



Université Constantine 3 –Salah BOUBNIDER-
Institut de Gestion des Techniques Urbaines
Département Techniques Urbaines et Environnement.

**VULNÉRABILITE ET PERSPECTIVES POUR UNE
MEILLEURE RÉSILIENCE DE RÉDUCTION DES RISQUES
SISMIQUES DANS LA RÉGION DE CONSTANTINE**

THÈSE

Présentée pour l'obtention du diplôme de Doctorat L.M.D

Spécialité « Gestion des risques naturels en milieu urbain »

Filière Gestion des Techniques Urbaines

Par

Imane SOUICI

Année Universitaire

2024-2025



Université Constantine 3 –Salah BOUBNIDER-
Institut de Gestion des Techniques Urbaines
Département Techniques Urbaines et Environnement.

N° de Série :

N° d'Ordre :

**VULNÉRABILITE ET PERSPECTIVES POUR UNE
MEILLEURE RÉSILIENCE DE REDUCTION DES RISQUES
SISMIQUES DANS LA RÉGION DE CONSTANTINE**

THÈSE

Présentée pour l'obtention du diplôme de Doctorat L.M.D
Spécialité « Gestion des risques naturels en milieu urbain »
Filière Gestion des Techniques Urbaines

Par

Imane SOUICI

Devant le Jury Composé de :

Pr AMIRECHE Hamza	Président de jury	Professeur	Université de Constantine 3
Pr BENABBAS Chaouki	Directeur de thèse	Professeur	Université de Constantine 3
Pr KHIARI Abdelkader	Examineur	Professeur	Université d'Oum El Bouaghi
Dr BOUGASSA Abdelhafid	Examineur	MCA	Université de Constantine 3
Dr MOSTEPHAOUI Tewfik	Examineur	MCA	CRAT
Dr BITAT Belkacem	Examineur	MCA	Université de Constantine 1

Année Universitaire

2024-2025

REMERCIEMENT

Je rends avant tout grâce à Dieu, le Tout-Puissant, pour m'avoir guidée, soutenue et accordé la force nécessaire à l'achèvement de cette thèse. Sa miséricorde et sa sagesse m'ont accompagnée tout au long de ce parcours, me permettant de franchir les obstacles et de parvenir à cet accomplissement précieux dans ma vie académique.

Je tiens à exprimer ma plus profonde gratitude à mon directeur de thèse, le Professeur BENABBAS Chaouki, pour avoir accepté de superviser cette recherche et pour l'accompagnement exceptionnel qu'il m'a offert tout au long de ce travail. Sa rigueur scientifique, sa grande disponibilité et la clarté de ses orientations ont constitué un socle solide sur lequel s'est appuyée l'élaboration de cette thèse. Grâce à son exigence méthodologique et à sa vision académique, il a su m'encadrer avec bienveillance mais aussi avec fermeté, me poussant à donner le meilleur de moi-même. Ses remarques toujours pertinentes, son souci du détail et son sens de la pédagogie ont grandement contribué à l'approfondissement de ma réflexion et à la qualité scientifique de ce travail. Son engagement constant à mes côtés a été, sans nul doute, l'un des piliers essentiels de cette réussite. Je lui témoigne ici toute ma reconnaissance et mon profond respect.

Je souhaite adresser une mention toute particulière au Dr Zakaria Zouak, dont l'accompagnement a été d'une valeur inestimable tout au long de cette thèse. Son expertise, sa rigueur intellectuelle et sa bienveillance ont profondément marqué mon parcours de recherche. Toujours disponible, attentif et généreux dans le partage de ses connaissances, il a su m'apporter un regard éclairé et des conseils judicieux aux moments les plus décisifs de ce travail. Je lui adresse ici ma reconnaissance la plus sincère et mes plus vifs remerciements.

À vous deux, je témoigne ma reconnaissance pour votre écoute, votre collaboration bienveillante et votre encadrement exigeant. Votre confiance et vos conseils avisés ont été essentiels dans la réussite de ce travail.

J'exprime également ma sincère gratitude au Dr LALMI Abdallah, dont le soutien, la disponibilité et les conseils éclairés ont grandement enrichi ma réflexion tout au long de cette recherche. Son sens de l'écoute, sa rigueur scientifique et sa capacité à poser un regard critique et constructif sur mon travail ont été d'une aide précieuse, notamment dans les moments de doute ou de remise en question. Son engagement, sa générosité intellectuelle et ses encouragements constants ont contribué à nourrir ma motivation et à affiner mes analyses. Je

le remercie chaleureusement pour sa présence bienveillante et son implication sincère dans l'aboutissement de cette thèse.

Je remercie très chaleureusement l'ensemble des membres du jury pour l'honneur qu'ils me font en acceptant d'évaluer cette thèse. Leur engagement, leur disponibilité et l'attention portée à mon travail témoignent d'une grande générosité intellectuelle. Leurs remarques critiques, leurs observations constructives et leurs questionnements stimulants constituent pour moi une source précieuse d'enrichissement, tant sur le plan scientifique que personnel. Je leur suis profondément reconnaissante pour le temps et l'expertise qu'ils ont consacrés à l'examen de ce travail.

Je souhaite également exprimer ma profonde reconnaissance aux responsables et aux personnels des différents établissements que j'ai eu l'opportunité de visiter dans le cadre de mes recherches. Leur accueil chaleureux, leur disponibilité, ainsi que leur précieuse collaboration ont grandement facilité l'obtention des données nécessaires à la conduite de mes analyses. Leur implication, leur professionnalisme et leur ouverture ont contribué de manière significative à la qualité et à la fluidité de mon travail de terrain. Grâce à leur appui, de nombreuses étapes de cette recherche ont pu être menées dans des conditions optimales. À toutes ces personnes, je tiens à adresser mes remerciements les plus sincères.

Je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à mes parents, pour leur soutien indéfectible et leur présence constante à mes côtés. Grâce à votre amour inconditionnel, vos sacrifices silencieux et votre patience infinie, j'ai pu avancer sereinement et avec confiance vers l'accomplissement de ce projet. Vous avez toujours veillé à ce que rien ne me manque, m'offrant les conditions nécessaires pour me consacrer pleinement à mes études. Vous avez été ma boussole, ma force tranquille, et ma plus grande source d'inspiration. Ce travail vous est dédié, en témoignage de ma gratitude profonde et éternelle.

À mes frères et sœurs, je souhaite exprimer toute ma gratitude. Merci pour votre présence réconfortante, votre bienveillance et votre soutien constant, en particulier dans les moments les plus exigeants de ce parcours. Votre écoute, vos encouragements et votre solidarité ont été d'un grand réconfort et m'ont portée dans les phases les plus intenses de ce travail.

Je tiens également à remercier chaleureusement mes collègues, mes amis, ainsi que toutes celles et ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à cette belle aventure humaine et scientifique. Vos paroles encourageantes, vos gestes de soutien, vos partages d'expériences et votre bienveillance ont ponctué ce parcours avec humanité et inspiration. À chacun et chacune d'entre vous, je dis simplement, mais sincèrement : merci.

DEDICACES

Je dédie ce mémoire, avec tout mon amour et une immense reconnaissance, à mes très chers parents : Affables, honorables, aimables...Vous incarnez pour moi le symbole même de la bonté, la source inépuisable de tendresse et l'exemple absolu de dévouement. Depuis toujours, vous avez été à mes côtés, me soutenant sans relâche, priant pour moi, sacrifiant tant pour mon éducation et ma formation. Aucune parole ne saurait traduire l'étendue de ma gratitude. Que Dieu, dans Sa grande miséricorde, vous accorde une longue vie, la santé et le bonheur. Ce doctorat est, avant tout, le fruit de vos sacrifices.

À mes chères sœurs : Amina, Sara et Rahil, À mes chers frères : Mounir, Mohammed et Hamza, À mes belles-sœurs, À mes beaux-frères, Merci pour votre présence, vos encouragements et votre soutien moral inestimable. Aucune dédicace ne saurait exprimer pleinement l'amour, l'estime et le respect que je vous porte. Que Dieu vous garde précieusement.

À mes neveux et nièces : Kinda, Dania, Illine, Mayassa-Nourelhouda, Louai, Rym, Acil, Nourhane, Anes, Darine, Mirale, Ahmed-Ouais, Dalia, Votre affection, votre spontanéité et votre joie de vivre m'ont toujours apporté lumière et motivation. Ce travail vous est aussi dédié.

À ma chère Rania, À toi, ma confidente, mon soutien discret et constant...Merci pour ta présence lumineuse, ta patience, ton écoute et tes encouragements silencieux mais puissants. Ta bienveillance et ton amitié précieuse ont été pour moi une véritable source de réconfort dans les moments de doute et de fatigue. Je te dédie une part de ce travail, en témoignage de l'estime et de la gratitude que je te porte.

À tous mes amis et collègues de la formation doctorale, Merci pour votre amitié, vos échanges stimulants, votre présence au quotidien et les souvenirs inoubliables que nous avons partagés. Je vous dédie ce travail en hommage à cette belle aventure humaine que nous avons vécue ensemble.

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENT	v
DEDICACES	vii
RESUME.....	xxii
ABSTRACT.....	xxiii
ملخص.....	xxiv
INTRODUCTION GENERALE.....	1
PROBLEMATIQUE.....	4
CHOIX DU SITE.....	5
OBJECTIFS	6
METHODOLOGIE DE RECHERCHE.....	7
ORGANISATION DE LA THESE	8
1. CHAPITRE I : ÉTAT DE L'ART ET ANALYSE BIBLIOMETRIQUE SUR LES RISQUES SISMIQUES : AVANCEES, ENJEUX ET PERSPECTIVES.....	10
1.1 INTRODUCTION.....	10
1.2 DEFINITION DES CONCEPTS LIES AU RISQUE SISMIQUE	11
1.2.1 Aléa	11
1.2.2 Enjeux.....	12
1.2.3 Vulnérabilité	12
1.2.4 Résilience	13
1.2.5 Risque.....	14
1.2.6 Séismes et tremblements de terre	15
1.2.7 Prévention.....	16
1.2.8 Adaptation	17
1.2.9 Atténuation	17
1.3 Cadre théorique de l'analyse bibliométrique	17
1.3.1 Définitions, Fondements et applications de la bibliométrie	17
1.3.2 Analyse bibliométrique appliqué à l'évaluation des risques sismiques	18
1.3.2.1 Approche méthodologique de l'analyse bibliométrique	20
1.3.2.1.1 Sources et collecte des données.....	20
1.3.2.1.2 Application de l'analyse bibliométrique	21
1.3.2.1.3 Publications annuelles et intérêt croissant.....	22
1.3.2.1.4 Pays leaders dans les publications sur les risques sismiques	25
1.3.2.1.5 Revues les plus performantes	29
1.3.2.1.6 Principaux auteurs (Auteurs de référence)	32
1.3.2.1.7 Analyse des mots-clés	33

1.3.2.1.8	Analyse chronologique des mots-clés (2000-2023)	35
1.3.2.2	Résultats de l'analyse bibliométrique	38
1.4	CONCLUSIONS.....	39
2.	CHAPITRE II : CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET GRANDS TRAITS PHYSIQUES ..	41
2.1	INTRODUCTION.....	41
2.2	SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL.....	42
2.3	GÉOLOGIE LOCALE.....	42
2.3.1	Historique des travaux.....	42
2.3.2	La région d'El Aria.....	44
2.3.2.1	Grands traits physiques de l'aire d'étude	44
2.3.2.2	Aperçu géographique	45
2.3.2.3	Aperçu socioéconomique	45
2.3.2.4	Litho-stratigraphie	45
2.3.2.4.1	Le Trias.....	45
2.3.2.4.2	L'unité néritique Constantinoise	46
2.3.2.4.3	L'unité tellienne.....	47
2.3.2.4.3.1	L'ensemble écaillé ultra-tellien	47
2.3.2.4.3.2	La série tellienne S.S.	48
2.3.2.4.4	Le flysch Massylien.....	49
2.3.2.4.5	Le flysch Numidien	49
2.3.2.4.6	Les formations post-nappes	52
2.3.2.4.6.1	Le Mio-Pliocène continental	52
2.3.2.4.6.2	Le Quaternaire	53
2.3.3	La région de Mila	55
2.3.3.1	Grands traits physiques de l'aire d'étude	55
2.3.3.1.1	Aperçu géographique.....	55
2.3.3.1.2	Aperçu socioéconomique	56
2.3.3.2	Litho-stratigraphie	57
2.3.3.2.1	Le Trias.....	58
2.3.3.2.2	Le Jurassique	58
2.3.3.2.3	Le Crétacé inférieur.....	58
2.3.3.2.4	Les formations du Paléogène.....	59
2.3.3.2.5	Les séries post-nappes	60
2.3.4	Styles tectoniques des unités	62
2.4	CONCLUSION.....	62
3.	CHAPITRE III : ANALYSE MORPHOSTRUCTURALE	63
3.1	INTRODUCTION.....	63

3.2	ANALYSE MORPHOGÉOLOGIQUE	63
3.2.1	Le modèle numérique du terrain	64
3.2.2	L'hypsométrie.....	67
3.2.3	La pente	71
3.2.4	Les replats	74
3.2.5	L'exposition des versants	76
3.3	DEMEMBRMENT VERTICAL DU RELIEF.....	79
3.3.1	Les principaux éléments du relief structural	81
3.3.1.1	Principaux éléments du relief structural de la région de Constantine	81
3.3.1.2	Principaux éléments du relief structural de la région de Mila.....	86
3.4	Linéaments morphogéologiques	90
3.5	CONCLUSION.....	101
4.	CHAPITRE IV : ANALYSE HYDROGRAPHIQUE ET MORPHOMÉTRIQUE.....	102
4.1	INTRODUCTION.....	102
4.2	Caractérisation des réseaux hydrographiques	104
4.2.1	La morphologie du réseau hydrographique.....	105
4.2.1.1	Les grands systèmes fluviaux	106
4.2.1.1.1	Chenal unique	106
4.2.1.1.2	Les chenaux tressés	107
4.2.1.1.3	Les chenaux méandriformes	107
4.2.1.1.4	Les chenaux anastomosés	107
4.2.1.2	Typologie génétique des réseaux fluviaux	107
4.2.1.3	Typologie descriptive des réseaux hydrographiques.....	108
4.2.1.4	Classification des anomalies de drainage	114
4.3	Analyse morphométrique	120
4.3.1	Hiéarchisation du réseau hydrographique.....	121
4.3.2	Les directions d'écoulement.....	124
4.3.3	Définition des unités hydrographiques.....	127
4.3.4	Les indices calculés	131
4.3.4.1	Les indices du réseau de drainage	131
4.3.4.1.1	La densité du drainage (D)	132
4.3.4.1.2	La texture du drainage (Td).....	132
4.3.4.1.3	La fréquence de drainage (F).....	132
4.3.4.1.4	La fréquence de cours d'eau d'ordre 1 (F1)	132
4.3.4.1.5	Le Rapport de bifurcation (Rb)	133
4.3.4.1.6	Le Rapport du flux (RL).....	133
4.3.4.2	Les indices de topographie	142

4.3.4.2.1	L'indice de pente globale (Ig)	142
4.3.4.2.2	L'intégral hypsométrique (Ih)	142
4.3.4.2.3	Le relief local (Rl)	143
4.3.4.2.4	Le nombre de rugosité (Nr) :	144
4.3.4.3	Les indices de forme planaire des bassins	151
4.3.4.3.1	Le facteur de dissymétrie (Af).....	152
4.3.4.3.2	Le rapport de forme (Rf)	152
4.3.4.3.3	Le facteur de symétrie topographique transverse (TT)	152
4.3.4.4	Les indices de Profils des rivières	158
4.3.4.4.1	L'indice de concavité (IC).....	158
4.3.4.4.2	L'indice de gradient de cours d'eau (SL).....	158
4.4	CONCLUSION	162
5.	CHAPITRES V. SISMICITÉ ET TÉLÉDÉTECTION	164
5.1	INTRODUCTION.....	164
5.2	LA SISMICITÉ	165
5.2.1	Sismicité historique de l'Algérie du Nord.....	165
5.2.2	Sismicité instrumentale de l'Algérie du Nord.....	169
5.3	SISMICITÉ DE LA RÉGION DE CONSTANTINE-MILA.....	173
5.3.1	Sismicité historique	174
5.3.1.1	Sismicité historique de la région de Constantine	174
5.3.1.2	Sismicité historique de région de Mila.....	176
5.3.2	Sismicité instrumentale	177
5.3.2.1	Sismicité instrumentale de la région de Constantine	177
5.3.2.2	Sismicité instrumentale de la région de Mila	178
5.3.3	Micro sismicité (2004–2020) dans la région Constantine-Mila.....	179
5.3.4	Les séismes étudiés	183
5.3.4.1	Séisme du 27 Octobre 1985 (Constantine).....	185
5.3.4.2	Séisme du 7 août 2020 (Mila)	195
5.3.4.3	Glissement d'El Kherba déclenché par le séisme du 7 août 2020	198
5.4	LA TÉLÉDÉTECTION.....	201
5.4.1	Apport de l'imagerie optique	201
5.4.1.1	La classification d'image satellitaire	201
5.4.1.2	La cartographie des linéaments	203
5.4.1.2.1	La cartographie automatique	204
5.4.1.2.2	La cartographie manuelle	205
5.4.2	La corrélation des images optiques	206
5.4.2.1	Méthodes	208

5.4.2.2	Calcul des déplacements horizontales	211
5.4.2.3	Déformations horizontales du séisme de 07/08/2020 (Séisme de Mila)	213
5.4.3	Apport de L'interférométrie radar (l'imagerie radar)	217
5.4.3.1	Cadre théorique de l'interférométrie radar	219
5.4.3.1.1	Définition de l'image Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO).....	219
5.4.3.1.2	Acquisition et géométrie d'une image RSO	219
5.4.3.1.3	Interférométrie radar InSAR et mesure des déplacements	224
5.4.3.1.4	Phase interférométrique	224
5.4.3.1.5	Interférométrie radar différentielle DInSAR et mesure de déplacement 232	
5.4.3.1.5.1	Correction des Contributions Orbitale et Topographique	232
5.4.3.1.5.2	Structure Résiduelle de la Phase Interférométrique	232
5.4.3.1.5.3	Gestion des Résidus	233
5.4.3.2	Application et Resultat InSAR : calcul des déplacements co-sismiques ...	235
5.4.3.2.1	Traitement Interférométrique	237
5.4.3.2.2	Discussion sur la Cohérence.....	237
5.4.3.2.3	Déroulage de la Phase	238
5.4.3.2.4	Déformations verticales du séisme de 07/08/2020	238
5.5	CONCLUSION.....	243
6.	CHAPITRES VI. VULNERABILITE SISMIQUE DANS LA REGION DE CONSTANTINE ET EXPANSION URBAINE	246
6.1	INTRODUCTION.....	246
6.2	ANALYSE DE LA VULNERABILITE URBAINE.....	247
6.2.1	Contexte géographique et analyse urbaine	247
6.2.1.1	Limites administratives de la commune de Mila	247
6.2.1.2	Èvolution urbaine de la commune de Mila	249
6.2.1.2.1	Période précoloniale et coloniale (Avant 1962)	249
6.2.1.2.2	Période coloniale française (1837 – 1962)	250
6.2.1.2.3	Période post-indépendance (1962-1990).....	250
6.2.1.2.4	Période contemporaine (1990 à aujourd'hui)	250
6.2.1.2.5	Perspectives d'évolution urbaine à l'horizon 2030	252
6.2.1.3	Croissance Démographique de la Commune de Mila	253
6.2.1.3.1	Evolution du parc de logement de la commune de Mila	256
6.2.1.3.2	Analyse de l'infrastructure routière de la commune de Mila	257
6.2.2	Occupation et couverture du sol de la commune de Mila (1994-2024).....	258
6.2.2.1.1	Évolution des types d'occupation et couverture du sol.....	261
6.2.2.1.2	Analyse directionnelle d'évolution des Types d'occupation du sol..	264

6.2.2.1.2.1	Évolution des zones urbaines	264
6.2.2.1.2.2	Évolution des Terrain agricoles	265
6.2.2.1.2.3	Évolution des Terrain nus	266
6.2.2.1.2.4	Évolution des plans d'eaux	267
6.3	Modélsation de la vulnérabilité spatiale aux aléas sismiques (Analyse Hiérarchique Multicritère-AHP).....	268
6.3.1	Méthodologie et Application	270
6.3.2	Discussion des résultats.....	274
6.3.3	Synthèse et Réflexion	289
6.4	CONCLUSION.....	290
	CONCLUSION GENERALE.....	291
	DISCUSSION DES RESULTATS	296
	RECOMMANDATIONS	298
	BIBLIOGRAPHIE	300
	ANNEXE A.....	316

Liste Des Figures

Figure.0.1 Organigramme de la méthodologie de recherche.	8
Figure.1.1 Étapes clés (Workflow) de la méthodologie d'analyse bibliométrique	19
Figure.1.2 Cadre méthodologique et applications de l'analyse bibliométrique du risque sismique. (Source : Auteure).....	21
Figure.1.3 Pourcentage et répartition des types de documents dans l'évaluation des risques sismiques.	22
Figure 1.4 Nombre de citations et citations normalisées par article dans la recherche sur liée aux risques sismiques (2000-2023).	23
Figure.1.5 Pourcentage annuel et cumulatif des publications sur les risques sismiques.	23
Figure.1.6 La carte de visualisation de la densité des Co-Auteurs des Pays leaders dans la recherche sur les risques sismiques de 2000 à 2023.	25
Figure.1.7 Visualisation en superposition des Pays leaders dans la recherche sur les risques sismiques de 2000 à 2023.	26
Figure.1.8 Visualisation en réseau de la carte bibliométrique basée sur l'analyse de co-authorship entre pays.	27
Figure.1.9 Visualisation en réseau de la carte bibliométrique des collaborations entre nations liés aux risques sismiques de 2000 à 2023.	28
Figure.1.10 Visualisation en superposition des co-occurrence par revues de 2000 à 2023.	32
Figure.1.11 Visualisation en réseau de la carte bibliométrique des Principaux auteurs dans la recherche sur les risques sismiques (2000-2023).	32
Figure.1.12 Carte de visualisation de densité des mots-clés (co-occurrence) liés aux aléas et risques sismiques de 2000 à 2023.	35
Figure.1.13 Visualisation superposée des termes de co-occurrence basée sur les publications de 2000 à 2023.	36
Figure.2.1 Carte géologique de l'Algérie Nord orientale.	41
Figure.2.2 Grands ensembles géologique de l'Algérie du Nord.	42
Figure.2.3 Carte d'affleurements du Trias et de l'unité néritique Constantinoise.	46
Figure.2.4 Colonne litho-stratigraphique de la région El Khroub El Aria	47
Figure.2.5 Carte d'affleurements des Unités Telliennes.	48
Figure.2.6 Log synthétique du flysch Numidien.....	50
Figure.2.7 Carte d'affleurements des Flyschs.	52
Figure.2.8 Carte d'affleurements des formations post-nappes.	53
Figure.2.9 Carte lithologique feuille d'El Aria.	55
Figure.2.10 Répartition des différentes unités géologiques dans la région de Mila	57
Figure.2.11 Colonne litho-stratigraphique des dépôts néogènes du bassin de Mila	60
Figure.2.12 Coupe géologique passant par la ville de Mila	61

Figure.3.1 Modèles Numériques De Terrain (MNT) de la feuille d'El Aria.	65
Figure.3.2 Modèles Numériques De Terrain (MNT) de la région de Mila.	66
Figure.3.3 Carte hypsométrique de la feuille d'El Aria.	68
Figure.3.4 Carte hypsométrique de la région de Mila.	69
Figure.3.5 Courbe hypsométrique de la feuille d'El Aria.	70
Figure.3.6 Courbe hypsométrique de la région de Mila.	71
Figure.3.7 Carte des pentes de la feuille d'El Aria.	72
Figure.3.8 Histogramme des pentes de la feuille d'El Aria.	72
Figure.3.9 Carte des pentes de la région de Mila.	73
Figure.3.10 Histogramme des pentes de la région de Mila.	74
Figure.3.11 Carte des replats de la feuille d'El Aria.	75
Figure.3.12 Carte des replats de la région de Mila.	75
Figure.3.13 Carte d'exposition de versants de la feuille d'El Aria.	76
Figure.3.14 Histogramme d'exposition de versants de la feuille d'El Aria.	77
Figure.3.15 Carte d'exposition de versants de la région de Mila.	78
Figure.3.16 Histogramme d'exposition de versants de la région de Mila.	78
Figure.3.17 Swath profil Est-ouest de la feuille d'El Aria.	80
Figure.3.18 Swath profil Nord-sud de la feuille d'El Aria.	80
Figure.3.19 Vue panoramique du Djebel Mcid Aicha.	88
Figure 3.20 Carte des principaux éléments du relief structural relief de la région de Mila.	90
Figure.3.21 Rosace de fréquence et de longueur des linéaments orographiques de la feuille d'El Aria.	93
Figure.3.22 Histogramme de fréquence et de longueur des linéaments orographiques de la feuille d'El Aria.	94
Figure.3.23 Linéaments orographique de la feuille d'El Aria.	96
Figure.3.24 Rosace de fréquence et de longueur des linéaments orographiques de la région de Mila.	99
Figure.3.25 Linéaments orographique de la région de Mila.	101
Figure.4.1 Les grands systèmes fluviaux (Le Pape 1998)	106
Figure.4.2 La classification génétique, (Davis et Powell in Le Pape 1998).	108
Figure.4.3 Classification descriptive du réseau hydrographique – types de base	109
Figure.4.4 Classification descriptive du réseau hydrographique – types modifiés	113
Figure.4.5 Classification des anomalies de drainage (Deffontaines., 1990)	114
Figure.4.6 les méandres resserrés (Le Pape S., 1998)	115
Figure.4.7 L'évasement irrégulier des vallées (Le Pape S., 1998)	115
Figure.4.8 Les courbes irrégulières des cours d'eau (Le Pape S., 1998)	116

Figure.4.9 Les anomalies de drainage ; A. Divergence des cours d'eaux ; B. Asymétrie des confluent (Le Pape S., 1998)	116
Figure 4.10 Les anomalies hydrographiques d'après Rasskatove	117
Figure.4.11 Analyse linéaire du réseau hydrographique de la feuille d'El-Aria.....	118
Figure.4.12 Rosace de fréquence et de longueur des linéaments hydrographiques.	120
Figure.4.13 Systèmes hiérarchiques (Principaux types d'hiérarchisation)	121
Figure.4.14 Hiérarchisation de Strahler du Réseau hydrographique de la feuille d'El Aria 1/50000.....	124
Figure.4.15 Directions moyennes d'écoulement des cours d'eau de la feuille d'El Aria 1/50000.	125
Figure.4.16 Histogramme nombre des cours d'eau en fonction de leurs directions.	126
Figure.4.17 Histogramme longueur des cours d'eau en fonction de leurs directions.	127
Figure.4.18 Les bassins versants d'ordre 3 de la feuille d'El Aria.	128
Figure.4.19 Les bassins versants d'ordre 4 de la feuille d'El Aria.	129
Figure.4.20 Les bassins versants d'ordre 5 de la feuille d'El Aria.	129
Figure.4.21 La densité de drainage des bassins versants d'ordre 3.....	138
Figure.4.22 La Texture de drainage des bassins versants d'ordre 3.	139
Figure.4.23 Ration de nombre.....	140
Figure.4.24 Ration de longueur.....	141
Figure.4.25 Longueur des drains en fonction de surfaces des bassins versants.	141
Figure.4.26 Les intégrales hypsométriques des bassins versants d'ordre 3.	148
Figure.4.27 Le taux de relief des bassins versants d'ordre 3.	150
Figure.4.28 Le nombre de rugosité des bassins versants d'ordre 3.....	151
Figure.4.29 Les profils de symétrie topographique transverse des bassins versants d'ordre 5.	153
Figure.4.30 Le facteur de dissymétrie (Af) des bassins versants d'ordre 3.	154
Figure.4.31 Le rapport de forme des bassins versants d'ordre 3	155
Figure.4.32 Le facteur de symétrie topographique transverse (TT) des bassins versants d'ordre 3.....	156
Figure 4.33 profils longitudinaux comparés H/Ho (ratio des altitudes) -L/Lo (ratio des longueurs) des cours d'eau d'ordre 3, L < 5 Km.	160
Figure.4.34 profils longitudinaux comparés H/Ho (ratio des altitudes) -L/Lo (ratio des longueurs) des cours d'eau d'ordre 4 et 5, 5 Km < L < 10 Km.	160
Figure 4.35 Graphique DS (Distance-Pente) - Ruptures de pente d'origine tectonique des bassins versants d'ordre 4 et 5	Erreur ! Signet non défini.
Figure.5.1 Carte de sismicité historique du nord Algérien entre 1365 et 1910.....	168
Figure.5.2 Carte d'intensité maximale observée au nord de l'Algérie.	169

