0915-7.

Lima, Pedro Luiz Terra (2016) Assessing water erosion in different land uses by magnetic tracers, Lavras : UFLA, 170 p.

Linford, N. (2003) The application of environmental magnetism to archaeological prospection: a semi-quantitative approach. *Doctoral Thesis, University of London*.

Liu, HH., Zhang, TY., Liu, BY., Liu, G., Wilson, GV. (2013a) Effects of gully erosion and gully filling on soil depth and crop production in the black soil region, Northeast China. *Environmental Earth Science* 68: 1723-1732.

Liu, Q., Jackson, M.J., Yu, Y., Chen, F., Deng, C., Zhu, R. (2004) Grain size distribution of pedogenic magnetic particles in Chinese loess/ paleosols. *Geophys Res Lett* 31(22). doi:10.1029/2004gl021090.

Liu, L., Zhang, K., Zhang, Z., & Qiu, Q. (2015) Identifying soil redistribution patterns by magnetic susceptibility on the black soil farmland in Northeast China. *CATENA*, 129, 103–111. doi:10.1016/j.catena.2015.03.003.

Liu, L., Zhang, Z., Zhang, K., Liu, H., & Fu, S. (2018) Magnetic susceptibility characteristics of surface soils in the Xilingele grassland and their implication for soil redistribution in wind-dominated landscapes: A preliminary study. *CATENA*, 163, 33–41. doi:10.1016/j.catena.2017.12.009.

Liu, QS., Torrent, J., Maher, BA., Yu, YJ., Deng, CL., Zhu, RX., and Zhao, XX. (2005) Quantifying grain size distribution of pedogenic magnetic particles in Chinese loess and its significance for pedogenesis. *Journal of Geophysical Research*, 110, B11102, doi: 10.1029/2005JB003726.

Liu, X., Rolph, T., Bloemendal, J., Shaw, J. & Liu, T. (1995) Quantitative estimates of palaeoprecipitation at Xifeng, in the Loess Plateau of China, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 113, 243-248.

Lu, SG., Bai, SQ. (2006) Study on the correlation of magnetic properties and heavy metals content in urban soils of Hangzhou City China. *J. Appl. Geophys.* 60, 1–12.

Lu SG. Bai SQ, Cai JB, Xu, C. (2005) Magnetic properties and heavy metal contents of automobile emission particulates. *J. Zhe. Uni. Sci.* 6(B), 731–735.

Lu, S. G., Bai, S. Q., & Xue, Q. F. (2007) Magnetic properties as indicators of heavy metals pollution in urban topsoils: a case study from the city of Luoyang, China. *Geophysical Journal International*, 171(2), 568–580. doi:10.1111/j.1365-246x.2007.03545.x.

LU, S.-G., & BAI, S.-Q. (2008). Magnetic Characterization and Magnetic Mineralogy of the Hangzhou Urban Soils and Its Environmental Implications. *Chinese Journal of Geophysics*, 51(3), 549–557. doi:10.1002/cjg2.1245.

Lu, SG ., Bai, SQ ., Xue, QF. (2007) Magnetic particles as indicators of heavy metals pollution in urban soils: A case study from the city of Luoyang, China. *Geophysical Journal International*, 171, 603-612.

24 (2): 178-187, 2013. DOI: 10.5829/idosi.wasj.2013.24.02.13173.

Mabit, L., Benmansour, M., Walling D.E. (2008) Comparative advantages and limitations of Fallout radionuclides (^{137}Cs , ^{210}Pb and ^7Be) to assess soil erosion and sedimentation. *Journal of Environmental Radioactivity*, 99 (12). 1799–1807.

Magiera, T., Lis, J., Nawrocki, J., Strzyszcz, Z. (2002) Magnetic Susceptibility of Soils in Poland. PGI, Warszawa.

Magiera, T., Strzyszcz, Z., Kapicka, A., Petrovsky, E., MGPROX TEAM. (2006) Discrimination of lithogenic and anthropogenic influences on topsoil magnetic susceptibility in Central Europe. *Geoderma*, 130, 299-311.

Mahé, G., Emran, A., Brou, Y. T., Tra Bi Z. A. (2012) Impact de la variabilité climatique sur l'état de surface du bassin versant du Bouregreg (Maroc), *European Journal of Scientific Research*, ISSN 1450-216X Vol.84 No.3 (2012), pp.417-425.

Mahé, G., H. Benabdelfadel, C. Dieulin, M. Elbaraka, M. Ezzaouini, K. Khomsi, N. Rouche, M. Sinan, M. Snoussi, and A. Zérouali. (2013) “Évolution des Débits et Solides du Bouregreg.” In “Gestion Durable des Terres.” Edited by Abdellah Laouina and Gil Mahé. *Proceedings de la Réunion Multi-Acteurs, sur le Bassin Bouregreg*, CERGéo: 21-35.

Maher, BA. (1998) Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* 137: 25-54. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(97\)00103-X](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(97)00103-X).

Maher, BA., Thompson, R. (1990) editors, Quaternary climates, environments and magnetism. Cambridge: University press; pp 279-322.

Maher, BA., Thompson, R. (1991) Mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosols. *Geol J* 19: 3-6. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1991\)019<0003:MMROTC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0003:MMROTC>2.3.CO;2)

Maher, BA., Thompson, R. (1992) Paleoclimatic significance of the mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosols. *Quat Res* 37:155-170. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(92\)90079-X](https://doi.org/10.1016/0033-5894(92)90079-X).

Maher, BA. (1986) Characterization of soils by mineral magnetic measurements. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 42, 76-92.

Mbugua, W. (2009) Using GIS techniques to determine RUSLE“S „R” and „LS” factors.

Mehnatkesh, A., Ayoubi, S., Jalalian, A., & Sahrawat, K. L. (2013) Relationships between soil depth and terrain attributes in a semi arid hilly region in western Iran. *Journal of Mountain Science*, 10(1), 163–172. doi:10.1007/s11629-013-2427-9.

Menshov, O., Kruglov, O., Vyzhva, S., Nazarok, P., Pereira, P., & Pastushenko, T. (2018) Magnetic methods in tracing soil erosion, Kharkov Region, Ukraine. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 62(4), 681–696. doi:10.1007/s11200-018-0803-1.

Mitasova H., Hofierka J., Zlocha M. et al. (1996) Modeling topographic potential for erosion and deposition using GIS. *International Journal of Geographical Information Science.*, 10, 629-641.

Mitasova, H. (1996) GIS Tools for Erosion/Deposition Modelling and Multidimensional Visualization. Part III: Process-based Erosion Simulation, Geographic Modelling and Systems Laboratory. University of Illinois: Illinois.

MO, Kanu., O.C, Meludu., and S.A, Oniku. (2013) Measurement of Magnetic Susceptibility of Soils in Jalingo, N-E Nigeria: A Case Study of the Jalingo Mechanic Village *World Applied Sciences Journal*

Mohsine, Y. (2006) Application du Magnétisme de l’Environnement pour la Caractérisation de l’Etat d’Evolution et/ou de Dégradation des sols. Application aux Sous Bassins Versants de Mezguida et Ait Azzouz de Bouregreg. Thèse de Doctorat de l’Université Mohammed V, Faculté des sciences Rabat.249p.

Mokhtari Karchegani, P., Ayoubi, S., Lu, SG., Honarju, N. (2011) Use of magnetic measures to assess soil redistribution following deforestation in hilly region. *Journal of Applied Geophysics* 75: 227-236.

Morgan, R.P.C., and Davidson, D.A., (2005) Soil Erosion and Conservation, Longman Group, U.K.

Moukhchane, M., Bouhlassa, S., Bouaddi, Kh. (1998) Quantification de l’érosion des sols du bassin versant El Hachef par le biais du Cesium-137 (Region de Tanger Maroc). *Réseau Erosion Bulletin* 18 : 106-118.

Moukhchane, M. (1999) Contribution à l’étude de l’érosion hydrique dans le rif occidental. Application des méthodes expérimentales du ¹³⁷Cs et de la susceptibilité

magnétique aux bassins versants Nakhla, El Hachef et Smir. Thèse d'état, Faculté des Sciences de Tétouan, Maroc, 260 p.

Moukhchane, M., Bouhlassa, S., & Chalouan, A. (1998) Approche cartographique et magnétique pour l'identification des sources de sédiments : cas du bassin versant Nakhla (Rif, Maroc). *Sécheresse* 3, n° 9, 227- 232.

Moukhchane M., Bouhlassa S., Chalouan, A., Boukili., A. (2005) Détermination des zones vulnérables à l'érosion par la méthode magnétique. Application au bassin versant d'El Hachef (région de Tanger, Maroc). *Revista de la Sociedad Geologica de Espana*, 18 (3-4), 225- 233.

Moukhchane, M. (2002) Différentes méthodes d'estimation de l'érosion dans le bassin versant du Nakhla (Rif Occidental, Maroc). *Bulletin Réseau Erosion*, N°21, 255-266.

Moukhchane, M., Bouhlassa, S., et Bouaddi, K. (1998) Quantification de l'érosion des sols du bassin versant El Hachef, par le biais du cesium-137 (région de Tanger, Maroc). *Bulletin de l'ORSTOM*, 18, 106-118.

Moussebbih, A., Souissi, M., Larabi, A., Faouzi, M. (2019) Modeling And Mapping Of The Water Erosion Risk Using Gis / Rusle Approach In The Bouregreg River. *Watershed International Journal of Mechanical and Production Engineering Research and Development (IJMPERD)* Vol. 9, Issue 3, 1605-1618.

Mullins, CE., Tite, MS. (1973) Magnetic viscosity, quadrature susceptibility and frequency dependence of susceptibility in single-domain assemblages of magnetite and maghaemite. *J Geophys Res* 78: 804 - 809. <https://doi.org/10.1029/JB078i005p00804>.

Mullins, C.E. (1977) Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil science-A review. *Journal of Soil Science*. 28: 223-246.

Nazarok, P., Kruglov, O., Menshov, O., Kutsenko, M., and Sukhorada, A. (2014) Mapping soil erosion using magnetic susceptibility. A case study in Ukraine, *Earth solid* 6,831-841.

Naimi, S., & Ayoubi, S. (2013) Vertical and horizontal distribution of magnetic susceptibility and metal contents in an industrial district of central Iran. *Journal of Applied Geophysics*, 96, 55–66. doi:10.1016/j.jappgeo.2013.06.012.

Ouallali, A., Briak, H., Assoumi, H., Beroho, M., Bouhsane, N., and Moukhchane, M. (2020a). Hydrological foretelling uncertainty evaluation of water balance components and sediments yield using a multi-variable optimization approach in an external Rif's catchment. Morocco. *Alexandria Engineering Journal*, Volume 59, Issue 2, March 2020, Pages 775-789

Oldfield, F. (1999) Chapter 7: The rock magnetic identification of magnetic mineral and magnetic grain size assemblages. In: WALDEN, I, F. OLDFIELD and I SMITH. (eds). *Environmental magnetism: A practical guide: Technical Guide No.6*. London: Quaternary Research Association.

Olson, K., Gennadiyev, A., Jones, R., Chernyanskii, S. (2002) Erosion patterns on cultivated and reforested hillslopes in Moscow Region, Russia. *Soil Science Society of America Journal* 66: 193- 201.

Ouallali, A., Moukhchane M., Aassoumi , H., Berrad F., Dakir I. (2016) Évaluation et cartographie des taux d'érosion hydrique dans le bassin versant de l'Oued Arbaa Ayacha (Rif occidental, Nord Maroc) *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, Section Sciences de la Terre, , n° 38, 65-79.*

Ouyang, T., et al. (2015) Magnetic mineralogy of a weathered tropical basalt, Hainan Island, South China, *Phys. Earth planet. Inter.* 240, 105–113.

PAP/RAC, (1997) Guidelines for Mapping and Measurement of Rainfall-Induced Erosion Processes in the Mediterranean Coastal Areas. Morocco: Priority Actions Programme Regional Activity Centre (PAM/PNUE), in Collaboration with FAO. www.papthecoastcentre.org/pdfs/SoilErosioneng.pdf.

Pereira, E.C.B., Lopes, F.B., Gomes, F.E.F., de Almeida, A.M.M., de Magalhaes, A.C.M. and de Andrade, E.M. (2017) Determining the Soil Erodibility for an Experimental Basin in the Semi-Arid Region Using Geoprocessing. *American Journal of Plant Sciences* , 8, 3174-3188.

Peter, Šurda., Ivan, Šimonides., & Jaroslav, Antal. (2007) A determination of area of potential erosion by geographic information systems, *Journal of Environmental Engineering and Landscape Management*, 15:3, 144-152; : <https://doi.org/10.1080/16486897.2007.9636922>.

Petrovsky, E., Kapicka, A., Jordanova, N., Knab, M., Hoffmann, V. (2000) Low Field Magnetic Susceptibility: A Proxy Method in Estimating increased Pollution of different Environmental Systems. *Environnemental Geology* 39: 312 – 318.

Petrovsky, E., and Ellwood, B.B. (1999) Magnetic Monitoring of Air-, Land and Water Pollution. In: Maher, B.A. and Thompson, R., Eds., *Quaternary Climates, Environments and Magnetism*, Cambridge University Press, Cambridge, 279-322. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535635.009>.

Porsch, K., Rijal, M. L., Borch, T., Troyer, L. D., Behrens, S., Wehland, F., Appel, E., Kappler, A. (2014) Impact of organic carbon and iron bioavailability on the magnetic susceptibility of soils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 128, 44-57.

Qi ,Jiang., Xue-Feng, Hu., Ji, Wei., Shan, Li., and Yang, Li. (2010) Magnetic properties of urban topsoil in Baoshan district, Shanghai and its environmental implication, 19th World Congress of Soil Science, *Soil Solutions for a Changing World*.

Rabesiranana, N., Rasolonirina, M., Solonjara, A.F., Ravoson, H.N., Andriambololona, R., Mabit, L. (2016) Assessment of soil redistribution rates by ¹³⁷Cs and ²¹⁰Pbex in a typical Malagasy agricultural field, *Journal of Environmental Radioactivity* 152. 112-118.

Rahimi, MR., Ayoubi, S., Abdi, MR. (2013) Magnetic susceptibility and Cs-137 inventory variability as influenced by land use change and slope positions in a hilly semiarid region of west-central Iran. *Journal of Applied Geophysics* 89: 68-75.

Ranganai, RT., Moidaki, M., G King, J. (2015) Magnetic Susceptibility of Soils from Eastern Botswana: A Reconnaissance Survey and Potential Applications. *J Geog Geo.* doi:10.5539/jgg.v7n4p45

Rango, A., & Arnoldus, H.M.J. (1987) Aménagement des bassins versants. *Cahiers techniques de la FAO.* 36p.

Renard, KG., Foster, GR., Weesies, GA., McCool, DK., Yoder, DC. (1997) Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). *Agriculture Handbook No. 703, USDA-ARS.*

Ritchie, J. C., & McHenry, J. R. (1990) Application of radioactive fallout cesium-137 for measuring soil erosion and sediment accumulation rates and patterns: a review. *Journal of Environmental Quality*, 19, 215–233.

Ritchie, J.C., McCarty, G.W. (2003) Using 137cesium to understand soil carbon redistribution on agricultural watersheds. *Soil and Tillage Research* 69, 45–51.

Royall, D. (2001) Use of mineral magnetic measurements to investigate soil erosion and sediment delivery in a small agricultural catchment in limestone terrain. *Catena* 46: 15-34.

Sadiki, A., Bouhlassa, S., Aboutaher, A. (2004) Exploitation de la susceptibilité magnétique dans l'étude des sols. Publication du LPEE, Numéro spécial, Mai 2004.

Sadiki, A., Faleh, A., Navas, A., Bouhlassa, S. (2006). Estimation De L'état De Dégradation Des Sols Sur Marnes Du Prerif (Maroc) Par La Susceptibilité Magnétique : Exemple Du Bassin Versant De L'oued Boussouab. *Papeles de Geografia* 44:119-139.

Sadiki, A., Faleh, A., Navas, A., Bouhlassa, S. (2009) Using magnetic susceptibility to assess soil degradation in the Eastern Rif, Morocco. *Earth Surf Process Landf* 34 (15): 2057-2069. <https://doi.org/10.1002/esp.1891>.

Sadiki, A. (2005) Estimation de l'état de dégradation des sols dans le bassin versant de l'oued Boussouab, Maroc nord oriental : Application du modèle empirique (USLE), de la technique du radio-isotope 137 Cs et de la susceptibilité magnétique. Thèse De Doctorat de L'université Mohammed Premier, Faculté Des Sciences Oujda, 268 p.

Sadiki, A., Faleh, A., Navas, A., & Bouhlassa, S. (2007) Assessing soil erosion and control factors by the radiometric technique in the Boussouab catchment, Eastern Rif, Morocco. *CATENA*, 71(1), 13–20. doi:10.1016/j.catena.2006.10.003.

Sadiki, A., Bouhlassa, S., Aboutaher, A. (2004) 'Exploitation de la susceptibilité magnétique dans l'étude des sols' *CGA2* (100-102).

Sangode, S.J., Vhatkar, K., Patil, S.K., Meshram, D.C., Pawar, N.J., Gudadhe, S.S., Badekar, A.G., Kumaravel, V. (2010) Magnetic Susceptibility Distribution in the Soils of Pune Metropolitan Region: Implications to Soil Magnetometry of Anthropogenic Loading. *Current Science*, 98, 4, 516 -527.

Schaetzl, R., Anderson, A. (2009) *Soils. Genesis and Geomorphology*. Cambridge University Press, UK, ISBN 978-0-521-81201-6.

Sharma, Partha Das. (2009) Fundamentals of our environmental pollutions. Environmental problems and its control measures.. Cited on 22.12.2010. Available on World Wide Web: <http://knol.google.com/k/fundamentals-of-our-environmental-pollutions#>.

SIGMED (2010-2013) « Approche spatiale de l'impact des activités agricoles au Maghreb sur le transport sédimentaire et les ressources en eau de grands bassins versants »- <http://armspark.msem.univ-montp2.fr/sigmed/>.

Simms, A.D., Woodroffe, C.D., Jone B.G. (2003) Application of RUSLE for erosion management in a coastal catchment, southern NSW.

Singer, M.J., Verosub, K., Fine, P., Tenpas, J. (1996) A conceptual model for the enhancement of magnetic susceptibility in soils. *Quart Int* 34 /36: 243 - 248. [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(95\)00089-5](https://doi.org/10.1016/1040-6182(95)00089-5).

Smith, J. (1999) Chapter 2: An introduction to the magnetic properties of natural materials. In: WALDEN, J, F.Oldfield and I.Smith. (eds). Environmental magnetism: A practical guide :Technical Guide No.6. London: Quaternary Research Association.

Soil Survey Staff (1999) Soil taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. 2nd edition. Natural Resources Conservation Service. U.S. Department of Agriculture Handbook 436.

Spassov, S., Egli, R., Heller, F., Nourgaliev, D., Hannam, J. (2004) Magnetic quantification of urban pollution sources in atmospheric particulate matter. *Geophysical Journal International*, 159, 555-564.

Stephenson, A. (1971a) Single domain distributions. I. A method for the determination of single domain grain distributions. *Phys Earth Planet Int* 4: 353-360. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(71\)90018-5](https://doi.org/10.1016/0031-9201(71)90018-5).

Suresh, R. (2000) Soil and Water Conservation Engineering. Standard Publishing Distributors. India: New Delhi.

Tahiri, M., Tabyaoui, H., and Tahiri, A. (2016b) Modeling soil erosion and sedimentation in the Oued Haricha sub-basin (Tahaddart watershed, Western Rif, Morocco): Risk assessment. *Journal of Geoscience and Environment Protection*, (4), 107-119. doi: 10.4236/gep.2016.41013.

Tahiri, M., Tabyaoui, H., El Hammichi, F. (2014) Evaluation et Quantification de l'Erosion et la Sédimentation à Partir des Modèles RUSLE, MUSLE et Déposition Intégrés dans un SIG. Application au Sous-Bassin de l'Oued Sania (Bassin de Tahaddart, Rif nord occidental, Maroc). *European Journal of Scientific Research*, Vol. 125, No 2, 157-178.

Taylor, RM., Schwertmann, U. (1974) Maghemite in soils and its origin. *Clay Miner* 10: 289 -310. <https://doi.org/10.1180/claymin.1974.010.4.07>.

Thiesson, J. (2007) Mesure et cartographie de la viscosité magnétique des sols. Thèse De Doctorat De L'université PARIS 6, 90P.

Thompson, R, Oldfield, F. (1986) Environmental Magnetism, Allen & Unwin, London.

Thompson, R., Bloemendal, J., Dearing, J.A., Oldfield, F., Rummery, T.A., Stober, J.C., and Turner, G.M. (1980) Environmental applications of magnetic measurements. *Science*, 207: 481–486.

Tite, MS., Linington, RE. (1975) Effect of climate on the magnetic susceptibility of soils. *Nature* 265: 565-566. <https://doi.org/10.1038/256565a0>.

Tukey, JW. (1977) Exploratory data analysis. Mass.: Addison-Wesley, Reading; pp 503.

Vadiunina, AF., Babanin, VF. (1972) Magnetic susceptibility of some soils in the U.S.S.R. *Soviet Soil Science* 6: 106-11.

Valaee, M., Ayoubi S., Khormali, F., Lu, SG., Karimzadeh, HR. (2016) Using magnetic susceptibility to discriminate between soil moisture regimes in selected loess and loess-like soils in northern Iran. *Journal of Applied Geophysics* 127: 23-30.

Van der, Knijff., J.M, Jones, R.J.A., Montanarella, L. (2000) Soil erosion risk assessment in Europe. Office for Official Publications of the European Communities. Luxembourg.

Walden, J., Smith, J.P., Oldfield, F. (1999) Environmental magnetism: a practical 577 guide, Quaternary Research Association Technical Guide, vol. 6, 243 pp.

Walling, D.E., He, Q. (1999) Improved models for estimating soil erosion rates from cesium-137 measurements. *Journal of Environmental Quality* 28 (2). 611–622.