Figure.5.3 Sismicité du nord Algérien avec des magnitudes pour la période 1850-2022.....	170
Figure.5.4 Les importants séismes historiques et instrumentales qui ont touché le nord Algérien.	171
Figure.5.5 Sismicité du nord Est Algérien pour la période 1850-2020.....	172
Figure.5.6 Sismicité instrumentale de la région d'EL Aria.....	178
Figure.5.7 Sismicité instrumentale de la région de Mila.....	179
Figure.5.8 Répartition spatio-temporelle de la micro sismicité Entre 2004 et 2020. (Constantine-Mila). (Source : Auteure)	183
Figure 5.9 Localisation géographique des événements sismiques étudiés. A. Localisation des événements sismiques étudiés en Algérie. B. Localisation des événements sismiques étudiés (séismes de Constantine et Mila)	183
Figure.5.10 Situation géographique et limites administratives de la zone d'étude.....	187
Figure.5.11 Carte des isoséistes du séisme de Constantine du 27/10/1985	189
Figure.5.12 Répartition spatiale des répliques du séisme de Constantine du 27/10/1985.	190
Figure.5.13 Photo détaillée et générale des fissures : a). Fissure de tension (N055°) à Koudiat Ben Ghorara, montrant un glissement sénestre de ~5 cm et une ouverture de ~2 cm, avec un vecteur de déplacement N12 ; b) Segment de fissures en échelon (800 m de long) à Kef Tassenga, direction NE.	193
Figure 5.14 Dégâts du séisme du 07/08/2020	196
Figure.5.16 Situation géographique et limites administratives de la zone d'étude.....	197
Figure.5.17 Vue panoramique du quartier EL Kherba (Mila).....	197
Figure.5.18 Impacts du glissement de terrain sur le bâti et les constructions (séisme du 7 août 2020).....	198
Figure.5.19 Glissement de terrain d'El Kherba causé par le séisme du 7 août 2020 (Mw 4.8) : A) Vue générale du glissement avec fissures et déplacements du sol ; B-C) Vues aériennes montrant la proximité des habitations et les défaillances des structures ; D-E) Fissures et escarpement de 2 mètres traversant la route, avec gros plan sur les dégâts routiers.	199
Figure.5.20 Localisation géographique du glissement de terrain d'El Kherba déclenché par le séisme du 7 août 2020.....	200
Figure.5.21 Image satellitaire Sentinel 2 multispectrale de la région étudiée.....	202
Figure.5.22 Linéaments cartographiés automatiquement de la feuille d'El Aria.	204
Figure.5.23 Linéaments cartographiés manuellement de la feuille d'El Aria.	205
Figure 5.24 Linéaments cartographiés manuellement de la région de Mila.	206
Figure 5.25 Déplacements Est-Ouest (Px1) entre le 02/08/2020 et 20/08/2020.	214
Figure.5.26 Déplacements Nord-sud (Px2) entre le 02/08/2020 et 20/08/2020.....	215
Figure.5.27 Déplacements horizontaux entre le 02/08/2020 et 20/08/2020.	216
Figure 5.28 Géométrie d'acquisition et paramètres d'une image RSO.....	221
Figure.5.29 Configuration géométrique d'un couple interférométrique	227
Figure.5.30 Processus de l'interférométrie radar indifférentielle (InSAR).....	231

Figure.5.31 Processus de l'interférométrie différentielle radar (DInSAR).....	233
Figure.5.32 Résultats InSAR exprimant la déformation du sol par des changements de couleur	234
Figure.5.33 Les différents modes d'acquisition de Sentinel	236
Figure.5.34 Corrélation croisée entre l'image maîtresse SAR et l'image esclave SAR	238
Figure.5.35 Phase du séisme du 07/08/2020.	239
Figure.5.36 Mouvements verticaux du séisme du 07/08/2020.....	240
Figure.5.37 Déformation du sol et principaux glissements de terrain induits par le séisme de Mila du 07 août 2020.	241
Figure.5.38 Vue d'ensemble et observations de terrain du glissement de terrain d'El Kherba (région de Mila) déclenché par le séisme de 2020, montrant la déformation du versant, des fissures au sol (décalage de 2,5 m) et des dommages structurels aux bâtiments.	242
Figure.6.1 Localisation de la commune de Mila	248
Figure 6.2 Coupe topographique de la ville de Mila.....	249
Figure.6.3 Expansion urbaine de Mila, sur différentes périodes.....	251
Figure.6.4 Aménagement urbain ACL. Mila	252
Figure.6.5 Croissance démographique du groupe intercommunal de Mila (1977–2013).....	253
Figure.6.6 Évolution de la densité de population (hab/km ²) de la wilaya de Mila	254
Figure.6.7 L'infrastructure routière de la commune de Mila	258
Figure.6.8 Résultats de la classification de l'occupation du sol dans la commune de Mila en 1994, 2010 et 2024.....	263
Figure.6.9 Évolutions temporelles des cinq types d'occupation du sol en proportion	264
Figure.6.10 Cartographie directionnelle de l'expansion urbaine à Mila en 1994, 2010 et 2024	Erreur ! Signet non défini.
Figure.6.11 Cartographie directionnelle de l'expansion des terrains agricoles à Mila en 1994, 2010 et 2024.....	265
Figure.6.12 Cartographie directionnelle (GD) de l'évolution des terrains nus dans la commune de Mila entre 1994, 2010 et 2024.....	266
Figure.6.13 Cartographie directionnelle (GD) de l'évolution des plans d'eau dans la commune de Mila entre 1994, 2010 et 2024.....	267
Figure.6.14 Organigramme de la méthodologie appliquée à l'évaluation de la susceptibilité aux glissements de terrain dans la commune de Mila.	271
Figure.6.15 Images <i>RapidEye</i> (5 m) de la commune de Mila (21/01/2024)	275
Figure.6.16 Carte des pentes de la commune de Mila	276
Figure.6.17 Carte d'altitudes de la commune de Mila	277
Figure.6.18 Carte d'exposition des versants de la commune de Mila.....	278
Figure.6.19 Carte géologique la commune de Mila	279
Figure 6.20 Carte de densité de linéaments la commune de Mila.....	280

Figure.6.21 Carte de densité de population la commune de Mila.....	281
Figure.6.22 Carte de l'occupation du sol de la commune de Mila.....	282
Figure.6.23 Carte distance par rapport à la rivière.....	283
Figure.6.24 Carte distance par rapport à la route.....	284
Figure.6.25 Carte finale de vulnérabilité au risque de glissements de terrain	288

Liste des tableaux

Tableau.1.1 Nombre Total des publications et des citations sur la vulnérabilité, aléa et risque sismique (Base de données Scopus).....	24
Tableau.1.2 Classement des pays les plus actifs en recherche sur les risques sismiques	26
Tableau.1.3 Critères utilisés pour générer la carte VOSviewer par pays.....	27
Tableau.1.4 Les 10 revues les plus productives sur l'évaluation de la vulnérabilité, d'aléas et des risques sismiques de 2000 à 2023	29
Tableau.1.5 Paramètres appliqués à la cartographie VOSviewer pour l'analyse des co-occurrences des mots-clés	34
Tableau.1.6 les 20 (Top 20) mots-clés les plus utilisés pour les quatre sous-périodes de 2000 à 2023.....	37
Tableau.3.1 Linéaments orographiques de la feuille d'El Aria.....	91
Tableau.3.2 Fréquence et longueur des linéaments orographiques de la feuille d'El Aria	93
Tableau.3.3 Linéaments orographiques de la région de Mila	97
Tableau.3.4 Fréquence et longueur des linéaments orographiques région de Mila	99
Tableau 4.1 Tableau récapitulatif des différents linéaments	118
Tableau.4.2 Les indices du réseau de drainage	133
Tableau.4.3 Les indices du réseau de topographie et de forme planaire des bassins.....	144
Tableau.4.4 Interprétation des valeurs du facteur de dissymétrie (TT)	156
Tableau.5.1 Sismicité historique du nord algérien entre 1365 et 1910	166
Tableau.5.2 Les principaux séismes touchés l'Algérie de 1365-2018, avec les nombres de victimes.	171
Tableau.5.3 Sismicité historique de la région de Constantine pour la période allant de 1908 à 1985.....	175
Tableau.5.4 Liste des séismes étudiés.....	184
Tableau.5.5 Relation empirique Magnitude, déplacement.....	185
Tableau.5.6 Caractéristiques du séisme du 27 octobre 1985	186
Tableau.5.7 Magnitudes calculées par différentes institutions sismologiques.....	188
Tableau.5.8 Classification des intensités sismiques (échelle MSK)	191
Tableau.5.9 Caractéristiques des bandes spectrales d'images Sentinel 2	209
Tableau.5.10 Modes d'Acquisition et Produits	237
Tableau.6.1 Evolution démographique de la population de Mila	254
Tableau.6.2 Analyse des indicateurs démographiques et urbains dans le groupe intercommunal de Mila.....	255
Tableau.6.3 Variation spatio-temporelle des taux d'urbanisation (%) dans la commune de Mila (1998 - 2013).....	255

Tableau.6.4 Évolution du parc dans la commune de Mila (2008-2013).....	256
Tableau.6.5 État du réseau routier communal de Mila	257
Tableau.6.6 Types d'occupation du sol/ couverture du sol dans la commune de Mila	259
Tableau.6.7 Caractéristiques des images Landsat utilisées.....	260
Tableau.6.8 Répartition en surfaces des types d'occupation du sol/ couverture du sol dans la commune de Mila	261
Tableau.6.9 Résumé des précisions de classification (%) de l'occupation du sol pour les années 1994, 2010 et 2024.....	261
Tableau.6.10 Description de l'échelle de comparaison par paires dans l'AHP	272
Tableau.6.11 Indice de cohérence aléatoire (RI) en fonction du nombre de critères (n)	274
Tableau.6.12 Valeurs de CI et CR.....	275
Tableau.6.13 Matrice de comparaison (Matrice normalisée).....	285
Tableau.6.14 Calcul de l'indice composite de vulnérabilité aux glissements de terrain par superposition pondérée multicritère	287

RESUME

L'évaluation des risques sismiques constitue l'un des principaux défis pour le développement durable dans le nord de l'Algérie. Cette thèse s'inscrit dans une approche intégrée de la gestion du risque sismique, avec un accent particulier sur le bassin Continentale Constantine-Mila, au nord-est de l'Algérie. Ces zones sont soumises à une activité tectonique significative, conjuguée à une vulnérabilité croissante résultant d'une urbanisation accélérée et souvent non maîtrisée. L'objectif principal de ce travail est de cartographier les zones à vulnérabilité sismique en mobilisant des méthodes multidisciplinaires et des données variées.

L'étude repose sur l'élaboration d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) haute résolution, ainsi que de cartes thématiques détaillées permettant d'analyser la morphologie du relief et d'identifier les déformations tectoniques visibles dans le paysage. L'analyse des linéaments hydrographiques, des anomalies de drainage et des indices morphométriques a permis de mettre en évidence l'activité récente de certains accidents géologiques, ainsi que l'adaptation du réseau hydrographique aux structures tectoniques actives.

Par ailleurs, un diagnostic des déplacements co-sismiques induits par les séismes récents en particulier celui du 7 août 2020 a été réalisé à l'aide de la photogrammétrie et de l'interférométrie radar satellitaire (InSAR). Ces techniques ont permis de cartographier avec précision les failles actives et les désordres générés par ce séisme, enrichissant ainsi la compréhension des mécanismes sismogéniques locaux.

L'ensemble des données collectées (images satellitaires optiques, données InSAR, MNT, morphométrie) a été intégré dans un Système d'Information Géographique (SIG) afin de produire des cartes d'aide à la décision. Une analyse multicritère fondée sur le Processus Hiérarchique Analytique (AHP) a été appliquée pour évaluer la vulnérabilité territoriale, en croisant les critères structurels, urbains et géo-environnementaux.

Cette recherche fournit un cadre scientifique solide pour renforcer la résilience urbaine grâce à des stratégies de prévention, d'adaptation et d'atténuation des aléas naturels, en cohérence avec les objectifs du développement durable. Les résultats obtenus représentent un outil essentiel pour la planification territoriale et la gestion proactive du risque sismique dans la région de Constantine, permettant d'anticiper les zones vulnérables, d'orienter les décisions d'aménagement et de soutenir la mise en place de politiques de mitigation plus efficaces.

Mots clés : Gestion du risque, Séismes, Aléa, Vulnérabilité, Résilience, bassin Continentale Constantine-Mila, InSAR, Corrélation des images optiques.

ABSTRACT

The assessment of seismic risk is one of the main challenges for sustainable development in northern Algeria. This thesis adopts an integrated approach to seismic risk management, with a particular focus on the Constantine–Mila continental basin, in northeastern Algeria. These areas are highly exposed to significant tectonic activity and increasing vulnerability due to rapid and often uncontrolled urbanization. The main objective of this research is to identify and map zones of seismic vulnerability by mobilizing multidisciplinary methods and diverse datasets.

The study is based on the development of a high-resolution Digital Elevation Model (DEM) and thematic maps that characterize landform morphology and reveal tectonic deformations visible in the landscape. Analyses of hydrographic lineaments, drainage anomalies, and morphometric indices highlight the recent activity of geological faults and the adaptation of river networks to active tectonic structures.

Furthermore, the research incorporates the analysis of co-seismic displacements associated with recent earthquakes particularly the August 7, 2020 event using photogrammetry and radar interferometry (InSAR). These techniques enabled precise mapping of active faults and earthquake-induced disturbances, thereby enhancing the understanding of local seismogenic mechanisms.

All data, including optical satellite imagery, InSAR results, DEM, and Morphometry, were integrated within a Geographic Information System (GIS) to produce decision-support maps. A multi-criteria analysis based on the Analytic Hierarchy Process (AHP) was employed to assess territorial vulnerability by integrating structural, urban, and geo-environmental factors.

This research provides a robust scientific framework to enhance urban resilience through prevention, adaptation, and hazard mitigation strategies, in line with sustainable development goals. The findings offer valuable tools for urban planning and proactive seismic risk management in Constantine and Mila, addressing the region's urban and environmental challenges.

Keywords: Risk management, Earthquakes, Hazard, Vulnerability, Resilience, Constantine–Mila Continental Basin, InSAR, Optical image correlation.

ملخص

يُعد تقييم المخاطر الزلزالية أحد التحديات الرئيسية لتحقيق التنمية المستدامة في شمال الجزائر. تعتمد هذه الأطروحة على مقارنة متكاملة لإدارة الخطر الزلزالي، مع تركيز خاص على الحوض القاري قسنطينة-ميلة، في شمال شرق الجزائر. تُعدّ هذه المناطق من بين الأكثر عرضة للنشاط التكتوني النشط، وتزداد هشاشتها بفعل التوسع العمراني السريع وغير المنظم في كثير من الأحيان. وتهدف الدراسة أساسًا إلى إعداد خرائط للمناطق ذات القابلية العالية للتأثر بالزلازل من خلال دمج منهجيات متعددة التخصصات وبيانات متنوعة.

تعتمد الدراسة على إنشاء نموذج رقمي دقيق للتضاريس (MNT) وخرائط موضوعية تساعد في تحليل مورفولوجية السطح ورصد التشوهات التكتونية الظاهرة في المشهد الطبيعي. أظهرت تحليلات الخطوط الهيدروغرافية، وشذوذ التصريف، والمؤشرات المورفومترية، وجود نشاط تكتوني حديث لبعض الانكسارات الجيولوجية، وتكثيف الشبكات المائية مع البنى التكتونية النشطة.

كما تتضمن الدراسة تحليل التحركات المصاحبة للزلازل الأخيرة، وبخاصة زلزال 7 أغسطس 2020، باستخدام تقنيتي التصوير الفوتوغرافي الجوي والتداخل الراداري (InSAR). وقد مكّنت هذه الوسائل من رسم خرائط دقيقة للصدوع النشطة والأضرار الناتجة عن الزلزال، مما ساهم في تحسين فهم آليات النشاط الزلزالي المحلي. تم دمج كافة المعطيات، بما في ذلك الصور الفضائية، ونتائج (GIS)، ونماذج التضاريس، ضمن نظام معلومات جغرافية لإنتاج خرائط تدعم اتخاذ القرار. وتم اعتماد منهجية تحليل متعددة المعايير (AHP) لتقييم هشاشة الإقليم، من خلال دمج عوامل بنيوية، عمرانية، وبيئية.

تُوفّر هذه الأطروحة إطارًا علميًا متينًا لتعزيز قدرة المدن على الصمود، من خلال استراتيجيات الوقاية والتكيف والتخفيف من آثار الكوارث الطبيعية، وذلك في انسجام مع أهداف التنمية المستدامة. وتُعدّ النتائج أداة قيمة للتخطيط الحضري ولإدارة الاستباقية للخطر الزلزالي في منطقتي قسنطينة وميلة، بما يواكب التحديات العمرانية والبيئية الراهنة.

الكلمات المفتاحية :

إدارة المخاطر، الزلازل، الخطر، الهشاشة، القدرة على الصمود، الحوض القاري قسنطينة-ميلة، الرادار التداخلي (InSAR)، مطابقة الصور البصرية.

INTRODUCTION GENERALE

Au cours des dernières décennies, les catastrophes naturelles ont connu une recrudescence notable tant en fréquence qu'en intensité, engendrant des effets dévastateurs sur les sociétés humaines et les systèmes économiques. Cette tendance mondiale s'inscrit dans un contexte marqué par le changement climatique, l'urbanisation galopante et la croissance démographique, qui aggravent la vulnérabilité des populations exposées (IPCC, 2021 ; UNDRR, 2022). Selon Munich Re (2015), les catastrophes naturelles continuent d'augmenter en fréquence et en intensité. De Bourenane (2017) souligne l'importance de la gouvernance régionale dans le développement en Afrique.

Entre 1980 et 2000, environ 75 % de la population mondiale résidait dans des régions exposées à des aléas naturels majeurs, tels que les séismes, les cyclones tropicaux, les inondations et les sécheresses (PNUD, 2004). Ces phénomènes, en particulier les tremblements de terre et les inondations, sont reconnus comme étant les plus meurtriers en termes de pertes humaines (EM-DAT, 2023 ; Ledoux, 1995), tandis que les mouvements de terrain (glissements, effondrements, coulées) génèrent des dégâts matériels considérables et peuvent entraîner des coûts économiques élevés pour les collectivités (Maquaire, 2002 ; Van Westen et al., 2008).

La vulnérabilité aux risques est fortement liée à des facteurs socio-économiques et urbains (Wisner et al., 2004 ; UN-Habitat, 2020). Les effets de ces catastrophes sont souvent exacerbés par des facteurs anthropiques notamment la densité de population, l'expansion urbaine non planifiée, la dégradation des écosystèmes, la pauvreté structurelle et l'insuffisance des politiques de prévention et d'aménagement (Wisner et al., 2004 ; UN-Habitat, 2020). D'après les données de Munich Re (2015), les pertes économiques causées par les catastrophes naturelles au cours des dix dernières années ont été 7,3 fois plus élevées que celles enregistrées dans les années 1960, traduisant une augmentation significative de la vulnérabilité globale malgré les progrès technologiques.

En Algérie, la tectonique active est principalement concentrée dans la région septentrionale, principalement dans le Tell, qui constitue la marge compressive entre les plaques Africaine et Eurasienne. Cette frontière de convergence est le siège d'une dynamique tectonique complexe, caractérisée par des déformations plio-quadernaires qui s'expriment par des structures plicatives et cassantes, ainsi que par une sismicité fréquente et parfois destructrice (Bezzeghoud & Buform, 1999 ; Ayadi et al., 2003 ; Meghraoui et al., 2016).

La déformation crustale qui en résulte se matérialise à travers un réseau de failles actives, souvent peu visibles en surface, mais dont les ruptures profondes génèrent des séismes majeurs,

affectant régulièrement le nord du pays. L'un des exemples les plus significatifs est le séisme de Boumerdès en 2003 (Mw 6,8), dont les effets dévastateurs ont mis en évidence les limites du système de gestion des risques en place, notamment en matière de prévention, d'urbanisme réglementaire et de planification territoriale.

Dans ce contexte géodynamique à forte contrainte, la vulnérabilité sismique représente un enjeu national majeur. En effet, la majorité de la population, des infrastructures critiques et des centres de décision économique est concentrée dans cette bande littorale instable, augmentant d'autant les risques humains et matériels. La croissance urbaine rapide, souvent non planifiée, conjuguée à une méconnaissance des structures tectoniques actives et à l'absence d'intégration du facteur sismotectonique dans les politiques d'aménagement, accentue cette vulnérabilité.

Les campagnes de recherche menées ces dernières années le long de la marge active séparant les plaques africaine et eurasiennne ont mis en évidence une dynamique tectonique complexe, notamment dans la région nord de l'Algérie. Les observations géophysiques et sismotectoniques montrent que, dans la partie proximale de la plaine abyssale, la déformation actuelle se manifeste par un plissement actif de la couverture sédimentaire plio-quadernaire (Domzig et al., 2006 ; Déverchère et al., 2005). Sur la pente continentale et le plateau continental, cette activité se manifeste par une sismicité significative, générée par des failles inverses profondes, dont certaines structures actives se prolongent vers l'intérieur des terres. Ces failles, localisées en majorité le long des bordures des bassins néogènes, sont à l'origine des séismes les plus destructeurs enregistrés en Algérie au cours des dernières décennies (Ayadi et al., 2003 ; Yelles-Chaouche et al., 2006).

La compréhension des mécanismes de fonctionnement de ces aléas naturels repose fondamentalement sur l'identification précise des structures sismogéniques, telles que les failles actives susceptibles d'accumuler des contraintes tectoniques jusqu'à leur rupture, libérant ainsi brutalement l'énergie sous forme de séismes (Scholz, 2002). Cependant, une telle analyse se heurte à plusieurs limitations majeures. D'une part, l'imprécision et l'insuffisance du fonds géo-cartographique existant (limites lithologiques, âges des formations, réseaux de failles, etc.) entravent la délimitation rigoureuse des structures tectoniques actives. D'autre part, la dominance des faciès terrigènes, l'érosion intense et la couverture anthropisée rendent difficile la lecture morphologique des indices de déformation en surface (Gomez et al., 2000 ; Meghraoui et al., 2016).

Face à ces défis, le recours à une approche intégrée combinant données de télédétection, analyses géophysiques (sismique, gravimétrie), modélisations numériques, et études

paléosismologiques apparaît aujourd'hui indispensable pour affiner la cartographie des failles actives et évaluer leur potentiel sismogène (Cinti et al., 2004 ; McCalpin, 2009). Cette démarche est particulièrement pertinente dans le contexte algérien, où l'urbanisation rapide dans les zones à fort aléa sismique accentue la vulnérabilité des territoires, rendant cruciale une meilleure caractérisation des sources sismiques à des fins de prévention et de planification urbaine.

La présente réflexion s'inscrit dans une démarche la fois transdisciplinaire et multi-scalaires mobilisant à la fois les apports croisés de la géomorphologie, géologie, et de l'urbanisme.

Elle repose sur l'analyse des anomalies morphologiques et des discontinués géologiques afin d'identifier des déformations actives, en s'appuyant sur un ensemble de critères reconnus dans le champ de la tectonique active (Keller & Pinter, 2002 ; Burbank & Anderson, 2011).

L'architecture de cette thèse se déploie sur 4 axes complémentaires et indépendants, qui constituent le socle méthodologique et analytique du travail :

- L'identification et l'interprétation des signatures topographiques associés aux déformations tectoniques récentes.
- La quantification et la caractérisation des mouvements horizontaux et verticaux, à travers l'étude des réseaux de fracturation, des failles actives, ainsi que l'intégration des mesures géodiques.
- L'analyse de la relation néotectonique, déformation structurale, et dynamique des versants.
- L'évaluation et la quantification de la vulnérabilité sismique, leurs effets induits, et la résilience urbaine.

Enfin, L'analyse s'étendra aux conséquences morphotectoniques des déformations, dont les manifestations sont particulièrement marquées dans les régions soumises à une convergence active. Parmi les effets notables figurent :

- Les surrections tectoniques, qui entraînent une surélévation brutale du relief et modifient fortement l'organisation spatiale des formes topographiques ;
- Le démembrement du relief, résultant des déformations différentielles et du jeu complexe entre zones de soulèvement et secteurs d'effondrement, conduisant à une fragmentation morphologique accentuée ;
- L'incision profonde des vallées, intimement liée à l'exhaussement tectonique, ainsi que les phénomènes de subsidence, souvent associés aux zones de compression ou aux bassins d'avant-pays en cours de remplissage (Burbank & Anderson, 2011 ; Allen & Allen, 2013).

PROBLEMATIQUE

L'Algérie septentrionale, située à l'interface des plaques Africaine et Eurasienne, constitue une zone de convergence tectonique où l'activité sismique est récurrente. Malgré les nombreux travaux menés sur les structures profondes et les grandes failles actives (Meghraoui, 2002 ; Harbi et al., 2020), plusieurs incertitudes persistent quant à la localisation précise des structures sismogènes, leur cinématique actuelle, et leurs interactions avec la topographie et l'occupation humaine. L'identification des structures tectoniques actives, souvent peu perceptibles en surface, demeure un défi majeur. Ces structures se traduisent par des manifestations diffuses telles que des surrections différentielles, le démembrement du relief, des incisions anormales de vallées ou encore des déséquilibres morphologiques des versants. Ces incertitudes géologiques sont exacerbées par une urbanisation rapide, souvent anarchique et non maîtrisée, accentuant considérablement la vulnérabilité des territoires exposés.

Les risques naturels, en particulier en milieu urbain, constituent aujourd'hui un enjeu croissant des recherches multidisciplinaire. Dans les pays en voie développement, l'urbanisation rapide, souvent anarchique et non maîtrisée, exacerbe les vulnérabilités face aux aléas naturels majeurs tels que les séismes, les glissements de terrain ou les inondations (Wisner et al., 2004 ; UNDRR, 2022). En Algérie, cette problématique est particulièrement préoccupante dans les régions du nord, soumises à une activité tectonique intense. La région de Constantine, incluant Mila, illustre parfaitement cette configuration critique, située dans une zone morphostructurellement complexe, marquée par la présence de failles actives, de versants instables, et d'une topographie contrastée. Cette situation amplifie les risques, notamment les séismes, qui causent chaque année des dommages notables et des pertes économiques coûteuses. L'absence de réglementations adaptées à la gestion des zones à risque contribue à aggraver cette vulnérabilité croissante.

Ces constats, nous a orienter à poser les questions suivantes :

- Quelle est la vulnérabilité de la région de Constantine face au risque sismique ?
- Comment peut-on identifier, caractériser et spatialiser les déformations tectoniques récentes en milieu complexe, et en quoi cette dans quelle mesure cette connaissance peut-elle contribuer à une meilleure gestion des risques sismiques dans les zones fortement urbanisées ?
- Quelles stratégies de prévention et d'adaptation pourraient être mises en œuvre pour une gestion intégrée des risques et de leurs impacts, en vue de construire une ville résiliente et durable ?