Wang, L., Liu, D.S., Lu, H.Y. (2000) Magnetic susceptibility properties of polluted soils. *Chin. Sci. Bull.* 45: 1723–1726.

Wang, X.Y., Lu, Z., Deng, C.L., Tan, H.B., Song, Y.G. (2003) Paleoclimate significance of mineral magnetic properties of loess sediments in northern Qinghai Tibetan Plateau. *Chinese Science Bulletin*, 48, 2126-2133.

Watson, M. (2002) The use of magnetic susceptibility measurements to delineate wetlands in KwaZulu-Natal, South Africa. Unpublished masters thesis: University of Natal, Pietermaritzburg.

Wei, H., Banerjee, S., KXia, D., Jackson, M.J., Jia, J., Chen, F. (2013) Magnetic characteristics of loess- paleosol sequences on the north slope of the Tianshan Mountains, northwestern China and their paleoclimatic implications. *Chinese Journal of Geophysics* 56(1): 150–158.

Wendroth, O., Reynolds, W.D., Vieira, S.R., Reichard, K., Wirth, S. (1997) Statistical approaches to the analysis of soil quality data. In: Gregorich, EG, Carter MR, (Eds.), *Soil Quality for Crop Production and Ecosystem Health*. Elsevier, Amsterdam, pp 247-276.

Williams, J. (1977) Sediment delivery ratios determined with sediment and runoff models. *IAHS Publ* 122, 168-179.

Williams, R.D., and JR, Cooper. (1990) Locating soil boundaries using magnetic susceptibility. *Soil Science* 150(6): 889-895.

Wischmeier, W.H. and Smith, D.D. (1978) Predicting Rainfall Erosion Losses- A Guide to Conservation Planning. *USDA Agricultural Handbook No. 537*: 179-186.

Worm, H.U., Jackson, M. (1999) The Superparamagnetism of Yucca Mountain Tuff. *Journal of Geophysical Research*, 104, 25415- 25425.

Yang, T., Liu, Q., Chan, L., Cao, G. (2007) Magnetic investigation of heavy metals contamination in urban topsoils around the East Lake, Wuhan, China. *Geophys J Int* 171: 603–612.

Yjjou, M., Bouabid, R., El Hmaldi, A., Essahlaoui, A. et El Abassi, M. (2014) Modélisation de l'érosion hydrique via les SIG et l'équation universelle des pertes en sol au niveau du bassin versant de l'Oum Er-Rbia. *The International Journal Of Engineering And Science (IJES)*, Volume 3, Issue 8, Pages, pp: 83-91.

Yu, L., Xiaoyong, B., Yichao, T., et Guangjie, L. (2017) Review and Future Research Directions about Major Monitoring Method of Soil Erosion. *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*, 63, 012-042.

Yu Y, Zhang K, Liu, L. (2017) Evaluation of the influence of cultivation period on soil redistribution in northeastern China using magnetic susceptibility. *Soil Tillage Research* 174: 14-23. <https://doi.org/10.1016/j.still.2017.05.006>.

Yu, Y., Zhang, K., Liu, L., Ma, Q., Luo, J. (2019) Estimating long-term erosion and sedimentation rate on farmland using magnetic susceptibility in northeast China. *Soil Tillage Research* 187:41-49.

- Yu, J.Y., and S.G. Lu., (1991)** Soil magnetism. Jiangxi Sci. Nanchang, China.
- Zeng, M., Song ,Y., Li ,Y., et al. (2018)** The relationship between environmental factors and magnetic susceptibility in the Ili loess, Tianshan Mountains, Central Asia. Geological Journal 1-13.
- Zhang, W., Lishong, Yu., Min, Lu., Xiangmin, Zheng., Yuxin, Shi. (2007)** Magnetic properties and geochemistry of the Xiashu Loess in the present subtropical area of China, and their implications for pedogenic intensity. Earth Planetary Science Letter 260: 86-97.
- Zhang, Y., Zhang, X., Bi, Z., Yu, Y., Shi, P., Ren, L., & Shan, Z. (2020)** The impact of land use changes and erosion process on heavy metal distribution in the hilly area of the Loess Plateau, China. Science of The Total Environment,
- Zheng, H., Oldfield, F., Yu, L., Shaw, J., An, ZS. (1991)** The magnetic properties of particle sized samples from the Luo Chuan loess section: evidence for pedogenesis. Phys Earth Planet Int 68: 250-258. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(91\)90044-I](https://doi.org/10.1016/0031-9201(91)90044-I).
- Zhou, LP., Oldfield, F., Wintle, AG., Robinson, SG., Wang, JT. (1990)** Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess. Nature 346: 737-739. <https://doi.org>.
- Zhu, RX., Deng, CI., Jackson, MJ. (2001)** A Magnetic Investigation along a NW-SE transect of the Chinese Loess Plateau and its Implications. Physics and Chemistry of the Earth, 26, 867-872. Singer, M.I And D.N. Munns. 1999. Soils: An introduction . 4th ed. Upper Saddle River: Prentice Hall.
- Zouagui, A., Sabir, M., Naimi, M., Chikhaoui, M., Benmansour, M. (2018)** Modélisation Du Risque D'érosion Hydrique Par L'équation Universelle Des Pertes En Terre Dans Le Rif Occidental: Cas Du Bassin Versant De Moulay Bouchta (Maroc) Anis Zouagui European Scientific Journal January 2018 edition Vol.14, No.3.

ANNEXE

Tableau I : Résultats des paramètres magnétiques mesurés sur les échantillons associés au transect MZ17.

Échantillon dans MZ17	Prof (cm)	χ_{lf} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	χ_{lf} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	χ_{fd} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	$\chi_{fd} \%$
17A1	0	96,74	86,74	10	10,33
17A2	0	227,57	204,57	23	10,1
17A3	5	231,15	207,15	24	10,38
17B1	0	89,22	81,58	7,64	8,56
17B2	5	94,81	85,61	9,2	9,70
17B3	10	84,73	77,6	7,13	8,41
17C1	0	21,74	20,23	1,51	6,94
17C2	5	1,66	1,56	0,1	6,02
17C3	10	0,66	0,66	0	0
17C4	15	61,56	57,56	4	6,49
17D	0	27,45	25,65	1,8	6,55
17E1	0	77,79	71,69	6,1	7,84
17E2	5	86,85	80,25	6,6	7,59
17E3	10	76,74	69,64	7,1	9,25
17F1	0	58,53	53,53	5	8,54
17F2	5	51,77	47,57	4,2	8,11
17F3	10	63,2	58	5,2	8,22
17F4	15	75,75	68,65	7,1	9,37
17G1	0	100,46	91,56	8,9	8,85
17G2	5	179,34	160,44	18,9	10,53
17G3	10	135,61	121,85	13,76	10,14
17G4	15	138	123,4	14,6	10,57
17G5	20	150,15	133,85	16,3	10,85
17G6	25	139,46	126,86	12,6	9,03
17H1	0	97,49	89,29	8,2	8,41
17H2	5	123,54	112,54	11	8,90
17H3	10	128,56	116,86	11,7	9,10
17H4	15	124,22	110,82	13,4	10,78
17H5	20	152,02	139,12	12,9	8,48
17I1	0	63,66	59,46	4,2	6,59
17I2	5	51,34	44,54	6,8	13,24
17I3	10	16,59	15,29	1,3	7,83
17I4	15	10,95	10,15	0,8	7,3
17J1	0	94,02	87,22	6,8	7,23
17J2	5	89,7	82	7,7	8,58
17J3	10	69,14	62,94	6,2	8,96
17J4	15	50,71	46,51	4,2	8,28
17K1	0	36,26	34,46	1,8	4,96
17K2	5	26,63	24,83	1,8	6,75
17K3	10	40,98	37,48	3,5	8,54
17K4	15	51,04	46,44	4,6	9,01
17K5	20	63,01	57,41	5,6	8,88
17L1	0	17,17	16,27	0,9	5,24

17L2	5	17,11	15,91	1,2	7,01
17L3	10	15,19	14,19	1	6,58
17L4	15	13,51	12,41	1,1	8,14
17L5	20	6,34	6,04	0,3	4,73
17M1	0	124,19	119,79	4,4	3,54
17N1	0	62,88	57,68	5,2	8,26
17N2	5	81,22	76,02	5,2	6,4
17N3	10	79,02	73,02	6	7,59
17N4	15	12,8	11,55	1,25	9,76
17O1	0	35,91	33,41	2,5	6,96
17O2	5	28,07	25,67	2,4	8,55
17P1	0	17,44	15,84	1,6	9,17
17P2	5	16,76	15,26	1,5	8,94
17P3	10	13,54	12,44	1,1	8,12
17Q1	0	49,62	46,32	3,3	6,65
17Q2	5	59,23	54,53	4,7	7,93

Tableau II : Résultats des paramètres magnétiques mesurés sur les échantillons associés au transect MZ13.

Échantillon dans MZ13	Profondeur (cm)	χ_{lf} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	χ_{hf} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	χ_{fd} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	$\chi_{fd} \%$
13A1	0	76	70	6	7,89
13A2	5	47	43	4	8,51
13A3	10	23	21	2	8,69
13A4	15	11	10	1	9,09
13B1	0	74	68	6	8,10
13B2	5	90	82	8	8,88
13B3	10	90	82	8	8,88
13B4	15	88	80	8	9,09
13B5	20	87	78	9	10,34
13B6	25	107	97	10	9,345
13C1	0	142	128	14	9,85
13C2	5	215	192	23	10,69
13C3	10	190	170	20	10,52
13D1	0	89	82	7	7,86
13D2	5	110	101	9	8,18
13D3	10	91	84	7	7,69
13 E1	0	69	64	5	7,24
13 E2	5	44	40	4	9,09
13 E3	10	49	45	4	8,16
13 E4	15	42	39	3	7,14
13F1	0	58	53	5	8,62
13F2	5	62	57	5	8,06
13F3	10	54	49	5	9,25
13G1	0	79	72	7	8,86
13G2	5	151	138	13	8,60
13G3	10	156	142	14	8,97
13G4	15	157	142	15	9,55
13H1	0	76	70	6	7,89

13H2	5	85	79	6	7,05
13H3	10	120	111	9	7,5
13H4	15	117	108	9	7,69
13I1	0	87	80	7	8,04
13I2	5	113	104	9	7,96
13I3	10	112	103	9	8,035
13I4	15	112	103	9	8,035
13J1	0	96	90	6	6,25
13J2	5	135	126	9	6,66
13J3	10	142	132	10	7,042
13K1	0	117	108	9	7,69
13K2	5	113	103	10	8,84
13K3	10	102	94	8	7,84
13L1	0	38	35	3	7,89
13L2	5	43	39	4	9,30
13L3	10	36	33	3	8,33
13M1	0	38	35	3	7,89
13M2	5	21	20	1	4,76
13M3	10	5	5	0	0
13M4	15	4	4	0	0
13M5	20	4	4	0	0
13M6	25	4	4	0	0

PUBLICATIONS

Hindawi
International Journal of Geophysics
Volume 2018, Article ID 9481405, 8 pages
<https://doi.org/10.1155/2018/9481405>



Research Article

Assessing Magnetic Susceptibility Profiles of Topsoils under Different Occupations

N. Bouhsane  and S. Bouhlassa

Laboratory of Radiochemistry and Nuclear Chemistry, Department of Chemistry, Mohammed V University, Faculty of Sciences Rabat, 4 Avenue Ibn Battouta, BP 1014 RP, Rabat, Morocco

Correspondence should be addressed to N. Bouhsane; naimabouhsane@gmail.com

Received 30 April 2018; Revised 30 July 2018; Accepted 9 October 2018; Published 18 October 2018

Academic Editor: Rudolf A. Treumann

Copyright © 2018 N. Bouhsane and S. Bouhlassa. This is an open access article distributed under the Creative Commons Attribution License, which permits unrestricted use, distribution, and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

Magnetic susceptibility measurements at low and high frequencies (χ_{lf} , χ_{hf}) were carried out on topsoil samples from reforested, cultivated, and pasture lands from a catchment located at the north of Morocco. The aims of this study were to investigate the impact of land use or human activity on χ_{lf} of soil overlying the same substrate, to discriminate allochthonous material or pollution from autochthonous or inherited ones, and to assess the origin and contribution of superparamagnetic (SP) grains to the global magnetic susceptibility χ_{lf} . Measurements of χ_{lf} indicated significant enhancement, with values ranging from 12.4 to $252.82 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ with a mean value of $107.087 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ for the reforested lands. In the cultivated lands, χ_{lf} were from 8.4 to $88.65 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ with a mean value of $42.69 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, while in the pasture lands, χ_{lf} was comprised between $14.34 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ and $133.35 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ with a mean value of $57.33 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. The magnetic enhancement indicates high concentration of ferrimagnetic minerals in the top soil. The magnetic susceptibility enhancement decreases as the human activity increases, while the underlying bedrock is almost the same: reforested land > pastures land > cultivated land. The analysis of the variations of χ_{lf} and frequency dependent susceptibilities (χ_{fd} and $\% \chi_{fd}$), along the profiles of soil, indicate a pedogenic origin of the topsoil magnetic susceptibility enhancement.

1. Introduction

Magnetic properties of soils reflect soil magnetic mineralogy composition and size [1]. The minerals of soil, which control magnetic susceptibility, can in principle originate from three main sources: lithogenic derived from parent material, pedogenic due to physical, chemical and biological processes in soils, and the anthropogenic mostly spherical industrial particulate [2]. Concentration of iron oxides and thus the soil magnetic susceptibility profile is mainly influenced by not only its parent material, physicochemical properties, age, temperature, biological activity, and pedogenic processes, but also by human activities [3].

Magnetic susceptibility (MS), the ratio of induced magnetization to an applied magnetic field, is a function of strongly magnetic particle concentrations, grain sizes, grain shapes, and mineralogy [2]. Field measurements of MS (volume susceptibility) are typically reported in dimensionless units (e.g., 10^{-5} (SI units)), whereas laboratory measurements of mass

specific susceptibility are reported in mass-based units (e.g., $10^{-8} \times \text{m}^3 \text{ kg}^{-1}$ (SI units)), equivalent to volume susceptibility divided by density [4]. Owing to the strong contribution of iron minerals to magnetic susceptibility, their presence in most soils, and the effect of biophysical environment on them, a growing attention has been paid to magnetic susceptibility as a means to facilitate the understanding of soil and landscapes transformations [2, 4, 5].

Fialova et al. [6] show that magnetic properties of soils from regions with different geological and environmental settings are influenced primarily by lithology while different soil types play apparently no role, even though Hanesh et al. [7] reported that soil type and lithology are closely interrelated and both influence MS measured in the soil. As the bedrock determines mainly the soil type and influences strongly the MS, especially in the areas with weak or no anthropogenic activity, it would be potentially possible to discriminate the impact of human activity on topsoil MS. That would be reached by simple comparison of MS recorded

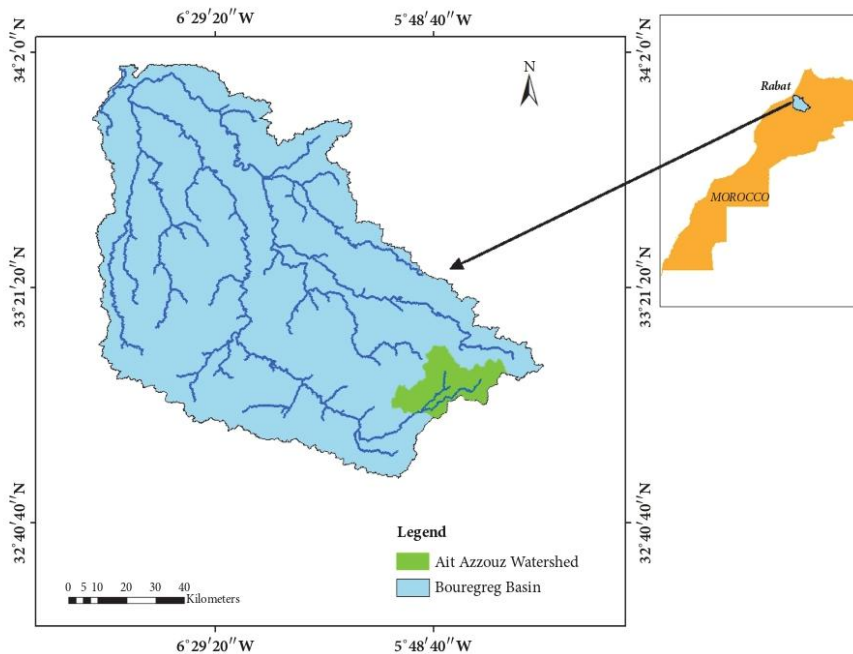


FIGURE 1: Geographical localization of the study area.

on top soil overlying the same parent material or bedrock with low MS. This objective will constitute the aim of the study which focuses on the detailed comparison of some magnetic proxies (MS, mass specific frequency dependence susceptibility χ_{fd} , and percent frequency dependent susceptibility ($\chi_{fd}\%$) measured on reforested, cultivated, and pasture lands to (i) discriminate the impact of human activity, (ii) analyze the magnetic mineralogy grain size, (iii) distinguish the neoformed magnetic mineral from allochthonous one or pollution, and finally (iv) establish the origin of topsoil MS enhancement.

2. Materials and Methods

2.1. Study Area. Ait Azzouz basin, selected for the study, is a subcatchment of the Bouregreg watershed (Figure 1). It is located at $32^{\circ}70' - 33^{\circ}$ N and $5^{\circ}70' - 5^{\circ}08'$ W, in the north of Morocco near Rabat the capital, with an area of 195 km^2 . Shaped in the Asfar Plain of Moroccan Central Plateau, it constitutes one of the most important watersheds in upstream of Wadi Grou. The climate of the region is semiarid with average yearly precipitations of 400 mm and annual air temperature varying between 11°C as a minimum and 22°C as a maximum. It is generally characterized by a wet period from October to February and a dry one the rest of the year. The vegetation is variable, dominated by cedar picketing and

the cultivated lands. The reforested areas represent a small area. The watershed has a variable lithology: schist, quartzite, sandstone, limestone, and microgranite conglomerate. At the north and east the Viséens conglomerates outcrop and on the west we find the quartzite ridges. Chromic luvisol is the predominant soil type in the watershed [8].

2.2. Sampling and Analysis. Different sites were selected and sampled in reforested land, cultivated land and pasture land, respectively. The cultivated soil was marked as AZC soil, the pastures were marked as AZP soil, and the reforested soil was marked as AZR soil. Three sites in the reforested soils (AZR1, AZR11, and AZR14), four sites in the cultivated soils (AZC3, AZC9, AZC10, and AZC12), and six sites in the pastures soils (AZP2, AZP4, AZP5, AZP6, AZP8, and AZP16) were selected. The samples characteristics are given in Table 1. At each sampling site, a core with 35 cm depth and 6 cm in diameter was collected and divided in layers of 5 cm length. The superficial areas of each soil sample that were in direct contact with the metal corer were shaved off using a plastic knife to avoid the potential pollution from the coring devices made of iron [9]. There were 62 soil samples collected in total at the 13 sampling sites. Soil samples were oven dried at 40°C for 8 h with good air circulation and no hotspots and then passed through a 1 mm plastic sieve. All samples were packed individually into cubical boxes of 8 cm^3 and measured

TABLE 1: Characteristics of the sampled sites.

Sample	Position	Lithology	Vegetal cover	Slope %
AZR14	33°07'11"N; 05°48'19"W	Schist and quartzite	Dense forest	40
AZR11	33°04'31"N; 05°44'54"W	Schist and limestone	Residual forest	45
AZR1	33°10'43"N; 05°48'44"W	Schist and limestone	Residual forest	22
AZP4	33°07'56"N; 05°49'41"W	Schist with quartzite	Pasture land	5 - 10
AZP5	33°07'56"N; 05°49'38"W	Sandy limestone	Pasture land	35
AZP6	33°05'51"N; 05°45'33"W	Schist and limestone	Pasture land	15
AZP2	33°10'46"N; 05°46'42"W	Schist	Pasture land	7
AZP8	33°04'56"N; 05°45'97"W	Schist	Pasture land	20-25
AZP16	33°05'07"N; 05°46'52"W	Schist	Pasture land	5
AZC3	33°07'41"N; 05°49'01"W	Schist	Cultivated land	0 - 5
AZC9	33°04'54"N; 05°45'46"W	Schist and limestone	Cultivated land	0
AZC10	33°04'31"N; 05°45'30"W	Schist and limestone	Cultivated land	0
AZC12	33°04'59"N; 05°45'14"W	Schist and limestone	Cultivated land	10

using a Bartington magnetic susceptibility meter (MS2) and dual frequency sensor (MS2B). The specific volume magnetic susceptibility (κ) was measured at low (0.47 kHz; κ_{lf}) and high (4.7 kHz; κ_{hf}) frequencies. The bulk density (ρ) of a sample was calculated by dividing mass by volume. The χ value is proportional to the concentration of ferrimagnetic mineral (magnetite and maghemite). Magnetic susceptibility at low-frequency (χ_{lf}) was calculated by the following:

$$\chi_{lf} = \frac{\kappa_{lf}}{\rho} \quad (1)$$

The frequency dependence susceptibility (χ_{fd}) is expressed either as a relative loss of susceptibility by [10]

$$\chi_{fd} \left(\text{m}^3 \text{kg}^{-1} \right) = \chi_{lf} - \chi_{hf} \quad (2)$$

or as a percentage loss of susceptibility, called percentage frequency dependent susceptibility ($\chi_{fd}\%$), it was calculated as follows:

$$\chi_{fd}\% = \frac{\chi_{lf} - \chi_{hf}}{\chi_{lf}} * 100 \quad (3)$$

where χ_{lf} and χ_{hf} are the low and high frequencies susceptibility, respectively.

This percentage reflects the relative significance of the SP/SSD (superparamagnetic and stable single domain) particles in the entire magnetic signal [9]. χ_{fd} is also used to determine the concentration of magnetic small grain size fraction beyond the SP/SD limit [11].

3. Results and Discussion

3.1. Magnetic Susceptibilities of Soil under Different Occupations. Tables 2-4 give the values of magnetic susceptibility at low and high frequency (χ_{lf} , χ_{hf}), the derived values χ_{fd} , and $\chi_{fd}\%$ of samples collected in the study area. In the reforested land, the values of magnetic susceptibility at low frequency varied from 12.4 to $252.82 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ with a mean value of $107.087 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$. In the cultivated land,

χ_{lf} susceptibilities are varying from 8.4 to $88.65 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ with a mean value of $42.69 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$, whereas in the pastures land, χ_{lf} is ranged between $14.34 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ and $133.35 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ with a mean value of $57.33 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$.

The Ait Azzouz (AZ) basin soils from reforested land and to some extent from pastures land which present magnetic susceptibility higher than $100 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ can be considered to be highly magnetic, while those from AZ cultivated land would be moderately magnetic as their magnetic susceptibility is between 10 and $100 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ [12]. In general, there are many factors that cause magnetic susceptibility variations (MS), such as the differences in lithology (lithogenic/geogenic), soil forming processes (pedogenesis), and anthropogenic contribution of magnetic material [2, 10, 13]. Soddiki et al. [14] confirmed that the lithology is the main factor contributing to the magnetic susceptibility variation.

High MS values indicate high concentration of ferrimagnetic minerals which could be either neoformed (pedogenic origin), inherited from substratum, or allochthonous. The latter are often from atmospheric pollution fallout (e.g., loess), or polluted dust. The values of the studied soils are very low in comparison to those in industrially polluted areas [1, 6, 7, 15–17].

Although the statistical data base is small (13 independent cores with 62 samples), it suggests however that the mean magnetic susceptibility increases in the following order: χ_{lf} cultivated land < χ_{lf} pastures land < χ_{lf} reforested land.

Pedogenic ferrimagnetic minerals have been found to form by oxidation of Fe^{2+} in iron-bearing minerals in soils subject to wetting/ drying cycles which are characteristics of the regional climate [18, 19]. The MS in the top soil would hence reflect the soil type and the parent mineral material. The latter is likely the prevalent factor of enhancement of MS in top soil. Extent and magnitude of the MS enhancement depend more on the bioavailable Fe content of the soils and the neoformation evolution conditions [20] where the physical stability is not the lesser one: it is in favor of neoformation development.

TABLE 2: Magnetic parameters measured on the different samples of Ait Azzouz reforested land.

Sample	Depth (cm)	Lithology	χ_{lf} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	χ_{hf} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	χ_{fd} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	$\chi_{fd}\%$
1AZR ₁	0		141.1	133.5	7.6	5.38
1AZR ₂	5	Schist and limestone	132.99	124.1	8.89	6.68
1AZR ₃	10		104.97	98.41	6.56	6.24
1AZR ₄	15		134.32	127.69	6.63	4.93
11AZR ₁	0		14.76	14.58	0.18	1.21
11AZR ₂	5	Schist and limestone	14.38	14.29	0.09	0.62
11AZR ₃	10		16.96	16.7	0.26	1.53
11AZR ₄	15		12.77	12.34	0.43	3.36
11AZR ₅	20		12.4	12.32	0.08	0.64
14 AZR ₁	0		159.02	151.43	7.59	4.77
14 AZR ₂	5	Schist and quartzite	190.5	179.04	11.46	6.01
14 AZR ₃	10		252.82	237.97	14.85	5.87
14 AZR ₄	15		171.77	159.97	11.8	6.86
14 AZR ₅	20		140.47	127.96	12.51	8.9

TABLE 3: Magnetic parameters measured on the different samples of Ait Azzouz cultivated land.

Sample	Depth (cm)	Lithology	χ_{lf} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	χ_{hf} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	χ_{fd} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	$\chi_{fd}\%$
3AZC ₁	0		88.65	83.76	4.89	5.51
3AZC ₂	5	Schist	78.22	73.42	4.8	6.13
3AZC ₃	10		83.74	78.01	5.73	6.84
3AZC ₄	15		79.84	75.61	4.23	5.29
3AZC ₅	20		86.92	81.39	5.53	6.36
9AZC ₁	0		Schist and limestone	59.23	56.75	2.48
9AZC ₂	5	50.35		47.95	2.4	4.76
9AZC ₃	10	56.81		54.11	2.7	4.75
9AZC ₄	20	55.93		53.44	2.49	4.45
10AZC ₁	0	Schist and limestone		18.32	17.88	0.44
10 AZC ₂	5		14.67	14.26	0.41	2.79
10 AZC ₃	10		9.65	9.57	0.08	0.82
10 AZC ₄	20		8.79	8.64	0.15	1.7
10AZC ₅	25		8.4	8.31	0.09	1.07
12AZC ₁	0	Schist and limestone	25.2	24.69	0.51	2.02
12AZC ₂	5		27.03	26.63	0.4	1.47
12 AZC ₃	10		32.97	31.89	1.08	3.27
12AZC ₄	15		13.07	12.83	0.24	1.83
12AZC ₅	20		13.35	12.93	0.42	3.14

Schist constitutes the same predominant substratum in the sampling area. The mean of magnetic susceptibility (MS) in the reforested land is high compared with cultivated and pastures lands. This difference seems important, as it indicates that the reforested soils are more stable than pastures and cultivated land and may be considered as undisturbed areas due to the density of vegetal cover that protects soil against erosion.

The low values in cultivated soil are likely due to the joint effects of dilution of the magnetic signal by the weakly limestone component of the soils and surface soil stripping by erosion.

Previous studies show that the magnetic susceptibility of soil on marls substrates is generally low. For example,

the magnetic susceptibilities of soil on marls in the Nakhla watershed, northern of Morocco, were $\chi_{lf} > 1.1 \mu\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}$, $1.1 < \chi_{lf} < 0.5 \mu\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}$, and $< 0.5 \mu\text{m}^3 \text{ kg}^{-1}$ in the forested, pastures, and cultivated lands, respectively [21]. Saddiki et al. [14] confirm in the Msoun basin in the Rif area that the mean of magnetic susceptibility of soils is even lower with about $13.5 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$; the low values have been attributed to high dilution in the soils by dia- and paramagnetic minerals in the marls. The variable, though often with higher magnitudes of magnetic susceptibility in our study in comparison with the data recorded on marly substrates [14, 21], highlights the enlarging impact of schist as prevalent parent material on pedogenic neoformed ferrimagnetic minerals in topsoil though it supports also the dilution of magnetic susceptibility

TABLE 4: Magnetic parameters measured on the different samples of Ait Azzouz pastures land.

Sample	Depth (cm)	Lithology	χ_{lf} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	χ_{hf} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	χ_{fd} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	$\chi_{fd}\%$
2AZP ₁	0		30.88	29.18	1.7	5.5
2AZP ₂	5		30.06	28.62	1.44	4.79
2AZP ₃	10	Schist	34.17	32.32	1.85	5.41
2AZP ₄	15		33.13	31.28	1.85	5.58
2AZP ₅	20		16.24	15.81	0.43	2.64
4AZP ₁	0		16.51	16.08	0.43	2.6
4AZP ₂	5	Schist with quartzite	19.99	19.24	0.75	3.75
4AZP ₃	10		18.55	17.85	0.7	3.77
4AZP ₄	15		35.65	33.88	1.77	4.96
5AZP ₁	0		53.57	49.64	3.93	7.3
5AZP ₂	5		37.79	34.83	2.96	7.83
5AZP ₃	10	Sandy limestone	29.8	27.39	2.41	8.08
5AZP ₄	15		35.95	33.23	2.72	7.56
5AZP ₅	20		14.34	13.25	1.09	7.6
5AZP ₆	25		14.76	13.63	1.13	7.65
6AZP ₁	0		126.41	122.9	3.51	2.77
6AZP ₂	5		115.24	113.58	1.66	1.44
6AZP ₃	10	Schist and limestone	108.99	103.94	5.05	4.63
6AZP ₄	15		91.33	87.84	3.49	3.82
6AZP ₅	20		60.87	58.64	2.23	3.66
8AZP ₁	0		94.38	89.57	4.81	5.09
8AZP ₂	5		105.34	101.04	4.3	4.08
8AZP ₃	10	Schist	128.3	124.22	4.08	3.18
8AZP ₄	15		119.26	115.01	4.25	3.56
8AZP ₅	20		133.35	126.75	6.6	4.94
16AZP ₁	0		35.03	33.59	1.44	4.11
16AZP ₂	5	Schist	43.78	41.35	2.43	5.55
16AZP ₃	10		37.52	35.91	1.61	4.29
16AZP ₄	15		41.64	39.41	2.23	5.35

of schist by clay, mica, or marl contents of the substratum. As the lithology of different sampling sites is closely uniform and the watershed may be considered as being preserved from the industrial pollution, the variations in the values of magnetic susceptibility are likely the result of difference in soil redistribution under different land use. The degree of soil stability under different land uses is correlated with the importance of the formation and accumulation of pedogenetic maghemite in the superficial soil horizons. The pedogenic formation of this ferrimagnetic mineral is favored in well drained soils with low acidity overlying altered or less resistant substratum [18].

Tables 2-4 show that χ_{lf} has higher values than χ_{hf} in all the soil profile. This difference is due to the presence of superparamagnetic grains with fine size that at high frequency have relaxation times shorter than the measurement time, are blocked magnetically, and do not contribute to the measured signal. In this way the difference indicates the presence of ultrafine ferrimagnetic minerals (grain size less than $0.03\mu\text{m}$) [10, 22]. Figure 2 presents χ_{lf} versus χ_{hf} in reforested cultivated and pastures lands. A high linear correlation between the two parameters with $R^2 = 0.999$ is observed, and this confirms that pedogenesis of magnetic particles in the sampling area has been active in a similar way.

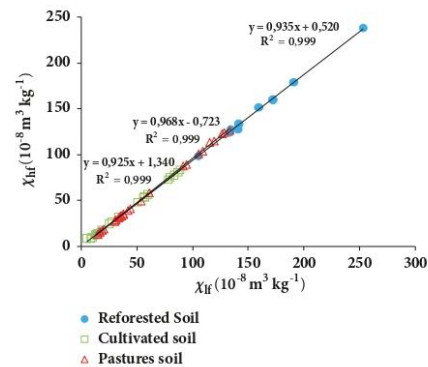


FIGURE 2: Relation between magnetic susceptibility at high and low frequency in the reforested land, cultivated and pastures land.

3.2. Frequency Dependent Magnetic Susceptibility (χ_{fd}) Analysis. The difference between χ_{lf} and χ_{hf} can be expressed by the relative loss of susceptibility (χ_{fd}); this difference is

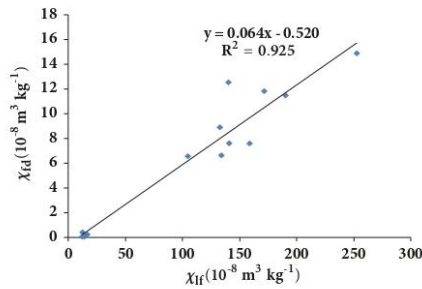


FIGURE 3: Interdependence between χ_{fd} and χ_{lf} for reforested land.

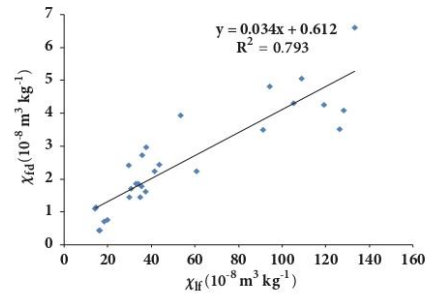


FIGURE 5: Interdependence between χ_{fd} and χ_{lf} for pastures land.

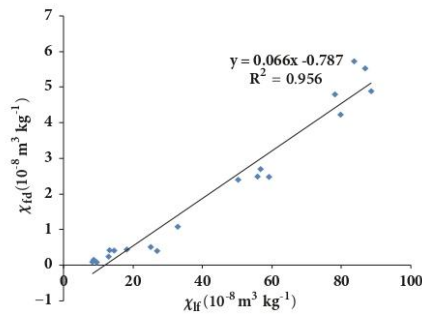


FIGURE 4: Interdependence between χ_{fd} and χ_{lf} for cultivated land.

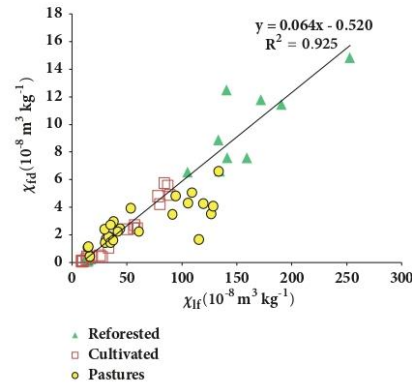


FIGURE 6: χ_{fd} versus χ_{lf} in the Ait Azzouz watershed.

important as shown in Tables 2-4. In the reforested soils, χ_{fd} ranges from 0.08 and $14.85 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ with a mean of $6.35 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, for the cultivated soils, χ_{fd} varied between 0.08 to $5.73 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ with a mean value of $1.98 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ and 0.43 to $6.6 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ with an average of $2.51 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ for the pastures land. Low values of χ_{fd} probably indicate beginning pedogenetic formation of magnetic particles in soils.

3.3. *Interdependence between χ_{fd} and χ_{lf} and Origin of Ms Enhancement.* Figures 3–5 are the graphs of χ_{fd} versus χ_{lf} in the topsoils of Ait Azzouz basin. The magnetic low-field susceptibility is positively correlated with mass specific frequency dependent susceptibility. Such linear correlation has been reported by Forster et al. [23] for paleosols on loess substrate where the increasing magnitude of the susceptibility is controlled by the pedogenic (fine grain size) magnetic fraction contribution. A substantial positive correlation between χ_{fd} and χ_{lf} also shows high homogeneity in the magnetic mineralogy of the soils and particle size despite the change in land use. Sadiki et al. [14] have obtained analogous results. The graph of χ_{fd} versus χ_{lf} (Figure 6) reporting all the data recorded in the watershed led to the low magnetic susceptibility background χ_b estimate [23]. χ_b is obtained by the intersect of χ_{lf} axis where χ_{fd} is zero. The mean value of the background magnetic susceptibility is $8.12 \times$

$10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. This value is very low compared to the mean of χ_{lf} values obtained for each land use and is associated with the susceptibility of the unaltered parent material of the soils: the schists, limestones, and quartzites. Consequently, the MS enhancement is attributed to pedogenesis, being consistent with Dearing et al. (1999) analysis and Gautam's [12] soil classification.

3.4. *Grain Size Analysis.* According to the semiquantitative model proposed by Dearing, [9], the environmental magnetic samples could be classified into four classes: samples with $\chi_{fd}\% < 2\%$ and SP concentration $< 10\%$ (low SP grains); samples with $\chi_{fd}\%$ between 2% and 10% in which there is a mixture of SP and coarser non SP grains, or SP grains $< 0.005 \mu\text{m}$; samples with χ_{fd} between 10% and 14% and SP concentration $> 75\%$ and samples with $\chi_{fd} > 14\%$, which represent infrequent values, inexact measurements, or pollution. The magnitudes of the percentage frequency dependent susceptibility ($\chi_{fd}\%$) show that the Ait Azzouz basin soils contain mostly admixture of SP and coarser non-SP grains.

In the reforested land, the value of $\chi_{fd}\%$ varies between 0.82 and 8.9% with a mean of 4.5%.

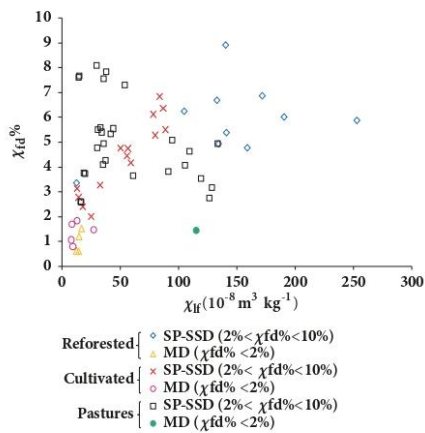


FIGURE 7: Bivariate diagram χ_{lf} - $\chi_{fd}\%$ showing a distribution of magnetic grain sizes in the soils from the reforested soil, cultivated, and pastures soil.

In the cultivated land, five samples fall in the range $< 2\%$ implying that they have no SP grains, while other samples range from 2 to 10% and may represent a mixture of SP and coarse MD magnetic grain.

For the pastures land, one sample has low $\chi_{fd}\%$ indicating absence of SP grains, while other samples have medium $\chi_{fd}\%$ values indicating the presence of mixture of SP and coarser non SP grains.

Generally most of the soil samples in the area contain a mixture of SP and coarser magnetic grains. Figure 7 is the bivariate diagram of χ_{lf} and $\chi_{fd}\%$ for the reforested, cultivated and pastures lands showing the variable susceptibility contribution of the magnetic grain sizes in the soils.

Despite the various lands usage the soils show positive and significant correlation between χ_{lf} and $\chi_{fd}\%$. The positive correlation indicates that the magnetic susceptibility enhancement is due to SP ferrimagnetic grains. The magnetic susceptibility of soils derived from sedimentary rocks usually increases with an increase in frequency dependent susceptibility [17]. Positive correlation between χ_{lf} and $\chi_{fd}\%$ for Chinese loess and paleosol was also reported by many authors [24–26]. The positive correlations recorded within the study area highlight the pedogenic evolution of the top soils.

4. Conclusions

This paper presents the results of magnetic susceptibility measurements of soils formed under different land uses in the Ait Azzouz basin, from Morocco. They show significant magnetic susceptibility enhancement related to the neof ormation of ferrimagnetic minerals in the soils.

The magnetic measurements of 13 short cores collected from three areas of different land use show that the mean magnetic susceptibility decreases from reforested land to pasture land to cultivated land.

As the underlying bedrock is almost the same throughout the study area and subject to Mediterranean climate with limited wet and extended dry period per year, land use is considered to be the principal factor affecting the physical stability of the soils in the one hand and the geo- and biochemical conditions of evolution and development of pedogenic ferromagnetic mineral on the other hand.

Pedogenesis producing superparamagnetic magnetic minerals seems to be favored in the forest soils and to some extent in the vegetation protected pasture land whereas cultivated soils have the least developed pedogenic magnetic signature.

The variations of χ_{lf} , χ_{fd} and $\chi_{fd}\%$ and their correlations demonstrate that: (i) the pedogenic evolution of the top soil is the fundamental process responsible of the susceptibility enhancement, and (ii) the MS enhancement is fostered especially in preserved reforested areas and lesser in pasture and cultivated land; it seems to decrease with increasing human activity.

The study aims at building up a methodological approach based on magnetic low field susceptibility measurement to support studies of soil evolution by recognizing neof ormed pedogenic magnetic material in topsoils. The studies will have to be accomplished by detailed rock magnetic measurements in order to evaluate the magnetic soil characteristics such as grain size, mineral type and its evolution along the cores and in different land uses qualitatively and quantitatively. (e.g. [27]).

Data Availability

Due to technical and time constraints, the raw and processing data required to reproduce these findings cannot be shared at this time.

Conflicts of Interest

The authors declare that they have no conflicts of interest.

Acknowledgments

The authors would like to thank Pr. Saidati Bouhlassa Director of Laboratory of Radiochemistry and Nuclear Chemistry for his contribution to prepare this manuscript.

References

- [1] T. Magiera, Z. Strzyszcz, A. Kapicka, and E. Petrovsky, "Discrimination of lithogenic and anthropogenic influences on topsoil magnetic susceptibility in Central Europe," *Geoderma*, vol. 130, no. 3-4, pp. 299–311, 2006.
- [2] M. Newson, *Environmental magnetism by Roy Thompson and Frank Oldfield*, vol. 13, Allen and Unwin, London, UK, 1988.
- [3] S. Spassov, R. Egli, F. Heller, D. K. Nourgaliev, and J. Hannam, "Magnetic quantification of urban pollution sources in atmospheric particulate matter," *Geophysical Journal International*, vol. 159, no. 2, pp. 555–564, 2004.
- [4] C. E. Mullins, "Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil science," *Journal soil Science*, vol. 28, no. 2, pp. 223–246, 1977.