Afin de répondre à ces interrogations, nous posons l'hypothèse suivante :

L'adoption d'une approche intégrée, combinant l'analyse de l'aléa sismique et l'évaluation de la vulnérabilité, permettrait d'identifier avec précision les zones exposées aux aléas sismiques dans Le bassin Néogène Continental Constantine-Mila. Une telle démarche contribuerait à une meilleure compréhension des caractéristiques, de l'intensité et de la fréquence des aléas sismiques, tout en mesurant le niveau de vulnérabilité des zones urbanisées et en repérant les facteurs de fragilité. Elle constitue ainsi un outil stratégique pour développer des politiques efficaces de prévention, d'adaptation et de résilience, visant à limiter les effets des séismes et des risques induits sur les habitants et les infrastructures.

CHOIX DU SITE

Notre recherche se concentre sur **le bassin Néogène Continental Constantine-Mila**, située dans le nord-est de l'Algérie, a été retenue comme site principal d'investigation et choisie comme terrain d'étude prioritaire. Ce choix s'appuie sur un ensemble critères à la fois géomorphologiques, morphostructuraux et socio-urbanistiques, qui justifient sa pertinence dans l'étude des interactions complexes entre tectonique active, contraintes morphologiques et dynamiques urbaines.

D'un point de vue géodynamique, cette région est localisée au sein de la zone tellienne, à l'interface des plaques africaine et eurasienne, où la convergence active engendre une sismicité récurrente. La région est caractérisée par une tectonique complexe marquée par des structures plissées et faillées, dont certaines sont encore mal connues ou peu cartographiées. Cette complexité tectonique, combinée à une morphologie contrastée (versants escarpés, plateaux karstiques, vallées encaissées), offre un terrain favorable à l'analyse des déformations actives. Par ailleurs, la région de Constantine-Mila fait face à une pression urbaine croissante, souvent en décalage avec les caractéristiques géotechniques du milieu. L'urbanisation récente s'est faite en grande partie sur des terrains instables, y compris des zones sujettes aux glissements de terrain, à la fracturation et à une activité sismique potentielle, aggravant la vulnérabilité du bâti et des populations face aux aléas naturels.

Ce site présente un intérêt stratégique pour la mise en place de politiques de prévention et de résilience face aux risques naturels. En tant que grande agglomération du nord-est algérien, la région de Constantine constitue un laboratoire pertinent pour tester des approches méthodologiques transversales combinant géomorphologie, télédétection, géodésie et aménagement du territoire.

OBJECTIFS

Cette thèse s'inscrit dans une double perspective : l'avancement des connaissances scientifiques et la réponse à des enjeux socio-économiques majeurs.

L'objectif principal de ce travail est de caractériser les déformations tectoniques récentes dans le bassin Néogène Continental Constantine-Mila ; située en zone de convergence active, afin d'en évaluer les impacts morphologiques, structuraux et territoriaux. Il s'agit également de contribuer à une meilleure prise en compte des risques sismiques et gravitaires dans les politiques d'aménagement, dans une optique de résilience urbaine.

➤ **Objectifs scientifiques spécifiques**

- Identifier et cartographier les indices morphotectoniques de surface, en s'appuyant sur l'analyse des formes du relief, des anomalies topographiques et des ruptures géomorphologiques associées aux déformations récentes.
- Analyser les réseaux de fractures, les structures actives et les failles, à l'aide de données issues de la télédétection (images satellite, MNT), de la géodésie spatiale (InSAR, GPS) et de la photogrammétrie.
- Étudier les interactions entre la néotectonique, la dynamique des versants et aléas gravitaires, afin de mieux comprendre les mécanismes d'instabilité (glissements de terrain, éboulements, ruptures de pente).
- Évaluer la vulnérabilité du tissu urbain et des infrastructures face aux déformations actives et aux aléas sismiques, en croisant les données géophysiques avec l'analyse de l'occupation du sol et de la densité urbaine.

➤ **Objectifs socio-économiques**

- Produire des cartes morpho-structurales et de réactivité tectonique, susceptibles d'alimenter les outils d'aide à la décision en matière de gestion des risques et d'aménagement du territoire.
- Offrir une lecture spatiale croisée des dynamiques tectoniques et des transformations urbaines, en vue de soutenir l'élaboration de stratégies de prévention, de réduction des risques et de renforcement de la résilience des territoires.
- Contribuer à l'élaboration d'un cadre opérationnel pour l'identification, la protection et la régulation des zones à risques, à destination des institutions locales, urbanistes et acteurs de la gestion territoriale.

METHODOLOGIE DE RECHERCHE

La méthodologie que nous avons adoptée dans le cadre de cette étude s'appuie sur une approche cohérente et multidimensionnelle, combinant la collecte d'informations in situ, l'analyse de sources documentaires à différentes échelles, ainsi que l'application d'outils scientifiques et technologiques adaptés. Le travail s'appuie sur un corpus varié de photographies aériennes (échelles 1/20 000 et 1/40 000), confrontées à des images satellitaires pour une interprétation croisée, ainsi que sur des cartes topographiques (échelles 1/25 000, 1/50 000, 1/200 000) servant de base à l'analyse morpho-structurale du relief. L'analyse multi-scalaire permet d'identifier les formes géologiques et morphologiques caractéristiques du site étudié. L'approche cartographique, fondée sur la méthode morpho-structurale, constitue un outil fondamental d'aide à la décision en matière d'aménagement du territoire.

Dans un premier temps, une analyse bibliographique approfondie sur les risques naturels en particulier le risque sismique a été menée à partir de sources scientifiques (ouvrages, articles, thèses, revues spécialisées, documents institutionnels et ressources en ligne), complétée par une analyse bibliométrique réalisée à l'aide du logiciel VOSviewer afin de dégager les tendances dominantes de la recherche.

Des visites auprès de diverses directions et administrations locales des wilayas de Constantine et Mila ont permis de réunir les données institutionnelles nécessaires. Une base de données spatialisée a ainsi été constituée, synthétisant les caractéristiques géomorphologiques, tectoniques, démographiques et urbaines du site.

De nombreuses sorties de terrain ont été réalisées à El Aria (Ben Badis) situé dans la wilaya de Constantine ainsi à El Kherba dans la wilaya de Mila, pour observer les effets des séismes historiques et récents, analyser les zones touchées par les glissements de terrain, documenter par photographie les éléments morpho-tectoniques et recueillir les témoignages des habitants des zones sinistrées.

La cartographie du risque de glissement de terrain déclenché par l'aléa sismique dans la commune de Mila a été élaborée par la méthode d'analyse multicritère hiérarchique (AHP), avec un traitement géospatial via ArcGIS 10.8.2.

L'évaluation et la cartographie de l'aléa sismique dans la région de Constantine, incluant la Mila, ont été effectuées à partir de la modélisation des déplacements co-sismiques horizontaux et verticaux. L'analyse de l'évolution de l'expansion urbaine et de la densité de population a permis d'évaluer la vulnérabilité accrue des enjeux face au risque sismique, en lien avec une urbanisation souvent anarchique.

L'ensemble des données et résultats est intégré dans une plateforme informatique combinant les fonctionnalités d'un système d'information géographique (SIG), des techniques de télédétection avancées (notamment la corrélation d'images avec le logiciel MicMac) et l'interférométrie radar InSAR (via le logiciel SNAP) utilisée pour simuler l'aléa sismique.

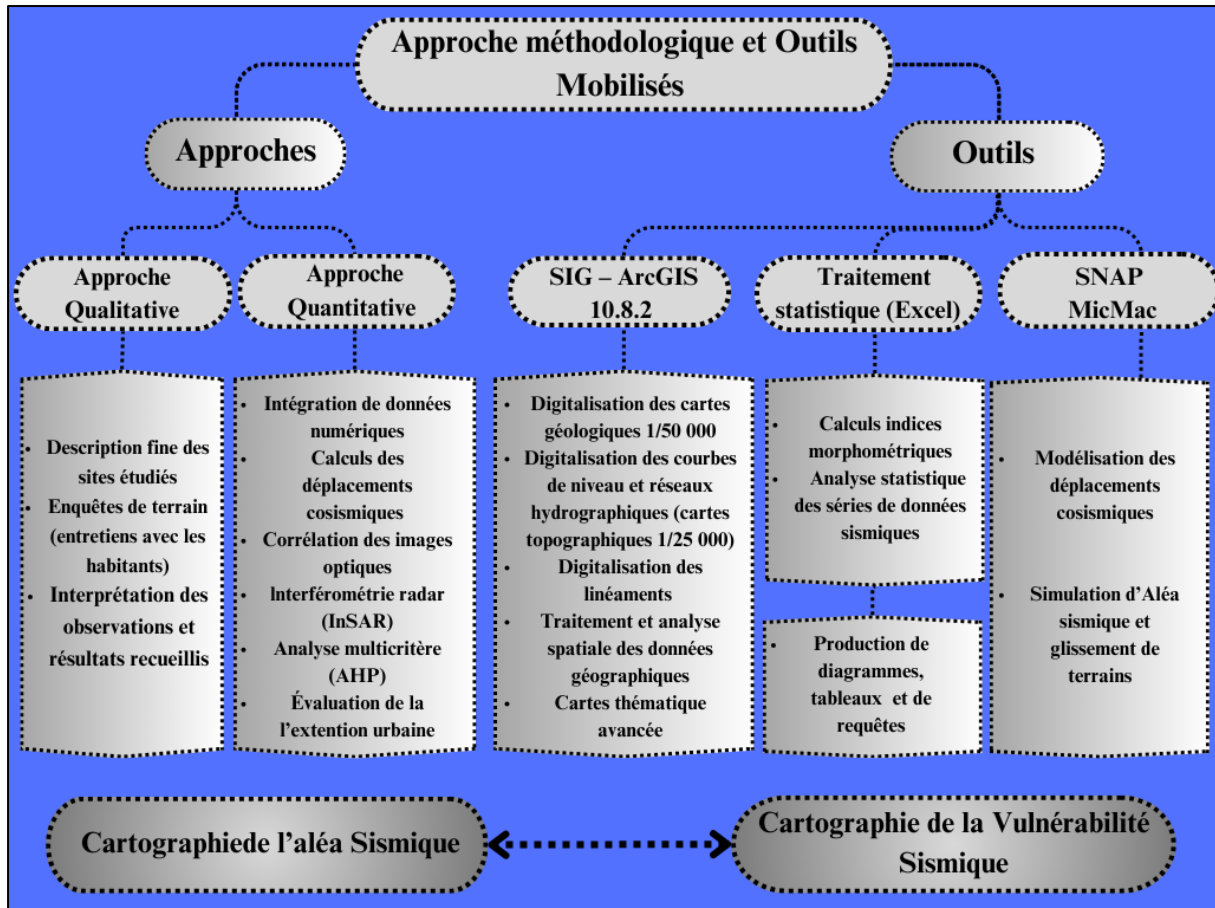


Figure.0.1 Organigramme de la méthodologie de recherche.
(Source : Auteure)

ORGANISATION DE LA THESE

Le premier chapitre établit le cadre théorique et conceptuel de notre thématique de recherche. Il présente un état de l'art détaillé, met en évidence les tendances émergentes dans le domaine et intègre une analyse bibliométrique synthétisant les principaux axes de la recherche actuelle. Cette analyse bibliométrique, associée à un retour d'expériences, permet d'identifier les modèles théoriques, les avancées méthodologiques, les tendances et les limites des travaux existants, en particulier ceux portant sur les risques sismiques dans le Nord algérien.

Le deuxième chapitre s'intéresse au contexte géologique et aux grands traits physiques du bassin néogène continental Constantine-Mila, afin de situer le terrain d'étude dans son cadre géodynamique et tectonique. Il propose une lecture de la géologie régionale et locale du bassin

Constantine–Mila, et discute plusieurs thématiques essentielles pour comprendre l'évolution tectonique de la région.

Le troisième chapitre est consacré à l'analyse morpho-structurale. Un Modèle Numérique de Terrain (MNT) est élaboré, et les cartes dérivées permettent d'identifier les linéaments orographiques. Une analyse verticale du relief, fondée sur différents profils topographiques, contribue également à la mise en évidence des structures superficielles et des indices de déformations récentes.

Le quatrième chapitre porte sur l'analyse hydrographique et morphométrique. Il comprend un inventaire exhaustif des linéaments hydrographiques, ainsi qu'une étude détaillée et quantitative des caractéristiques géométriques et morphologiques du réseau hydrographique et du relief. Cette analyse permet de mieux comprendre les interactions entre la néotectonique, la dynamique des versants et les processus gravitaires.

Le cinquième chapitre combine l'étude de la sismicité et de la télédétection. Plusieurs événements sismiques y sont analysés à l'aide de techniques de photogrammétrie, d'interférométrie radar (InSAR), de données GPS et d'images satellites. Les failles actives et les déformations récentes sont cartographiées, offrant une base solide pour comprendre la dynamique tectonique contemporaine de la région.

Enfin, le sixième chapitre aborde la vulnérabilité sismique dans la région de Constantine et l'évolution de l'expansion urbaine. Il débute par la modélisation des glissements de terrain induits par l'aléa sismique, réalisée à l'aide de la méthode multicritères hiérarchique (AHP). L'analyse de l'expansion urbaine met en lumière les pressions exercées sur l'espace urbain et les enjeux de croissance spatiale. Le chapitre examine également le dispositif national de gestion du risque sismique en Algérie, en insistant sur le cadre juridique et institutionnel, et propose des recommandations générales pour la gestion intégrée du risque sismique, ainsi que des recommandations spécifiques à la commune de Mila afin de renforcer la résilience territoriale.

La conclusion générale synthétise les principaux résultats de la thèse, en soulignant leur portée scientifique et leurs implications potentielles pour l'aménagement du territoire et la gestion durable des risques dans la région de Constantine.

1. CHAPITRE I : ÉTAT DE L'ART ET ANALYSE BIBLIOMETRIQUE SUR LES RISQUES SISMIQUES : AVANCEES, ENJEUX ET PERSPECTIVES

Ce premier chapitre pose les bases théoriques et épistémologiques de la recherche. Il s'agit d'aller au-delà d'une simple revue de littérature en mobilisant à la fois une réflexion conceptuelle et une analyse bibliométrique approfondie. L'objectif est de clarifier les notions clés (aléa sismique, vulnérabilité, résilience, risque) ; et de montrer comment leur évolution paradigmatique conduit à repenser la gestion du risque. Dans le prolongement, l'examen scientométrique de la production scientifique mondiale permet de situer la thèse au sein des débats existants, de repérer les tendances émergentes et d'identifier les lacunes à combler. Ce chapitre sert donc de socle à l'ensemble du travail, en justifiant la pertinence scientifique et la valeur ajoutée de l'approche adoptée.

1.1 INTRODUCTION

La production de connaissances au sein de la communauté scientifique repose en grande partie sur les publications dans des revues académiques (Cossette, 1997 ; Gaussel, 2014, 2020). Ces publications jouent un rôle fondamental dans le parcours des chercheurs, notamment à travers leur taux de citation, qui constitue un indicateur clé de reconnaissance scientifique (Faury, 2012). Elles contribuent également au rayonnement des institutions de recherche et d'enseignement supérieur, en particulier lorsque leurs revues sont indexées dans des bases de données de référence telles que Scopus, Springer ou Web of Science (Dahmani et al., 2016).

Au cours des dernières décennies, l'analyse bibliométrique a suscité un intérêt croissant dans la communauté scientifique (Rostaing, 1996). Devenue un outil incontournable, cette méthode permet d'évaluer la production scientifique, d'en mesurer l'impact, et de cartographier les dynamiques de recherche. Selon Rostaing (1996), l'analyse bibliométrique rend compte des tendances scientifiques et des évolutions structurelles des savoirs. Elle repose sur une diversité de techniques, parmi lesquelles figurent la modélisation des distributions bibliométriques, la construction d'indicateurs univariés et relationnels, l'analyse de la diffusion des connaissances, ainsi que des méthodes descriptives.

L'ensemble de ces approches vise à dégager les caractéristiques essentielles de la production scientifique, à identifier les mécanismes de circulation des savoirs, et à repérer les acteurs principaux impliqués dans ces processus. Comme le souligne Gaussel (2014), ces outils sont indispensables pour comprendre la structuration et la diffusion des connaissances au sein des réseaux scientifiques.

L'analyse bibliométrique offre ainsi une perspective enrichie sur les dynamiques de la recherche : elle permet aux chercheurs et aux institutions de mieux valoriser leurs productions scientifiques, de repérer les axes porteurs, et d'orienter les stratégies de publication. Bien que d'autres méthodes de revue de littérature, telles que les revues systématiques ou narratives, puissent être envisagées, la revue bibliométrique s'est imposée comme la plus appropriée dans le cadre de cette étude. Elle se distingue notamment par sa capacité à traiter efficacement un volume important de données bibliographiques (Ramos-Rodríguez & Ruíz-Navarro, 2004).

Dans ce chapitre, nous établirons tout d'abord le cadre théorique de notre thématique de recherche, afin de mieux cerner la problématique et de définir les principaux axes d'orientation. Dans ce chapitre, nous présenterons dans un premier temps le cadre théorique lié à notre thématique de recherche, en vue de préciser la problématique et d'identifier les axes d'analyse retenus. Dans un second temps, nous conduirons une analyse bibliométrique portant sur l'évaluation de la vulnérabilité, des aléas et des risques sismiques, sur la période allant de 2000 à 2023. Cette analyse vise à dresser un état des lieux de la recherche dans ce domaine, à faire émerger les principales tendances, et à mobiliser aussi bien des indicateurs bibliométriques standards que des indicateurs spécifiques développés pour cette étude. Les données exploitées proviendront d'articles publiés dans des revues scientifiques indexées dans la base de données Scopus.

1.2 DEFINITION DES CONCEPTS LIES AU RISQUE SISMIQUE

La conceptualisation rigoureuse des termes fondamentaux représente une étape essentielle dans la construction du cadre théorique de toute recherche scientifique. Dans le cadre de notre étude sur "Vulnérabilité et perspectives pour une meilleure résilience dans la réduction des risques sismiques", cette démarche vise à clarifier la signification, l'évolution et les usages disciplinaires des notions centrales : aléa (sismique), vulnérabilité (dans ses diverses dimensions), enjeux territoriaux, résilience, risque, séisme, ainsi que les paradigmes de prévention, d'adaptation et d'atténuation. Cette analyse conceptuelle assure une base théorique solide, limite les ambiguïtés interprétatives et inscrit notre recherche dans le champ actuel des études sur les risques naturels.

1.2.1 Aléa

Le terme aléa désigne, dans les études sur les risques, un phénomène naturel ou technologique dont la survenue, la localisation et l'intensité sont incertaines. Selon Dauphiné & Provitolo (2013), il s'agit d'un événement physique potentiellement dommageable, dont l'occurrence est imprévisible dans le temps et l'espace. Defossez (2009) insiste sur cette incertitude multiple,

précisant qu'un aléa devient risqué lorsqu'il touche des zones occupées par des enjeux humains ou matériels. L'OCDE (2003) le qualifie de phénomène lié à des forces naturelles, et le PNUD (2004) met en lumière le rôle aggravant des facteurs anthropiques comme l'urbanisation incontrôlée. D'un point de vue assurantiel, l'aléa est défini comme une éventualité incertaine, indépendante de la volonté humaine, conditionnant l'existence d'un risque assurable (Code des assurances, Art. L.111-1).

Dans le cas spécifique des risques naturels, l'aléa sismique imprévisible et souvent destructeur constitue un enjeu majeur. Il désigne la probabilité de survenue d'un séisme d'intensité donnée à un endroit précis, dans un intervalle temporel donné. Ce phénomène naturel, lié aux mouvements des plaques tectoniques, se caractérise par sa magnitude, sa profondeur, la localisation de l'épicentre et sa fréquence. Malgré les progrès scientifiques, sa prévision reste limitée. Le risque sismique émerge ainsi de la conjonction entre aléa sismique et vulnérabilité des enjeux exposés, en particulier dans les zones densément urbanisées. Si l'aléa ne peut être supprimé, ses impacts peuvent être réduits par des politiques de prévention, d'aménagement du territoire et des normes de construction adaptées (PNUD, 2004).

1.2.2 Enjeux

Le terme enjeu désigne l'ensemble des éléments humains, économiques, environnementaux ou patrimoniaux susceptibles d'être affectés par un aléa. Selon Gleyze (2002), il renvoie à la valeur des entités présentes sur un territoire menacées par un phénomène potentiellement destructeur. Il peut s'agir de personnes, d'infrastructures, d'activités ou de biens culturels, exposés à des aléas naturels ou anthropiques. Comme le soulignent Reghezza-Zitt et Rufat (2015), les enjeux donnent au risque une dimension humaine et sociale, en permettant d'en mesurer les conséquences. Leur importance s'apprécie à la fois quantitativement (nombre d'éléments exposés) et qualitativement (valeur ou fonction stratégique). Étroitement liés à la vulnérabilité, les enjeux déterminent le niveau de risque et occupent donc une place centrale dans les stratégies de prévention et de résilience face aux catastrophes.

1.2.3 Vulnérabilité

La vulnérabilité est une notion complexe et multidimensionnelle, qui ne se limite pas à l'exposition à un aléa, mais désigne la sensibilité d'un individu, d'un groupe ou d'un territoire face aux perturbations, en lien avec leur capacité à anticiper, résister, absorber et se relever des impacts. Elle résulte de l'interaction de facteurs physiques, sociaux, économiques, institutionnels et géographiques.

Selon le Ministère français de l'Écologie, elle correspond aux conséquences prévisibles d'un phénomène naturel sur les enjeux, tandis que la NOAA insiste sur la fragilité des ressources exposées. Ces définitions restent cependant centrées sur les effets potentiels. D'Ercole (1994) et Thouret (1996) élargissent cette approche en intégrant les dimensions sociales, économiques et culturelles qui influencent la capacité d'une société à réagir face à un aléa. Selon Blaikie et ses collaborateurs (1994), ainsi que les rapports du GIEC (2001, 2014), la vulnérabilité résulte de l'interaction entre l'exposition d'un système aux aléas, sa sensibilité aux impacts, et sa capacité à s'adapter.

Pour Wisner et al. (2004) ainsi que Pelling (2003), la vulnérabilité découle en grande partie des inégalités socio-économiques et des rapports de pouvoir, qui influencent la manière dont les communautés appréhendent, subissent et réagissent face aux risques. Cette perspective est renforcée par Adger (2006) et Turner et al. (2003), qui considèrent la vulnérabilité comme un processus dynamique façonné par les interactions entre systèmes humains et environnementaux.

Deux grandes approches structurent les recherches sur la vulnérabilité : l'approche biophysique, centrée sur l'intensité et la fréquence des aléas, et l'approche sociale, qui met l'accent sur les structures sociales, économiques et politiques influant sur la résilience des populations. Si la première approche reste dominante dans les disciplines techniques, la seconde, issue des sciences sociales, insiste sur la vulnérabilité comme construit social.

Aujourd'hui, la convergence de ces deux approches dans des cadres intégrés (comme celui du GIEC ou de Cutter et al., 2003) permet une lecture plus holistique du risque, combinant aléas physiques et déterminants sociaux. Comme le résume Becerra (2012), la vulnérabilité n'est pas une donnée figée mais un processus évolutif, reflet des choix de société et des contraintes environnementales.

1.2.4 Résilience

La résilience constitue aujourd'hui un concept central dans l'analyse des systèmes confrontés à des aléas d'ordre naturel, social, économique ou institutionnel. Elle désigne la capacité d'un système à absorber une perturbation, à s'y adapter, voire à se transformer, tout en maintenant ses fonctions essentielles et son identité. Le GIEC (2014) la définit comme "la capacité des systèmes sociaux, économiques et environnementaux à faire face à un événement dangereux, à y répondre et à s'en relever, y compris en conservant ou en restaurant leurs structures fondamentales, leurs fonctions, leur identité et leur capacité d'adaptation, d'apprentissage ou de transformation".

Cette approche souligne le caractère évolutif et dynamique de la résilience. Folke (2006) en identifie trois dimensions complémentaires : la persistance (capacité à absorber les chocs sans rupture majeure), l'adaptation (aptitude à ajuster les fonctionnements face à des conditions changeantes) et la transformation (possibilité de redéfinir les structures et trajectoires lorsque les perturbations rendent le système insoutenable). Ainsi, la résilience ne se réduit pas à un simple retour à l'équilibre, mais engage un processus actif de reconfiguration.

Dans une perspective socio-institutionnelle, Adger (2000) met en lumière le rôle crucial des mécanismes d'auto-organisation, de la mémoire sociale et de la gouvernance dans les capacités d'adaptation des communautés. La résilience est alors étroitement liée à la cohésion sociale, aux institutions locales et aux capacités collectives à agir. Elle devient un processus construit, conditionné par les ressources disponibles et les rapports sociaux.

Toutefois, plusieurs auteurs, comme Reghezza-Zitt et al. (2012), critiquent une lecture technocratique ou dépolitisée du concept. Ils insistent sur la nécessité de prendre en compte les inégalités structurelles et les rapports de pouvoir, qui déterminent la capacité réelle des territoires ou des groupes sociaux à rebondir. La résilience n'est pas une propriété neutre, mais un processus situé, traversé par des enjeux de justice sociale, d'accès aux ressources et de représentativité dans la gouvernance des risques.

Dans cette optique, la résilience devient un outil d'analyse critique, permettant de penser simultanément les dimensions structurelles (inégalités, capacités institutionnelles) et les dynamiques d'action collective (solidarité, apprentissage social, innovations locales). Elle invite à dépasser une vision strictement gestionnaire des crises pour interroger les modalités d'adaptation et de transformation des sociétés face aux incertitudes contemporaines.

Ainsi comprise, la résilience apparaît non pas comme une simple capacité de réaction post-crise, mais comme un cadre d'analyse transversal, à l'interface entre sciences sociales, écologie, urbanisme et politique. Comme le rappelle Becerra (2012), "la vulnérabilité n'est pas une donnée, mais un processus" une observation que l'on peut également appliquer à la résilience, dans sa dimension dynamique, relationnelle et évolutive.

1.2.5 Risque

Le risque ne peut être appréhendé de manière univoque. Concept transversal et évolutif, il résulte de l'interaction complexe entre aléa, enjeux exposés, vulnérabilité et résilience. À sa base, l'aléa renvoie à la probabilité d'occurrence d'un phénomène potentiellement dommageable, tandis que les enjeux désignent les personnes, biens ou activités susceptibles d'être affectés. Mais c'est l'articulation de ces éléments avec la vulnérabilité, c'est-à-dire la

sensibilité et la capacité des systèmes à faire face aux perturbations, qui conditionne l'intensité et l'injustice des impacts.

Longtemps envisagé dans une perspective technique à travers l'équation $\text{Risque} = \text{Aléa} \times \text{Vulnérabilité}$, ce modèle, bien qu'opérationnel, reste insuffisant pour saisir la complexité contemporaine des risques. En intégrant la résilience comme composante dynamique entendue comme la capacité à absorber, s'adapter et se transformer face aux chocs une approche plus holistique émerge : $\text{Risque} = (\text{Aléa} \times \text{Vulnérabilité} \times \text{Résilience})$. Cette reformulation met l'accent sur les leviers d'action, la gestion proactive du changement et la réduction des inégalités structurelles.

À cela s'ajoutent deux dimensions clés souvent négligées : l'exposition, soit la distribution spatiale des enjeux dans les zones d'aléa, et la capacité institutionnelle de réponse, qui détermine la rapidité et l'équité de la gestion des crises.

Dans cette perspective élargie, le risque n'est pas seulement un phénomène probabiliste : il est aussi un construit social et politique, comme l'ont souligné Douglas et Wildavsky (1982) ou Beck (1986). Il cristallise les rapports de pouvoir, les priorités collectives et les inégalités d'accès aux ressources et à la gouvernance. Dès lors, la gestion des risques ne peut être dissociée des enjeux de justice sociale, de solidarité territoriale et d'inclusion démocratique.