- [5] E. de Jong, D. J. Pennock, and P. A. Nestor, *Magnetic susceptibility of soils in different slope positions in Saskatchewan, Canada*, vol. 40, Elsevier, Canada, USA, 2000.
- [6] H. Fialová, G. Maier, E. Petrovský, A. Kapička, T. Boyko, and R. Scholger, "Magnetic properties of soils from sites with different geological and environmental settings," *Journal of Applied Geophysics*, vol. 59, no. 4, pp. 273–283, 2006.
- [7] M. Hanesch, G. Rantitsch, S. Hemetsberger, and R. Scholger, "Lithological and pedological influences on the magnetic susceptibility of soil: Their consideration in magnetic pollution mapping," *Science of the Total Environment*, vol. 382, no. 2-3, pp. 351–363, 2007.
- [8] M. L. Clark, *Using GIS and the RUSLE Model to Create an Index of Potential Soil Erosion at the Large Basin Scale and Discussing the Implications for Water Planning and Land Management in Morocco*, University of Texas at Austin, Austin, Texas, USA, 2015.
- [9] J. A. Dearing, *Environmental magnetic susceptibility using the Bartington MS2 system*, Chi Publishing, England, 2nd edition, 1999.
- [10] J. A. Dearing, R. J. L. Dann, K. Hay et al., "Frequency-dependent susceptibility measurements of environmental materials," *Geophysical Journal International*, vol. 124, no. 1, pp. 228–240, 1996.
- [11] Q. Liu, J. Torrent, B. A. Maher et al., "Quantifying grain size distribution of pedogenic magnetic particles in Chinese loess and its significance for pedogenesis," *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, vol. 110, no. B11, 2005.
- [12] P. Gautam, U. Blaha, and E. Appel, "Integration of magnetic properties and heavy metal chemistry to quantify environmental pollution in urban soils, Kathmandu, Nepal," in *Proceedings of the Extended Abstract: 19th Himalaya- Karakoram -Tibet Workshop*, Niseko, Japan, 2004.
- [13] B. A. Maher, "Characterisation of soils by mineral magnetic measurements," *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 42, no. 1-2, pp. 76–92, 1986.
- [14] A. Sadiki, A. Faleh, A. Navas, and S. Bouhlassa, "Using magnetic susceptibility to assess soil degradation in the Eastern Rif, Morocco," *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 34, no. 15, pp. 2057–2069, 2009.
- [15] M. Hanesch and R. Scholger, "Mapping of heavy metal loadings in soils by means of magnetic susceptibility measurements," *Environmental Geology*, vol. 42, no. 8, pp. 857–870, 2002.
- [16] S. G. Lu, S. Q. Bai, and Q. F. Xue, "Magnetic properties as indicators of heavy metals pollution in urban topsoils: a case study from the city of Luoyang, China," *Geophysical Journal International*, vol. 171, no. 2, pp. 568–580, 2007.
- [17] S. LU and S. BAI, "Magnetic Characterization and Magnetic Mineralogy of the Hangzhou Urban Soils and Its Environmental Implications," *Chinese Journal of Geophysics*, vol. 51, no. 3, pp. 549–557, 2008.
- [18] B. A. Maher, "Magnetic properties of modern soils and quaternary loessic paleosols: Paleoclimatic implications," *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 137, no. 1-2, pp. 25–54, 1998.
- [19] M. Hanesch and R. Scholger, "The influence of soil type on the magnetic susceptibility measured throughout soil profiles," *Geophysical Journal International*, vol. 161, no. 1, pp. 50–56, 2005.
- [20] K. Porsch, M. L. Rijal, T. Borch et al., "Impact of organic carbon and iron bioavailability on the magnetic susceptibility of soils," *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 128, pp. 44–57, 2014.
- [21] M. Moukhchane, S. Bouhlassa, and A. Chalouan, "Approche cartographique et magnétique pour l'identification des sources de sédiments: cas du bassin versant Nakhla (Rif, Maroc)," *Secheresse*, vol. 9, pp. 227–232, 1998.
- [22] S. J. Sangode, K. Vhatkar, S. K. Patil et al., "Magnetic susceptibility distribution in the soils of Pune metropolitan region: Implications to soil magnetometry of anthropogenic loading," *Current Science*, vol. 98, no. 4, pp. 516–527, 2010.
- [23] T. Forster, M. E. Evans, and F. Heller, "The frequency dependence of low field susceptibility in loess sediments," *Geophysical Journal International*, vol. 118, no. 3, pp. 636–642, 1994.
- [24] X. WANG, "Paleoclimatic significance of mineral magnetic properties of loess sediments in northeastern Qinghai-Tibetan Plateau," *Chinese Science Bulletin*, vol. 48, no. 19, p. 2126, 2003.
- [25] R. Zhu, C. Deng, and M. J. Jackson, "A magnetic investigation along a NW-SE transect of the Chinese loess plateau and its implications," *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, vol. 26, no. 11-12, pp. 867–872, 2001.
- [26] Q. Chen, X. Liu, F. Heller et al., "Susceptibility variations of multiple origins of loess from the Ily Basin (NW China)," *Chinese Science Bulletin*, vol. 57, no. 15, pp. 1844–1855, 2012.
- [27] R. Egli, F. Florindo, and A. P. Roberts, "Introduction to Magnetic iron minerals in sediments and their relation to geologic processes, climate, and the geomagnetic field," *Global and Planetary Change*, vol. 110, pp. 259–263, 2013.



Assessment of areal water and tillage erosion using magnetic susceptibility: the approach and its application in Moroccan watershed

Saidati Bouhlassa¹ · Naima Bouhsane¹

Received: 10 March 2019 / Accepted: 17 May 2019
© Springer-Verlag GmbH Germany, part of Springer Nature 2019

Abstract

Soil erosion constitutes a serious threat for sustainable agriculture in many countries. Magnetic susceptibility of soil is a fast, cheap, and non-destructive technique that could be used to quantify soil erosion or soil redistribution on a long-term scale. This study attempts to analyze the variation of magnetic susceptibility in soil profiles having the same lithology and climatic conditions, but different land uses and slope gradients in a subcatchment in northern Morocco. Soil cores were collected on forested, cultivated, and pasture lands. Each core was associated to a field unit (also called a homogeneous unit) characterized by a set of four cited erosion factors. The samples were measured for mass-specific low-frequency magnetic susceptibility (χ_{lf}) and frequency-dependent magnetic susceptibility (χ_{fd}). The linear correlation of χ_{lf} and χ_{fd} indicates the homogeneity of magnetic population in soil. It supports the use of empirical models based on comparisons of χ_{lf} to predict the value of magnetic parameter after tillage homogenization and removal of soil material from the surface, and to estimate soil erosion or redeposition. The study built a methodology improving these empirical models and enabling a quantitative approach of the phenomenon. Two models, namely “tillage homogenization” (as improved in this study) and the proposed “simple correlation” result in globally similar estimates of erosion, while another model, the “simple proportional” model, underestimates it. The results give an estimate of long-term erosion (deposition) in sampled units and allow drawing of an areal soil redistribution map in the watershed.

Keywords Magnetic susceptibility · Magnetic mineralogy · Homogeneous unit · Tillage homogenization · Erosion models · Areal erosion

Highlights

- Magnetic susceptibility decreases in the order: forested area > pasture area > cultivated area.
- High correlation between χ_{lf} and χ_{fd} indicates homogeneity of magnetic population which means that the loss of fine magnetic particles is associated to χ_{lf} decrease.
- χ_{lf} is an important parameter to estimate erosion or deposition.
- Estimation of erosion using new approach synchronized to tillage model proposed by Royall.
- Comparison of the results of tillage model “TH,” simple correlation model, and simple proportional method proposed by Liang Liu.
- Establishment of a methodology and conditions to improve the use of magnetic susceptibility in the estimation of soil erosion or redeposition in watershed.

Responsible editor: Philippe Garrigues

✉ Naima Bouhsane
naimabouhsane@gmail.com

¹ Laboratory of Radiochemistry and Nuclear Chemistry, Department of Chemistry, Mohammed V University, Faculty of Sciences, 4 Avenue Ibn Battouta, B.P. 1014 RP Rabat, Morocco

Introduction

Soil erosion is a natural phenomenon that affects all land-forms. However, the high magnitude of land degradation in certain geographical regions poses a serious threat for sustainable agricultural activities (Moukhchane et al. 1998b; Bouhlassa et al. 2000; Hassouni and Bouhlassa 2005; Zhang et al. 2007; Fang et al. 2012; Liu et al. 2013). In agriculture, soil erosion is linked to the wearing away of a field's topsoil by natural physical forces, including water and wind, or through agricultural practices such as tillage (Jordanova et al. 2014), this later is considered among the major sources of soil erosion and redistribution (Kapička et al. 2015). As this threat results in on-site soil degradation, it also leads to off-site problems related to downstream sedimentation as well as surface and groundwater pollution (Moukhchane et al. 1998a). The resulting on-site soil degradation, especially in cultivated and pasture lands, leads to reduced productivity. This is owing to a loss of organic matter,

plant nutrients, and soil depth (Abbaszadeh Afshar et al. 2010; Mehnatkesh et al. 2013). Magnetic methods can be successfully used in the soil erosion investigations; this method is based on the soil magnetic parameters measurement, such as magnetic susceptibility of soil (Aboutaher et al. 2005; Moukhchane et al. 2005; Menshov et al. 2018). It has also been used for obtaining paleoclimate information in loess-paleosol sequence (Liu et al. 1995; Han 1996). Jakšik et al. (2016) indicate that magnetic susceptibility presents a novel parameter for soil degradation assessment caused by water erosion. It is considered as a diagnostic criterion of erodibility degree (Nazarok et al. 2014). Clark (2015) used the universal soil loss equation (Wirschemier and Smith 1978) to evaluate soil erosion in the Moroccan Bouregreg basin. But this empirical model gives results that concern process that takes place over a few decades, whereas the magnetic susceptibility technique allows predicting erosion concern process that occurs over thousands of years.

Magnetic susceptibility, as a commonly measured magnetic parameter on soils (Naimi and Ayoubi 2013; Dankoub et al. 2012; Valaee et al. 2016), depends mainly on magnetic particle concentrations, their mineralogy, and grain size (Thompson and Oldfield 1986). It may also be affected by lithology (Karimi et al. 2017; Ayoubi et al. 2018a, b, c, Ayoubi and Karami 2019), soil drainage conditions (Hendrickx et al. 2005; Grimley et al. 2008; Asgari et al. 2018), geomorphological factors, and land uses (Sadiki et al. 2006, 2009). The magnetic minerals that are present in soils may either originate from parent rocks (lithogenic origin), neoformed or transformed during pedogenesis, or result from anthropogenic activities (Petrovsky et al. 2000). The variation of mass-specific low-frequency magnetic susceptibility (χ_{lf}) and frequency-dependent magnetic susceptibility (χ_{fd}) in soil profiles reflects the stability or instability of topsoil (Bouhlassa and Choua 2009; Faleh et al. 2003; Sadiki et al. 2006). Indeed, the enhancement of those parameters in topsoil is a mark of local pedogenesis or deposition of soil and thereafter constitutes a stability indication. The situation is reversed in the case of erosion or instability of soil surfaces. This specific enhancement, which is reported by many authors to occur in topsoils (Evans and Heller 2003; Le Borgne 1955; Mullins 1977; Sadiki et al. 2004; Menshov et al. 2018), could be used to identify differences between topsoil and subsoil. This could also be used as a tracer for long-term processes of soil erosion and deposition (Kapička et al. 2015; de Jong et al. 1988, 2000; Dearing et al. 1985, 1986). Those behaviors are described by many authors. In Illinois, USA, magnetic susceptibility decreases regularly with depth at all sites. To be precise, it is higher on forested land than on cultivated land for all slope positions except at the lower footslope (Hussain et al. 1998). In addition, Olson et al. (2002) found higher magnetic susceptibility values in forested soils than in cultivated lands for all landscape positions in a Moscow suburb in

Russia. Sadiki et al. (2009) also found similar results with the χ_{lf} values in the soil profiles of cultivated land, which were significantly lower than those of uncultivated land in the Eastern Rif, Morocco. Lower values of magnetic susceptibility are because of weaker pedogenesis and/or topsoil erosion (Ananthapadmanabha et al. 2013). The differentiated responses of this magnetic technique can be quantitatively used to evaluate the intensity of the erosion and deposition processes (Gennadiev et al. 2002). Kapička et al. (2014) report that difference between magnetic susceptibility in undisturbed soil profiles and after mixing due to tillage and erosion process is fundamental to estimate soil loss in the studied area. The magnetic susceptibility is also impacted by soil redistribution along a slope and exploited to quantify the phenomenon, as it is shown in many studies (Mokhtari Karchegani et al. 2011; Ayoubi et al. 2012; Rahimi et al. 2013; Jordanova et al. 2014). Magnetic enhancement is attributed to the stronger pedogenesis at higher elevation area (Wei et al. 2013).

Magnetic measurements are inexpensive, simple, rapid and non-destructive in comparison to radionuclide techniques. The technique is used for assessing soil redistribution along transects at different slope positions, in many landscapes and regions about the world as many previous studies have shown (Ayoubi et al. 2014, Liu et al. 2015, Yue et al. 2017). Yue et al. (2019) used soil magnetic susceptibility to quantify soil erosion and deposition on cultivated slope in northeast China and confirmed that the magnetic susceptibility measurement presents a promising approach in qualitative soil erosion research. As these studies were restricted to slope transects, our concern is the extension of the erosion estimate models developed on slope transects to large field or watershed. The watershed is divided into homogeneous units. Each unit is characterized by a set of four parameters, namely the lithology, slope inclination class, land use, and precipitation amount. Different units can be generated through the superposition of the digital map of the cited factors in a geographical information system (GIS). Since the erosion factor being the same in the homogeneous unit, its area is then assumed to be subject to the same processes and amount of soil erosion or deposition or at least to the same susceptibility to erosion-deposition processes. A homogeneous unit is selected as the representative of units having the same four attributes. The selected units represent the variable susceptibilities to erosion in the watershed. An estimation of soil losses or accumulated is performed on cores collected in the selected homogeneous units using the quantitative approaches developed on the framework given by Royall (2001) which proposes a simple tillage homogenization model (henceforth abbreviated, "T-H model") to monitor change in surface soil magnetism with progressive erosion, while Liu et al. (2015) linearly relates the soil loss or gain to variation of the mean magnetic pedogenic enhancement of soil cores as compared with reference core. These models as improved and applied in this study result in a quantitative

punctual soil loss or accumulated which can be associated to the homogeneous unit. The gross and even the net erosion in the watershed is raised by algebraic summation of obtained results, knowing the unit areas.

The objectives of this study were to (i) assess the variation of magnetic susceptibility (χ_{fd}) and frequency dependent magnetic susceptibility (χ_{fd}^f) in soil profiles collected on forested, cultivated, and pasture lands; (ii) develop consistent empirical approaches, improving the tillage homogenization model; (iii) determine a quantitative evaluation of erosion at the sampled sites, instead the percent estimates of soil redistribution obtained using Liang Liu et al.'s (2015) model; and finally (iv) bring out a methodological approach based on magnetic susceptibility. To quantify erosion in a field or watershed, an expected important output of this work would be the establishing of some fundamentals of another approach based on the extension of punctual erosion or deposition determination to the surface area using a geographical information system.

Materials and methods

Study area

The Ait Azzouz basin with an area of 195 km² is located at 32° 70'–33° N 5° 70'–5° 08' W in the Moroccan Central Plateau. It

constitutes one of the most important watersheds in upstream of the Grou River (Fig. 1). The climate of the region is semi-arid with average yearly precipitations of 400 mm and an annual temperature varying between 11 °C as a minimum and 22 °C as a maximum. Cultivated and pasture lands occupy the major part of the basin while a small area is forested (Fig. 2). The slope classes are between 0% and 30% in the major part of the watershed, while the limited area has an inclination exceeding 40% (Fig. 3). According to the FAO classification (Fischer et al. 2008) (Soil Survey Staff 1999), the soil types in the Bouregreg basin are calcic kastanozems, chromic luvisols, eutric planosols, calcic cambisols, and vertisols (Clark 2015). The Ait Azzouz watershed is dominated specifically by chromic luvisol (Clark 2015). The schist constitutes the common and dominant watershed lithology with minor and distinct intrusion of quartzite, sandstone, limestone, and microgranite conglomerate in some areas. To the north and east is the Viseens conglomerates outcrop, and to the west we find the quartzite ridges.

Soil sampling

The watershed was subdivided into 28 homogeneous units (Fig. 4), using schist and flysch as predominant lithology, 0–5%, 5–15%, 15–30%, and > 30% as slope classes for different land uses. The watershed was assumed to be subjected

Fig. 1 Location of the study area

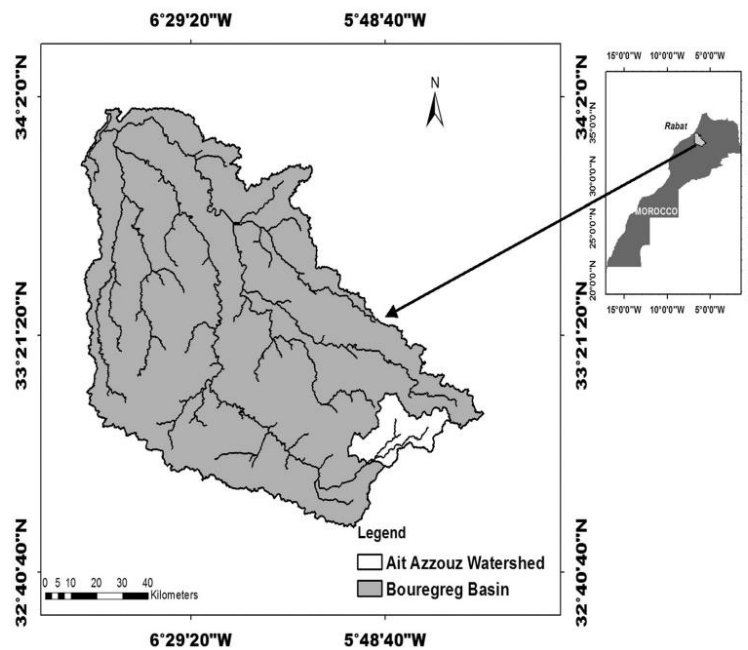
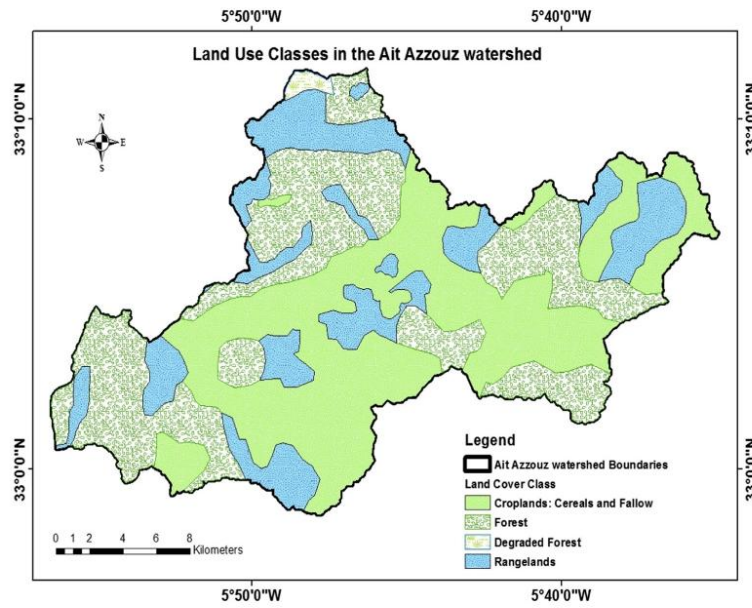


Fig. 2 Map of land use of Ait Azzouz watershed



globally to the same precipitation amounts and intensities. While the sampling process should ideally cover all 28 units, These units and their characteristics are presented in Table 1. due to logistical problems and access difficulties, in the

Fig. 3 Map of slope class of Ait Azzouz watershed

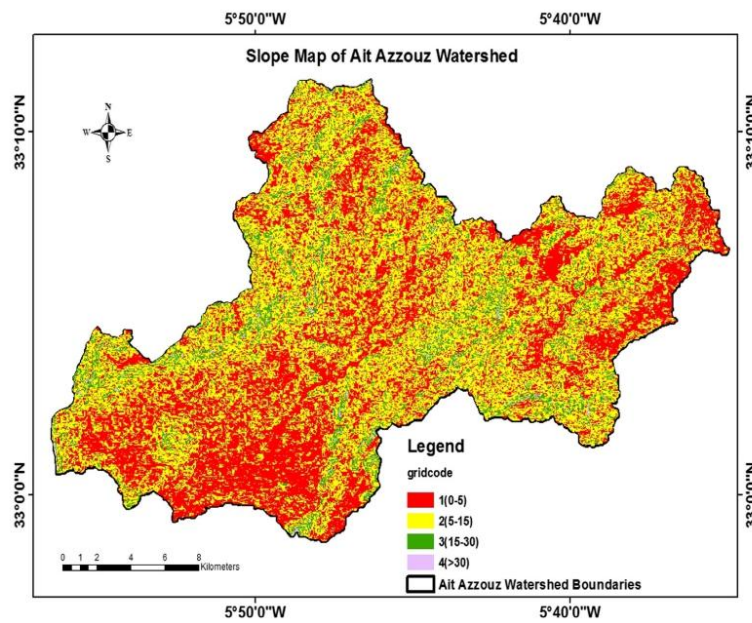
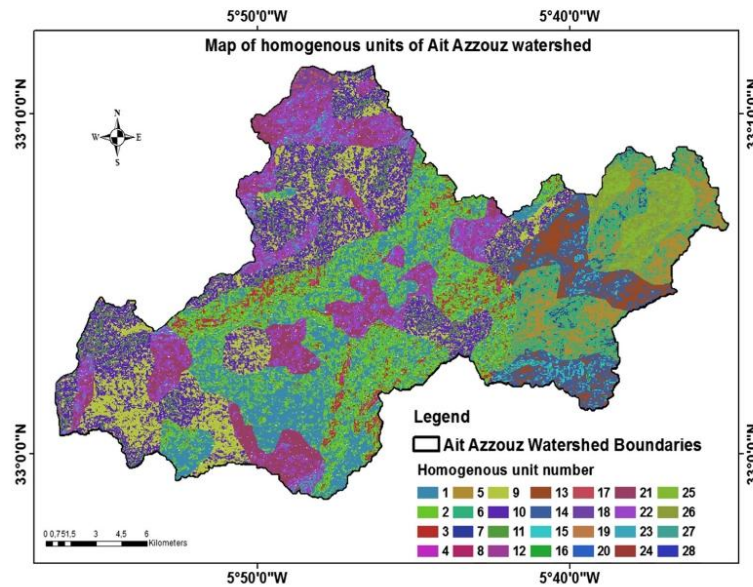


Fig. 4 Map of homogenous units of Ait Azzouz watershed



present study, it was restricted to representative units pertaining to the units characterized by comparable erosion factors or likely approximate erosion susceptibility.

Lands with different uses were sampled in the Ait Azzouz basin, whereby cultivated soils were denoted as AZC, pasture by AZP and forest or forested soil by AZF. The slope gradients ranged from 0% to 45% for different land uses. One sampling site in the dense forest (AZF14), two sampling sites in the residual forest (AZF1; AZF11), four sampling sites on the cultivated soils (AZC3, AZC9, AZC10, AZC12) and six sampling sites on the pastures soils (AZP2, AZP4, AZP5, AZP6, AZP8, AZP16) were considered interesting for the purpose of the study, selected and sampled as representative of the homogeneous units constituting the watershed, because more easily accessible than the others units. The homogeneous units in the watershed are reported in Table 1. The forested site AZF11 is located near AZC10, and AZF1 is close to AZP2, while AZF14 is surrounded by others cultivated and pasture lands. The characteristics of the sampled soils and associated homogeneous units are presented in Table 2. Samples location on a lithological map is shown in Fig. 5. At each sampling site, core samples of 35 cm length were collected using a hand auger which was 6 cm in diameter and 50 cm in length. The only exception was AZF14, in which the core samples extended to more than 1 m. To measure the magnetic susceptibility vertically, each core was divided from top to bottom into layers at 5 cm intervals. Next, a thin superficial layer of each soil core in direct contact with the metal corer was shaved off using a plastic knife to avoid the potential

effects of the iron coring devices (Dearing 1999). This process resulted in 62 samples collected from 13 sampling sites.

Laboratory analyses

The soil samples were oven dried at 40 °C for 8 h, with good air circulation and no hotspots, and then passed through a 1-mm plastic sieve. All samples were packed individually into cylindrical boxes of 10 cm³ and measured using a Bartington magnetic susceptibility meter (MS2) and dual frequency sensor (MS2B). The volume-specific magnetic susceptibility (κ) was measured at low (0.47 kHz; κ_{lf}) and high (4.7 kHz; κ_{hf}) frequencies. The mass-specific magnetic susceptibility (χ) at low (0.47 kHz; χ_{lf}) and high (4.7 kHz; χ_{hf}) frequencies were calculated respectively by dividing the κ_{lf} and κ_{hf} by the bulk density (ρ) of the sample. The χ value is proportional to the concentration of ferrimagnetic mineral (magnetite and maghemite). The frequency-dependent susceptibility χ_{fd} and the percent frequency-dependent magnetic susceptibility $\chi_{fd}\%$ are expressed as follows:

$$\chi_{fd} \text{ (m}^3\text{kg}^{-1}\text{)} = \chi_{lf} - \chi_{hf}$$

$$\chi_{fd}\% = \left(\frac{\chi_{lf} - \chi_{hf}}{\chi_{lf}} \right) * 100$$

where the χ_{lf} and χ_{hf} are the magnetic susceptibilities at low and high frequency respectively.

Table 1 Homogeneous units defined in the watershed

Homogenous unit number	Lithology	Slope class (%)	Land use	Soil type
1	Schist	0_5	Cultivated	Chromic luvisol
2	Schist	5_15	Cultivated	
3	Schist	15_30	Cultivated	
4	Schist	>30	Cultivated	
5	Flysch	0_5	Cultivated	
6	Flysch	5_15	Cultivated	
7	Flysch	15_30	Cultivated	
8	Flysch	>30	Cultivated	
9	Schist	0_5	Forest	
10	Schist	5_15	Forest	
11	Schist	15_30	Forest	
12	Schist	>30	Forest	
13	Flysch	0_5	Forest	
14	Flysch	5_15	Forest	
15	Flysch	15_30	Forest	
16	Flysch	>30	Forest	
17	Schist	0_5	Degraded forest	
18	Schist	5_15	Degraded forest	
19	Schist	15_30	Degraded forest	
20	Schist	>30	Degraded forest	
21	Schist	0_5	Pasture	
22	Schist	5_15	Pasture	
23	Schist	15_30	Pasture	
24	Schist	>30	Pasture	
25	Flysch	0_5	Pasture	
26	Flysch	5_15	Pasture	
27	Flysch	15_30	Pasture	
28	Flysch	>30	Pasture	

Data analysis

Descriptive statistical parameters, such as the mean, minimum, maximum, coefficient of variation (CV), standard deviation (SD), median, kurtosis, and skewness, were calculated (Wendroth et al. 1997). These parameters were generally used as indicators of the midpoint and degree of dispersion and skewness of the data. The CV was utilized to explain the variability in magnetic susceptibility and soil properties. The Jaque-Bera test was used to determine the normality of the data. All of these statistical parameters were obtained using XLSTAT (Addinsoft 2018).

Models of erosion estimates

T-H model Royall (2001) proposed a simple tillage homogenization model (T-H model), which permit to predict the mean values of magnetic parameters of the ploughing layers, after a sheet erosion of the surface soil layer. The model supposes homogenization of the uppermost 20 cm after tillage and simulates the variation of its mean magnetic value with the soil loss, on the core collected on stable and assumed non-eroded soil. When surface erosion event or soil stripping takes place, the mixing of the upper ploughed 20 cm of soil integrates deeper levels from the soil profile. This process is represented in general by the mathematical equations according to Royall (2001):

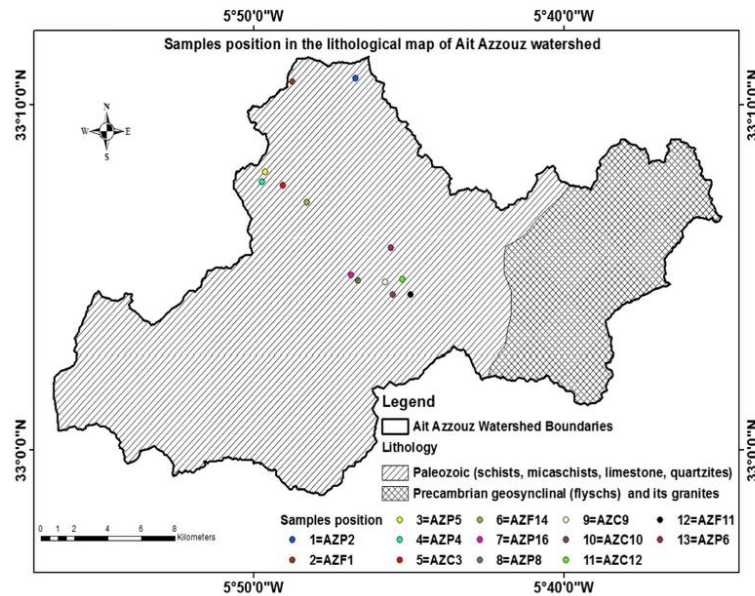
$X_0 = (\sum \chi_i) / N$, where χ_i is the magnetic parameter of the soil layer i and N is the number of the layers in plough depth or A_p horizon. X_0 is the average value of soil susceptibility without soil loss.

$$X_1 = ((N-1) (X_0) + (\chi_{N+1}))/N$$

Table 2 Characteristics of sampled lands and units associated

Sample	Position	Lithology	Vegetal cover	Slope %	Associate homogenous units	Total area (ha)
AZP2	33° 10' 46" N; 05° 46' 42" W	Schist	Pasture land	7	22; 26	3808.86
AZC3	33° 07' 41" N; 05° 49' 01" W	Schist	Cultivated land	0-5	1; 5	7055.01
AZP4	33° 07' 56" N; 05° 49' 41" W	Schist with quartzite	Pasture land	5-10	22; 26	3808.86
AZP5	33° 07' 56" N; 05° 49' 38" W	Sandy limestone	Pasture land	35	24; 28	22.04
AZP6	33° 05' 51" N; 05° 45' 33" W	Schist and limestone	Pasture land	15	23; 27	496.53
AZP8	33° 04' 56" N; 05° 45' 97" W	Schist	Pasture land	20-25	23; 27	496.53
AZC9	33° 04' 54" N; 05° 45' 46" W	Schist and limestone	Cultivated land	0	1; 5	7055.01
AZC10	33° 04' 31" N; 05° 45' 30" W	Schist and limestone	Cultivated land	0	1; 5	7055.01
AZF11	33° 04' 31" N; 05° 44' 54" W	Schist and limestone	Residual forest	45	9; 10; 13 14; 17; 18 19; 20	12,022.1
AZC12	33° 04' 59" N; 05° 45' 14" W	Schist and limestone	Cultivated land	10	2; 6; 3; 4; 7; 8	9005.31
AZF14	33° 07' 11" N; 05° 48' 19" W	Schist and quartzite	Dense forest	40	12; 16	92.17
AZF1	33° 10' 43" N; 05° 48' 44" W	Schist and limestone	Residual forest	22	11; 12; 15; 16	1501.32
AZP16	33° 05' 07" N; 05° 46' 52" W	Schist	Pasture land	5	21; 25	3552.62

Fig. 5 Samples position in the lithological map of Ait Azzouz watershed



X_1 is the expected magnetic susceptibility of A_p horizon after erosion loss of first layer. X_1 is a starting average value for the prior stage of erosion.

X_{N+1} is X value of the first soil layer below the plough depth.

The iteration of the process leads to magnetic susceptibility associated to surface soil losses. In our approach, we use a single increment of 5 cm in order to comply with the sampling interval of 5 cm along the soil profile.

Simple proportional model or Liang Liu et al. (2015) approach

Much soil erosion is occurring in cultivated regions, while significant vegetation protects forested land against erosion. Therefore, forested soil could be reasonably considered non-perturbed or stable and could serve as a reference behavior. A deviation from this reference profile would be interpreted as a consequence of erosion or deposition and used to estimate the relative erosion or deposition in the study area. Liu et al. (2015) estimate the loss or gain of soil, comparing the mean χ_{lf} of soil cores (from the surface to geologic substratum) to the mean χ_{lf} of the non-perturbed equivalent column of soil. The authors correlate the erosion intensity to ratio defined as below:

Ratio of erosion R

$$= \frac{[\text{mean } \chi_{lf} (\text{sample}) - \text{mean } \chi_{lf} (\text{reference})]}{\text{mean } \chi_{lf} (\text{reference})}$$

A positive value is associated with deposition while a negative value indicates erosion. However, it is important to note

that the comparison must be made between soil profiles from the surface to the parent material or sampling cores extending from the soil surface to the geologic substratum.

New simple correlation model Another approach analogous to tillage model proposed by Royall (2001) could be attempted. When surface erosion event occurs, the underlying soil layer becomes soil surface, and then the topsoil χ_{lf} varies as erosion progresses. This trend could be illustrated by successive striping of surface soil layers on the reference soil core AZF14 collected from a supposedly stable and non-eroded site. Topsoil χ_{lf} varies with the depth of eroded layers. As the depths of the ploughing layers in the study area were limited to 20 cm, we examined the variation of the mean χ_{lf} related to the successive 20 cm layers along the reference soil core. This process yields a reliable variation of mean χ_{lf} due to erosion. The mean magnetic value (X_0) of the 20 cm uppermost layer corresponds to no erosion, while the mean magnetic value X_1 of the layer from 20 to 40 cm depth is associated with the soil erosion column $d = 20$ cm. Thus, at a value X_i relative to the soil layer located at $20 \cdot i$ cm depth, the column of eroded soil would be $(i-1) \cdot 20$ cm. Subsequent linearization of the graphic representation of erosion (d in cm) versus X_i values leads to an equation that can be applied when predicting the soil loss correlated to the measured magnetic parameter on cultivated or pasture lands. More details on the implementation are given in the forthcoming paragraph on the application and results of the method.

Results and discussion

General characteristics of topsoil magnetic properties

Table 3 presents the statistical characteristics of soil magnetic susceptibilities (χ_{lf} , χ_{fd} %) in the cultivated, pasture, and forested soils at 0 to 30 cm depths. According to the Jaque-Bera tests employed in this work, all the data followed a normal distribution, as confirmed by the skewness values that varied between -1 and $+1$. The standard deviation (SD) of the χ_{lf} value pertaining to the forest land was higher, as was the coefficient of variation (CV) than those of cultivated and pastures lands. These results imply that χ_{lf} values are linked to land use. Approximately, the χ_{lf} values are roughly proportional to the content of ferrimagnetic minerals, which contribute to the total magnetic signal of the sample. This content is closely related to soil transformation processes and pedo-environmental conditions (Thompson and Oldfield 1986). This result would also reflect and trace the variations in the soil environment and physical degradation of soil associated with erosion (Ayoubi et al. 2012; de Jong et al. 1988; Dearing et al. 1985, 1986; Gennadiev et al. 2002; Mokhtari Karchegani et al. 2011; Rahimi et al. 2013).

The value of low-frequency mass specific-magnetic susceptibility ranges from 8.4×10^{-8} to $88.6 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, with a mean of $42.7 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ for the cultivated land data. The pasture land's low-frequency magnetic susceptibility value ranges from 14.3×10^{-8} to $133.3 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, with a mean of $57.3 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, while the forested land's value ranges from 12.4×10^{-8} to $252.8 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, with an average round to $107 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. The mean magnetic susceptibility decreases as follows: forested area > pasture area > cultivated area. This result shows the increase of magnetic susceptibility of soil with the degree of soil stability. Magnetic susceptibility increases in stable soils and remains low in degraded soils. Differences in geology (lithogenic/geogenic), soil formation processes (pedogenesis), and anthropogenic contribution of magnetic material causes the magnetic susceptibility to decrease or increase, as previous studies have shown (Dearing et al. 1996; Boyko et al. 2004; Jordanova 2017; Ayoubi et al. 2014, 2018a, b, c). Lithology is the main cause

for the magnetic susceptibility variation among the soil profiles; it is higher on the highly magnetic substrate such as quaternary terraces but remains low on tertiary marls characterized by low magnetic signal (Sadiki et al. 2009). Magnetic susceptibility of soil is higher in the topsoil of polluted areas in comparison to those in the agricultural area. El Baghdadi et al. (2011) found very high values of magnetic susceptibility in their study carried out in the Beni Mellal city of Morocco: it attained about $600 \times 10^{-5} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$; their results show the large contribution of anthropogenic ferrimagnetic minerals to the magnetic signal of the soil surface and indicate that the anthropogenic minerals have a high magnetic signal than the pedogenic and lithogenic minerals. As the soil's geologic substratum is the same, with predominant schistose character, and the catchment may be considered far from industrial pollution, the differences in the values of magnetic susceptibility likely result from differences in soil redistribution under different vegetation covers. The values of magnetic susceptibility are very close in cultivated and pasture land (Table 3). This indicates that the total amounts of ferrimagnetic minerals are nearly equivalent in the two types of land use, and proves that long-term farming and pasture may cause the redistribution of magnetic materials along the slope via soil erosion by water and tillage.

χ_{fd} % is used to determine the presence of a superparamagnetic (SP) mineral fractions in the soil, which were formed inorganically (Forster et al. 1994; Liu et al. 2015; Zeng et al. 2018). The pedogenic processes are the factors controlling the concentration of SP grains. According to a semi-quantitative index defined by Dearing (1999), environmental magnetic samples can be classified into four classes: samples with χ_{fd} % < 2% and SP concentration < 10% (i.e., very few SP grains); samples with χ_{fd} % between 2% and 10% indicate the coexistence of both SP and coarser non-SP grains; samples with χ_{fd} % between 10% and 14%, and SP concentration > 75% (i.e., nearly all grains are SP); and samples with χ_{fd} % > 14%, which represent rare values, erroneous measurements or contamination. According to many previous studies, polluted soils are characterized by the dominance of lower values of χ_{fd} % less than 3% (Wang et al. 2000). Ferrimagnetic minerals generated in the pedogenic processes

Table 3 Descriptive statistics for χ_{lf} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$) and χ_{fd} (%) in cultivated, pastures, and forested land

Land use in AZ	Variable	Depth (cm)	N	Min	Mean	S.D.	C.V.	Max	Median	Skewness	Kurtosis	Normality test
Cultivated	χ_{lf}	0–25	19	8.4	42.7	30.07	0.7	88.6	32.97	0.33	-1.55	N
	χ_{fd}	0–25	19	0.8	3.6	1.9	0.52	6.8	3.27	0.15	-1.27	N
Pasture	χ_{lf}	0–25	29	14.3	57.3	40.6	0.71	133.3	37.52	0.77	-1.02	N
	χ_{fd}	0–25	29	1.4	4.9	1.76	0.36	8	4.79	0.33	-0.53	N
Forested	χ_{lf}	0–25	14	12.4	107	79.35	0.74	252.8	133.6	0.03	-1.06	N
	χ_{fd}	0–25	14	0.6	4.5	2.61	0.58	8.9	5.15	-0.29	-0.97	N

χ_{lf} in $10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$, χ_{fd} in %. S.D. means standard deviation, C.V. means coefficient of variation

are mainly in the superparamagnetic (SP) ($< 0.02 \mu\text{m}$) to stable single domain (SSD) ($0.02\text{--}0.04 \mu\text{m}$) grain sizes, while anthropogenic magnetic particles are generally dominated by multiple domains (MD) and SSD grain sizes (Ranganai et al. 2015; Hu et al. 2007; Jiang et al. 2010).

The values of $\chi_{\text{fd}}\%$ varied from 0.82 to 6.8% with a mean of 3.62% for the cultivated land, from 1.44 to 8.08% with a mean value of 4.87% for the pasture land, and from 0.62 to 8.9% with a mean value of 4.5% for the forested land (Table 3). The mean of $\chi_{\text{fd}}\%$ values in the three land use is close and in the same range. This confirms the redistribution of the magnetic grains of the same mineralogy and size. $\chi_{\text{fd}}\%$ value ranges between 0.62 and 8.9% in all the studied soil, implying the mixture of MD grains, superparamagnetic and stable single domain grains (SP-SSD), but these later are the predominant as it is shown in Fig. 6. As the anthropogenic magnetic minerals are characterized by the presence of coarser magnetic grain size, and from our results of $\chi_{\text{fd}}\%$, the anthropogenic contribution of magnetic susceptibility enhancement is excluded and confirms the pedogenesis contribution.

Variation of the mean of χ_{lf} and $\chi_{\text{fd}}\%$ profiles in topsoil from different land uses

Figure 7 shows the variation in the χ_{lf} and $\chi_{\text{fd}}\%$ means according to depth in topsoils with different land uses; an increasing pattern of χ_{lf} is noted in the upper layers of topsoil, notably from 0 to 10 cm deep.

In forested areas, $\chi_{\text{fd}}\%$ increases with a smooth slope from 20 to 15 cm in depth and decreases slightly until reaching the soil surface. The magnetic minerals remain largely dominated by SP grains, as $\chi_{\text{fd}}\%$ varies along the soil depth between 3.8 and 5.05% in average. When $\chi_{\text{fd}}\%$ increases from 20 to 15 cm in depth, χ_{lf} shows a substantial variation, increasing from 76.4 to $106.3 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ in average. This large variation could reflect the formation of pedogenetic secondary

ferrimagnetic minerals. Between 15 cm in depth to the surface, χ_{lf} decreases slightly.

Globally, $\chi_{\text{fd}}\%$ decreases towards the surface in forested soils (Fig. 7a and d), while χ_{lf} shows a maximum at 10 cm. This would indicate that changes in χ_{lf} are not governed by the SP content but the dominance of larger magnetic grain sizes. The slight decrease of $\chi_{\text{fd}}\%$ from 15 to 0 cm in depth is accompanied by a slight decrease in χ_{lf} .

Variations of χ_{lf} and $\chi_{\text{fd}}\%$ present similar or parallel patterns and reflect the impact of the pedo-environmental factors on those magnetic parameters. A decrease of χ_{lf} would be generally due to the effect of anthropogenic activity or erosion.

On the cultivated land, from 20 to 10 cm in depth, χ_{lf} and $\chi_{\text{fd}}\%$ have the same increasing pattern, but between 10 and 0 cm depth, χ_{lf} is almost stable or very slightly increasing while $\chi_{\text{fd}}\%$ decreases (Fig. 7b and e). This divergent variation in the surface layer (0 to 10 cm depth) could result from erosion of fine soil particles and clay minerals.

On pasture land, it is noted that the difference in patterns of χ_{lf} and $\chi_{\text{fd}}\%$ appears between 5 and 0 cm in depth: $\chi_{\text{fd}}\%$ decreases while χ_{lf} increases slightly (Fig. 7c and f). It would be explained by the loss of the superparamagnetic grains or fine soil particles. The fact that the established divergent behavior on top soil layers (0 to 5 or 10 cm) between χ_{lf} and $\chi_{\text{fd}}\%$ are associated with the loss of fine particles, may constitute a sustainable background for using of magnetic susceptibility as a tracer to monitor, or even estimate soil erosion or deposition.

Globally significant differences can be noted between forested, pasture, and cultivated lands (Liu et al. 2015; Yue et al. 2017; Bouhlassa and Choua 2009; Sadiki et al. 2009). The change in land use affects the distributions of ferrimagnetic minerals and superparamagnetic grains in soil profiles. Therefore, among other possible factors, χ_{lf} profiles reflect the impact of human activity on soil and could be used to establish a quantitative approach of the erosion and/or deposition processes.

Characterization and origins of magnetic minerals

Magnetic minerals in soil can be generated by four mechanisms: (i) from parent materials (Grimley and Vepraskas 2000); (ii) pedogenesis; (iii) wet and dry fallout from industrial activities (Blundell et al. 2009); (iv) and their dissolution (iron-reducing bacteria) in poorly drained organic-rich soils. Magnetic susceptibility values at various frequencies were used to obtain information on the magnetic characteristics of soil particles.