Enfin, le risque contemporain, notamment lorsqu'il devient risque majeur, agit comme un révélateur des fragilités sociales et institutionnelles. Sa compréhension appelle une approche systémique, critique et transdisciplinaire, apte à intégrer à la fois les contraintes environnementales et les choix de société. Face à l'incertitude croissante, penser le risque, c'est aussi penser la résilience collective, la transformation des territoires et la manière dont nos sociétés s'organisent pour vivre avec les perturbations durables du monde contemporain.

1.2.6 Séismes et tremblements de terre

La compréhension fine du concept de séisme constitue un préalable essentiel à toute démarche de prévention, de gestion et de résilience face à ce phénomène naturel potentiellement dévastateur. Le séisme, ou tremblement de terre, peut être défini comme un mouvement brusque du sol, résultant de la libération soudaine d'énergie emmagasinée dans la lithosphère à la suite de ruptures ou de glissements le long de failles géologiques (Aki & Richards, 2002 ; Lay & Wallace, 1995). Cette énergie se propage sous forme d'ondes sismiques à travers les différentes couches terrestres, provoquant des vibrations à la surface.

Les séismes se caractérisent par plusieurs paramètres fondamentaux : La magnitude, qui mesure l'énergie libérée (échelle de Richter ou, plus précisément aujourd'hui, échelle de moment

sismique) ; La profondeur du foyer, c'est-à-dire le point d'origine du séisme dans la croûte terrestre ; L'épicentre, situé à la surface juste au-dessus du foyer ; L'intensité, qui traduit les effets du séisme sur les personnes et les infrastructures (échelle de Mercalli modifiée).

Sur le plan géodynamique, les séismes sont liés à la tectonique des plaques et interviennent dans la régulation des contraintes accumulées aux frontières de plaques (USGS, 2022). Ils sont donc des manifestations naturelles du fonctionnement interne de la planète. Toutefois, leur survenue dans des zones densément peuplées ou mal préparées peut entraîner des effets catastrophiques : destruction d'infrastructures (bâtiments, routes, ponts, réseaux) ; pertes humaines massives ; déclenchement de phénomènes secondaires comme les tsunamis, glissements de terrain, ou incendies urbains ; effondrement des systèmes économiques et sociaux locaux (Okazaki & Murao, 2015).

Cependant, les séismes ne sont pas seulement des événements naturels, mais bien des risques au sens où leur impact dépend étroitement des vulnérabilités sociales, économiques et institutionnelles des territoires exposés (Wisner et al., 2004). Ils révèlent la nécessité d'articuler connaissances scientifiques, capacité d'anticipation et infrastructures de résilience pour réduire les pertes et reconstruire durablement.

1.2.7 Prévention

La prévention constitue un levier central dans toute politique de gestion des risques naturels, en particulier dans le cas des séismes, dont l'occurrence ne peut être ni empêchée ni précisément prédite. Selon le Dictionnaire Le Robert, la prévention est définie comme "l'ensemble des mesures prises pour éviter un mal ou un danger », tandis que le Larousse la conçoit comme "le fait d'anticiper un risque pour en limiter les effets". Ces définitions soulignent l'importance d'une action en amont, centrée sur l'anticipation, la réduction des dommages et la protection des sociétés exposées. Dans le cas des aléas sismiques, la prévention repose sur une approche multidimensionnelle qui vise à réduire la vulnérabilité des populations et des infrastructures face à un phénomène dont la dangerosité est connue, mais dont la localisation et le moment d'apparition restent incertains. L'aléa sismique, en tant que "phénomène potentiellement dangereux à la probabilité variable" (approche géographique classique), ne peut être isolé de sa composante sociale : la vulnérabilité, entendue selon le CNRTL comme "le caractère de ce qui peut être endommagé". Ainsi, la prévention, en tant que stratégie proactive, permet de limiter les impacts humains, matériels et économiques des séismes, en transformant l'incertitude du danger en une capacité d'anticipation et d'adaptation.

1.2.8 Adaptation

L'adaptation désigne l'ensemble des actions et des ajustements mis en place pour faire face aux effets d'un phénomène naturel inévitable, comme un séisme, afin d'en réduire les impacts sur les populations, les infrastructures et l'environnement. Dans la littérature, selon le Centre National de Ressources Textuelles et Lexicales (CNRTL), il s'agit de « l'action de modifier quelque chose pour le rendre apte à une nouvelle situation ». Dans le domaine des risques, l'adaptation implique par exemple le renforcement des bâtiments existants, la modification des modes de vie ou d'occupation du territoire, ainsi que le développement de systèmes de gestion de crise. Elle se distingue de la prévention, qui vise à éviter ou limiter l'occurrence même du danger, alors que l'adaptation part du principe que le risque est inévitable et qu'il faut s'y préparer au mieux.

1.2.9 Atténuation

L'atténuation désigne l'ensemble des mesures et stratégies visant à réduire l'intensité ou les effets négatifs d'un aléa naturel sur les populations et les infrastructures. Dans la littérature, selon le Centre National de Ressources Textuelles et Lexicales (CNRTL), « atténuer » signifie « rendre moins grave, moins intense ». Dans le contexte des risques naturels, et en particulier des séismes, l'atténuation consiste à diminuer l'impact destructeur du phénomène, visant à limiter les dommages potentiels par des actions techniques, réglementaires et comportementales. De même, les recherches en gestion territoriale insistent sur la planification urbaine comme levier d'atténuation, en évitant l'implantation d'enjeux sensibles dans les zones à risques (UNDRR, 2015). Ainsi, dans la littérature, l'atténuation est considérée comme une composante essentielle, complémentaire à la prévention et à l'adaptation, dans une approche intégrée de réduction des risques.

1.3 CADRE THEORIQUE DE L'ANALYSE BIBLIOMETRIQUE

1.3.1 Définitions, Fondements et applications de la bibliométrie

La bibliométrie, introduite par Pritchard en 1969 en remplacement du terme « bibliographie statistique », désigne l'application de méthodes mathématiques et statistiques à l'analyse des publications scientifiques. Elle permet de quantifier l'activité de recherche en étudiant les métadonnées des publications scientifiques (Pritchard, 1969 ; Larivière & Sugimoto, 2018). En offrant une mesure objective de la production et de l'impact scientifique, la bibliométrie constitue un outil central pour évaluer l'évolution des disciplines, détecter les changements de paradigmes et identifier les tendances émergentes dans la recherche. Son champ d'application est vaste : elle peut servir à analyser la performance d'un chercheur, d'une institution, d'une

revue ou même d'un pays. Elle permet également de suivre le développement d'un domaine de recherche, de mesurer l'influence d'un article ou d'une revue, et de mieux comprendre les dynamiques de production et de diffusion du savoir scientifique (Baker, 1991 ; Broadus, 1987). La bibliométrie est mobilisée par divers acteurs : Les bibliothécaires l'utilisent pour optimiser les collections documentaires ; les éditeurs scientifiques s'en servent pour orienter leurs politiques éditoriales ; les chercheurs s'en appuient pour cibler les revues pertinentes et structurer leur veille ; les analystes et méthodologistes l'emploient pour concevoir de nouveaux indicateurs ; les instances d'évaluation s'y réfèrent pour classer et comparer les productions scientifiques ; et les décideurs politiques l'intègrent dans les stratégies de financement et de pilotage de la recherche.

La bibliométrie repose principalement sur l'analyse des citations, qui permet d'examiner les liens entre publications et de cartographier les réseaux de connaissances (Diodato, 1994). Elle distingue deux dimensions : descriptive, lorsqu'il s'agit d'identifier les auteurs, revues ou institutions les plus prolifiques, et relationnelle, lorsqu'elle explore les interconnexions entre travaux scientifiques.

Le développement d'outils de visualisation tels que CiteSpace (Chen, 2006) et VOSviewer a largement contribué à la diffusion de l'analyse bibliométrique, notamment dans l'exploration des réseaux de co-citation, de collaboration entre auteurs ou de co-occurrence de mots-clés. Ces logiciels permettent de repérer les thématiques de recherche majeures et d'analyser la structuration des champs scientifiques autour de communautés spécialisées.

Initialement développée dans les sciences de l'information et la bibliothéconomie, la bibliométrie est aujourd'hui largement utilisée dans toutes les disciplines scientifiques. Elle permet la production de synthèses quantitatives représentatives d'un champ donné et soutient à la fois l'analyse théorique et la prise de décision stratégique dans le monde académique.

1.3.2 Analyse bibliométrique appliqué à l'évaluation des risques sismiques

Les séismes figurent parmi les catastrophes naturelles les plus destructrices pour les sociétés humaines, les infrastructures et l'environnement. Selon les données du Centre de Recherche sur l'Épidémiologie des Désastres (CRED), les tremblements de terre ont représenté 58 % des décès liés aux catastrophes naturelles entre 2000 et 2019. En 2021, les pertes économiques annuelles imputables aux séismes étaient estimées à 32,7 milliards de dollars (EM-DAT, 2020). Compte tenu de ces enjeux, l'analyse des aléas et des risques sismiques constitue un levier fondamental pour renforcer les stratégies de réduction des risques et de résilience. Une connaissance précise de la répartition spatiale et temporelle des phénomènes sismiques, ainsi que des facteurs

influençant leur intensité et leur survenue, est indispensable pour guider les choix en matière d'aménagement du territoire, de conception d'infrastructures et de gestion des crises. Les progrès réalisés dans les domaines de la géophysique, de la sismologie et des technologies géospatiales ont permis d'affiner considérablement ces évaluations.

La bibliométrie est de plus en plus mobilisée pour analyser la dynamique de la recherche scientifique. Elle s'est révélée utile dans plusieurs domaines de la géotechnique, tels que les études sur les tassements (Li et al., 2023), les glissements de terrain (Liu et al., 2022 ; Huang et al., 2022), ou encore l'érosion des sols (Bezak et al., 2021). Toutefois, peu de travaux ont spécifiquement abordé l'évaluation des vulnérabilités et des aléas sismiques en lien avec la résilience urbaine sous un angle bibliométrique.

Cette recherche se distingue par son orientation ciblée sur les risques sismiques, à la différence d'études antérieures telles que celles de Gizzi & Potenza (portant sur le séisme d'Irpinia-Basilicate de 1980) ou Xingjian et al. (Analyse historique de la recherche sismique entre 1900 et 2010), qui abordent la sismicité sans se focaliser sur les dynamiques d'évaluation du risque. Dans ce contexte, l'analyse bibliométrique constitue un outil pertinent pour explorer l'évolution scientifique du champ. Elle permet d'identifier les principales contributions, les réseaux de collaboration, les thématiques émergentes et les lacunes dans la littérature. Cette étude propose une analyse bibliométrique approfondie de la recherche sur l'évaluation des vulnérabilités, des aléas et des risques sismiques en milieu urbain, couvrant la période 2000–2023. Elle repose sur l'extraction de données issues de la base Scopus, analysées à l'aide du logiciel VOSviewer.

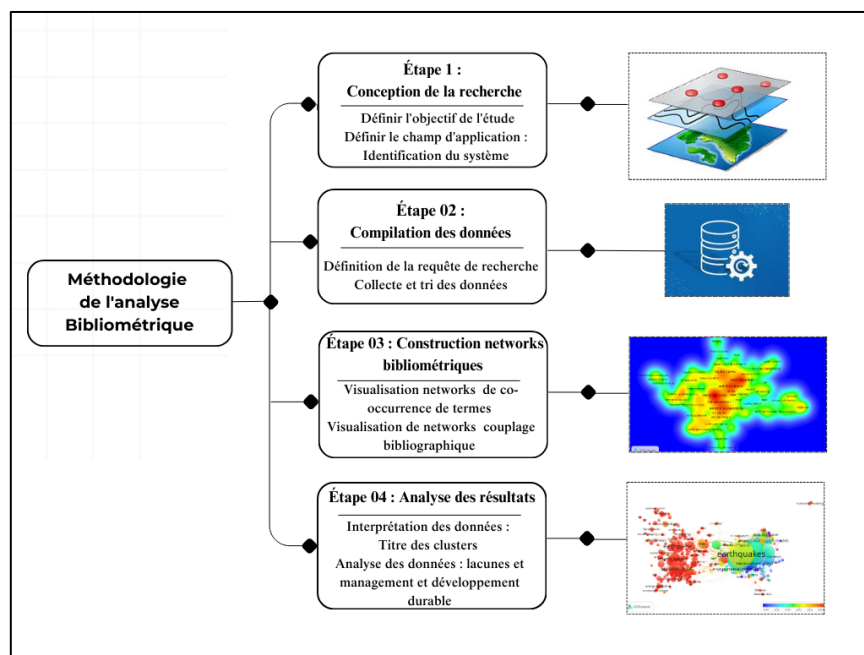


Figure.1.1 Étapes clés (Workflow) de la méthodologie d'analyse bibliométrique (Source : Auteure)

1.3.2.1 Approche méthodologique de l'analyse bibliométrique

La collecte et le traitement des données dans cette étude bibliométrique s'inspirent des protocoles méthodologiques proposés par Omoregie et al. (2022) et Amlan et al. (2023), avec des ajustements spécifiques pour répondre aux exigences de notre problématique de recherche. Ces adaptations visent à assurer une cohérence entre les objectifs de l'étude notamment l'évaluation de la production scientifique relative aux aléas et aux risques sismiques et les techniques d'analyse mobilisées. L'approche adoptée repose sur une sélection rigoureuse des publications issues de la base de données Scopus, en s'appuyant également sur des outils spécialisés comme VOSviewer, qui facilitent la visualisation des réseaux de co-citation, de collaboration entre auteurs et de co-occurrence des mots-clés. Cette approche permet de dresser une cartographie claire du paysage scientifique dans le domaine concerné, d'en analyser les dynamiques structurelles, et d'identifier les principaux axes de recherche ainsi que les contributions les plus influentes.

1.3.2.1.1 Sources et collecte des données

Dans cette étude, les données ont été extraites de la base Scopus, reconnue pour sa couverture étendue et ses mises à jour régulières, ce qui en fait une référence dans l'analyse bibliométrique (Powell et al., 2017). La recherche, effectuée avec la version d'octobre 2023, a porté sur la période 2000–2023 en utilisant une combinaison de mots-clés liés aux aléas sismiques, à la vulnérabilité, au risque, à la résilience et à la prédiction des mouvements du sol. Une première requête large a permis d'identifier 5494 publications, ensuite affinées à l'aide de critères d'exclusion inspirés d'Abbate et al. (2022), notamment en écartant les revues de littérature et les documents non pertinents, pour ne conserver que les articles originaux publiés en anglais. L'analyse a porté sur plusieurs variables clés, telles que les auteurs, les institutions, les mots-clés, les années de publication et le nombre de citations. Les données ont été traitées à l'aide de Microsoft Excel, puis analysées avec le logiciel VOSviewer (v1.6.20). Ce dernier a permis de générer des cartes relationnelles représentant les réseaux de co-citation, de collaboration entre auteurs et de co-occurrence des termes. La taille des nœuds y reflète la fréquence des éléments analysés, tandis que l'épaisseur des liens traduit l'intensité des relations (van Eck & Waltman, 2022). Cette approche méthodologique a permis d'explorer les dynamiques structurelles de la recherche sur les risques sismiques, d'en identifier les tendances majeures, les acteurs clés et les lacunes potentielles.

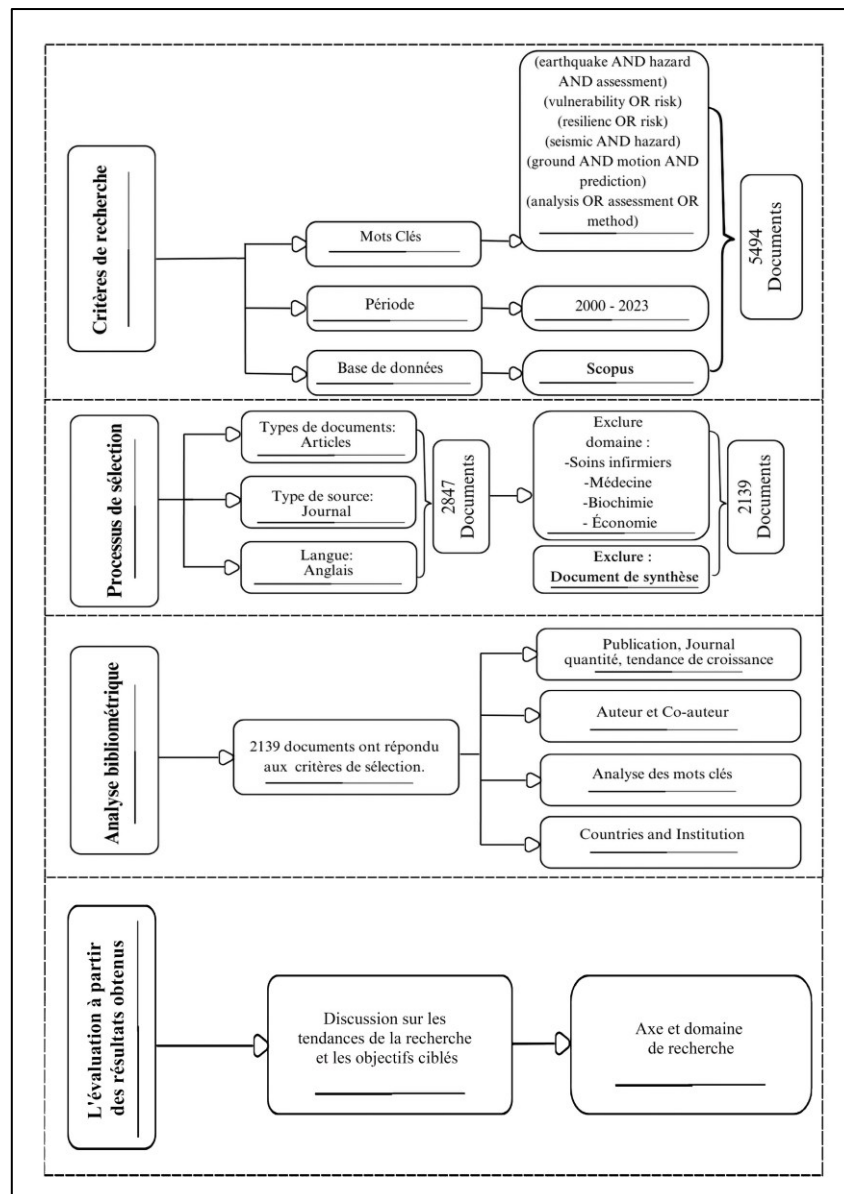


Figure.1.2 Cadre méthodologique et applications de l'analyse bibliométrique du risque sismique. (Source : Auteure)

1.3.2.1.2 Application de l'analyse bibliométrique

Un total de 5494 entrées sur l'évaluation des vulnérabilités, aléas et risques sismiques a été identifié dans cette étude. Avant de tirer une conclusion initiale, les données statistiques obtenues au cours de l'enquête doivent être organisées et soigneusement examinées. Les documents ont été classés en six groupes (Figure. 1.3). La majorité des publications étaient des articles (70 %), suivis par des articles de conférence (24 %). L'étude sur l'évaluation des aléas sismiques peut révéler des tendances et des évolutions en fonction du volume des publications et des articles de conférence publiés.

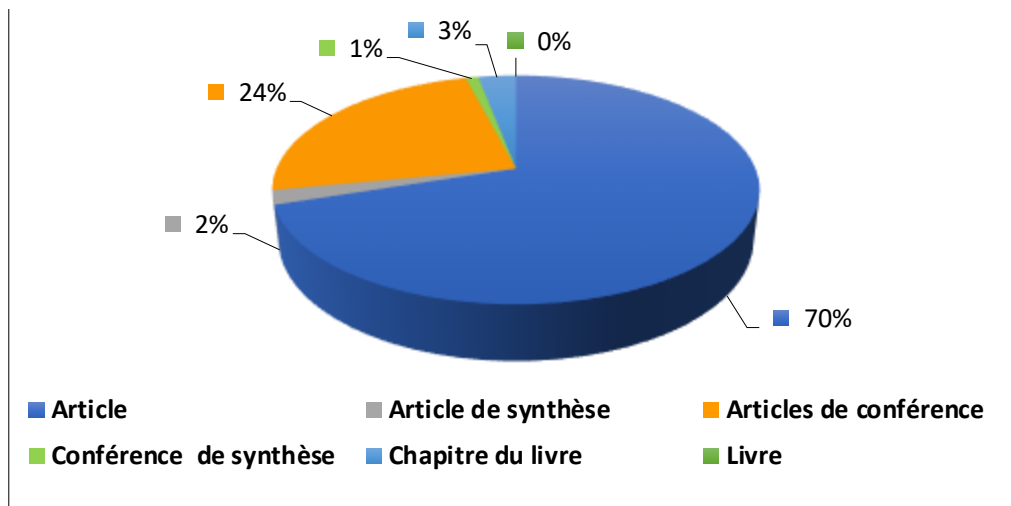


Figure.1.3 Pourcentage et répartition des types de documents dans l'évaluation des risques sismiques.
(Source : Auteurs)

1.3.2.1.3 Publications annuelles et intérêt croissant

Au cours des dix dernières années, un total de 2 139 articles scientifiques portant sur l'évaluation des séismes et des aléas sismiques ont été publiés, reflétant une progression constante de l'intérêt académique pour ce domaine. L'analyse chronologique des publications entre 2000 et 2023 révèle une nette croissance à partir de 2006, après une période initiale de faible activité (moins de 25 articles par an entre 2000 et 2006), atteignant un pic en 2019 avec 176 articles. Cette augmentation peut être partiellement attribuée à l'impact du séisme de l'océan Indien en 2004, classé parmi les plus meurtriers et dévastateurs, qui a suscité une mobilisation scientifique internationale (Stein & Okal, 2007). La catastrophe du 26 décembre 2004, avec une magnitude de moment supérieure à 9Mw, a marqué un tournant dans la recherche sismologique, entraînant une intensification des publications à partir de 2006. Entre 2006 et 2011, la production annuelle a fluctué entre 41 et 136 articles, tandis que la période 2018–2023 a été caractérisée par un maintien soutenu de l'activité scientifique, avec plus de 100 publications par an, illustrant la consolidation d'un intérêt croissant pour l'évaluation des risques sismiques à l'échelle mondiale.

La Figure 1.4 ; présente le nombre total de citations et les citations normalisées par article dans le domaine de la recherche sur l'évaluation des risques sismiques pour la période 2000-2023, ces publications ont collectivement obtenu un total de 52,483 citations. Le graphique révèle une croissance fluctuante, caractérisée par plusieurs variations dans le nombre de citations annuelles au fil des années. L'année 2011 a enregistré le plus grand nombre total de citations, avec 6 815, tandis que 2023 a eu le plus faible, avec seulement 626 citations.

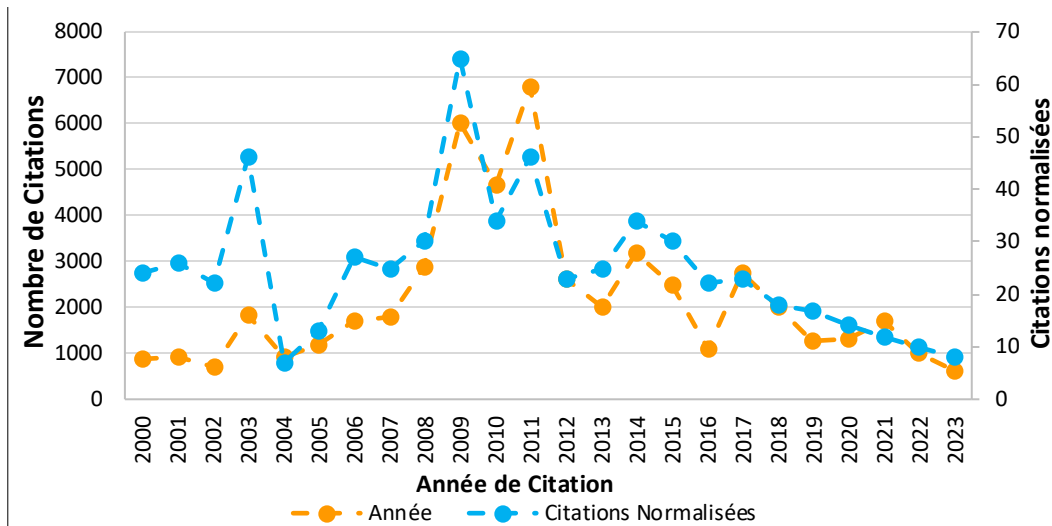


Figure 1.4 Nombre de citations et citations normalisées par article dans la recherche sur liée aux risques sismiques (2000-2023).
(Source : Auteure)

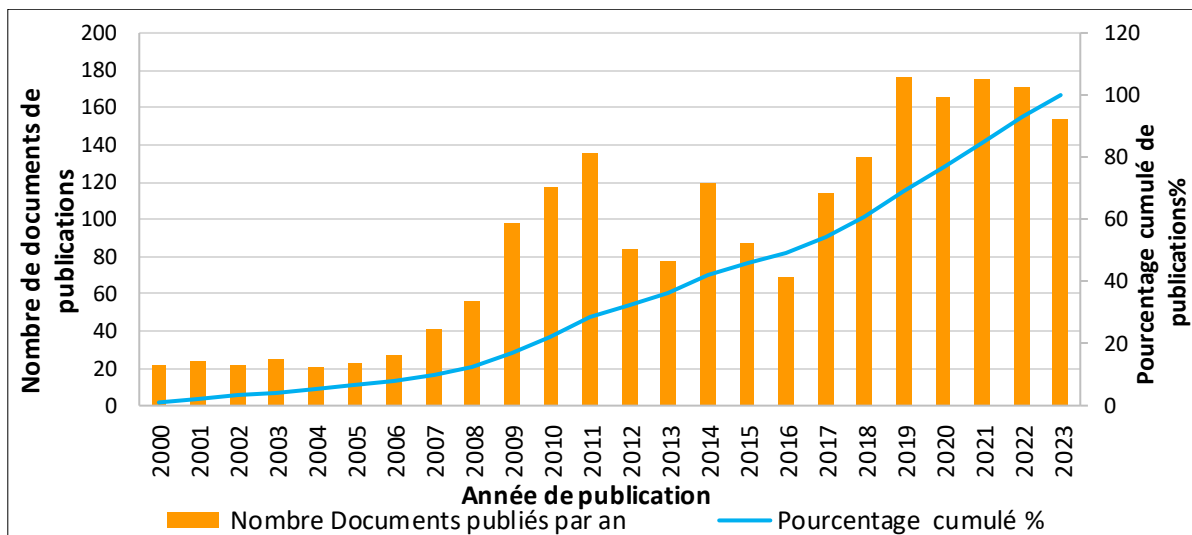


Figure.1.5 Pourcentage annuel et cumulatif des publications sur les risques sismiques.
(Source : Auteure)

Il est à noter que les articles publiés dans les premières années ont tendance à recevoir plus de citations que les publications plus récentes, ce qui est compréhensible, car il faut du temps pour accumuler des références (Figure.1.5). D'autre part, les années 2003 et 2009 ont enregistré le plus grand nombre de citations normalisées par article, avec une moyenne de 74 citations, tandis que 2023 a eu le plus faible, avec seulement 08 citations normalisées par article.

Le tableau.1.1 présente les données issues de Scopus sur les publications annuelles, les citations, l'indice h et le pourcentage d'articles cités dans le domaine de l'évaluation de la vulnérabilité et de l'aléa sismique entre 2000 et 2023. Sur les 2 139 articles recensés, un total de 52 483 citations a été enregistré, bien que l'analyse montre une absence de corrélation directe entre le volume de publications annuelles et le nombre de citations. Par exemple, 2019, avec le

plus grand nombre de publications (176), n'a généré que 1 273 citations, tandis que 2011, avec 136 articles, a atteint un pic de 6 815 citations, reflétant l'influence marquante de contributions méthodologiques majeures cette année-là.

Ces publications comprennent des avancées telles que la prévision opérationnelle des séismes (OEF), les évaluations des glissements de terrain induits par les séismes (Yin et al., 2009 ; Keefer, 1984 ; Jibson et al., 2011), et l'introduction du modèle CyberShake (Parker et al., 2012), qui ont façonné de nouveaux courants de recherche. L'article le plus cité est celui de Yin et al. (2009), portant sur les glissements de terrain liés au séisme de Wenchuan, avec 652 citations, suivi par les travaux de Lagomarsino et Giovinazzi (2006) sur les modèles macrosismiques et mécaniques (567 citations) et ceux de Kappos et al. (2006) sur l'évaluation du risque sismique des structures (567 citations). Enfin, l'étude de Giovinazzi et Lagomarsino sur la vulnérabilité sismique urbaine, appliquée à une zone pilote, a également eu un impact notable, avec 265 citations, confirmant l'intérêt croissant pour les approches intégrées de l'évaluation des risques sismiques en milieu urbain.

Tableau.1.1 Nombre Total des publications et des citations sur la vulnérabilité, aléa et risque sismique (Base de données Scopus)

Année de Citation	Publication Annuelle	Nombre de Citations	H-Index	Articles Cités (%)
2000	22	876	16	77
2001	24	940	13	75
2002	22	725	15	77
2003	25	1846	12	76
2004	21	935	14	90
2005	23	1200	14	96
2006	27	1705	20	96
2007	41	1786	19	95
2008	56	2870	27	96
2009	98	6020	39	91
2010	117	4652	34	99
2011	136	6815	48	92
2012	84	2630	27	94
2013	78	2007	25	90
2014	120	3200	30	93
2015	87	2500	26	92
2016	69	1112	24	99
2017	114	2747	32	96
2018	133	2000	28	97
2019	176	1273	23	97
2020	166	1301	23	96
2021	175	1705	22	91
2022	171	1012	12	87
2023	154	626	11	88

(Source : Auteure)

1.3.2.1.4 Pays leaders dans les publications sur les risques sismiques

La Figure 1.6, 1.7 et le Tableau 1.2 répertorient les dix principaux pays contributeurs à la recherche sur l'évaluation et la gestion des risques sismiques, en se basant sur le nombre total de publications, de citations, l'indice h et le nombre moyen de citations par article. Les États-Unis arrivent en tête avec 373 publications, représentant 6,31 % du total des publications issues de 135 pays, suivis de près par l'Italie avec 359 publications. Ces deux pays présentent également les indices h les plus élevés, respectivement de 64 pour les États-Unis et 58 pour l'Italie, avec un total de 5 760 et 5 223 citations.

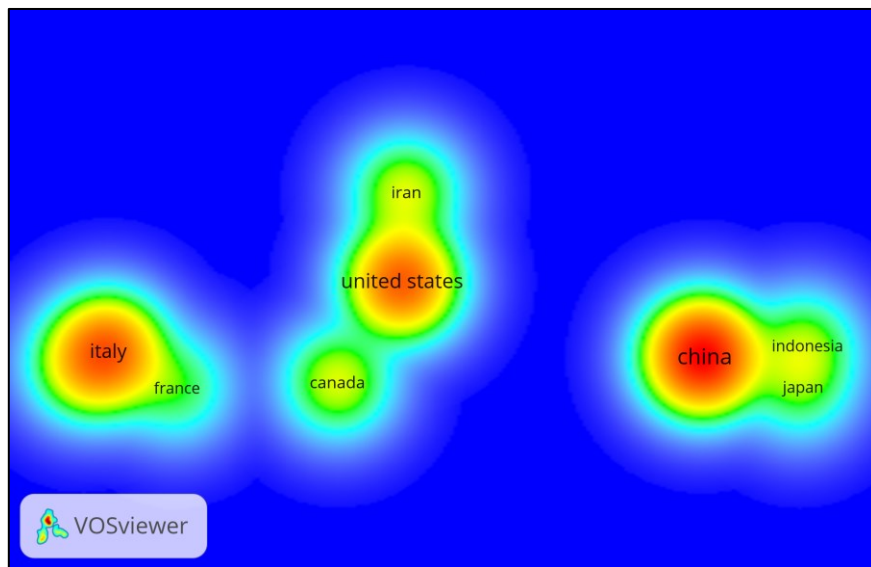


Figure.1.6 La carte de visualisation de la densité des Co-Auteurs des Pays leaders dans la recherche sur les risques sismiques de 2000 à 2023.
(Source : Auteure)

La prédominance des États-Unis en matière de production scientifique, largement documentée (Man et al., 2004), s'explique en partie par leur exposition fréquente aux aléas sismiques dans des zones comme la Californie, l'Alaska et Hawaï. De même, l'Italie, régulièrement affectée par des séismes destructeurs tels que celui de L'Aquila en 2009 ou ceux de 2016–2017 dans le centre du pays, constitue un pôle important de recherche sismologique, où les événements passés ont stimulé le développement d'approches de prévision du risque à différentes échelles (Brando et al., 2020).

La Chine et le Royaume-Uni occupent respectivement les troisième et quatrième rangs avec 172 et 140 publications, bien qu'un écart significatif subsiste entre le volume de production scientifique de la Chine et celui de l'Italie, soulignant la concentration des efforts de recherche sismique dans certains pays fortement exposés aux risques sismiques.

Tableau.1.2 Classement des pays les plus actifs en recherche sur les risques sismiques

Top 10	Pays	Publication totale	Citation par article	H-Index	Citation normalisée par article
1	États-Unis	373	5760	64	16
2	Italie	359	5223	58	14
3	Chine	172	1824	25	11
4	Royaume-Uni	140	2007	36	15
5	Inde	126	574	29	5
6	France	115	342	31	4
7	Iran	110	657	19	6
8	Canada	99	1035	28	12
9	Indonésie	91	483	24	3
10	Japan	88	307	21	4

(Source : Auteure)

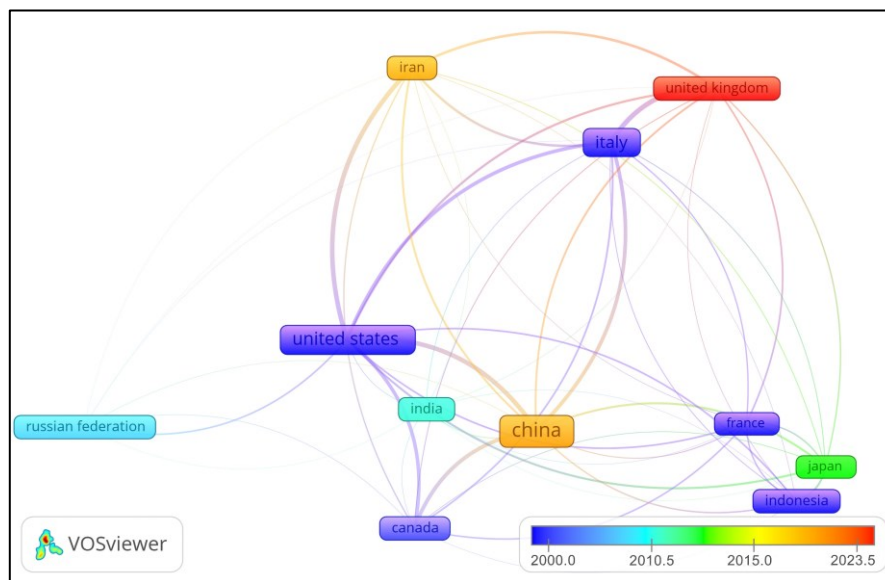


Figure.1.7 Visualisation en superposition des Pays leaders dans la recherche sur les risques sismiques de 2000 à 2023.

(Source : Auteure)

L'analyse de co-authorship réalisée à l'aide de VOSviewer permet d'explorer les processus de collaboration entre auteurs dans le domaine de la recherche scientifique, en mettant en évidence les relations établies à travers des publications conjointes (Figure 1.6). Pour ce faire, les chercheurs intègrent dans le logiciel des ensembles de données contenant les titres des articles, les noms des auteurs ainsi que, dans certains cas, des métadonnées telles que les mots-clés, les années de publication ou le nombre de citations. VOSviewer traite ces données afin d'identifier des réseaux de collaboration entre auteurs, qu'il regroupe en clusters selon l'intensité de leurs interactions scientifiques. Ces réseaux sont visualisés sous forme de cartes relationnelles, où la taille des nœuds (ou étiquettes) reflète l'importance relative des éléments représentés. Ainsi, dans le cas d'une cartographie par pays, comme illustré dans le Tableau 3, plus le nombre de

publications associées à un pays est élevé, plus l'étiquette de ce pays est grande, soulignant son poids dans les collaborations scientifiques internationales.

Tableau.1.3 Critères utilisés pour générer la carte VOSviewer par pays

Paramètre	Valeur utilisée
Méthode Normalisation	Force d'association (Association strength)
Résolution de regroupement (Cluster)	1,0
Taille minimale des groupes	1
Nombre minimum de documents par pays	1

(Source : Auteure)

Dans la visualisation générée par VOSviewer, la distance entre deux pays reflète le degré de similarité de leurs liens de co-authorship, conformément à l'approche de van Eck et al. (2010) ; ainsi, plus deux pays sont proches sur la carte, plus leurs collaborations scientifiques sont étroites. Les lignes reliant les pays représentent les liens de co-publication les plus significatifs, en termes de fréquence et d'intensité. Parmi eux, les États-Unis se distinguent par le niveau d'affiliation le plus élevé, avec des collaborations établies avec 40 pays et territoires, et une force de lien cumulative atteignant 232. Notamment, la connexion entre les États-Unis et l'Italie, caractérisée par une force de lien de 29, témoigne d'une collaboration soutenue dans le domaine de l'évaluation de l'aléa et du risque sismique, illustrant l'importance stratégique des échanges scientifiques entre ces deux pôles majeurs de la recherche sismologique.

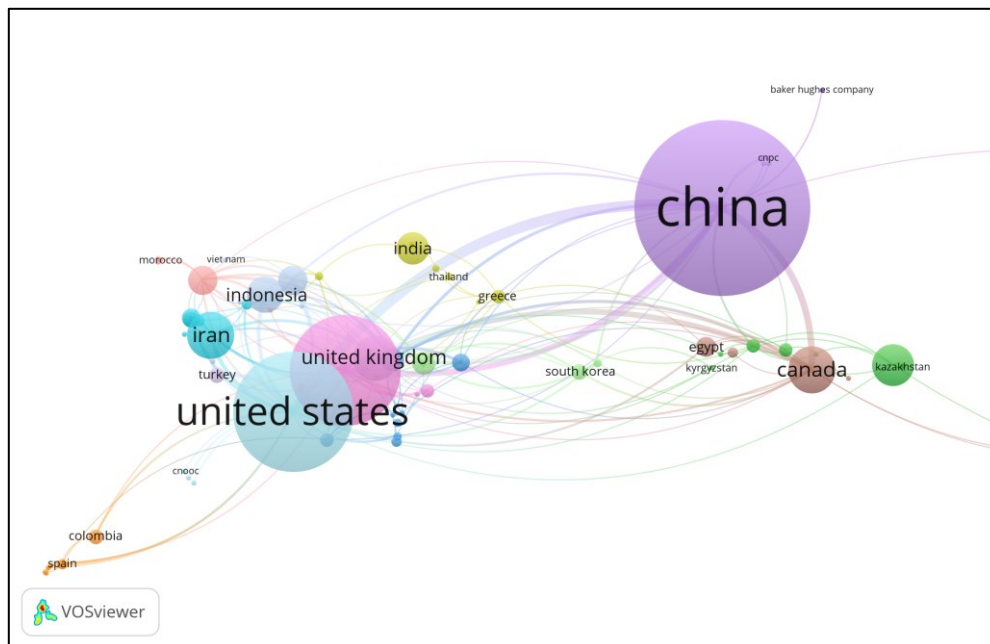


Figure.1.8 Visualisation en réseau de la carte bibliométrique basée sur l'analyse de co-authorship entre pays.

(Source : Auteure)

Entre 2000 et 2023, les contributions des différentes nations à la recherche sur l'évaluation des risques sismiques sont restées significativement inférieures à celles des principaux pays producteurs que sont les États-Unis, l'Italie, la Chine, le Royaume-Uni, l'Inde, le Canada et l'Iran. Sur les 106 pays répertoriés, 43 n'ont publié qu'entre un et vingt articles, ce qui reflète un niveau de production modéré. Toutefois, la qualité scientifique des recherches demeure constante, indépendamment de la nationalité des co-auteurs, mettant en évidence le rôle essentiel de la collaboration internationale dans la production de connaissances scientifiques. Cette dynamique souligne la capacité des nations et institutions de recherche à coopérer efficacement, en combinant leurs expertises pour générer des publications à fort impact. Plusieurs facteurs expliquent l'essor de la recherche collaborative à l'échelle mondiale, notamment le besoin de diversification disciplinaire, l'évolution des mécanismes de financement, l'augmentation des ressources humaines qualifiées et les contraintes techniques liées à certaines expériences nécessitant des équipements spécialisés (Melkers et al., 2010 ; Loh et al., 2022). Une analyse menée à l'aide de VOSviewer sur les tendances de co-authorship entre pays a d'ailleurs mis en évidence la solidité des relations internationales, motivées principalement par le besoin de financement, le partage des connaissances, l'accès commun aux ressources et la volonté de publier conjointement les résultats scientifiques.

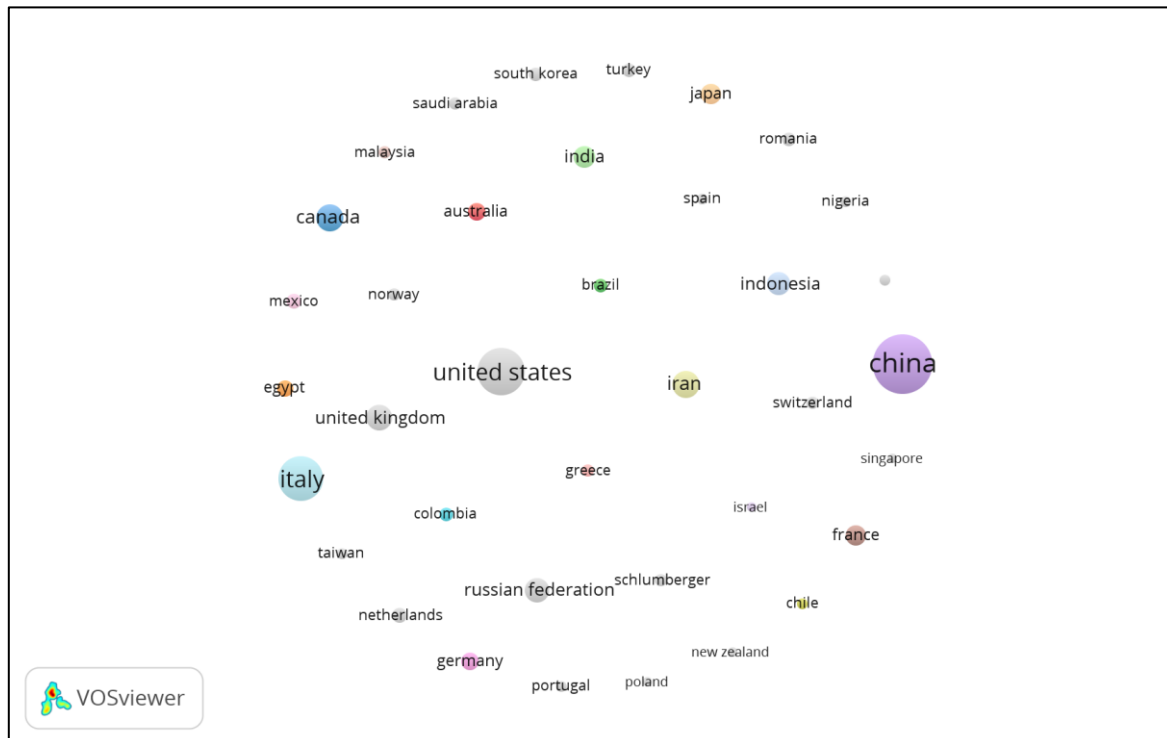


Figure.1.9 Visualisation en réseau de la carte bibliométrique des collaborations entre nations liés aux risques sismiques de 2000 à 2023.
(Source : Auteure)

1.3.2.1.5 Revues les plus performantes

Une recherche approfondie a été réalisée à partir de la base de données Scopus afin d'identifier les revues scientifiques les plus pertinentes dans le domaine de l'évaluation des risques et aléas sismiques (Tableau.1.4). Cette analyse a pris en compte le nombre total d'articles publiés, le volume de citations reçues, ainsi que d'autres indicateurs essentiels comme les articles les plus cités, les maisons d'édition, le CiteScore et la répartition par quartile. Parmi les dix revues les plus productives, plusieurs éditeurs académiques se distinguent par leur forte présence dans le domaine, notamment Elsevier Ltd., Springer Nature, la Seismological Society of America, l'Earthquake Engineering Research Institute et Wiley-Blackwell Publishing Ltd ; Elsevier Ltd occupe une position dominante avec quatre revues sur les dix premières, confirmant son rôle central dans la diffusion des connaissances liées aux risques sismiques. Ensemble, ces dix revues ont publié un total de 988 articles, cumulant 11 092 citations, ce qui témoigne de l'importance scientifique et de l'impact académique de ces publications, issues principalement de pays développés disposant d'importantes infrastructures de recherche.

Tableau.1.4 Les 10 revues les plus productives sur l'évaluation de la vulnérabilité, d'aléas et des risques sismiques de 2000 à 2023

N°	Journaux	TP	TC	NCPA	PCA (%)	CS (2023)	SJR (2023)	SNIP (2023)	Q	HCA	Éditeur
1	Bulletin of Earthquake Engineering	218	2804	18	95	8.9	1.088	1.829	Q1	Modèles macrosismiques et mécaniques pour l'évaluation de la vulnérabilité et des dommages des bâtiments actuels.	Springer Nature
2	Natural Hazards	180	2008	12	95	7.0	0,797	1.200	Q1	Le séisme de Wenchuan (12 mai 2008), province du Sichuan, Chine, et les risques géologiques associés.	Springer Nature
3	Bulletin of the Seismological Society of America	150	2500	20	93	5.8	1.350	1.300	Q1	Évaluation des risques sismiques (2003-2009) pour le code du bâtiment italien.	Seismological Society of America

N°	Journaux	TP	TC	NCPA	PCA (%)	CS (2023)	SJR (2023)	SNIP (2023)	Q	HCA	Éditeur
4	Soil Dynamics and Earthquake Engineering	80	850	12	95	8.2	1.400	2.000	Q1	Traitement des données italiennes sur les dommages pour établir des courbes de fragilité typologique.	Elsevier
5	Earthquake Spectra	75	900	13	90	7.8	1.700	2.200	Q1	Définition des mécanismes d'effondrement et de la vulnérabilité sismique des bâtiments en maçonnerie historique.	Earthquake Engineering Research Institute
6	International Journal of Disaster Risk Reduction	70	639	10	95	8.2	1.302	1.746	Q1	Développement d'un modèle holistique pour l'évaluation des risques sismiques et les interventions de gestion des catastrophes dans les tissus urbains.	Elsevier
7	Earthquake Engineering and Structural Dynamics	65	1546	18	93	7.5	1824	2400	Q1	Modèle de corrélation pour les intensités de mouvement sismique spatialement distribuées.	Wiley-Blackwell
8	Tectonophysics	55	400	9	90	6.2	1.409	1.300	Q1	Changements de contrainte statique de Coulomb sur les failles causés par le séisme de Wenchuan (Mw 7,9) en 2008, Chine.	Elsevier
9	Journal of Seismology	50	250	7	85	3.5	0.500	0.815	Q2	Développement d'un modèle de perte sismique pour l'assurance catastrophe en Turquie.	Springer Nature

N°	Journaux	TP	TC	NCPA	PCA (%)	CS (2023)	SJR (2023)	SNIP (2023)	Q	HCA	Éditeur
10	Engineering Structures	45	1,008	25	85	10.0	1.807	2.321	Q1	Derivation of vulnerability functions for European-type RC structures based on observational data.	Elsevier

(Source : Auteure)

Légende : TP : Total des publications ; TC : Total des citations ; NCPA : Nombre de publications citées ; PCA (%) : Pourcentage d'articles cité ; CS : CiteScore ; SJR (2022) : SCImago Journal Rank ; SNIP : Impact normalisé de la source par papier ; Q : Quartile ; HCA : article le plus cité.

Parmi les revues analysées, Bulletin of Earthquake Engineering se distingue par le plus grand volume de publications, avec 218 articles, représentant 22 % de l'ensemble des travaux identifiés. L'un de ses articles phares, intitulé « Modèles macrosismiques et mécaniques pour l'évaluation de la vulnérabilité et des dommages des bâtiments actuels », a reçu le plus grand nombre de citations (Cui et al., 2011). En termes de productivité, Natural Hazards et le Bulletin of the Seismological Society of America occupent respectivement les deuxième et troisième positions, avec 180 et 150 articles publiés. Toutefois, bien que Bulletin of Earthquake Engineering soit la revue la plus prolifique, elle ne domine pas en matière de citations, étant devancée par Natural Hazards et le Bulletin of the Seismological Society of America, qui comptabilisent respectivement 2 008 et 2 500 citations, contre 1 998 pour Bulletin of Earthquake Engineering. Cette observation suggère que, malgré une préférence des chercheurs pour publier dans cette revue, les articles parus dans Natural Hazards sont plus fréquemment cités, témoignant d'un impact scientifique plus marqué. Par ailleurs, selon l'analyse de Scopus, huit des revues étudiées affichent un CiteScore (2023) supérieur à 6, avec Engineering Structures atteignant le score le plus élevé (10). La revue Earthquake Engineering and Structural Dynamics se distingue également par ses excellentes performances, affichant le SJR le plus élevé (1,824) et le meilleur indice SNIP (2,40).

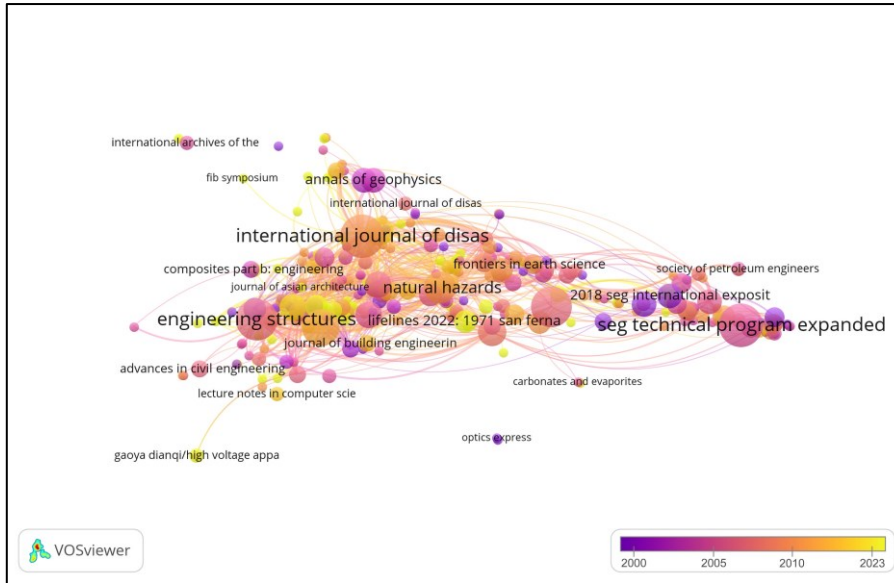


Figure.1.10 Visualisation en superposition des co-occurrence par revues de 2000 à 2023. (Source : Auteure)

Enfin, neuf des dix revues les plus prolifiques dans le domaine de l'évaluation des risques sismiques appartiennent au quartile Q1, attestant de leur qualité et de leur reconnaissance académique, tandis que seule Journal of Seismology est classée dans le quartile Q2, tout en demeurant une publication respectable.

1.3.2.1.6 Principaux auteurs (Auteurs de référence)

Selon l'analyse bibliométrique, les dix auteurs les plus influents dans le domaine de l'évaluation de la vulnérabilité, de l'aléa et du risque sismique ont à eux seuls contribué à 152 publications, représentant environ 7 % des 2139 articles identifiés entre 2000 et 2023 (Figure 1.11).

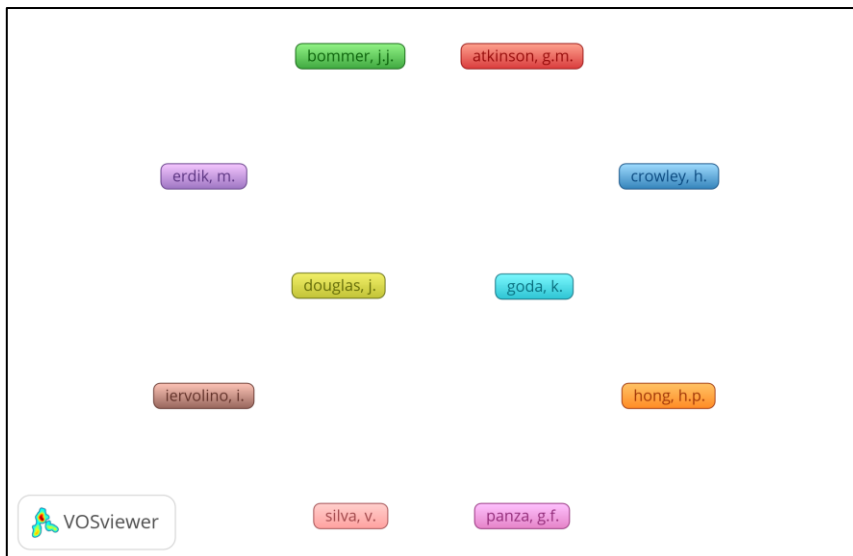


Figure.1.11 Visualisation en réseau de la carte bibliométrique des Principaux auteurs dans la recherche sur les risques sismiques (2000-2023). (Source : Auteure)

Ces auteurs sont issus de quatre pays : l'Italie (4), le Royaume-Uni (3), la Turquie (2) et le Canada (2). Katsuichiro Goda émerge comme l'auteur le plus productif avec 20 publications, suivi de Julian Bommer avec 18 articles. Cependant, c'est Helen Crowley qui enregistre le plus grand impact académique avec 905 citations et un indice H de 12, talonnée par Vitor Gorni Silva, auteur de 17 articles, qui cumule 518 citations pour un même indice H. Professeur agrégé et titulaire de la Chaire de recherche du Canada à l'Université Western Ontario, Katsuichiro Goda mène des recherches interdisciplinaires sur la gestion des risques multi-aléas, notamment liés aux séismes majeurs, avec une attention particulière aux dimensions économiques et sociétales (Goda et al., 2008). Il a notamment collaboré avec Hanping Hong et Gail Marie Atkinson, également classés parmi les dix premiers auteurs, tous affiliés à l'Université Western. Julian Bommer, quant à lui, chercheur principal à l'Imperial College London, concentre ses travaux sur l'évaluation des risques sismiques appliquée aux installations nucléaires et aux séismes induits (Grant et al., 2007). Helen Crowley, affiliée à l'EUCENTRE à Pavie, en Italie, est notamment reconnue pour sa publication de 2009 dans le Bulletin of Earthquake Engineering, intitulée A Comparison of Seismic Maps of Italy. De son côté, Vitor Gorni Silva, membre de la Global Earthquake Model Foundation, est l'auteur de l'article Development of the OpenQuake engine (2014), largement cité pour sa contribution au développement de la version 0.8 du logiciel OpenQuake, encore largement utilisé pour l'évaluation probabiliste du risque sismique, en raison de son architecture modulaire et de ses calculateurs intégrés.