There was a positive and statistically strong correlation between χ_{fd} and χ_{lf} in all studied soils, with a correlation coefficient of $R^2 = 88\%$ (Fig. 8), reflecting the homogeneity in their magnetic mineralogy. The high correlation between the two parameters implies that the magnetic signal is basically controlled by fine-grained pedogenic constituent (χ_{fd}). Faleh et al. (2003) obtained a close result of the interdependence between

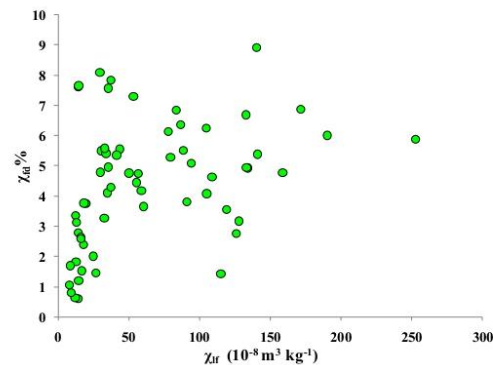


Fig. 6 Biplot χ_{lf} – $\chi_{\text{fd}}\%$ showing the magnetic grains size of all the samples

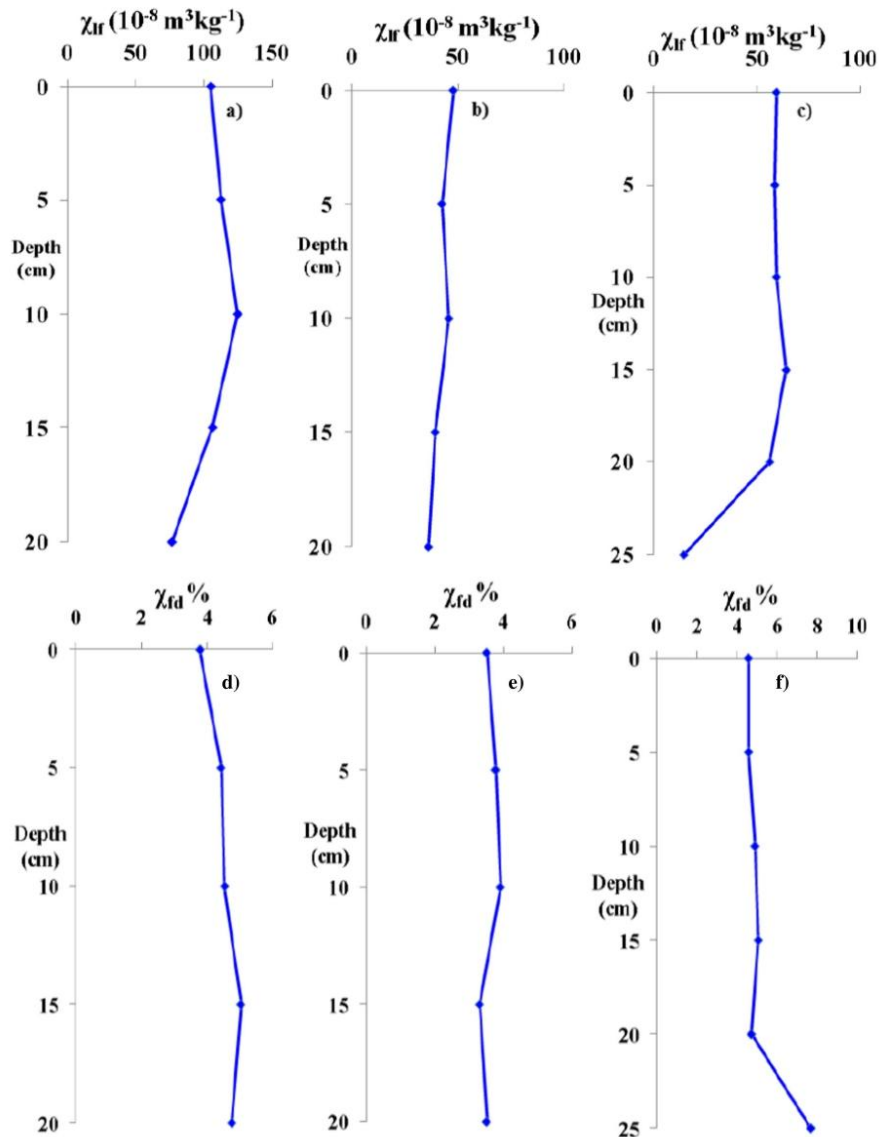


Fig. 7 Variation of the mean of magnetic parameters in 25 cm topsoil with depth. (a) χ_{lf} in the forested land; (d) χ_{fd} in the forested land; (b) χ_{lf} in the cultivated land; (e) χ_{fd} in the cultivated land; (c) χ_{lf} in the pasture land; (f) χ_{fd} in the pasture land

χ_{lf} and χ_{fd} of soils on marl substrate in their study carried out in the Abdelali watershed pre-Rif of Morocco, and confirm the predominance of superparamagnetic particles. Sadiki et al. (2009) also found analogous result. Previous studies reported that the polluted soils industrially display a negative correlation

between χ_{lf} and χ_{fd} ; however, this correlation is positive in unpolluted soils (Wang et al. 2000).

χ_{fd} was also highly dependent on χ_{lf} or, put another way, superparamagnetic particles had a high impact on χ_{lf} values. The decrease in χ_{lf} could be explained by a loss of fine

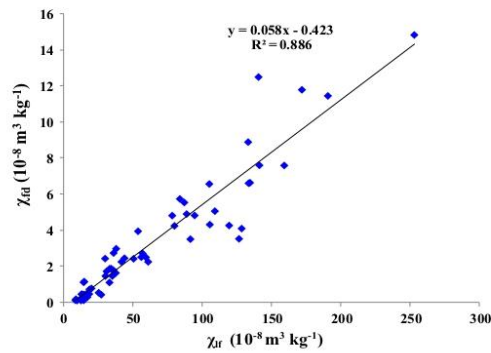


Fig. 8 Linear regressions between χ_{fd} and χ_{lr} for all the studied soils

magnetic grains through water and tillage erosion. A comparison of χ_{lr} recorded in cultivated land or pastures with stable reference soil would shed light on the qualitative and even quantitative physical instability of soil (i.e., by erosion or re-deposition).

The χ_{fd} versus χ_{lr} graph denoting values recorded in the watershed can also be used to obtain the low magnetic susceptibility background (χ_b) from the intercept on the axis where χ_{fd} is zero. The magnetic susceptibility background was $7.3 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. This value, which is associated with coarse ferrimagnetic particles and paramagnetic grains, is very low compared with the mean χ_{lr} value obtained for each land use; this result shows a weak contribution of coarse ferromagnetic grains to the magnetic susceptibility of soil.

Estimation of erosion in the Ait Azzouz catchment

Application of improved T-H model The application of the T-H model to the forested site that was assumed stable and non-perturbed in the last few decades, or even centuries, enables us

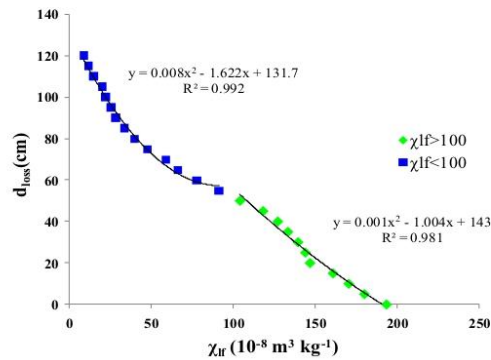


Fig. 9 The polynomial relations correlating the soil loss (in cm) to measured χ_{lr} in reference soil after tillage homogenization (T-H model)

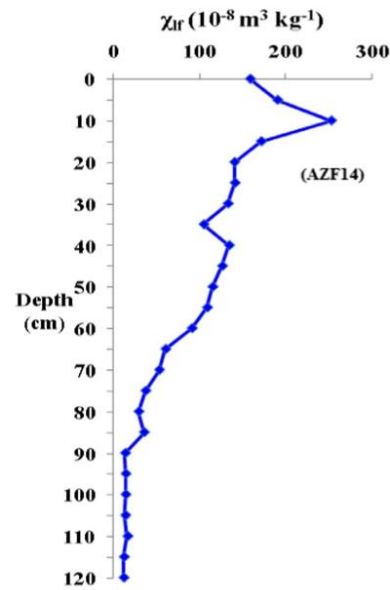


Fig. 10 Depth distribution of magnetic susceptibility χ_{lr} in reference core AZF14

to establish an approximate evaluation of the effect of surface erosion (especially the sheet erosion) on the susceptibility of plough depth soil surface. The model allows us to obtain a predictive curve of erosion depth and measured mass-specific magnetic susceptibility. Figure 9 reproduces the dependence of χ_{lr} on soil loss depth for soils related to (or having the same substratum and climatic conditions) the reference site. This is where core AZF14 extended to more than 120 cm depth, in

Table 4 Soil loss in different soil profiles after homogenization using T-H model (in cm)

Sample	Erosion by T-H model d_{loss} (cm)
AZP5	-89.06
AZP2	-91.51
AZP4	-99.04
AZC12	-99.48
AZF11	-110.21
AZC10	-113.44
AZF1	-30.61
AZP6	-52.15
AZP8	-39.89
AZC3	-52.04
AZC9	-66.26
AZP16	-80.12

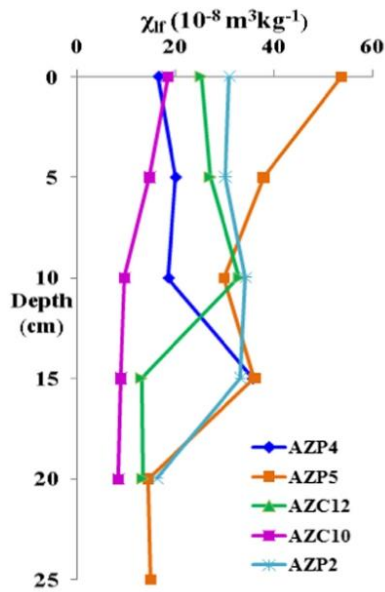


Fig. 11 Magnetic susceptibility (χ_{lr}) profiles of cores reaching lithologic substratum

order to reach parent material, is collected (Fig. 10). Figure 9 reports the polynomial relation correlating the soil loss (in cm) to measured χ_{lr} . This function gives a prediction of the continuous decrease of the values as erosion proceeds. The deduced estimates of soil surface depths eroded in different sampling sites were reported in Table 4.

Estimation of soil erosion by simple proportional model As the method required the soil cores reaching the geologic substratum, its application will be restricted in our case to sampled soil profiles reaching the parent material with χ_{lr} of about 14 to $16 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. That would be the case of the profiles AZC10, AZC12, AZP2, AZP4, and AZP5 (Fig. 11). The erosion estimate is based on the comparison of mean χ_{lr} of the soil column from surface to substratum to the mean value of the parameter for the reference core. The mean χ_{lr} (reference) defined on the core AZF14 is $87.52 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$. The ratio of erosion is expressed in percent or in soil column in cm which would be loosed by reference core that is 125 cm long. Table 5 shows that soil erosion that occurred in those cultivated and pastures lands are confirmed by the Royall model, giving the average thickness of surface soil layer stripped by sheet and rill erosion in sampling sites. Table 5 indicates clearly that the high erosion of about 113.4 cm of soil deduced from the Royall approach is associated to the most important ratio ($\sim 86.3\%$) or about 107.93 cm in the Liang Liu model but not to an expected value closer to 100%. Although the results obtained by these approaches are slightly different, the two methods seem to be likely useful to estimate the relative intensities and variations of soil redistribution in the watershed. The simple proportional method proposed by Liang Liu probably underestimates the soil redistribution in the watershed.

Erosion estimate using the new simple correlation model

The reference core profiles AZF14 is decomposed in 20 cm layers. The couples of mean χ_{lr} and depth determined for successive layers for the reference core are reported in the graphic shown in Fig. 12. The strong linear correlation attested by $R^2 = 0.94$ support the direct and linear relation between erosion and

Table 5 Comparison of soil erosion estimates obtained by the improved T-H model, simple correlation model, and Liang Liu or simple proportional model. The rate of erosion (t/ha) is obtained assuming soil density of 1.4 t/m^3

Sample	Associate unit in watershed	Area of associate units (ha)	Erosion rate or soil loss (t/ha) by T-H model	Mean χ_{lr} ($10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$)	Erosion by simple correlation model (cm)	Erosion by T-H model (cm)	Ratio in % of erosion (<0) by Liang Liu or simple proportional model	Erosion by simple proportional model (cm)
AZP5	24; 28	22.04	-12,468.4	31.035	-70	-89.06	-64.54	-80.67
AZP2	22; 26	3808.86	-12,811.4	28.89	-82.16	-91.51	-66.99	-83.74
AZP4	22; 26	3808.86	-13,865.6	22.67	-85.56	-99.04	-74.1	-92.62
AZC12	2; 6; 3; 4; 7; 8	9005.31	-13,927.2	22.32	-85.75	-99.48	-74.5	-93.12
AZF11	9; 10; 13; 14; 17; 18; 19; 20	12,022.1	-15,429.4	14.25	-100	-110.21	-83.71	-104.64
AZC10	1; 5	7055.01	-15,881.6	11.96	-91.40	-113.44	-86.33	-107.9
AZF1	11; 12; 15; 16	1501.32	-4285.4	128.34	-25	-30.61	-	-
AZP6	23; 27	496.53	-7301	100.56	-45	-52.15	-	-
AZP8	23; 27	496.53	-5584.6	116.12	-34.53	-39.89	-	-
AZC3	1; 5	7055.01	-7285.6	83.47	-52.36	-52.04	-	-
AZC9	1; 5	7055.01	-9276.4	55.58	-67.59	-66.26	-	-
AZP16	21; 25	3552.62	-11,216.8	39.49	-76.37	-80.12	-	-

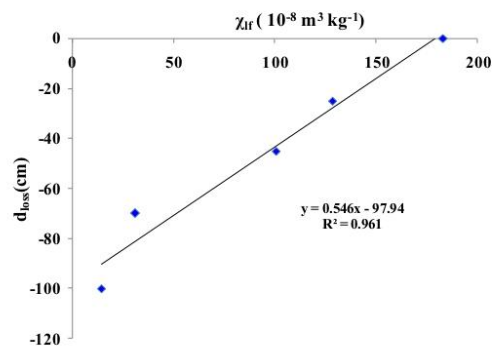


Fig. 12 Linear correlations between mean of magnetic susceptibility and soil loss (d_{loss}) in the reference core

mean χ_{IF} . The obtained graph and linear relation enables us to associate mean χ_{IF} of each soil sample and especially the ploughing layer in the watershed to an erosion estimate.

Globally, the model compares or correlates the mean sample χ_{IF} to one recorded on non-perturbed soil. The position of the sample in the graph representing mean χ_{IF} at each 20 cm versus depth for the non-perturbed soil (Fig. 12) results in erosion estimates given in Table 5.

The three methods are comparable. They lead to the same erosion variation patterns: χ_{IF} decreases while erosion increases. The values of erosion estimates by T-H model and simple correlation model are closer. Their differences are within the uncertainty limit of about ± 10 cm. The difference increases as the mean of χ_{IF} decreases. In contrast, the Liang Liu model results in lower erosion values. It seems that the Liang Liu method underestimates slightly the erosion process, as the method ignores the contribution of the soil layers below the ploughing zone after tillage to new measured χ_{IF} . That could find its justification in the limited depth of the cores and then a subsequent more important contribution of the pedogenic part in mean χ_{IF} . The application of the method needs cores reaching the soil substratum. The method we propose (the simple correlation model) overcomes this fact; it requires, as the Royall method, a stable non-perturbed pedogenetic profile on more than 20 cm depth and subsequently a reference soil core (about 1 m) reaching the substratum or parent material.

Conclusion

The study performed on a watershed having globally the same lithology and subject to the same climatic conditions enables us to state the following:

- The mean of magnetic susceptibility decreased in the order: forested area > pasture area > cultivated area;
- χ_{IF} and χ_{fd} are highly correlated. This provides clear evidence of the homogeneity of the magnetic population and indicates that the loss of fine magnetic particles is associated with a decrease in χ_{IF} ;
- As well as parent material, drainage conditions, anthropogenic impacts, χ_{IF} reflects erosion, or redeposition processes and may be used to estimate these processes;
- The erosion or redeposition estimates may be assessed by empirical approaches or models, such as “tillage homogenization and simple correlation” models, as improved and applied in this study;
- Since all sampled soils were subject to erosion, the soil losses calculated by these methods are convergent and comparable, and provide an estimate of the phenomenon during the last century.

Furthermore, this study establishes a methodology and specifies conditions that improve the use of magnetic susceptibility in the estimation of erosion or redeposition in the watershed. It effectively also devise a novel conceptual approach for the areal soil erosion-deposition in the watershed, based on its decomposition in units characterized by sets of erosion factors.

References

- Aboutaher A, Bouhlassa S, Hassouni K, Mohsine Y (2005) Relationship between magnetic and isotopic methods for erosion study: application to one catchment of Bouregreg (Central Morocco). 3ème journées internationales des Géosciences de l'environnement, du 8 au 10 juin 2005 à El Jadida Maroc
- Addinsoft (2018) XLSTAT the statistical and data analysis software for Microsoft Excel, Paris, France URL: <https://www.xlstat.com>
- Afshar FA, Ayoubi S, Jalalian A (2010) Soil redistribution rate and its relationship with soil organic carbon and total nitrogen using Cs-137 technique in a cultivated complex hillslope in western Iran. *J Environ Radioact* 101:629–638
- Ananthapadmanabha AL, Shankar R, Sandeep K (2013) Rock magnetic characterisation of tropical soils from southern India: implications to pedogenesis and soil erosion. *International Journal of Environmental Research* 8:659–670
- Asgari N, Ayoubi S, Dematté JAM (2018) Soil drainage assessment by magnetic susceptibility measures in western Iran. *Geoderma Regional* 13:35–42
- Ayoubi S, Karami M (2019) Pedotransfer functions for predicting heavy metals in natural soils using magnetic measures and soil properties. *J Geochem Explor* 197:212–219
- Ayoubi S, Ahmadi M, Abdi MR, Afshar FA (2012) Relationship of Cs-137 inventory with magnetic measures of calcareous soils of hilly region in Iran. *J Environ Radioact* 112:45–51
- Ayoubi S, Amiri S, Tajik S (2014) Lithogenic and anthropogenic impacts on soil surface magnetic susceptibility in an arid region of central Iran. *Arch Agron Soil Sci* 60:1467–1483

- Ayoubi S, Adman V, Yousefifard M (2018a) Use of magnetic susceptibility to assess metals concentration in soils developed on a range of parent materials. *Ecotoxicol Environ Saf* 168:138–145
- Ayoubi S, Jababri M, Khademi H (2018b) Multiple linear modeling between soil properties, magnetic susceptibility and heavy metals in various land uses. *Model Earth Syst Environ* 4:579–589
- Ayoubi S, Namazi Z, Khademi H (2018c) Particle size distribution of heavy metals and magnetic susceptibility in an industrial site. *Bull Environ Contam Toxicol* 100:708–714
- Blundell A, Hannam JA, Dearing JA, Boyle JF (2009) Detecting atmospheric pollution in surface soils using magnetic measurements: a reappraisal using an England and Wales database. *Environ Pollut* 157:2878–2890
- Bouhlassa S, Choua A (2009) Analyse qualitative de l'état de stabilité physique des sols par la susceptibilité magnétique dans un bassin versant de Bouregreg. *Ann Rech For Maroc* 40:65–74
- Bouhlassa S, Moukchane M, Aiachi A (2000) Estimates of soil erosion and deposition of cultivated soil of Nakhla watershed, Morocco using ¹³⁷Cs technique and calibration models. *Acta Geol Hisp* 35(3–4):239–249
- Boyko T, Scholger R, Stanjek H, MAGPROX Team (2004) Topsoils magnetic susceptibility mapping as a tool for pollution monitoring: repeatability of in situ measurements. *J Appl Geophys* 55:249–259
- Clark ML (2015) Using GIS and the RUSLE model to create an index of potential soil erosion at the large basin scale and discussing the implications for water planning and land management in Morocco. Master Report in Global Policy Studies, University of Texas at Austin
- Dankoub Z, Ayoubi S, Khademi H, Lu SG (2012) Spatial distribution of magnetic properties and selected heavy metals in calcareous soils as affected by land use in the Isfahan region, Central Iran. *Pedosphere* 22(1):33–47
- de Jong E, Nestor P, Pennock DJ (1988) The use of magnetic susceptibility to measure long-term soil redistribution. *Catena* 32:23–35
- de Jong E, Pennock DJ, Nestor PA (2000) Magnetic susceptibility of soils in different slope positions in Saskatchewan, Canada. *Catena* 40: 291–305
- Dearing JA (1999) environmental magnetic susceptibility using the Bartington MS2 system. Chi Publishers, Kenilworth, UK
- Dearing JA, Maher BA, Oldfield F (1985) Geomorphological linkages between soils and sediments: the role of magnetic measurements. In: Richards KSA, Ellis RR (eds) *Geomorphology and soils* Published in association with a conference of the British Geomorphological Research Group, University of Hull (28–30 September 1984)
- Dearing JA, Morton RI, Price TW, Foster IDL (1986) Tracing movements of topsoil by magnetic measurements—two case studies. *Physics of Earth and Planetary Interiors* 42:93–104
- Dearing JA, Hay KL, Baban SM, Huddleston AS, Wellington EMH, Loveland PJ (1996) Magnetic susceptibility of soil: an evaluation of conflicting theories using a national data set. *Geophys J Int* 127: 728–734
- El Baghdadi M, Barakat A, Sajjedine M, Nadem S (2011) Heavy metal pollution and soil magnetic susceptibility in urban soil of Beni Mellal City (Morocco). *Environmental Earth Science* 66:141–151
- Evans M, Heller F (2003) *Environmental magnetism: principles and applications of Enviromagnetics*. Academic Press, San Diego
- Faleh A, Bouhlassa S, Carmelo CG (2003) Exploitation Des Mesures Magnétiques Dans L'étude De L'état De Stabilité Des Sols: Cas Des Bassins-Versants Abdelali Et Markat (Prérf-Maroc). *Pap Geogr* 38:27–40
- Fang H, Su L, Qi D, Cai Q (2012) Using ¹³⁷Cs technique to quantify soil erosion and deposition rates in an agricultural catchment in the black soil region, Northeast China. *Geomorphology* 169–170:142–150
- Fischer G, Nachtergaele F, Prieler S, van Velthuisen HT, Verelst L, Wiberg D (2008) Global agro-ecological zones assessment for agriculture (GAEZ 2008). IIASA, Laxenburg, Austria and FAO, Rome, Italy
- Forster TH, Evans ME, Heller F (1994) The frequency dependence of low field susceptibility in loess sediments. *Geophys J Int* 118:636–642
- Gennadiev AN, Olson KR, Chernyanskii SS, Jones RL (2002) Quantitative assessment of soil erosion and accumulation processes with the help of a technogenic magnetic tracer. *Eur J Soil Sci* 35:17–29
- Grimley DA, Vepraskas MJ (2000) Magnetic susceptibility for use in delineating hydric soils. *Soil Sci Soc Am J* 64(6):217–235
- Grimley DA, Wang J-S, Liebert DA, Dawson JO (2008) Soil magnetic susceptibility: a quantitative proxy of soil drainage for use in ecological restoration. *Restor Ecol* 16(4):657–667. <https://doi.org/10.1111/j.1526-100x.2008.00479.x>
- Han J (1996) The magnetic susceptibility of modern soils in China and its use for paleoclimate reconstruction. *Studia Geophysica et Geodetica* 40(3):262–275
- Hassouni K, Bouhlassa S (2005) Estimate of soil erosion on cultivated soils using ¹³⁷Cs measurements and calibration models: a case study from Nakhla watershed, Morocco. *Can J Soil Sci* 86:77–87
- Hendrickx JMH, Harrisona JBJ, van Dama RL, Borchersb B, Normana DI, Dedzoc CD, Antwic BO, Asiamahc RD, Rodgersd C, Vlekdp P, Friesend J (2005) Magnetic soil properties in Ghana. *P Soc Photo-Opt Inst (SPIE)* 5794:165–176
- Hu XF, Su Y, Ye R, Li XQ, Zhang GL (2007) Magnetic properties of the urban soils in Shanghai and their environmental implications. *Catena* 70(3):428–436
- Hussain I, Olson K, Jones R (1998) Erosion patterns on cultivated and uncultivated hillslopes determined by soil fly ash contents. *Soil Sci* 163:726–738
- Jakšik O, Kodešová R, Kapička A, Klement A, Fér M, Nikodem A (2016) Using magnetic susceptibility mapping for assessing soil degradation due to water erosion. *Soil Water Research* 11(2):105–113
- Jiang Q, Hu XF, Wei J, Li S, Li Y (2010) Magnetic properties of urban topsoil in Baoshan district, Shanghai and its environmental implication, 19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World
- Jordanova N (2017) Applications of soil magnetism. In: *Soil magnetism*, pp 395–436. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-809239-2.00010-3>
- Jordanova D, Jordanova N, Petrov P (2014) Pattern of cumulative soil erosion and redistribution pinpointed through magnetic signature of Chernozem soils. *Catena* 120:46–56
- Kapička A, Dlouha S, Petrovský E, Jakšik O, Grison H, Kodešová R (2014) Soil erosion at agricultural land in Moravia loess region estimated by using magnetic properties. *Geophys Res Abstr* 16: EGU2014-2840
- Kapička A, Grison H, Petrovský E, Jakšik O, Kodešová R (2015) Use of magnetic susceptibility for evaluation of soil erosion at two locations with different soil types. In: *SGEM2015 Conference Proceedings*, pp 417–423
- Karimi A, Haghnia GH, Ayoubi S, Safari T (2017) Impacts of geology and land use on magnetic susceptibility and selected heavy metals in surface soils of Mashhad plain, northeastern Iran. *J Appl Geophys* 138:127–134
- Le Borgne E (1955) Susceptibilité magnétique anormale du sol superficiel. *Ann Geophys* 11:399–419
- Liu HH, Zhang TY, Liu BY, Liu G, Wilson GV (2013) Effects of gully erosion and gully filling on soil depth and crop production in the black soil region, Northeast China. *Environ Earth Sci* 68:1723–1732
- Liu L, Zhang K, Zhang Z, Qiu Q (2015) Identifying soil redistribution patterns by magnetic susceptibility on the black soil farmland in Northeast China. *Catena* 129:103–111
- Liu T, An Z, Yuan B, Han J (1995) The loess-paleosol sequence in China and climatic history. *Episodes Journal of International Geoscience* 8 (1):21–28