1.3.2.1.7 Analyse des mots-clés

La capacité à repérer et à accéder efficacement aux travaux de recherche scientifique repose en grande partie sur la pertinence des mots-clés choisis par les auteurs, ces derniers jouant un rôle central en facilitant le repérage des articles dans les bases de données et en structurant la diffusion des connaissances (Saravanan et al., 2023). Pour explorer les orientations actuelles de la recherche et repérer les éventuelles lacunes dans le domaine de l'évaluation de la vulnérabilité, de l'aléa et du risque sismique, une analyse de co-occurrence des mots-clés a été menée à l'aide du logiciel VOSviewer. Entre 2000 et 2023, 2139 articles ont permis l'extraction de 6095 mots-clés, dont un sous-ensemble de 656 termes apparaissant au moins trois fois a été retenu pour la cartographie (Figure 1.10), selon les paramètres présentés dans le tableau 1.6. Le terme "seismic hazard" (aléa sismique) s'est révélé être le plus fréquemment utilisé, avec 222 occurrences et une force de lien cumulative de 442 avec d'autres mots-clés, témoignant de son rôle central dans le champ d'étude. D'autres termes clés, tels que "earthquake", "seismic risk", "vulnerability", "liquefaction", "GIS" (système d'information géographique) et "RS" (remote

sensing, télédétection), apparaissent également comme fortement interconnectés. En outre, plusieurs pays notamment l'Espagne, l'Iran, l'Italie, l'Égypte, le Mexique, la Turquie, la France, le Pakistan et la région de Téhéran ; figurent fréquemment parmi les mots-clés, suggérant que les chercheurs concentrent leurs travaux sur des contextes géographiques spécifiques, dans une logique de soutien aux politiques nationales d'atténuation du risque sismique.

Tableau.1.5 Paramètres appliqués à la cartographie VOSviewer pour l'analyse des co-occurrences des mots-clés

Paramètre	Valeur utilisée
Nombre minimum d'occurrences	3
Méthode de normalisation	Force d'association
Résolution de regroupement	1
Taille minimale du groupe	2

(Source : Auteure)

La visualisation et l'analyse des mots-clés extraits permettent aux chercheurs de mieux comprendre les thématiques dominantes de leur domaine d'étude et de révéler des connexions significatives entre les concepts.

La Figure 1.12 illustre la carte de densité des mots-clés, représentant la répartition des zones d'intérêt à l'aide d'un spectre de couleurs. Dans cette visualisation, les zones à forte densité sont indiquées en rouge, les zones à densité modérée en vert, et les zones à faible densité en bleu. Les tons rouges mettent en évidence les mots-clés les plus fréquemment rencontrés dans la littérature, traduisant des pôles majeurs de recherche. Parmi ces termes figurent notamment seismic hazard (aléa sismique), seismic risk (risque sismique), vulnerability (vulnérabilité), earthquakes (tremblements de terre), vulnerability assessment (évaluation de la vulnérabilité), seismicity (sismicité), microseismic monitoring (surveillance microsismique), seismic risk assessment (évaluation du risque sismique), seismic resilience (résilience sismique), liquefaction (liquéfaction), risk assessment (évaluation des risques), ainsi que fragility analysis (analyse de fragilité). Ces termes illustrent les axes prioritaires de recherche au sein du domaine, révélant un intérêt scientifique marqué pour l'analyse fine et multidimensionnelle des risques liés aux séismes.

Tableau.1.6 les 20 (Top 20) mots-clés les plus utilisés pour les quatre sous-périodes de 2000 à 2023

2000–2007	Fré- uene	2008–2012	Fréq- uence	2013–2018	Fréq- uence	2019–2023	Fréq- uence
Aléa sismique	24	Aléa sismique	61	Aléa sismique	50	Aléa sismique	83
Risque sismique	18	Séismes	23	Séisme	41	Risque sismique	76
Séismes	19	Risque sismique	18	Vulnérabilité	20	Vulnérabilité	41
Tremblements de terre	17	Vulnérabilité	12	Vulnérabilité sismique	17	Vulnérabilité sismique	34
Vulnérabilité	13	Wenchuan	11	SIG	15	Séismes	27
Sismicité	6	Tremblement de terre	10	Sismicité	15	Évaluation des risques	24
Probabilité	7	Mouvement du sol	9	Courbes de fragilité	15	Risque	21
Accélération du sol	5	Liquéfaction	9	Risque	15	Sismicité induite	20
Sismique probabiliste	4	Vulnérabilité sismique	9	Liquéfaction	15	Évaluation du risque sismique	19
Évaluation des aléas	4	Fragilité	7	Évaluation des risques	15	Résilience	20
Évaluation des risques	4	SIG	7	Faïlles actives	7	Fragilité	15
Vulnérabilité sismique	4	Italie	7	Fonctions de fragilité	7	Liquéfaction	14
Ingénierie parasismique	3	Glissements de terrain	7	Micro zonage sismique	7	Courbes de fragilité	13
Courbes de fragilité	4	Sismicité	7	Évaluation des aléas sismiques	7	SIG	13
Aléa	3	Aléa sismique	6	Évaluation de la vulnérabilité	7	Courbe de fragilité	13
Risque industriel	3	Iran	6	Analyse de fragilité	6	Sismique probabiliste	12
Glissements de terrain	3	Atténuation	6	Accélération du sol	6	Analyse des aléas	12
Fiabilité	3	Probabiliste	6	Basé sur la performance	6	Inspection visuelle rapide	12
Évaluation des aléas sismiques	3	Effets sismiques	6	Ingénierie parasismique	6	Sismicité	13
Analyse du risque sismique	3	Évaluation	6			Effets de site	16

(Source : Auteure)

1.3.2.2 Résultats de l'analyse bibliométrique

Cette revue bibliométrique, fondée sur la base de données Scopus, a permis de recenser les publications annuelles et les citations relatives aux aléas et risques sismiques entre 2000 et 2023. L'intérêt croissant pour l'évaluation de la vulnérabilité face aux séismes se traduit par une augmentation notable du nombre d'articles publiés. Dans ce contexte, la bibliométrie constitue un outil essentiel pour analyser les collaborations scientifiques, identifier les tendances dominantes et repérer les problématiques émergentes.

Cependant, cette étude présente une limite : elle repose exclusivement sur Scopus. Bien que cette base figure parmi les plus exhaustives, l'intégration d'autres sources telles que Web of Science (WoS) ou Google Scholar permettrait de diversifier les perspectives, d'enrichir les résultats et de faciliter les comparaisons ultérieures. Les données recueillies – couvrant un large éventail de pays, de revues, d'institutions et d'auteurs – ont été analysées et synthétisées avec rigueur.

Les résultats révèlent que les chercheurs des États-Unis, d'Italie et du Royaume-Uni se distinguent par une productivité et une influence importante. Parallèlement, des disparités géographiques persistent : si des progrès notables ont été réalisés en Europe occidentale et en Turquie, certaines zones à forte activité sismique, comme l'Indonésie, le Japon ou d'autres pays de l'ASEAN, restent sous-représentées. L'analyse des liens entre production scientifique et contexte géographique s'avère ainsi cruciale pour comprendre ces inégalités.

Au niveau individuel, Katsuhiro Goda apparaît comme l'auteur le plus prolifique, tandis qu'Helen Crowley se distingue par son nombre de citations et un indice h élevé. Du côté des revues, Bulletin of Earthquake Engineering se démarque par son volume de publications, alors que Natural Hazards et Bulletin of the Seismological Society of America sont les plus citées, reflétant une forte visibilité scientifique. Concernant les axes de recherche, le mot-clé seismic hazard a longtemps dominé, mais une évolution récente fait émerger des thématiques telles que vulnerability, resilience et seismic risk assessment, témoignant d'un glissement vers une approche plus intégrée et multidisciplinaire.

Enfin, cette analyse met en évidence la nécessité de renforcer la collaboration scientifique internationale pour mieux faire face aux défis liés aux catastrophes sismiques. Un soutien accru aux recherches menées dans les régions à risque, combiné à une coopération interdisciplinaire, est essentiel pour combler les lacunes existantes et élaborer des stratégies d'atténuation plus efficaces. À mesure que la production scientifique continue de croître, la bibliométrie jouera un

rôle central dans la compréhension des dynamiques de recherche et la promotion d'une communauté scientifique plus inclusive.

1.4 CONCLUSIONS

La littérature consacrée à l'évaluation des risques et de la vulnérabilité sismiques a considérablement enrichi la compréhension des phénomènes liés aux tremblements de terre. Elle couvre un large éventail de thématiques : méthodes d'évaluation, études géologiques, facteurs environnementaux, techniques d'analyse de la vulnérabilité, intégration de l'intelligence artificielle, modélisation des risques et optimisation des conceptions structurelles. Malgré ces progrès, certaines lacunes persistent et appellent des investigations supplémentaires pour perfectionner les approches existantes.

L'analyse bibliométrique révèle que l'aléa sismique demeure un axe de recherche central, tandis qu'un déplacement progressif de l'intérêt scientifique s'oriente vers la vulnérabilité, la résilience et l'évaluation des risques, traduisant une approche plus globale du risque sismique. Les données historiques indiquent une fréquence élevée de séismes en Asie, provoquant de lourdes pertes humaines. La Chine, l'Indonésie et le Japon figurent parmi les pays les plus touchés au cours du dernier siècle. Dans cette perspective, les pays de l'ASEAN, fortement exposés, devraient occuper une place centrale dans les recherches sur l'aléa et la vulnérabilité sismiques. Néanmoins, des disparités géographiques persistent : tandis que la recherche progresse rapidement en Europe occidentale et en Turquie, certains pays très exposés, comme l'Indonésie ou le Japon, demeurent sous-représentés parmi les publications les plus influentes. L'analyse de 2 139 articles, dont les 1 282 les plus cités, met en évidence un intérêt croissant pour ces thématiques en Chine, en Turquie et en Indonésie. Toutefois, la faible présence de ces pays parmi les publications les plus reconnues peut s'expliquer par des ressources limitées, une visibilité internationale réduite ou un manque de collaborations avec des institutions de pays développés. Ce constat souligne un fort potentiel de développement, notamment par le renforcement des coopérations scientifiques, des échanges académiques, un meilleur accès aux ressources numériques et une participation accrue aux conférences internationales. La réalisation d'études de cas dans les régions sismiquement actives apparaît également nécessaire pour améliorer la compréhension locale des vulnérabilités.

La bibliométrie couvrant la période 2000–2023 confirme une augmentation importante des publications sur les aléas et risques sismiques, avec un point d'inflexion autour de 2006. Les principaux contributeurs proviennent de Chine, des États-Unis, d'Italie et du Royaume-Uni, illustrant l'intérêt mondial pour cette thématique. Les mots-clés les plus récurrents incluent :

aléa sismique, vulnérabilité, risque sismique, tremblement de terre, résilience, SIG et liquéfaction. Un intérêt croissant est également observé pour les risques induits, tels que les glissements de terrain.

Les travaux récents se concentrent davantage sur l'évaluation de la vulnérabilité des composantes structurelles, reflétant la volonté de mieux anticiper les impacts des séismes sur les infrastructures et les populations. Cette évolution témoigne d'une maturité croissante du domaine, situé à l'intersection de l'ingénierie, des géosciences et des sciences sociales.

Par ailleurs, une analyse complémentaire de 806 publications (articles, comptes rendus et notes de recherche) depuis 1984 a permis d'examiner l'évolution des tendances en matière de risques sismiques et de résilience. L'étude a porté sur huit dimensions : type de publication, auteurs et affiliations, approches théoriques et méthodologiques, disciplines mobilisées (génie sismique, urbanisme, géosciences, gestion des risques, sciences sociales, etc.), ainsi que le genre et la nationalité des chercheurs.

Les résultats mettent en évidence une interdisciplinarité croissante, intégrant des perspectives à la fois techniques et sociales. Cette tendance illustre une prise de conscience renforcée des enjeux liés à la prévention des catastrophes sismiques et à l'adaptation des infrastructures comme des communautés. En somme, cette revue bibliométrique offre une vision d'ensemble actualisée du champ de recherche, identifiant les avancées majeures, les thématiques émergentes et les défis à relever pour renforcer la résilience face aux risques sismiques.

En définitive, ce chapitre met en évidence la nécessité d'une approche intégrée et interdisciplinaire pour comprendre le risque sismique. La synthèse théorique et l'analyse bibliométrique révèlent non seulement les acquis, mais aussi les zones encore insuffisamment explorées, en particulier l'articulation entre aléa, vulnérabilité sociale et outils géospatiaux. Ce constat oriente directement la recherche vers un vaste territoire (le bassin néogène continental Constantine-Mila), qui constitue le laboratoire idéal pour tester et développer une telle approche.

2. CHAPITRE II : CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET GRANDS TRAITES PHYSIQUES

Après avoir défini le cadre conceptuel général, ce deuxième chapitre se concentre sur la réalité physique de la région étudiée. Le bassin néogène continental Constantine-Mila, se situe dans un contexte tectonique actif marqué par la convergence Afrique-Eurasie, présente une sismicité notable qui justifie son choix comme terrain de recherche. L'analyse du cadre géodynamique, de l'histoire géologique et des indices néotectoniques récents permet de caractériser l'aléa sismique local. En reliant l'échelle régionale à l'échelle locale, ce chapitre fournit ainsi les clés pour comprendre la genèse et la distribution spatiale du risque sismique, préalable indispensable à toute étude de vulnérabilité.

2.1 INTRODUCTION

Sur le plan géologique, les deux régions étudiées s'étendent à la limite entre le domaine interne et le domaine externe des Maghrébides, une chaîne alpine située en Afrique du Nord. Afin de mieux comprendre la configuration géologique de ces régions, il est indispensable de les replacer dans leur contexte tectonique régional, en l'occurrence celui de la partie nord-est de la chaîne alpine d'Algérie.

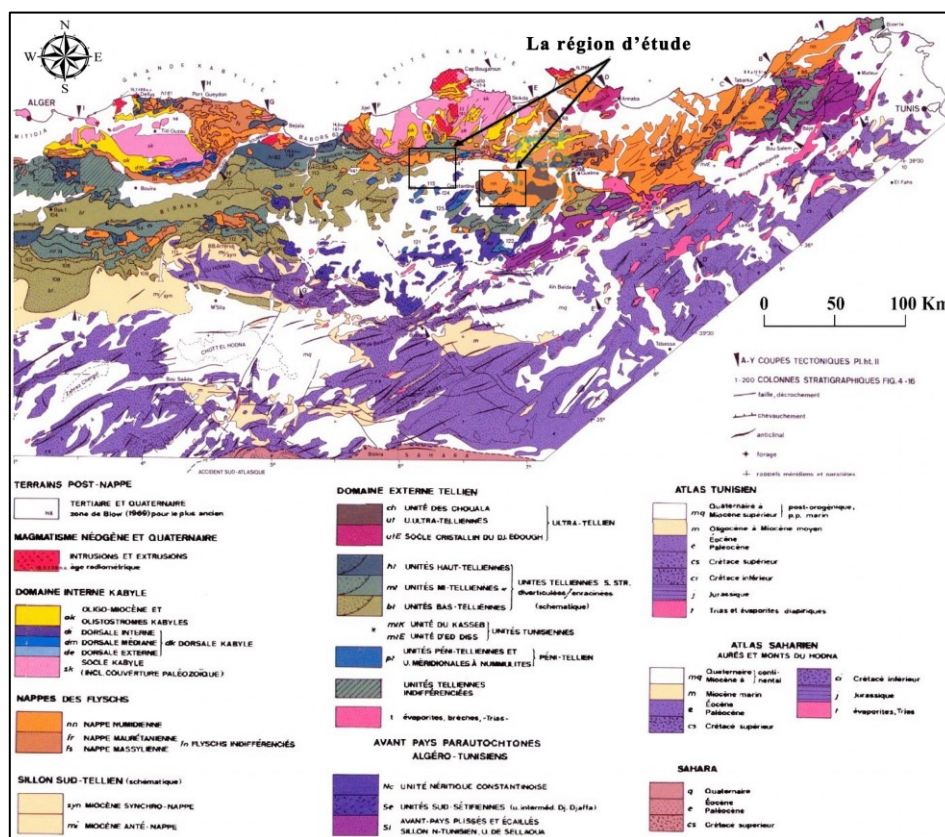


Figure.2.1 Carte géologique de l'Algérie Nord orientale.
(Source : WILDI W., 1983)

2.2 SYNTHÈSE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

En Algérie, le domaine alpin se subdivise géographiquement du nord vers le sud en deux grands systèmes orogéniques distincts : le système tellien et le système atlasique (Bracène & Frizon de Lamotte, 2002). Chacun de ces systèmes est limité, au sud, par un front de déformation actif ou un contact tectonique majeur, soulignant la transition entre les unités compressives alpines et les domaines plus stables du socle africain.

La chaîne des Maghrébides constitue une portion significative du système alpin de la Méditerranée occidentale. Elle est composée d'un ensemble complexe d'unités lithostratigraphiques et structurales (Figure 2.1), que l'on regroupe généralement en trois grands domaines paléogéographiques, différenciés selon leur origine tectonique et sédimentaire. Ces domaines, sont, du nord au sud : le domaine interne, le domaine des flyschs, et le domaine externe.

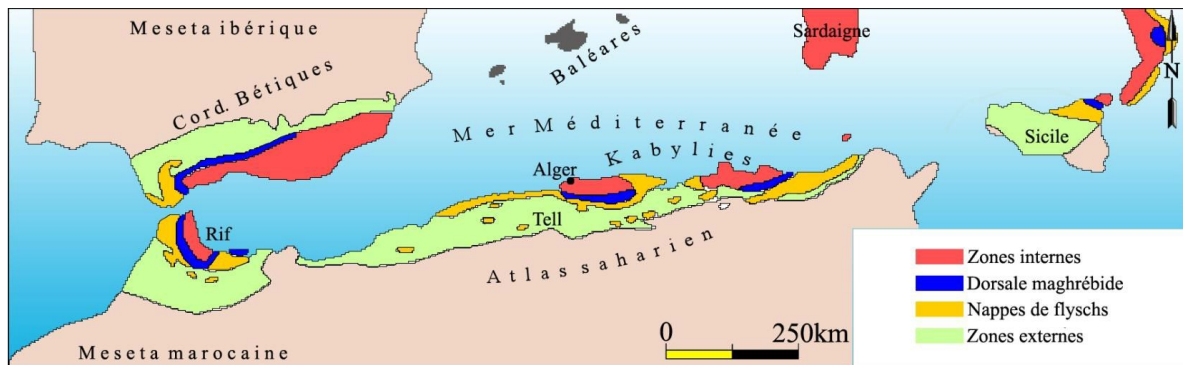


Figure.2.2 Grands ensembles géologique de l'Algérie du Nord.

(Source : d'après Durand-Delga, 1969)

2.3 GEOLOGIE LOCALE

2.3.1 Historique des travaux

Les principaux travaux publiés sur les régions étudiées par ordre chronologique ascendant sont :

- Puillon-boblaye 1838 : les premiers travaux géologiques dans la région de Constantine-Mila ont été initiés par ce capitaine il a publié les résultats de ses premières reconnaissances géologiques, décrivant la présence de gypses au djebel chettabah, des conglomérats à koudiat, ainsi que des calcaires lacustres à ain el bey.
- Saget 1839 : officier d'état-major de l'armée française a signalé pour la première fois les calcaires lacustres et les argiles de mila, ainsi que le sel de ouled kebab.
- Hardouin 1868 : établie la première carte géologique de la province, au 1/250.000^{ème}. Cette carte a permis la subdivision des formations géologiques de constantine.

- Tissot 1881 : établie la deuxième carte géologique, au 1/800.000^{ème}, qui englobe la province de constantine. Son grand mérite est d'avoir attribué les grès et argiles du numidien au nummulitique supérieur.
- Pomel 1889 : dans l'édition de 1889 apporté des modifications sur la carte géologique de l'algérie au 1/800.000^{ème}. La révision de la carte géologique de l'algérie au 1/800.000^{ème} (1900) est due essentiellement à ficher.
- Joleaud (1907) fut le premier à mener des recherches géologiques sur le bassin néogène de mila-constantine, présentées dans une communication à l'académie des sciences. Il a été le premier à proposer l'existence de nappes de charriage dans la région de constantine, ainsi que dans les structures profondes du bassin néogène de mila-constantine.
- L. Joleaud 1912 : fut le premier à étudier cette région dans son mémoire ; etude géologique de la chaine numidique des monts de constantine. Outre, sa thèse en 1912, accompagnée d'une carte de 1/200.000^{ème}, il a réalisé les levers de plusieurs cartes de 1/50.000^{ème}. Il avait établi la feuille au 1/50 000^{ème} d'el aria (première édition) en 1908.
- Flandrin 1948 : a réalisé une synthèse approfondie couvrant l'ensemble du tertiaire dans le nord du constantinois dans ses travaux stratigraphiques sur le nummulitique algérien.
- M. Durand-Delga 1955 : a réalisé une synthèse géologique majeure, constituant une référence indispensable pour toutes les études géologiques. Ce travail comprenait une analyse très détaillée des formations géologiques de la chaîne alpine du nord oriental de l'Algérie. Il a également établi des cartes et des coupes géologiques qui restent encore largement utilisées aujourd'hui. Cette synthèse couvre notamment la partie septentrionale du bassin néogène de Mila-Constantine.
- Raoult J.F. (1969) a publié une étude intitulée « Nouvelles données sur les flyschs du nord de Kef Sidi Driss et dans la zone du col des Oliviers (nord du Constantinois, Algérie) », parue dans le Bulletin de la Société Géologique de France (série 7). Cette recherche apporte des éléments nouveaux sur la géologie des flyschs dans cette région du nord constantinois.
- Raoult J.F. 1972 : a apporté des précisions sur le flysch massylien, notamment sur la série stratigraphique, les variations des faciès et la nature du matériel remanié dans le nord de Constantine. Ces travaux ont été publiés dans le Bulletin des Services de la Carte Géologique d'Algérie, nouvelle série, n°39, Alger, pp. 73-92.
- Raoult J.F. 1974 : a soutenu une thèse de doctorat à l'Université de Paris sur la géologie du centre de la chaîne numidique (Nord de Constantine, Algérie), couvrant 163 pages.

- Raoult J.F. (1975) a publié une étude portant sur l'évolution paléogéographique et structurale de la chaîne alpine entre le golfe de Skikda et la région de Constantine (Algérie orientale). Cet article a été publié dans le Bulletin de la Société Géologique de France (série 7, tome III), à Paris, aux pages 394 à 409.
- Sonarem 1975 : la direction de recherches de la SONAREM a mené des travaux de prospection minière en réponse à la demande de la S.N.M.C. Ces travaux portaient sur l'étude du gisement d'argile destiné à la fabrication de briques et de tuiles dans la région d'El Kherba (Mila).
- P.E. Coiffait et J.M. Vila 1977 : avaient établi la feuille au 1/50 000ème d'El Aria (deuxième édition), accompagnée d'une notice explicative.
- Vila (1980) a apporté une contribution majeure à la compréhension de la géologie du nord-est algérien en proposant une synthèse cohérente fondée sur l'ensemble des données recueillies concernant la chaîne alpine en Algérie orientale ainsi qu'aux confins algéro-tunisiens. Ce travail a été présenté dans le cadre de sa thèse de doctorat soutenue à l'Université Paris VI, en trois volumes totalisant 663 pages.
- Mebarki A 1982 : a soutenu une thèse de doctorat de 3^e cycle à l'Université de Nancy II, intitulée Le bassin de Kébir-Rhumel - Hydrologie de surface et aménagement des ressources en eau. Ce travail comprenait une étude approfondie sur l'hydrologie de surface et la gestion des ressources en eau dans le bassin, s'étendant sur 304 pages.
- Benabbas C. 2006 : a publié un travail majeur en géologie structurale, particulièrement dans le domaine de la néotectonique, concernant le nord-est de l'Algérie. Ce travail a exploré l'évolution morpho-structurale Mio-Plio-Quaternaire de cette région en intégrant plusieurs domaines paléogéographiques. L'étude s'appuyait sur des approches innovantes, telles que la photogéologie et l'analyse morpho-structurale. Elle incluait également une analyse détaillée du bassin néogène de Mila-Constantine, mettant en lumière la tectonique récente. L'auteur a quantifié les mouvements horizontaux et verticaux, analysé leur lien avec les réseaux de fracturation, et examiné les interactions entre néotectonique, déformation, instabilité des versants et sismicité dans cette région.

2.3.2 La région d'El Aria

2.3.2.1 Grands traits physiques de l'aire d'étude

Cette région d'étude correspond à une zone qui couvre toute la feuille d'El Aria, elle s'étend sur une superficie d'environ 632 km², elle est limitée par les coordonnées du quadrillage kilométrique Lambert (Nord Algérie) à : x = 851 jusqu'à 883 et y = 339 jusqu'à 359.

2.3.2.2 Aperçu géographique

Le massif du Djebel Ouahch, culminant à 1 289 mètres, forme l'alignement principal des hauteurs septentrionales de la région, aux côtés d'autres sommets notables tels que Ras el Djenane (1 064 m), El Hadjar es Safra (1 202 m), Kef el Arba (1 191 m) et Kef El Akhal (1 192 m). Sur le plan hydrographique, la zone étudiée s'étend à l'intersection de trois bassins versants : celui du Saf-Saf au nord-est, du Rhumel-Kebir à l'ouest, et du Seybous à l'est. Les deux principaux cours d'eau drainant cette région sont l'Oued Bou Merzoug et l'Oued El Aria. D'un point de vue climatique, le Djebel Ouahch constitue une barrière naturelle marquée face aux précipitations méditerranéennes, qui varient entre 700 et 1 000 mm annuellement. Cette configuration influence directement la répartition des cultures et de la végétation.

En dehors des formations gréseuses et calcaires, les précipitations soutiennent une agriculture céréalière extensive, notamment dans la plaine d'Aïn Abid. À l'est de Constantine, les zones irriguées par le Bou Merzoug permettent le développement de cultures diversifiées. Le Djebel Ouahch est majoritairement recouvert de forêts de chênes-lièges, en particulier dans sa partie orientale (Soudrata, Béni Selin, Béni Medjald). Le pin a été introduit dans plusieurs secteurs, dont le Djebel Sidi M'Cid, Mansoura, Méridj et autour des étangs de la région. Les zones déboisées, quant à elles, sont principalement utilisées comme pâturages.

2.3.2.3 Aperçu socioéconomique

La zone industrielle d'El Tarf, située sur le territoire de la commune d'Ibn Badis, s'étend sur une superficie de 448 hectares. Elle concentre principalement des activités de production, représentant environ 90 % des opérations, tandis que les 10 % restants concernent d'autres secteurs tels que la Société Nationale des Tabacs et Allumettes (SNTA), des entreprises pharmaceutiques ainsi que des industries agroalimentaires.

2.3.2.4 Litho-stratigraphie

2.3.2.4.1 Le Trias

Le Trias représente les formations géologiques les plus anciennes des zones externes à affleurements identifiés (Benabbas, 2006), et constitue également les terrains les plus anciens de la zone étudiée. Principalement composé de dépôts évaporitiques, il se manifeste sous forme de pointements diapiriques et de lames injectées le long de certaines structures tectoniques. Les affleurements observés dans la région (voir Figure 2.8) sont du Nord au Sud :

- Des dolomies grises, des cargneules brunes, le tout prenant localement des teintes rouge vif de Dj. Kellal, elles sont rapportées au Trias (Coiffait & Vila, 1979) par comparaison avec celui du Dj. Chettaba (feuille de Constantine).

- Les pointements liés aux formations tertiaires situées au Sud de massif de l'Oum Settas.

2.3.2.4.2 L'unité néritique Constantinoise

Dans la zone étudiée, les séries néritiques constantinoises apparaissent sous forme de massifs isolés, de dimensions variables. Elles sont essentiellement constituées de formations carbonatées d'âge mésozoïque (Figure 2.8).

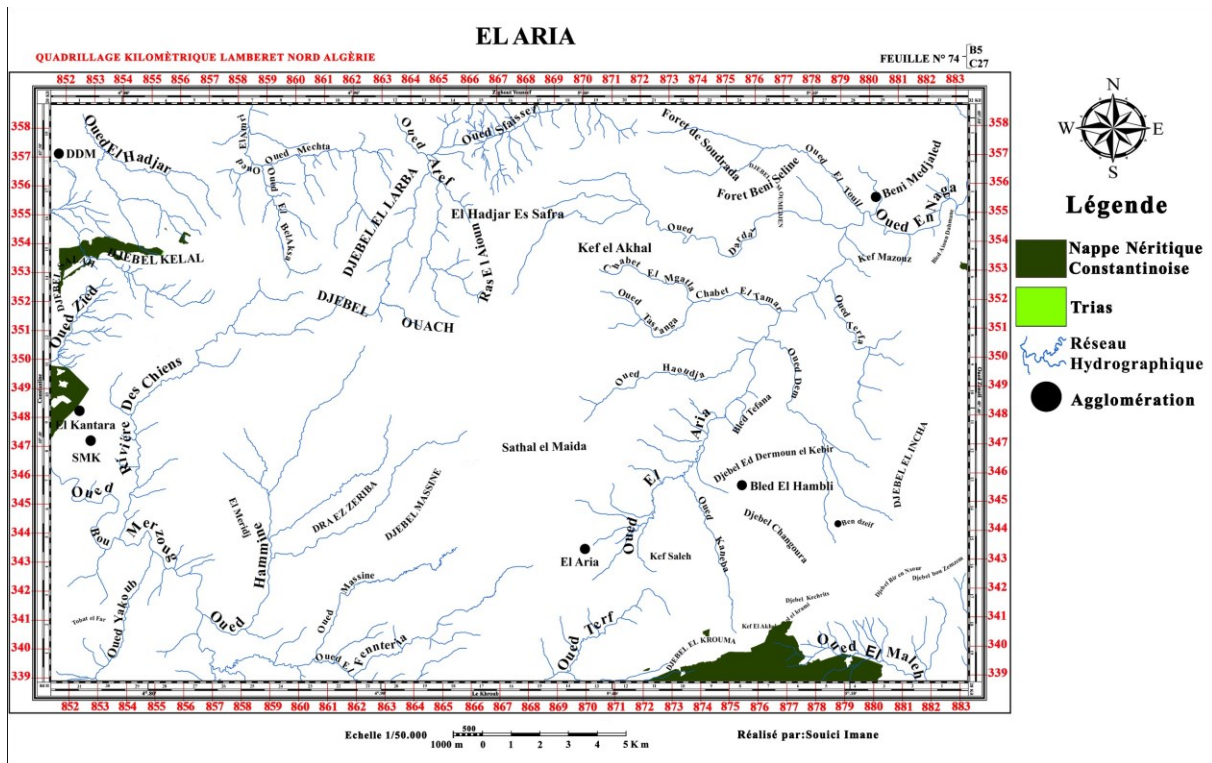


Figure.2.3 Carte d'affleurements du Trias et de l'unité néritique Constantinoise. (Source : Coiffait & Vila (1979), Carte géologique d'El Aria au 1/50 000, version digitalisée par l'auteure.)

Le Barrémien : le Barrémien est calcaro-dolomitique. Sa puissance est de 250 à 300 m.

L'Aptien : Cette période débute par une série de 50 mètres de calcaires massifs en bancs épais, suivie d'une séquence de 100 à 120 mètres composée de calcaires micritiques noirs, riches en milliolidés et en fragments de rudistes. La partie sommitale de l'Aptien est marquée par une corniche constituée de 80 à 100 mètres de calcaires massifs.

Le Cénomaniens : Les dépôts cénomaniens sont principalement carbonatés, avec une puissance pouvant atteindre 250 à 300 mètres. Dans le secteur du Djebel Oum Settas, le Cénomaniens se caractérise par une transgression bien marquée (Vila, 1981).

Le Sénonien transgressif : Cette période débute par une surface d'érosion accompagnée de niveaux à texture micro-bréchique, précédant environ 20 mètres de calcaires noirs micritiques, riches en débris organogènes fins et en silex noir. Ces couches ont scellé de petites failles verticales à faible rejet. Au-dessus d'une nouvelle surface de ravinement, on observe,

notamment au niveau de l'ancrage nord du pont suspendu de Constantine, quelques décimètres de micrites grises ou jaunâtres à structure feuilletée, contenant de gros cristaux de pyrite, ainsi qu'une fine intercalation marneuse. Ce même faciès est également présent à l'est du Djebel Oum Settas (Vila, 1981). Le Sénonien affleure aussi sous forme de placages au Djebel Kellal.

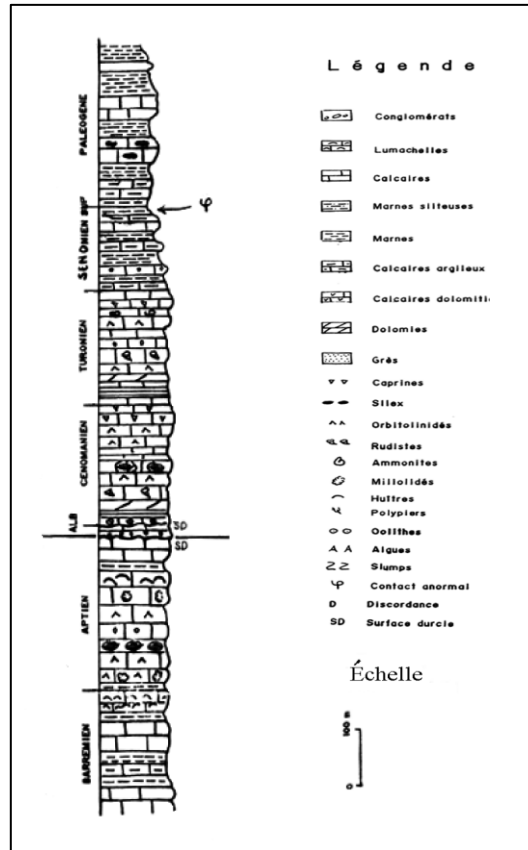


Figure.2.4 Colonne litho-stratigraphique de la région El Khroub El Aria (Source : Marmi R. et al 2001 IN Benabbas C. 2006).

2.3.2.4.3 L'unité tellienne

2.3.2.4.3.1 L'ensemble écaillé ultra-tellien

Les formations de cet ensemble se présentent sous forme d'écaillés marneuses et marno-calcaires, de faciès généralement clairs et souvent disposées en structures inversées (Figure 2.10). Elles se composent de séries sédimentaires datées du Barrémien à l'Éocène et s'étendent en une bande étroite localisée le long des marges méridionale et occidentale du Djebel Ouahch.

- Barrémien : calcaires clairs alternant avec des marnes gris clair.
- Aptien : marnes grises plus ou moins foncées alternant avec des calcaires gris.
- Aptien-Albien : marnes grises, à patine jaune.
- Albion supérieur à Vraconien : marno-calcaires gris.
- Cénomaniens : calcaires gris alternant avec des marnes grises plus OU moins foncées.
- Turonien : marno-calcaires gris clair.

- Santonien ; Coniacien-Santonien : marnes grises alternant avec des niveaux calcaires clairs.
- Maastrichtien ; Campanien-Maastrichtien : marnes et marno-calcaires de teinte claire.
- Danien : marnes claires à niveaux calcaires bio détritiques.
- Paléocène : marnes brunes ou noires à boules jaunes.
- Yprésien-Lutétien inférieur : calcaires clairs à rares niveaux de silex et microfaunes grano-classées.

2.3.2.4.3.2 La série tellienne S.S.

Localisées principalement au Sud et au centre de la région d'étude (Figure.2.10), leur matériau allant du Maastrichtien à l'Eocène :

- Maastrichtien à Paléocène : un ensemble monotone de marnes ou d'argiles carbonatées noires.
- Yprésien-Lutétien inférieur : 50 m environ de série de calcaires clairs à cassure noire et silex noirs.
- Lutétien supérieur à Priabonien : marnes grises ou noires à boules jaunes.

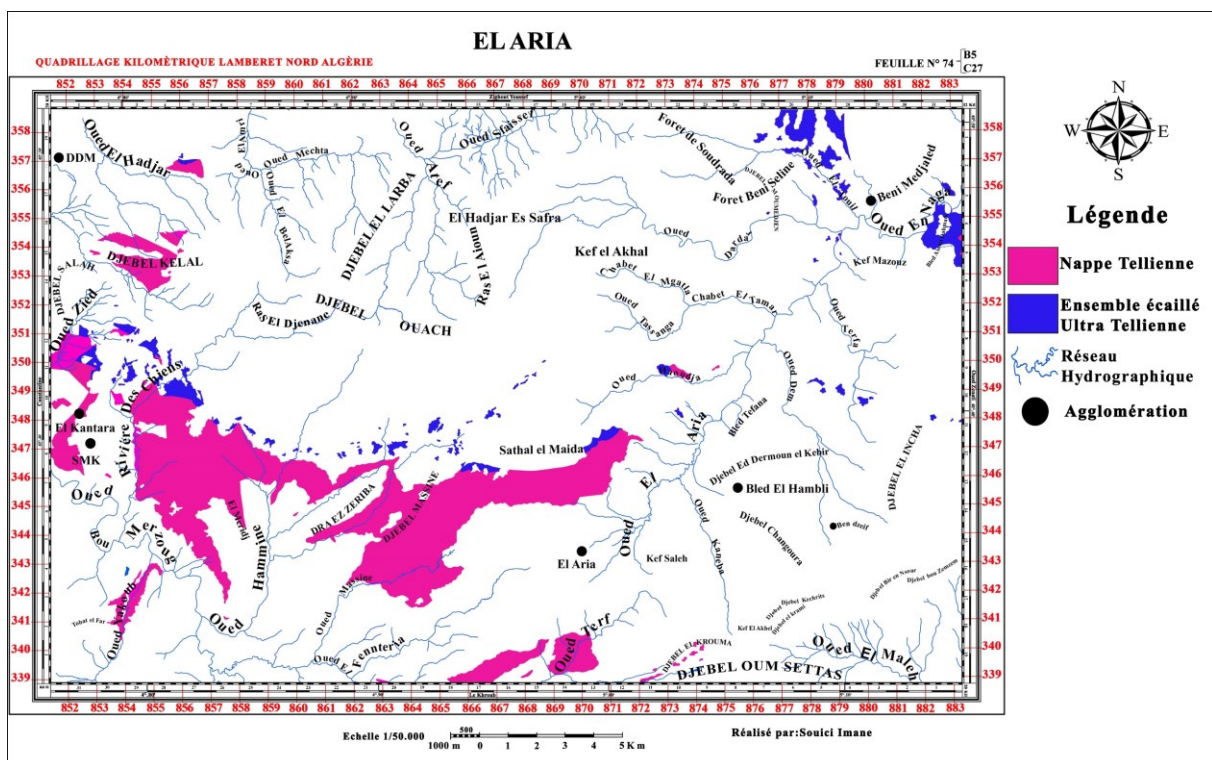


Figure.2.5 Carte d'affleurements des Unités Telliennes.
(Source : Coiffait & Vila (1979), Carte géologique d'El Aria au 1/50 000, version digitalisée par l'auteure.)

2.3.2.4.4 Le flysch Massylien

Au SE de l'Université, sur la rive gauche de l'oued Boumerzoug, et au SO du parc du Djebel Ouahch (route de Mechta Tafrent) ..., une série typique de flysch à microbrèches d'âge crétacé supérieur à affinité massylienne.

Il s'agit d'une alternance de calcaires microbréchiques et de pélites marneuses souvent micacés. Les alternances sont organisées en séquences turbiditiques typiques des faciès flyschs. Leur position dans le bassin est nettement distale (séquence c à e) dans la séquence de Bouma.

- **Campanien à Maestrichtien** : « Flysch à microbrèches ».

Il s'agit d'une série de type flysch calcaire, caractérisée par des bancs centimétriques réguliers évoluant vers un débit en plaquettes très distinctif. Certains niveaux présentent une structure microbréchiq, avec des éléments atteignant jusqu'à 3 mm de diamètre. Cette formation affleure de manière discontinue et avec une faible épaisseur dans l'ensemble de la région. Toutefois, dans les secteurs de Fedj Allah ou Akbar, elle est mieux développée, atteignant localement une épaisseur d'environ 100 mètres.

- **Campanien supérieur** : argiles à blocs variés ou à intercalations gréseuses.

Cette formation se compose des marnes vertes claires, renfermant des blocs calcaires bien roulés. Elle est latéralement associée à des niveaux de quartzites gris-vert, reconnaissables à leur surface brunâtre et à un ciment argilo-pélitique sombre, parfois fortement développé localement. L'épaisseur de cette unité est généralement très variable, mais dépasse rarement un mètre.

- **Cénomano-Turonien** : marnes à phtanites.

Dans la région de Bordj Sidi el Mekki, affleurent, bien que de manière peu favorable, des marnes grises à lits minces ainsi que des phtanites blanchâtres présentant un aspect caractéristique.

2.3.2.4.5 Le flysch Numidien

La Colonne litho-stratigraphique type de cette unité est réalisée par J.-F. Raoult à Douar Khorfan un peu plus au Nord de la région d'étude.

Dans la région d'étude, les formations de cette unité constituent une large zone. Où on peut relever :

- **Argiles de base à Tubotomaculum**

Il s'agit d'argiles vertes à Tubotomaculum, parfois teintées de brun ou de rouge, systématiquement localisées à la base de la série gréseuse. Leur épaisseur peut atteindre une vingtaine de mètres,

notamment sur le versant sud du Djebel Ouahch. Toutefois, ces formations sont fréquemment partiellement ou totalement masquées par les éboulis issus des barres gréseuses situées au-dessus. A l'Est de Constantine ces argiles contiennent des bancs de quartzites vert foncé parfois finement micacés à granulométrie hétérogène et à surface brune craquelée tout à fait caractéristique. Ces argiles sont datées Oligocène depuis les travaux de Durand Delga et Magné (1958).

Les Tubotomaculum sont des objets de forme cylindrique, conique ou aplatie, de couleur marron fonce, recouverts la plupart du temps par de nombreuses petites pustules ou protubérances ellipsoïdales. Leur longueur varie entre 2 et 8 cm, leur diamètre entre 0.3 et 1.5 cm. les petites pustules ont une longueur de 1 à 2 mm ; quelquefois leur grand axe est allongé parallèlement au grand axe du corps principal ; sinon, la disposition de ces dernières est irrégulière. Le cœur des Tubotomaculum est constitué de rhodocrosite et de sidérite, alors que le cortex est constitué d'oxydes de fer et de manganèse non cristallisés.

Il y a plusieurs hypothèses sur la nature et l'origine des Tubotomaculum : épigenèse de terriers d'animaux fouisseurs, pelotes fécales minéralisées, fragments de vase roulés, figures de concrétionnement particulier des oxydes de fer et de manganèse (Pautot, Truillet & Hoffert, 1975).

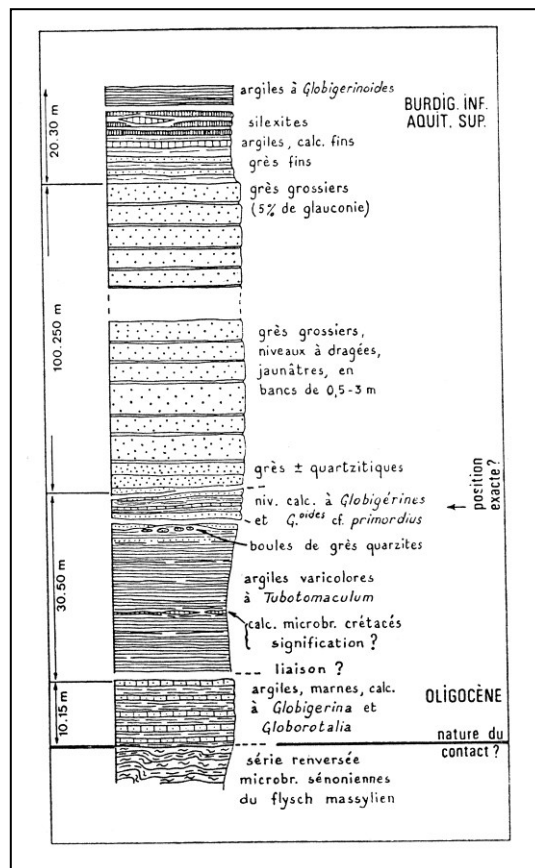


Figure.2.6 Log synthétique du flysch Numidien (Source : Raoult J.F., 1974)

Dans la région d'étude, les formations de cette unité constituent une large zone. Où on peut relever :

- **Argiles de base à Tubotomaculum**

Il s'agit d'argiles vertes à Tubotomaculum, parfois teintées de brun ou de rouge, systématiquement localisées à la base de la série gréseuse. Leur épaisseur peut atteindre une vingtaine de mètres, notamment sur le versant sud du Djebel Ouahch. Toutefois, ces formations sont fréquemment partiellement ou totalement masquées par les éboulis issus des barres gréseuses situées au-dessus. A l'Est de Constantine ces argiles contiennent des bancs de quartzites vert foncé parfois finement micacés à granulométrie hétérogène et à surface brune craquelée tout à fait caractéristique. Ces argiles sont datées Oligocène depuis les travaux de Durand Delga et Magné (1958).

Les Tubotomaculum sont des objets de forme cylindrique, conique ou aplatie, de couleur marron foncé, recouverts la plupart du temps par de nombreuses petites pustules ou protubérances ellipsoïdales. Leur longueur varie entre 2 et 8 cm, leur diamètre entre 0.3 et 1.5 cm. les petites pustules ont une longueur de 1 à 2 mm ; quelquefois leur grand axe est allongé parallèlement au grand axe du corps principal ; sinon, la disposition de ces dernières est irrégulière.

Le cœur des Tubotomaculum est constitué de rhodocrosite et de sidérite, alors que le cortex est constitué d'oxydes de fer et de manganèse non cristallisés.

Il y a plusieurs hypothèses sur la nature et l'origine des Tubotomaculum : épigenèse de terriers d'animaux fouisseurs, pelotes fécales minéralisées, fragments de vase roulés, figures de concrétionnement particulier des oxydes de fer et de manganèse (Pautot, Truillet & Hoffert, 1975).

- **Grès numidiens**

Les grès, à cassure claire et patine brun fauve, affleurent sous forme de bancs massifs, parfois épais de plusieurs décamètres. Leur granulométrie est nettement hétérométrique et ils alternent avec des niveaux argileux nettement plus minces.

Vers le sommet de la série, on observe localement des intercalations renfermant des dragées de quartz centimétriques. À la base des bancs gréseux, des structures sédimentaires telles que figures de courant et figures de charge sont fréquemment présentes.

Les niveaux argileux, de teinte variant du verdâtre au brunâtre, parfois très sombres, ont livré peu de fossiles, en dehors des arénacés typiques portant le « cachet oligocène ». L'épaisseur totale de cette série atteint environ 400 mètres au niveau du Djebel Ouahch, représentant ainsi l'aspect caractéristique du Numidien en Algérie.

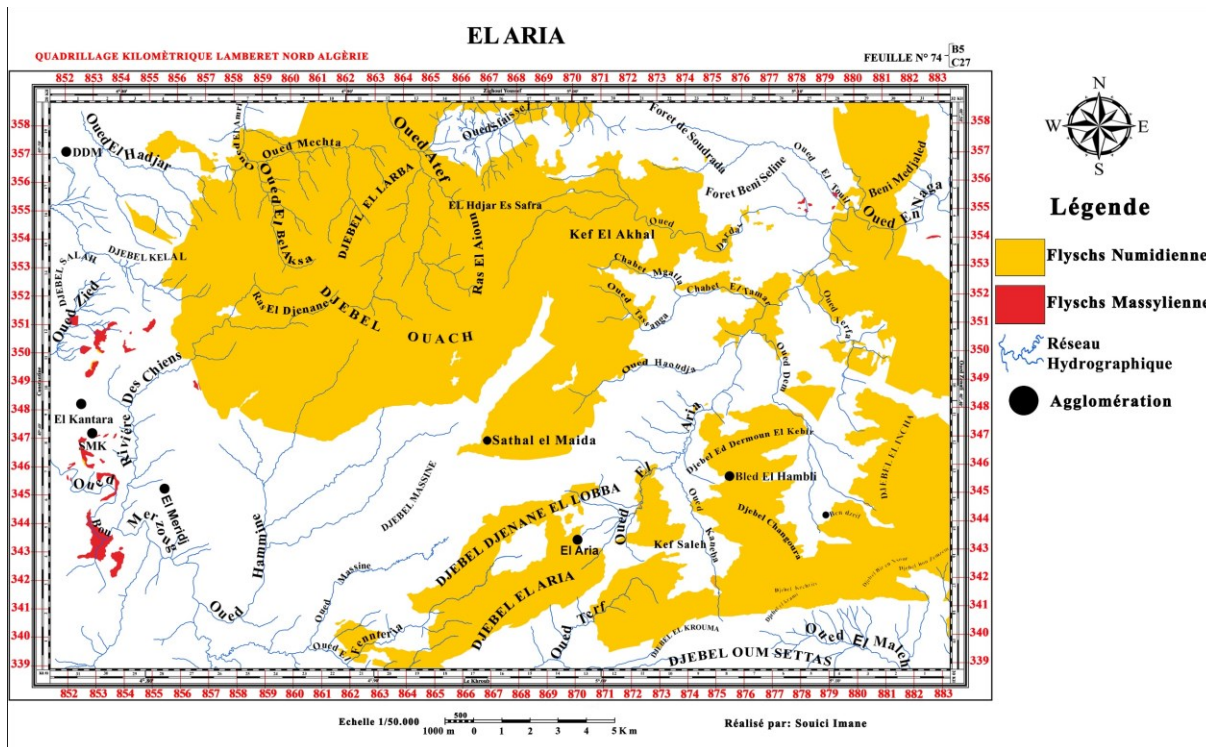


Figure.2.7 Carte d’affleurements des Flyschs.
(Source : Coiffait & Vila (1979), Carte géologique d’El Aria au 1/50 000, version digitalisée par l’auteure.)

2.3.2.4.6 Les formations post-nappes

2.3.2.4.6.1 Le Mio-Pliocène continental

Malgré que les formations dites post-nappes terme qui correspond aux formations du Mio-Pliocène continental et du Quaternaire occupent des surfaces importantes dans l’aire étudiée (Figure.2.13), Aucune étude approfondie ne s’est intéressée à ces formations souvent terrains préférés pour les projets d’aménagement.

- **Le Miocène inférieur** : Cette formation existe dans l’angle sud-ouest (argiles sableuses rouges essentiellement) et dans l’angle nord-est (argiles sableuses et conglomérats) de la région. La puissance de ces séries peut atteindre 200 m. Des conglomérats rougeâtres marquent la base du Miocène inférieur.
- **Miocène moyen** : De nature laguno-lacustre, cette unité comprend deux subdivisions. La partie inférieure est constituée de marnes grises renfermant du gypse et des gastéropodes, tandis que la partie supérieure est composée de marnes légèrement beiges dans lesquelles apparaissent localement des structures de chenaux.

- **Miocène supérieur** : Il se présente sous forme de dépôts détritiques rougeâtres, transitionnels vers le Pliocène. La sédimentation est dominée par des argiles rougeâtres, parfois sableuses, accompagnées de niveaux de calcaires lacustres.

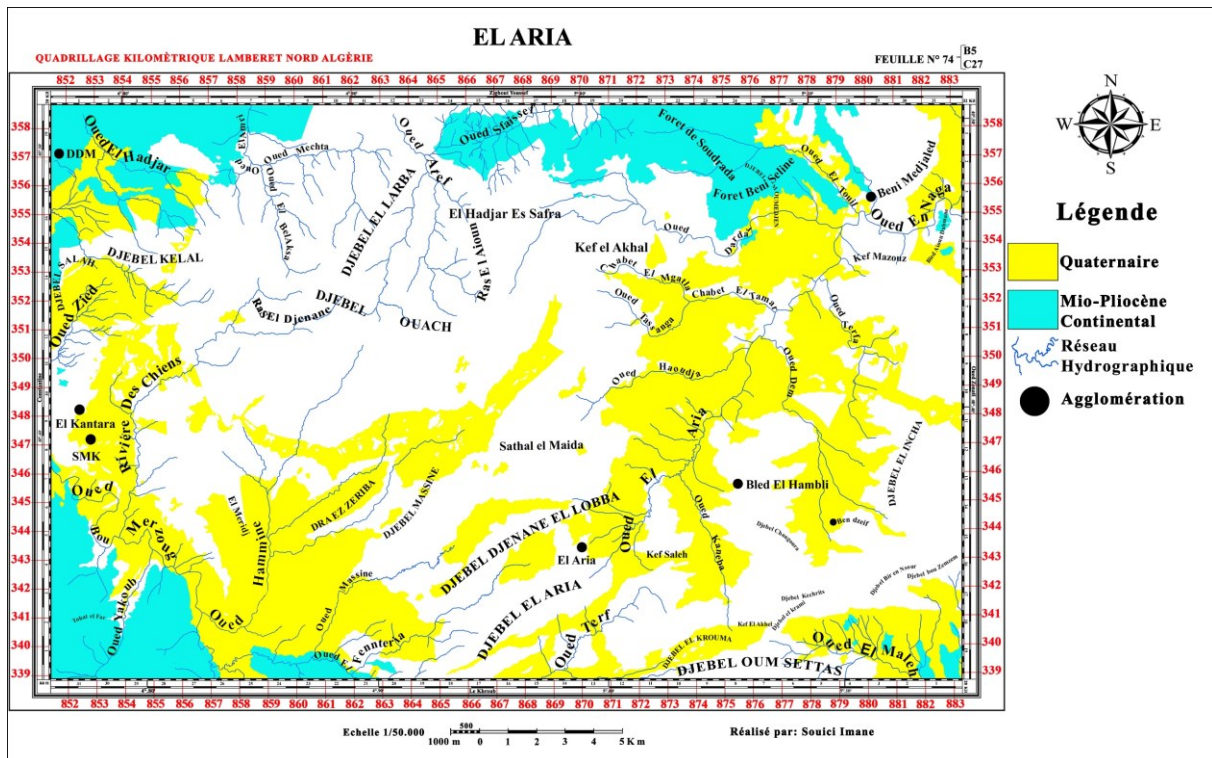


Figure.2.8 Carte d’affleurements des formations post-nappes.
(Source : Coiffait & Vila (1979), Carte géologique d’El Aria au 1/50 000, version digitalisée par l’auteure.)

2.3.2.4.6.2 Le Quaternaire

Les formations quaternaires sont largement représentées dans la région. De manière générale, elles se traduisent par des épandages de natures et d’âges variés. Toutefois, dans la vallée du Bou Merzoug, elles se manifestent sous forme de terrasses emboîtées. Cette configuration a permis d’établir plusieurs subdivisions stratigraphiques, conduisant à une classification relative jugée globalement satisfaisante.

- **Calcaires lacustres et travertins du Mansourah.**

Des sables jaunes à cailloux roulés, surmontés par des travertins. D’âge pliocène supérieur-villafranchien.

- **Salétien** : glacis anciens à galets patines.

Il s’agit d’un vaste épandage composé exclusivement de blocs bien roulés de Numidien, dont certains atteignent jusqu’à 80 cm de diamètre, reconnaissables à leur cortex ferrugineux distinctif. Ces éléments sont enchâssés dans une matrice limoneuse, parfois intensément colorée

en rouge vif. Cette formation s'est déposée dans la vallée actuelle de l'Oued Bou Merzoug, sur un glacis d'érosion à pente douce orientée vers le sud. Par endroits, elle recouvre et masque les reliefs antérieurs. Sur la feuille d'El Aria, son épaisseur atteint environ 100 mètres au niveau de la Koudiat Béni Yacoub, où elle colmate clairement un ancien paléorelief.

- **Amirien** : éboulis anciens localement encroûtés.

La quatrième terrasse, visible exclusivement dans la vallée de l'Oued Bou Merzoug, est attribuée à l'Amirien, en raison de sa position stratigraphique intermédiaire entre les formations du Tensiftien et du Salétien. Elle est constituée d'une matrice limoneuse renfermant des blocs plus ou moins émoussés, ainsi que des galets calcaires et gréseux issus des formations autochtones situées au sud de la région d'Aïn Yaghout.

- **Tensiftien** : croûte feuilletée.