- Mehmatkesh A, Ayoubi S, Jalalian A, Sahrawat KL (2013) Relationships between soil depth and terrain attributes in a semi arid hilly region in western Iran. *J Mt Sci* 10(1):163–172
- Menshov O, Kruglov O, Vyzhva S, Nazarov P, Pereira P, Pastushenko T (2018) Magnetic methods in tracing soil Erosion, Kharkov Region, Ukraine. *Studia Geophysica et Geodactica* 62:681–696
- Mokhtari Karchegani P, Ayoubi S, Lu SG, Honarju N (2011) Use of magnetic measures to assess soil redistribution following deforestation in hilly region. *J Appl Geophys* 75:227–236
- Moukhchane M, Bouhlassa S, Chalouan A (1998a) Approche cartographique et magnétique pour l'identification des sources de sédiments: cas du bassin versant Nakhla (Rif, Maroc). *Secheresse* 9:227–232
- Moukhchane M, Bouhlassa S, Bouaddi K (1998b) Quantification de l'érosion des sols du bassin versant El Hachef par le biais du Cesium-137 (Region de Tanger Maroc). *Réseau Erosion Bulletin* 18:106–118
- Moukhchane M, Bouhlassa S, Chalouan A, Boukil A (2005) Détermination des zones vulnérables à l'érosion par la méthode magnétique. Application au bassin versant d'El Hachef (region de Tanger). *Revista de la Sociedad Geologica de Espana* 18(3–4):225–232
- Mullins C (1977) Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil science. A review. *Eur J Soil Sci* 28:223–246
- Naimi S, Ayoubi S (2013) Vertical and horizontal distribution of magnetic susceptibility and metal contents in an industrial district of central Iran. *J Appl Geophys* 96:55–66
- Nazarok P, Kruglov O, Menshov O, Kutsenko M, Sukhorada A (2014) Mapping soil erosion using magnetic susceptibility. A case study in Ukraine. *Earth Solid* 6:831–841
- Olson K, Gennadiyev A, Jones R, Chernyanski S (2002) Erosion patterns on cultivated and reforested hillslopes in Moscow Region, Russia. *Soil Sci Soc Am J* 66:193–201
- Petrovsky E, Kapicka A, Jordanova N, Knab M, Hoffmann V (2000) Low field magnetic susceptibility: a proxy method in estimating increased pollution of different environmental systems. *Environ Geol* 39:312–318
- Rahimi MR, Ayoubi S, Abdi MR (2013) Magnetic susceptibility and Cs-137 inventory variability as influenced by land use change and slope positions in a hilly semiarid region of west-central Iran. *J Appl Geophys* 89:68–75
- Ranganai RT, Moidaki M, King JG (2015) Magnetic susceptibility of soils from Eastern Botswana: A reconnaissance survey and potential. *J Geog Geo* 7(4):45–64
- Royall D (2001) Use of mineral magnetic measurements to investigate soil erosion and sediment delivery in a small agricultural catchment in limestone terrain. *Catena* 46:15–34
- Sadiki A, Bouhlassa S, Aboutaher A (2004) Exploitation de la susceptibilité magnétique dans l'étude des sols. Publication du LPEE, Numero special, Mai 2004
- Sadiki A, Faleh A, Navas A, Bouhlassa S (2006) Estimation De L'état De Dégradation Des Sols Sur Marnes Du Prerif (Maroc) Par La Susceptibilité Magnétique: Exemple Du Bassin Versant De L'oued Boussouab. *Papeles de Geografia* 44:119–139
- Sadiki A, Faleh A, Navas A, Bouhlassa S (2009) Using magnetic susceptibility to assess soil degradation in the Eastern Rif, Morocco. *Earth Surf Proc Land* 34:2057–2069
- Soil Survey Staff (1999) Soil taxonomy: a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. 2nd edition. In: *Natural Resources Conservation Service. U.S. Department of Agriculture handbook*, p 436
- Thompson R, Oldfield F (1986) *Environmental magnetism*. Allen & Unwin, London
- Valae M, Ayoubi S, Khormali F, Lu SG, Karimzadeh HR (2016) Using magnetic susceptibility to discriminate between soil moisture regimes in selected loess and loess-like soils in northern Iran. *J Appl Geophys* 127:23–30
- Wang L, Liu D, Lü H, (2000) Magnetic susceptibility properties of polluted soils. *Chin Sci Bull* 45 (18):1723–1726
- Wei H, Banerjee S, Xia DK, Jackson MJ, Jia J, Chen F (2013) Magnetic characteristics of loess-paleosol sequences on the north slope of the Tianshan Mountains, northwestern China and their paleoclimatic implications. *Chin J Geophys* 56(1):150–158
- Wendroth O, Reynolds WD, Vieira SR, Reichardt K, Wirth S (1997) Statistical approaches to the analysis of soil quality data. In: Gregorich EG, Carter MR (eds) *Soil quality for crop production and ecosystem health*. Elsevier, Amsterdam, pp 247–276
- Wirscheimer WH, Smith DD (1978) Predicting rainfall erosion losses - a guide to conservation planning. In: *USDA agricultural Handbook No 537*, pp 179–186
- Yue Y, Zhang K, Liu L (2017) Evaluation of the influence of cultivation period on soil redistribution in northeastern China using magnetic susceptibility. *Soil Tillage Research* 174:14–23. <https://doi.org/10.1016/j.still.2017.05.006>
- Yue Y, Zhang K, Liu L, Ma Q, Luo J (2019) Estimating long-term erosion and sedimentation rate on farmland using magnetic susceptibility in northeast China. *Soil Tillage Research* 187:41–49
- Zeng M, Song Y, Li Y, Fu C, Qiang X, Chang H, Zhu L, Zhang Z, Cheng L (2018) The relationship between environmental factors and magnetic susceptibility in the Ili loess, Tianshan Mountains, Central Asia. *Geological Journal* 1–13. <https://doi.org/10.1002/gj.3182>
- Zhang W, Yu L, Lu M, Zheng X, Shi Y (2007) Magnetic properties and geochemistry of the Xiashu Loess in the present subtropical area of China, and their implications for pedogenic intensity. *Earth Planet Sci Lett* 260:86–97

Publisher's note Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.

ESTIMATION OF SOIL LOSSES BY THE IMPROVED TILLAGE HOMOGENIZATION MODEL AND RUSLE MODEL

S. Bouhlassa, N. Bouhsane*

Laboratory of Radiochemistry and Nuclear Chemistry, Department of Chemistry, Mohammed V University, Faculty of Science
Rabat-4 Avenue Ibn Battouta, BP 1014 RP, Rabat, Morocco
naimabouhsane@gmail.com (N. Bouhsane), sbouhlassa1951@gmail.com (S. Bouhlassa)

Commission III, WG III/10

KEY WORDS: Erosion, Magnetic Susceptibility, Improved Tillage Homogenization Model (T-H), RUSLE, GIS

ABSTRACT:

Soil erosion by water is a major environmental problem in the Mediterranean areas. It results in land degradation and soil losses, decreases soil structural stability, and increases soil erodibility. Hence, the need for reliable scientific methods for obtaining soil erosion data becomes crucial. The study aims to estimate soil loss in the Moroccan watershed using two soil erosion estimation models and to discuss the differences between those models. The first model used in this study is the improved tillage homogenization model (T-H) which permits to predict the magnetic susceptibility values after erosion, the second one is the empirical model based on the Revised Universal Soil Loss Equation RUSLE. The results showed that: i) higher soil losses using tillage homogenization (T-H) model have occurred in the upper and lower slopes in the cultivated transect, and in the middle slopes and lower slopes in the forested transect; ii) the average of annual soil loss obtained by RUSLE model is about 20.21 t/ha/yr; iii) T-H model allows us to estimate the total cumulative soil erosion during the past and, while RUSLE model is designed for predicting annual soil loss resulting from sheet erosion under given conditions.

1. INTRODUCTION

Soil erosion is a major problem in many regions in Morocco. It contributes to soil degradation and the loss of a higher amount of soil. Agricultural practices such as tillage operations are considered the major sources of soil erosion and degradation (Jordanova et al., 2011). Several erosion techniques and models have been established and proposed to evaluate soil erosion. Radionuclide tracer method such as ^{137}Cs has been used to estimate the soil redistribution in the field caused by erosion and deposition (Hassouni and Bouhlassa., 2006; Ayoubi et al., 2012; Zhang et al., 2015). However, this method is costly for large areas and needs a long evaluation period. On the other hand, the ^{137}Cs method allows us to estimate the cumulative erosion only for the last 50 years and cannot give a longer-term estimate of soil loss rates (Royall, 2004; Jordanova et al., 2011). Empirical models such as RUSLE (Revised Universal Soil Loss Equation) based on GIS (Geographic Information System) data have been used largely (Renard et al., 1997; Wijesundara et al., 2018); but it depends on numerous input parameters that are not available at all spatial and temporal scales, and leads often to underestimated or overestimated results (Royall, 2004). Compared with radionuclide methods, the magnetic susceptibility technique has been proven to be the fast and non-destructive method to estimate soil erosion (Sadiki et al., 2009; Bouhlassa and Bouhsane, 2019; Liu et al., 2015; Yu et al., 2017; 2019). The study carried by Bouhlassa and Bouhsane (2019) establishes a methodology and specifies conditions that improves the use of magnetic susceptibility in the estimation of erosion or redeposition in the watershed. Tillage homogenization (T-H) model based on magnetic susceptibility parameter has been

proposed by Royall (2001) to estimate soil loss in cultivated lands. The model establishes the magnetic susceptibility variation when an initially uncultivated soil is seasonally ploughed and eroded (Jordanova et al., 2014). This model permits to estimate cumulative soil loss at a point based on easily, cheaply, and rapidly acquired measurement of the top soil magnetism (Royall, 2004). T-H model was used by several researchers, such as Jordanova et al (2014) and Bouhlassa and Bouhsane (2019).

The objective of this study is to evaluate soil erosion using two erosion models in the Mezguida watershed, then compare these two models.

2. MATERIALS AND METHODS

2.1 Study area description

The Mezguida catchment is located in the North of Morocco at $33^{\circ}4'48''$ - $32^{\circ}55'12''\text{N}$ and $6^{\circ}28'12''$ - $6^{\circ}13'12''$ W; it is situated in less than 5 kilometers from the north-west of the city of Boujaad, on the road to Tlat - Chougrane in the Qasba Tadla region. It constitutes one of the subcatchments of the Bouregreg basin located near to Rabat (Figure 1). Its area is approximately 240 km². The Mezguida catchment is characterized by a Mediterranean climate and by annual precipitations about of 379 mm. Its lithology is dominated by schist, marl, limestone and minor composition of red argil in some location. The Mezguida watershed has diverse land uses dominated by cultivated lands; forested lands, pure green oak, and matorrals occupy a small areas in the catchment. The major part of the watershed is characterized by a slope classes which are between 0° and 32°, while a small area in the watershed has a slope degree exceeding 40°. The soil types

* Corresponding author

present in the Mezguida watershed are the Chromic Luvisol and Calcic Cambisols (Clark, 2015).

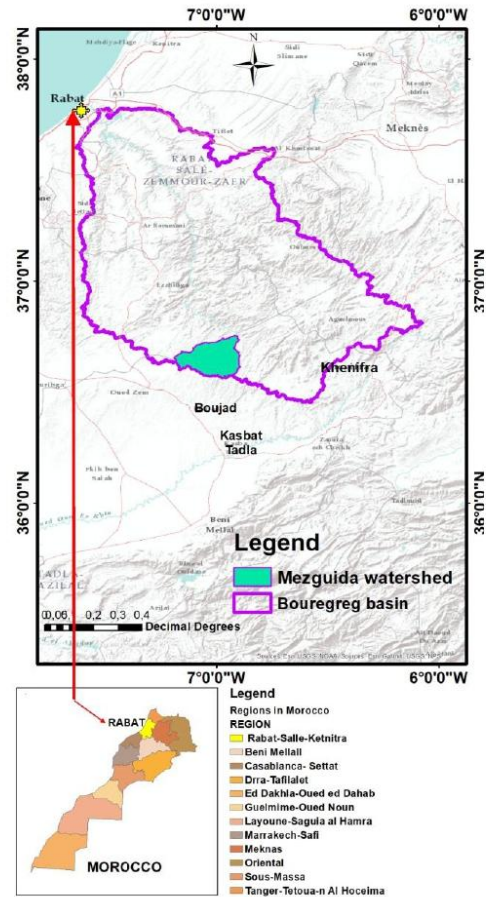


Figure 1. Study area location

2.2. Soil sampling and magnetic measurements

Several soil cores were sampled along cultivated (MZ13) and forested (MZ17) transects in five slope positions including summit (SU), shoulder (SH), backslope (BS), footslope (FS), and toeslope (TS). The characteristics of the two transects and soil samples are given in the table 1. Cores samples witch may reach 35 cm in length depending on soil depth were collected using a hand auger of 6 cm in diameter and 50 cm in length. These cores were divided into samples with layers of 5 cm to measure the magnetic susceptibility vertically, and then conserved in a plastic bags. We have 109 soil samples collected in the total at the 30 sampling sites. Each sample was oven-dried at 40 °C for eight hours and then sieved by a 1 mm plastic sieve. Each sample is recovered in 10 cm³ cylindrical boxes and submitted to magnetic susceptibility measurements using a Bartington magnetic susceptibility meter (MS2) and a

dual frequency sensor (MS2B) (Bartington, 2001). Magnetic susceptibility may be either expressed per unit volume (volume-specific susceptibility, κ) or per unit mass (mass-specific susceptibility, χ). The volume- specific magnetic susceptibility (κ) was measured at low (0.47 kHz; κ_{lf}) and high frequency (4.7 kHz; κ_{hf}) (Dearing, 1999). Soil bulk density (ρ) was calculated by dividing the dried soil mass by the volume. Mass-specific low-frequency magnetic susceptibility (χ_{lf}) is expressed in unit of $10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ and defined by the following equation (1):

$$\chi_{lf} = \kappa_{lf} / \rho \quad (1)$$

Table 1. Slope position of different cores selected in the MZ17 and MZ13 transect

Slope position	Slope (°) in cultivated transect (MZ13)	Cores in MZ13 transect	Slope (°) in forested transect (MZ17)	Cores in MZ17 transect
Summit	5	13A	45	17B
Shoulder	20	13B	20	17C
Backslope	10-30	13C;13D 13E;13F; 13G;13H ;13I;13J; 13K	20	17D;17E 17F;17G; 17H; 17I; 17J;17K; 17L
Footslope	35	13L	8	17M; 17N
Toeslope	5	13M	5	17P;17P; 17Q

2.3. Soil erosion models used in the Mezguida watershed

2.3.1. Tillage homogenization (T-H) model (Royall, 2001; Bouhlassa and Bouhsane, 2019)

Tillage homogenization model is a methodology proposed by Royall (2001) and improved by Bouhlassa and Bouhsane (2019) for estimating erosion depth using magnetic susceptibility of soils. This model allows predicting the mean values of magnetic parameters of the ploughing layers after erosion of the surface soil layer (Bouhlassa and Bouhsane, 2019). To run this model, a reference profile of unperturbed and non-eroded soil is mandatory (Royall, 2004; Landgraf and Royall, 2006; Jordanova et al., 2014). The T-H model is based on the supposition that tillage operations cause homogenization of the uppermost 20 cm, and therefore magnetic signal should be uniform within this layer (Jordanova et al, 2014; Bouhlassa and Bouhsane, 2019). After an erosion process, a deeper soil layer are involved in ploughed horizon with a decrease of the initial value of magnetic susceptibility. According to Royall (2001), the T-H model is expressed by the mathematical equations (2 et 3) (Bouhlassa and Bouhsane, 2019):

$$X_0 = (\sum \chi_i) / N \quad (2)$$

Where,

χ_i = the magnetic susceptibility of the soil layer i

N = the number of the layers in plough depth or A_p horizon

X_0 = the average value of soil susceptibility without soil loss

$$X_1 = ((N-1) (X_0) + (\chi_{N+1})) / N \quad (3)$$

Where,

X_1 = the predicted magnetic susceptibility of Ap horizon after soil loss of the first layer
 X_{N+1} = X value of the first soil layer below the plough depth.
 The above calculations lead to the construction of predictive curve linking magnetic susceptibility associated to surface soil losses or erosion depth. In our approach we use a single increment of 5 cm in order to conform to the sampling interval of 5 cm along the soil profile (Bouhlassa and Bouhsane, 2019).

2.3.2. RUSLE model

The Revised Universal Soil Loss Equation model is a multiplicative function of five factors that control water erosion. The soil loss is calculated by the following equation (4) (Wischlmeier and smith, 1978; Renard et al., 1991):

$$A = K * R * LS * C * P \quad (4)$$

where,
 A = the average annual soil loss per unit area ($t \text{ ha}^{-1} \text{ year}^{-1}$)
 R = the rainfall-runoff erosivity factor ($MJ \text{ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ year}^{-1}$)
 K = the soil erodibility factor ($t \text{ ha h MJ}^{-1} \text{ ha}^{-1} \text{ mm}^{-1}$)
 LS = the topographic factor (dimensionless) which includes slope length factor (L) and slope steepness factor (S)
 C = the cover and management factor
 P = the support and conservation practices factor

The RUSLE model, ArcGIS 10.3.1 (2015), Microsoft Office Excel 2007, and different equations proposed by many authors were used to undertake the data analysis. The LS factor map is derived from DEM (Digital Elevation Model) and the application of the equation of LS factor proposed by Mitasova et al (1996) in ArcGIS. Each RUSLE factor with associated attribute data is digitally encoded in a GIS database to obtain five thematic maps; and finally the application of RUSLE model to the resultant maps allows obtaining the soil erosion map. The diagram given in figure 2 shows the methodology applied to achieve the intended objectives. Erosion factors in this study are estimated using data obtained from Hydraulic Basin Agency of Bouregreg and Chaouia of Benslimane- Morocco (ABHBC), SIGMED (2015) project and the public website of the United States Geological Survey's Earth Explorer (USGS).

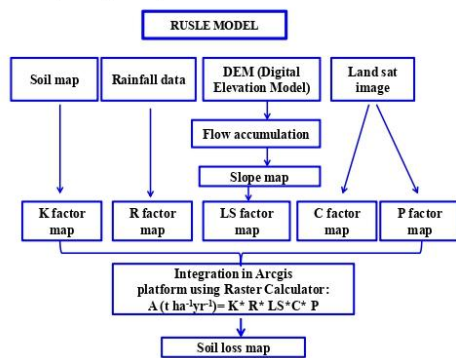


Figure 2. Diagram of the Soil loss analysis by RUSLE model

3. RESULTS AND DISCUSSION

3.1. Estimation of soil erosion by improved tillage homogenization (T-H) model

The application of tillage homogenization model (T-H) proposed by Royall (2001) as improved by Bouhlassa and Bouhsane (2019) requires a reference profile supposed undisturbed in recent decades. In our case the core 17A which is located in the top of the MZ17 transect sampled in the forest area is chosen as a reference, it is extended to a depth of 165 cm to reach the basic material (Figure 3).

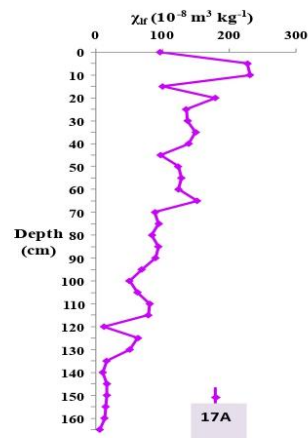


Figure 3. Depth distribution of magnetic susceptibility χ_{fr} in the reference core site (17A)

The (T-H) model conducted to a predictive curve given in figure 4. This figure is a polynomial curve which reproduces the dependence of χ_{fr} on soil loss depth for soils (having the same lithology and condition climatic of the reference) related to the reference site.

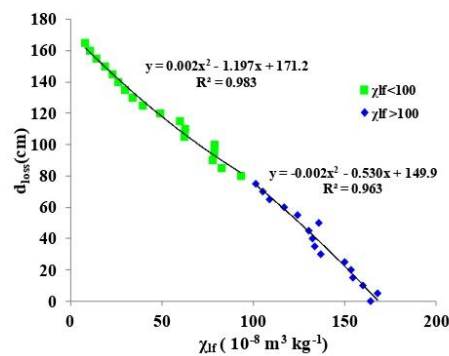


Figure 4. Predictive curve obtained by T-H model showing the polynomial relations correlating the soil loss (in cm) to measured χ_{fr} in reference soil after tillage homogenization (T-H model)

Using the figure 4, we obtained the eroded soil estimates in cm in each soil core and at each slope position along the MZ17 and MZ13 transects (tables 2 and 3).

Table 2. Soil loss in different soil profiles after homogenization (in cm) in MZ17 transect

Slope position of cores in MZ17 transect	Cores in MZ17 transect	Mean γ_{fr} ($10^{-8} m^3 kg^{-1}$)	Erosion by TH model d_{loss} (cm)
Summit	17B	89.58	-80.021
Shoulder	17C	21.4	-146.49
Backslope	17D	27.45	-139.84
	17E	80.46	-87.83
	17F	62.31	-104.38
	17G	140.5	-35.95
	17H	125.16	-52.22
	17I	35.63	-131.08
	17J	75.89	-91.87
Footslope	17K	43.58	-122.83
	17L	13.86	-154.99
	17M	124.19	-53.23
	17N	58.98	-107.55
Toeslope	17O	31.99	-134.95
	17P	15.91	-152.66
	17Q	54.42	-111.98

Table 3. Soil loss in different soil profiles after homogenization (in cm) in MZ13 transect

Slope position in MZ13 transect	Cores in MZ13 transect	Mean γ_{fr} ($10^{-8} m^3 kg^{-1}$)	Erosion by TH model d_{loss} (cm)
Summit	13A	39.25	-127.29
Shoulder	13B	89.33	-80.22
Backslope	13C	182.33	13.22
	13D	96.66	-74.17
	13E	51	-115.35
	13F	58	-108.5
	13G	135.75	-41.09
	13H	99.5	-71.89
	13I	106	-71.24
	13J	124.33	-53.08
	13K	110.66	-66.75
Footslope	13L	39	-127.55
Toeslope	13M	12.66	-156.35

The results given in the above tables (2 and 3) show that lower magnetic susceptibilities are usually associated with higher soil losses, while higher susceptibilities to lower ones. Similar ascertainment has reported by Bouhlassa and Bouhsane (2019) in their study carried out in the Ait Azzouz watershed, located in the same region of the Mezguida watershed. According to the results given in table 2, it is indicated that the core which subjects to a strong erosion is the 17L core (-154.9 cm), this core is located at the end of the backslope position of the MZ17 transect. This slope position is the most inclined, and it represents the position of an intense erosion in the forested

transect. In the MZ13 transect, soil loss is strong in the 13M core (-156.35 cm) which is located in the toeslope position of the MZ13 transect, this position is easily affected by erosion (Table 3). The soil loss in the cultivated transect in the summit is higher compared to those estimated in the same slope position in the forested transect; this is explained by the importance of the dense vegetation in the upperslope in the forested land favouring the soil stability and protection against erosion. However, the soil loss is higher in the backslope in the MZ17 comparing to those obtained in the same position in the cultivated transect.

Using the T-H model, Bouhlassa and Bouhsane (2019) have obtained higher soil losses in different soil profiles selected in cultivated and pastures lands. Their results confirm the impact of tillage on erosion in soils sampled in cultivated and pastures land on schist and marl substrates. In this study, the erosion is favoured in all the soils sampled along cultivated and forested transects at different slope positions. The Mezguida watershed has suffered from severe erosion; especially due to its alterable lithology and the dominance of cultivated lands.

3.2. Determination of RUSLE factors and the estimation of soil loss by RUSLE in the Mezguida watershed

3.2.1. Erodibility factor (K)

The erodibility factor map is obtained from the soil type map of the study area. Figure 5 shows that the K values varied between 0.2 and 0.44 showing the fragility of the soils of the MZ watershed, and its susceptibility to erosion. Indeed, the average erodibility class (0.2 - 0.3 t ha h MJ⁻¹ ha⁻¹ mm⁻¹) represents almost 69.3% of the surface of the watershed. The strong erodibility class (0.3 - 0.4 t ha h MJ⁻¹ ha⁻¹ mm⁻¹) represents 32.034% of the total surface of the watershed, this class characterizes soils less evolved.

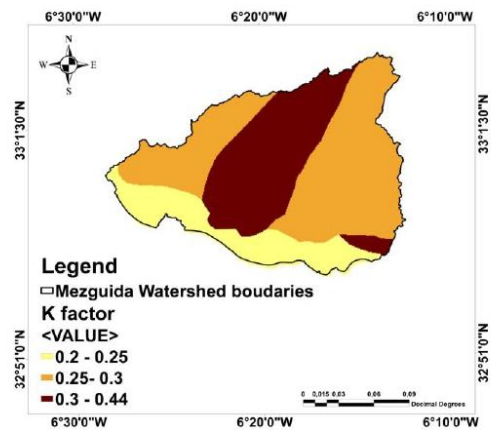


Figure 5. K factor map of Mezguida watershed

3.2.2. Land use factor (C)

In general, the level of soil protection in the Mezguida sub-basin is quite low because most of its area is occupied by cropland. The C factor map is given in figure 6. The low protection class covers a large area of the watershed (91%) and

only an area of 8.1% which is well protected. This is mainly due to the types of land use that exist in the region with a predominance of cultivated lands and the small surface of lands with dense vegetation.

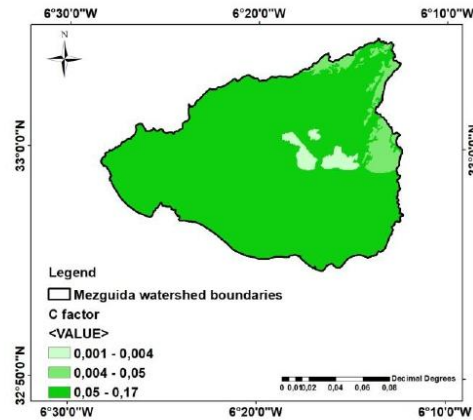


Figure 6. C factor map

3.2.3. Topographic factor (LS)

The topographic factor LS is classified with values ranging from 0.1 to 86.56 as it is shown in the spatial distribution map of the LS factor (Figure 7). This map shows that the highest values are generally located in the western parts of the basin. This is an indication of the importance of topography in the soil erosion process. The lower classes of LS which is between 0.1 and 18.74 represent 98.37% of the surface of the watershed, while the steep slopes occupy 1.61% of the surface of the basin. This confirms the effect of LS factor on erosion in the Mezguida watershed.

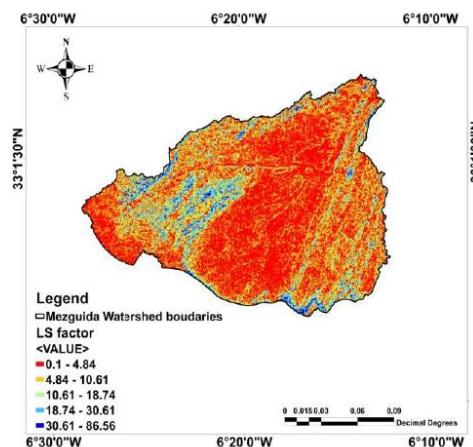


Figure 7. LS factor map

3.2.4. Rainfall erosivity factor (R)

The erosivity factor depends on climatic parameters such as precipitations which play an important role in erosion. The synthetic erosion map of MZ obtained from hydrographic station data shows that the R value is equal to 59 MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ year⁻¹ (Figure 8).

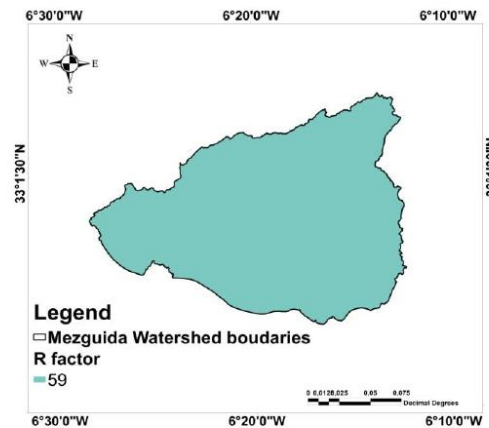


Figure 8. R factor map

3.2.5. Support and conservation practices factor

This factor depends on the anti-erosion practices carried out in the watershed. In the absence of these practices, we consider the P factor equal to 1. So we do not take it into account in the RUSLE equation.

3.2.6. Estimation of soil erosion in Mezguida watershed

Land use is a factor that has a significant effect on erosion rates. Soil losses on bare or severely degraded lands are probably higher than those in areas with permanent vegetation, even on steep slopes. Soil loss differs from one area to another depending on erosion factors. There are several classifications of soil losses that have been proposed by researchers who have worked on erosion using RUSLE model in Morocco (Sadiki et al., 2004). The application of RUSLE model on the MZ watershed result in the soil erosion map (Figure 9). This figure shows an average soil loss of around 20.21 t / ha / yr, the maximum and minimum losses are respectively 329.67 t / ha / yr and 0.0014 t/ha/yr, while the total soil losses in the watershed are about of 1241575.2 t / ha /yr. We have used the American classification which shows that soils can suffer losses of up to 7t / ha / yr on average and the erosion becomes serious threat if the losses are beyond 20 t / ha/yr. According to the classification adopted, we have classified the soil loss into five classes. The soil loss map shows that 30.2% of the surface of the basin has relatively very low losses, and it belongs to the class 0.0014 - 7 t / ha / yr; 35.38% of the area of the catchment belongs to the class of medium to high losses 7 - 20 t / ha / yr indicating significant losses. While the rest of the watershed presents strong loss which belongs to the class 20 - 60 t / ha / yr, these classes occupy 28.3% of the surface of the watershed.

A very strong loss $> 60 \text{ t / ha/ yr}$ occupy 6% of the watershed surface.

The results obtained by the RUSLE model confirm the presence and the visibility of erosive risk in the Mezguida watershed. The main factors contributed to soil erosion are the LS and C factors, because the LS factor classes in the MZ watershed with high values occupy large areas, and the watershed is dominated by cultivated lands.

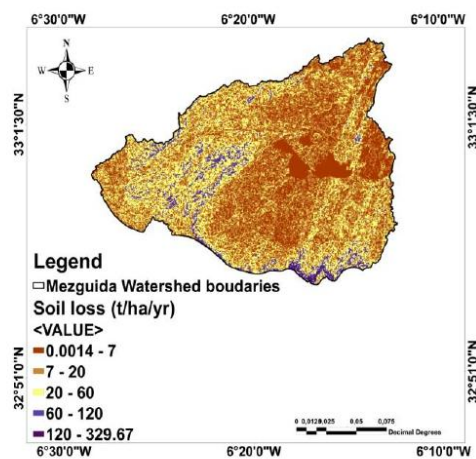


Figure 9. Soil loss map

4. CONCLUSIONS

Soil loss estimated in the soils collected in the Mezguida watershed using the tillage homogenization model (T-H) as improved is related to tillage practice and slope positions. Higher soil loss is occurred in the upper and lower slopes in cultivated lands, and in the middleslopes and lower slopes in the forested transect. The advantage of this model is to predict the total cumulative erosion in the last decades, it represents a method for the rapid quantification of soil loss.

The average soil loss in the Mezguida watershed obtained by the RUSLE model is about 20.21 t / ha/ yr , the erosion map showed that strong loss occupies an important surface of the watershed. The main factors contributing to these higher erosion is the LS factor and the dominance of the cultivated lands.

The RUSLE model is considered effective for mapping and predicting soil losses through erosion in certain areas under given conditions of rainfall, soil erodibility, topography, and land use. It is not applicable for predicting the effects of eolian erosion or tillage displacement which may have modified the outcome of erosion. This approach has limitations in the assessment of erosion, and one of the more critical points is that it is intended for predicting soil movement, not soil removal from a field. Such error in one of the RUSLE factors will give an incorrect percentage of annual soil loss. These errors are in principle due to the inaccuracies of the components of each data item and to the limitations of the equations used to calculate the values of each RUSLE factor. As the RUSLE model applications are based on bibliographic data to obtain the values of each factor, the estimation of erosion by this method is still limited.

ACKNOWLEDGMENTS

The author would like to thank Pr. Saidati Bouhlassa for his contribution in the analysis of soils samples in the laboratory of Radiochemistry and Nuclear Chemistry of Faculty of science Rabat, and for his participation in the elaboration of the methodology and the manuscript.

REFERENCES

ArcMap. 2015. ArcGIS Desktop Release 10.3. Environmental Systems Research Institute.

Ayoubi, S., Ahmadi, M., Abdi, M.R., Afshar, F.A., 2012. Relationships of ^{137}Cs inventory with magnetic measures of calcareous soils of hilly region in Iran. *J. Environ. Radioactiv.* 112, 45–51. <https://doi.org/10.1016/j.jenvrad.2012.03.012>.

Bartington Instruments. 2001. Bartington instruments: Magnetic susceptibility system [online]. Available at: <http://www.bartington.com/ms2.htm> [Accessed 28 August 2002].

Bouhlassa, S., Bouhsane, N., 2019. Assessment of areal water and tillage erosion using magnetic susceptibility: the approach and its application in Moroccan watershed. *Environ Sci Pollut Res* 26, 25452–25466. <https://doi.org/10.1007/s11356-019-05510-6>.

Clark ML., 2015. Using GIS and the RUSLE Model to Create an Index of Potential Soil Erosion at the Large Basin Scale and Discussing the Implications for Water Planning and Land Management in Morocco. Master report in Global Policy Studies, University of Texas at Austin.

Dearing, J., 1994. Environmental magnetic susceptibility. Using the Bartington MS2 system. Kenilworth, Chi Publ.

Hassouni, K., Bouhlassa, S., 2006. Estimate of soil erosion on cultivated soils using ^{137}Cs measurements and calibration models: A case study from Nakhla watershed, Morocco. *Canadian Journal of Soil Science*, 86(1), 77–87. [doi:10.4141/s04-052](https://doi.org/10.4141/s04-052).

Jordanova, D., Jordanova, N., Atanasova, A., Ts, Tsacheva, Petrov, P., 2011. Soil tillage erosion estimated by using magnetism of soils – a case study from Bulgaria. *Environmental Monitoring and Assessment* 183, 381–394.

Jordanova, D., Jordanova, N., Petrov P., 2014. Pattern of cumulative soil erosion and redistribution pinpointed through magnetic signature of Chernozem soils. *Catena* 120: 46–56.

Landgraf, C., Royall, D., 2006. Spatial Patterns of Surface Soil Magnetism and Soil Redistribution Across a Fallow Field, Northern Alabama. *Southeastern Geographer*, 46(1), 1-22.

Renard, KG., Foster, GR., Weesies, GA., McCool, DK., Yoder, DC., 1997. Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). *Agriculture Handbook No. 703, USDA-ARS*.

The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Volume XLIII-B3-2020, 2020
XXIV ISPRS Congress (2020 edition)

Royall, D., 2001. Use of mineral magnetic measurements to investigate soil erosion and sediment delivery in a small agricultural catchment in limestone terrain. *Catena* 46, 15–34.

Royall, D., 2004. Particle-size and analytical considerations in the mineral-magnetic interpretation of soil loss from cultivated landscapes. *Catena* 57, 189–207.

Royall, D., 2007. A comparison of mineral-magnetic and distributed RUSLE modelling in the assessment of soil loss on a southeastern U.S. cropland. *Catena* 69, 170–180.

Sadiki, A., Faleh, A., Navas, A., Bouhlassa, S., 2009. Using magnetic susceptibility to assess soil degradation in the Eastern Rif, Morocco. *Earth Surface Processes Landforms* 34: 2057-2069.

Sadiki, A., Bouhlassa, S., Auajjar, J., Faleh, A., Macaire, J.J., 2004. Utilisation d'un SIG pour l'évaluation et la cartographie des risques d'érosion par l'Equation universelle des pertes en sol dans le Rif oriental (Maroc): cas du bassin versant de l'oued Boussouab. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre*, n°26, 69-79.

United States Geological Survey's Earth Explorer (USGS) accessed in December 2019 via <https://earthexplorer.usgs.gov/> Vegetation in Bouregreg River Basin. 2013. SIGMED. Accessed November 30, 2015.

Wijesundara, N. C., Abeysingha, N. S., Dissanayake, D. M. S. L. B., 2018. GIS-based soil loss estimation using RUSLE model: a case of Kirindi Oya river basin, Sri Lanka. – *Modeling Earth Systems and Environment* 4(1): 251-262.

Wischmeier, W.H., Smith, D., 1978. Predicting rainfall erosion losses- a guide to conservation planning. U.S. Dept. of Agriculture.

Yu, Y., Zhang, K., Liu, L., 2017. Evaluation of the influence of cultivation period on soil redistribution in northeastern China using magnetic susceptibility. *Soil Till. Res.* 174, 14–23.

Yu, Y., Zhang, K., Liu, L., Ma, Q., Luo, J., 2019. Estimating long-term erosion and sedimentation rate on farmland using magnetic susceptibility in northeast China. *Soil Tillage Research* 187:41-49

Zhang, X.C.J., Zhang, G.H., Wei, X., 2015. How to make ¹³⁷Cs erosion estimation more useful: An uncertainty perspective. *Geoderma* 186–194 239-240.

Résumé

Le principal et premier objectif de ce travail consistait à développer de nouveaux modèles d'estimation de l'érosion et dépôt de sols dans un bassin versant, en quantifiant la redistribution des traceurs magnétiques de ces sols dans le bassin, grâce à leurs réponses magnétiques dont notamment la susceptibilité magnétique (χ_{lf}). Le second objectif est la comparaison de la méthode magnétique au modèle RUSLE dans l'estimation des pertes en sol. Trois modèles d'érosion basés sur χ_{lf} du sol ont été développés et utilisés pour évaluer l'érosion des sols dans deux sous bassins du Bouregreg (Maroc). Il s'agit du modèle d'homogénéisation du sol par le labour (T-H), du modèle de corrélation simple (SCM) et du modèle proportionnel simple (SPM). Les résultats obtenus dans les cas d'échantillonnages par unités homogènes (UH) et par transects montrent que les trois modèles sous-tendent la même constatation : χ_{lf} diminue tandis que l'érosion augmente. Ils montrent également que le modèle T-H tel que amélioré dans ce travail, et le modèle SCM proposé aboutissent à des estimations d'érosion similaires, tandis que le modèle SPM sous-estime légèrement l'amplitude du phénomène car ce modèle compare des carottes non calées sur la même origine dans le substrat. La méthode que nous proposons surmonte cet écueil, mais nécessite comme le modèle T-H, un profil pédogénétique stable sur plus de 20 cm de profondeur atteignant le substrat géologique. L'érosion (ou le dépôt) sur le long terme obtenu dans les UH permet d'établir une carte de redistribution du sol dans le bassin. La méthode des transects conduit à la carte de redistribution aux différentes positions de pente. Cette étude a démontré que les modèles magnétiques permettent d'estimer l'érosion et/ou le dépôt de sol cumulé, depuis l'exploitation du terrain, tandis que RUSLE est conçu pour prédire uniquement la perte annuelle en sol par l'érosion en nappe.

Mots clés : Susceptibilité magnétique, Érosion, Redistribution du sol, Unité homogène, Transect, Modèle d'homogénéisation par labour (T-H), Modèle de corrélation simple (SCM), Modèle proportionnel simple (SPM), RUSLE.

Abstract

The first and main objective of this thesis was to develop methods of estimation of soil erosion, based on the distribution in a subcatchment of soil magnetic tracers, easily and cheaply monitored by magnetic susceptibility measurements. The second one was to compare magnetic method and RUSLE model estimations of soil losses. Three erosion models based on the χ_{lf} were developed and used in assessing soil erosion in two subcatchments of Bouregreg (Morocco): tillage homogenization model (T-H), new proposed simple correlation model (SCM) and the simple proportional model (SPM). The results obtained in both studies of the homogeneous units (HU) and transects showed that the three models lead to the same erosion variation patterns: (χ_{lf}) decreases while erosion increases. It showed also that the T-H model as improved in this study and the new proposed model (SCM) results in similar estimates of erosion, while the SPM model underestimates slightly erosion process due to comparisons of profiles of different depths. Although, the method we propose overcomes this fact it requires as T-H model a stable pedogenetic profile on more than 20 cm depth reaching the parent material. The erosion (or deposition) on a long term obtained in the HU allows drawing up the soil distribution map in the watershed, while transect sampling leads to soil redistribution along the slope positions. This study confirmed that the magnetic models proposed in this study allow us to estimate the total cumulative soil erosion, and to determine the sites of depositions during the past. RUSLE, however is designed for only predicting annual soil loss resulting from sheet erosion.

Keywords: Magnetic susceptibility, Erosion, Soil redistribution, Homogeneous unit, Transect, Tillage homogenization (T-H), Simple correlation model (SCM), Simple proportional model (SPM), RUSLE.