La troisième terrasse, fortement entaillée par l'érosion, est caractérisée par des éléments grossiers (graviers et blocs roulés), recouverts d'une croûte calcaire feuilletée typique. Elle est attribuée au Tensiftien. Cette formation n'a été observée que dans la vallée du Bou Merzoug et dans la partie aval de l'Oued El Aria (également appelé Oued en Naga). Localement, cette terrasse se raccorde en pente douce à la terrasse sous-jacente, ce qui rend la distinction entre la deuxième et la troisième terrasse difficile en l'absence de conditions d'affleurement favorables, notamment dans la vallée de l'Oued El Aria.

- **Soitanien** : terrasse intermédiaire parfois encroûtée.

Cette terrasse, attribuée au Soitanien, se compose essentiellement de graviers et de cailloux roulés, parfois recouverts d'une croûte carbonatée. Elle représente un niveau intermédiaire dans la hiérarchie des terrasses fluviales de la région.

- **Rharbo actuel** ; (Terrasse inférieure – Alluvions récentes ou actuelles)

Il s'agit des alluvions actuelles ou subactuelles, constituées de limons, de graviers et de galets roulés. Ces dépôts occupent le lit majeur des oueds ou forment la banquette rharbienne. Ils sont particulièrement bien développés dans la vallée de l'Oued El Aria.

- **Terres arables** ; formations de pente et Quaternaire indéterminé

Ces formations correspondent à des sols bruns développés sur d'anciens glacis, aujourd'hui largement entamés par l'érosion, ce qui rend leur classement chronostratigraphique difficile, voire impossible. De nombreux placages de ce type s'observent sur les affleurements marneux des formations telliennes.

- **Éboulis récents** ; Eboulis à blocs, coulées boueuses d'origine glaciaire et éboulis en masse.

Ces dépôts comprennent des éboulis à blocs, des coulées boueuses d'origine glaciaire, ainsi que des éboulis massifs. Ils se situent principalement au pied des reliefs gréseux numidiens, dont ils proviennent. Certains contiennent également des blocs issus d'épandages quaternaires plus anciens, notamment sur le versant nord du Djebel Djenane el Lobba ou dans la région de Chabet Fedj es Semar. À proximité de la pépinière du Djebel Ouahch, on observe des coulées boueuses constituées de matériaux remaniés issus du Quaternaire ancien. Leur disposition suggère une genèse sous un climat froid, de type glaciaire ou périglaciaire.

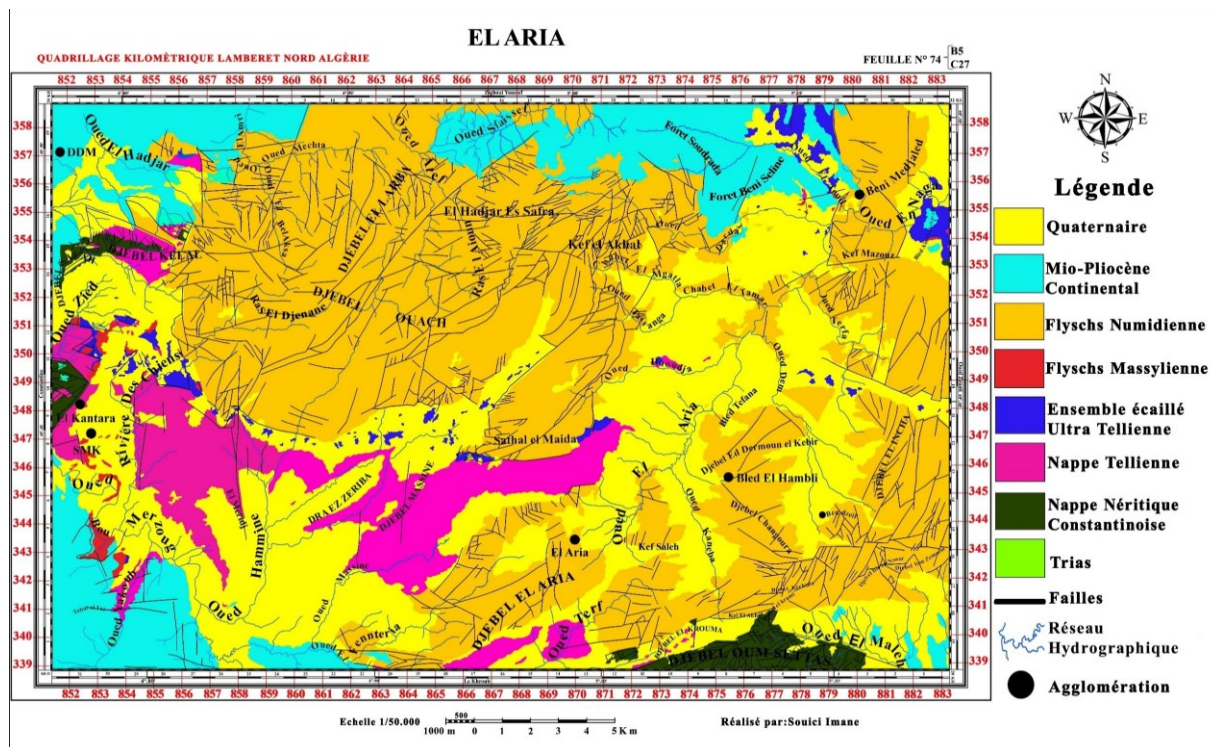


Figure.2.9 Carte lithologique feuille d'El Aria.
(Source : Coiffait & Vila (1979), Carte géologique d'El Aria au 1/50 000, version digitalisée par l'auteure.)

2.3.3 La région de Mila

La deuxième région étudiée correspond à une zone centrée sur la commune de Mila, elle s'étend sur une superficie d'environ 640 km², elle est limitée par les coordonnées du quadrillage kilométrique Lambert (Nord Algérie) à : x = 851 jusqu'à 883 et y = 339 jusqu'à 359.

2.3.3.1 Grands traits physiques de l'aire d'étude

2.3.3.1.1 Aperçu géographique

La région de Mila est caractérisée par un climat semi-aride à Hiver doux, entouré de part et d'autre par un climat subhumide frais caractéristique des reliefs montagneux (Côte, 1974 ; Rullan-Perchirin, 1985) Il est marqué par des écarts de température assez importants ; les

températures en été sont assez élevées et avoisinent les 40°C. En hiver, elles sont généralement basses et peuvent parfois descendre en dessous de zéro degré. Les précipitations sont assez importantes avec une moyenne plus de 600 mm/an (633 mm/an à Mila).

Le couvert végétal est peu important, il se résume principalement aux cultures céréalières et des herbes sauvages. Ce faible couvert végétal favorise considérablement l'érosion de sol.

Le bassin de Mila se caractérise par une altitude moyenne d'environ 500 mètres, ce qui en fait un bassin relativement élevé. Il est principalement drainé d'Est en Ouest par l'Oued Rhumel, dont l'altitude passe de 256 m à 135 m, avant de confluer avec l'Oued Endja pour former l'Oued El Kebir, au Centre-Ouest de la commune de Grarem. Le petit bassin d'Ibn Ziad est quant à lui drainé par l'Oued El Bagrats, tandis que le nord de la commune de Mila est irrigué par l'Oued El Kotone. Le réseau hydrographique y est très dense et bien hiérarchisé. La configuration en bassin de la région, avec un couloir orienté Est-Ouest, met en évidence une orientation générale du drainage Sud-Nord ou Nord-Sud, selon les secteurs (Mebarki, 2005).

2.3.3.1.2 Aperçu socioéconomique

La commune de Mila figure parmi les plus vastes de la wilaya, tant par sa superficie, estimée à 130,60 km², que par son dynamisme socio-économique. En 2005, sa population avoisinait les 67 992 habitants. La commune bénéficie d'un ensemble d'infrastructures diversifiées, qui soutiennent son développement.

Sur le plan administratif, elle est délimitée par :

- Au nord : les communes de Grarem Gouga et Sidi Merouane,
- Au sud : les communes de Sidi Khelifa et Ahmed Rachedi,
- À l'ouest : les communes de Zéghaia et Oued Endja,
- À l'est : les communes de Aïn Tine et Boudjeriou.

Le territoire de Mila est avant tout à vocation agricole, dominé par la culture céréalière et l'élevage. L'activité industrielle y est limitée, se concentrant sur quelques unités de production modestes, parmi lesquelles :

- Une briqueterie (Mila et Ferdjioua) avec une capacité annuelle de 50 000 tonnes,
- Une unité d'embouteillage d'eau minérale à Tassala (environ 16 millions de bouteilles/an),
- Une unité de taille de pierres à Sidi Khelifa (1 000 m³/an),
- Une unité de fabrication de faïence (carreaux et plinthes) à Mila (150 000 m²/an).

Le territoire est traversé par deux axes routiers principaux :

- La Route Nationale RN 27, qui relie Constantine à Jijel,
- La Route Nationale RN 79, qui connecte Constantine à Ferdjioua.

Cependant, le réseau secondaire demeure peu développé. Il est constitué en grande partie d'anciennes routes et pistes, souvent dégradées et parfois inaccessibles en période hivernale, ce qui limite la connectivité et le désenclavement de certaines zones rurales.

2.3.3.2 Litho-stratigraphie

Le bassin de Mila, dans lequel s'inscrit la zone étudiée, représente la portion occidentale du vaste bassin néogène constantinois (Coiffait, 1992). Il est délimité : au nord par les crêtes montagneuses du M'Cid Aïcha et du Sidi Driss, au sud par les djebels Ossmane et Grouz, à l'est par les massifs du djebel Akhal, Chettaba et Kheneg, à l'ouest par les djebels Boucherf et Oukissène. Ces différents massifs forment le socle structural du bassin de Mila, chacun issu de domaines paléogéographiques distincts. La ville de Mila se situe au cœur de ce bassin, dans une zone dominée par des formations géologiques post-nappes, principalement constituées de dépôts mio-plio-quadernaires.

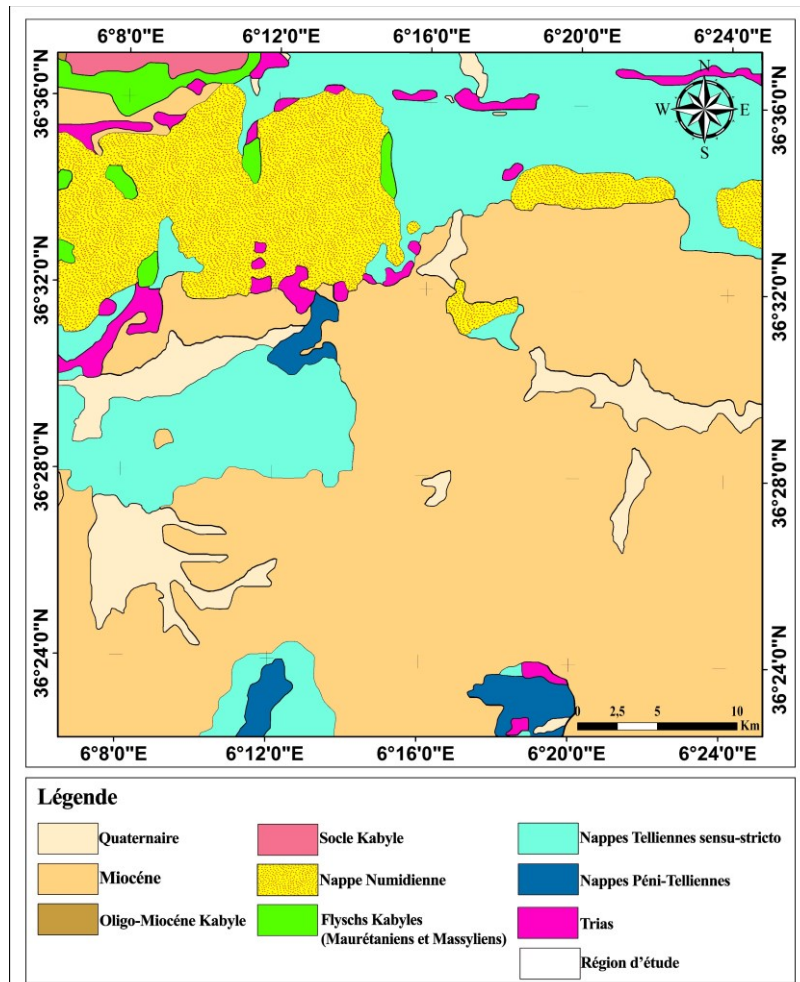


Figure.2.10 Répartition des différentes unités géologiques dans la région de Mila
 (Source : Carte digitalisée à partir des cartes géologiques au 1/500 000 de Vila J. M. (1979) et Wildi W. (1983)).

Les différents ensembles lithostratigraphiques formant le bassin de Mila sont très variés, ils peuvent être résumés comme suit :

2.3.3.2.1 Le Trias

Les formations triasiques de la région sont principalement constituées de dépôts évaporitiques et argileux, dominés par des masses de gypse et des argilites bigarrées renfermant fréquemment des blocs calcaro-dolomitiques. Ces terrains n'apparaissent jamais en position stratigraphique normale ; ils émergent plutôt sous forme de structures diapiriques ou de lames injectées le long des failles tectoniques qui traversent les couches mio-plio-quatérnaires. Les affleurements triasiques sont localisés au pied des massifs du djebel Kheneg, du djebel Chettaba, au Sud du djebel Akhal ainsi qu'à l'Ouest de Sidi Merouane.

2.3.3.2.2 Le Jurassique

Les formations jurassiques affleurent principalement au niveau des massifs qui bordent le bassin de Mila, notamment dans les djebels Kheneg, Akhal, Chettabah, Kerkara et M'cid Aïcha (Durand-Delga, 1955 ; Raoult, 1974). Elles se composent d'une épaisse série carbonatée, dépassant les 600 mètres, dominée par des dolomies et des calcaires à silex, parfois associée à des calcaires oolithiques massifs et, plus localement, à des marnes.

Parmi ces reliefs, le djebel El Akhal, situé près d'Aïn Tinn entre Constantine et Mila, présente la coupe la plus représentative du Jurassique régional. On y observe à la base des calcaires compacts et des dolomies massives, surmontés de calcaires à silex, probablement attribuables au Lias.

- Le Dogger y est également bien développé, marqué par des calcaires oolithiques massifs, intercalés de quelques bancs de dolomies noires.
- Quant au Malm, il est constitué, dans sa partie supérieure, de calcaires fins à calpionelles. Ces derniers subissent localement une dolomitisation secondaire importante, notamment au djebel Kheneg, où l'on retrouve 300 à 400 mètres de dolomies noires, grenues et massives (P.E. Coiffait, 1992).

Par ailleurs, la chaîne calcaire du djebel M'cid Aïcha, qui forme la limite nord du bassin, est dominée par d'importants calcaires liasiques, d'épaisseur variable (Durand-Delga, 1955).

2.3.3.2.3 Le Crétacé inférieur

Les formations du Crétacé inférieur sont caractérisées par des marnes, des marno-calcaires et des calcaires néritiques. Elles affleurent au djebel Oukissane sous forme d'un faciès marneux

au Nord-Ouest et d'un calcaire néritique au Sud-Est. Elles affleurent également au djebel Akhal, dans la région de Sidi Merouane, ainsi qu'à l'Ouest dans le massif d'Ahmed Rachedi, au Nord de Ferdjioua, au djebel Boucherf et au djebel El Halfa.

Le Crétacé supérieur

- **Le Cénomanién** : Les formations cénomaniennes se manifestent par des alternances de marnes gris-bleuté et d'horizons marno-calcaires grisâtres, parfois enrichis en gypse. Ces séries sont également ponctuées par des barres de calcaires massifs. La base du Cénomanién est généralement marquée par une surface indurée, témoignant d'une discontinuité ou d'un épisode de condensation sédimentaire. Ces dépôts sont bien représentés dans plusieurs massifs de la région, notamment ceux du djebel Kheneg, djebel Grouz, djebel Zouaoui et djebel Chettaba.
- **Le Turonien** : Les formations du Turonien comportent essentiellement des marnes et des calcaires à silex, avec des calcaires micritiques en petits bancs, surmontés de marnes grises et de niveaux conglomératiques. Ces formations affleurent au djebel El Akhal, au djebel Kheneg, djebel Zouaoui et dans le pourtour du massif du Chettaba.
- **Le Sénonien** : Seules les formations du Sénonien inférieur sont représentées dans le djebel Kheneg et djebel Grouz. Elles sont essentiellement formées d'alternance de marnes et de calcaires (J.M. Vila, 1980 ; P.E. Coiffait, 1992).

2.3.3.2.4 Les formations du Paléogène

- **Paléocène** : Le Paléocène se caractérise par la présence de marnes noires, visibles en affleurement le long des deux rives de l'Oued El Kebir ainsi que sur le versant nord-ouest de l'Oued Endja.
- **Eocène** : L'Eocène est représenté par des calcaires yprésiens, affleurant à l'Ouest de Sidi Merouane, dans les gorges de l'Oued el Kebir, en aval de l'Oued Dib, et des marnes à débit en plaquette admettant à la base des passages gréseux (petits bancs de grès d'ordre décimétrique) conférant à cette dernière un aspect flyschôide. Ces marnes sont très perturbées par la tectonique. Ces marnes apparaissent fréquemment au contact des calcaires de l'Yprésien, et présentent parfois un redressement jusqu'à la verticale, en particulier à l'interface avec les dépôts néogènes.

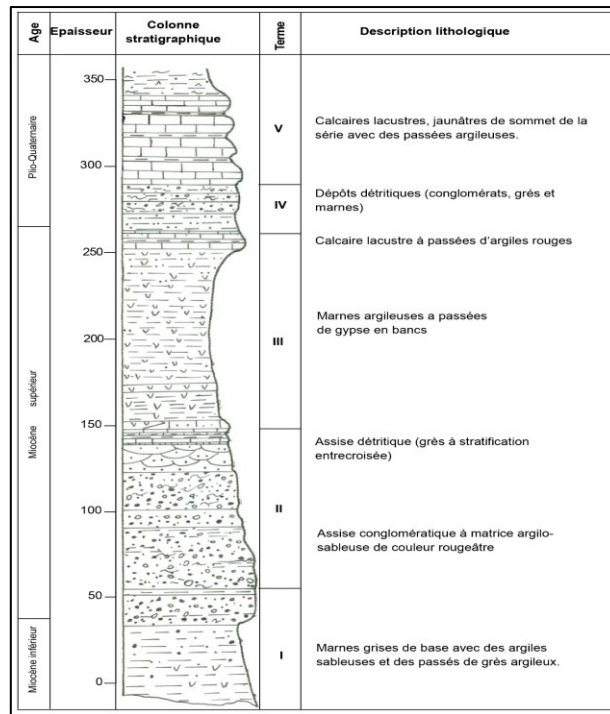


Figure.2.11 Colonne litho-stratigraphique des dépôts néogènes du bassin de Mila (Source : Coiffait.P.E., 1992)

2.3.3.2.5 Les séries post-nappes

Après la mise en place des nappes de charriage au Burdigalien, la paléogéographie est profondément modifiée, la tectonique de nappes a créé une topographie nouvelle qui conditionne une sédimentation essentiellement continentale qualifiée de post-nappes : ce sont les dépôts néogènes et quaternaires (Coiffait, 1992).

- **Les dépôts néogènes** : recouvrent une grande partie du bassin de Mila (Figure 2.16). Ils comprennent principalement des formations détritiques (conglomérats, sables et argiles ainsi que des dépôts évaporitiques à base de gypse, d'anhydrite, et, dans une moindre mesure, de sel gemme. Des calcaires d'origine lacustre y sont également présents.
- **Le Miocène marin de Mila** : est représenté par des marnes contenant *Ostrea crassissima* (entre Mila et Azzaba Lotfi), accompagnées de marnes grises avec de fins niveaux de gypse et de dépôts caillouteux. Ces formations apparaissent notamment sur les cartes géologiques de Redjas El Ferrada et de Constantine.
- **Le Mio-Pliocène continental** : occupe des superficies étendues. Il se compose majoritairement d'argiles grises contenant localement du sel, de conglomérats hétérogènes et de calcaires lacustres. Ce matériel représente clairement un remplissage sédimentaire au sein d'un bassin continental. La forte dominance argileuse de ces formations favorise des

phénomènes de fluage et de glissements superficiels, constituant des contraintes notables (Vila, 1980).

- **Le Pliocène** : est marqué par des calcaires lacustres gris à rosés, parfois blancs, renfermant une faune d'eau douce. Ces formations peuvent atteindre jusqu'à 100 mètres d'épaisseur et forment des plateaux élevés entre les massifs de Chettaba et du Djebel Akhal, dans le sud de la wilaya de Mila. On y observe aussi des éboulis calcaires pliocènes reposant sur des argiles brunâtres. Ces terrains s'installent sur la surface érodée des formations argileuses miocènes et sont largement répandus dans les secteurs ouest et sud de la région.
- **Le Quaternaire** : Enfin, les dépôts quaternaires sont bien représentés dans le bassin de Mila. Ils comprennent les alluvions récentes et actuelles des oueds (notamment Oued Rhumel et Oued Endja), des éboulis, des formations de versant, des alluvions anciennes formant des terrasses, ainsi que des croûtes calcaires.

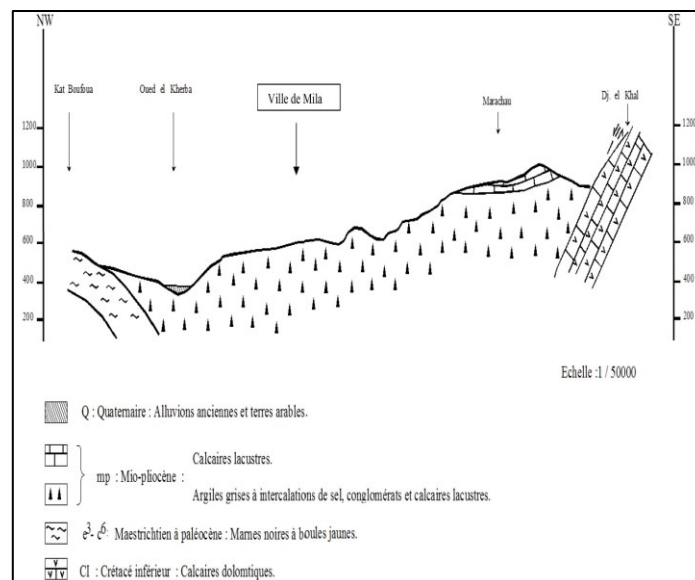


Figure.2.12 Coupe géologique passant par la ville de Mila (Source : Vila. J.M, 1977)

Des terrains tout à fait remarquables sont à rapporter au Quaternaire, il s'agit d'accumulations de galets et de blocs de dimensions variées, enfouis dans une matrice argileuse dépourvue de toute stratification apparente, et disposés sous forme de langues alluviales, disposés en langues, ces dépôts correspondent à des déplacements en masse sous forme de coulées boueuses et leur surface est le siège de nombreux glissements de terrains (Coiffait, 1992). Selon cet auteur, la plus importante de ces coulées est celle sur laquelle est construite la ville de Mila, puisqu'elle atteint 7Km de long pour une largeur 1.2Km au départ.

2.3.4 Styles tectoniques des unités

Les deux régions étudiées se trouvent à une zone charnière entre les zones internes et externes où différentes unités appartenant à des domaines paléogéographiques initialement très éloignées (des centaines de Kilomètres), sont actuellement empilés les unes sur les autres. La structuration de la région d'étude est dû principalement à tectonique tangentielle.

Le style tectonique des unités reflète fidèlement les événements structuraux qu'ils les ont affectés.

- Le Miocène : le Miocène est verticalisé au pieds des massifs Néritiques (Raoult, 1974 ; Vila, 1980).
- La nappe du flysch Numidien : largement représentée dans la région d'étude, cette unité a été cisailée en masse. Elle présente un contact anormal plat à sa base, à vergence Sud (Moretti et al., 1991).
- La nappe du flysch Maurétanien : Fortement tectonisée. Partout les dislocations sont tectoniques sont importantes (Raoult, 1974).
- La nappe Ultra-Tellienne : les formations ultra-telliennes ont subi la totalité des phases tectoniques, les affleurements sont sous forme d'écaillés, généralement en séries renversées et fortement fracturées, ce qui rend illusoire toute tentative de reconstitution cohérente de leur évolution tectonique précise.
- La nappe Néritique Constantinoise : cette unité a fidèlement conservé la trace des fracturations qui l'ont affectée au Sénonien, durant l'Eocène, et surtout au Miocène. Cependant nous pensons que cette unité ne s'est pas comportée comme un bloc durant ces phases. Djebel Debar paraît vraisemblablement plus externe que Kef Hahouner d'après ((Raoult,1974).

2.4 CONCLUSION

Ce chapitre a permis de dresser un portrait clair des conditions tectoniques et sismiques de ce territoire dont l'histoire géologique est caractérisée par sa grande complexité. Aussi, l'aléa n'y apparaît non pas comme une abstraction, mais comme un phénomène réel et récurrent, spatialement identifié et historiquement répertorié. Toutefois, l'aléa seul ne suffit pas à définir le risque : celui-ci émerge de la rencontre avec des enjeux humains et territoriaux. C'est pourquoi les chapitres suivants s'attachent à analyser de manière plus fine les structures actives et les déformations récentes, afin d'affiner l'évaluation de la menace.

3. CHAPITRE III : ANALYSE MORPHOSTRUCTURALE

Ce troisième chapitre marque l'entrée dans le cœur méthodologique de la thèse. Il vise à identifier et à cartographier les principales morpho-structures actives en s'appuyant sur l'analyse des particularités morphologiques et tectoniques. En outre, l'exploitation des modèles numériques de terrain et diverses techniques de détection, il s'agit de distinguer les linéaments hérités des linéaments potentiellement actifs. Cette étape fournit une première lecture des zones vulnérables de la région d'étude et établit une hypothèse de travail qui sera confrontée aux méthodes complémentaires des chapitres suivants.

3.1 INTRODUCTION

Les déformations cénozoïques tardives ont joué un rôle majeur dans la structuration du Nord de l'Algérie, façonnant un relief complexe qui continue d'évoluer sous l'effet combiné de l'érosion et de la sédimentation. L'étude du modelé morphologique généré par ces déformations permet de retracer l'histoire tectonique récente de la région et d'identifier les processus géodynamiques à l'œuvre. Comme le soulignent Bracène et al. (2003), ces déformations sont principalement liées à la convergence entre les plaques africaine et eurasienne, qui a engendré une tectonique active marquée par des plissements, des failles et des soulèvements.

Ce chapitre repose sur une analyse morpho-géologique à la fois plane et verticale du relief, visant à identifier les structures et les linéaments morpho-structurels qui peuvent être liés à l'activité tectonique récente. Selon Meghraoui et al. (1988), l'analyse des linéaments, tels que les escarpements de faille, les alignements de crêtes ou les déviations de cours d'eau, constitue un outil essentiel pour détecter les zones de déformation active.

Dans la région de Constantine l'analyse des structures et des linéaments morpho-structurels permet de retracer l'histoire tectonique récente et de comprendre les interactions complexes entre la tectonique et les processus de surface. Cette approche, combinant observations de terrain, et interprétation géologique, offre une vision détaillée de l'évolution du relief dans une région tectoniquement active.

3.2 ANALYSE MORPHOGÉOLOGIQUE

L'analyse morpho géologique de la région repose sur une description détaillée du terrain, complétée par l'élaboration d'un modèle numérique de terrain (MNT) et de ses cartes dérivées. Cette approche permet d'obtenir une vue globale de la géomorphologie de la région et de quantifier ses différents aspects, offrant ainsi une base solide pour l'interprétation des processus géomorphologiques et tectoniques.

Le modèle numérique de terrain (MNT) constitue un outil crucial pour l'analyse morpho géologique. Il permet de visualiser et de quantifier les caractéristiques du relief, notamment les pentes, les orientations des versants, etc... À partir du MNT, plusieurs cartes dérivées ont été générées, permettant une analyse détaillée et quantitative des caractéristiques géomorphologiques de la région. Parmi ces cartes, on peut citer :

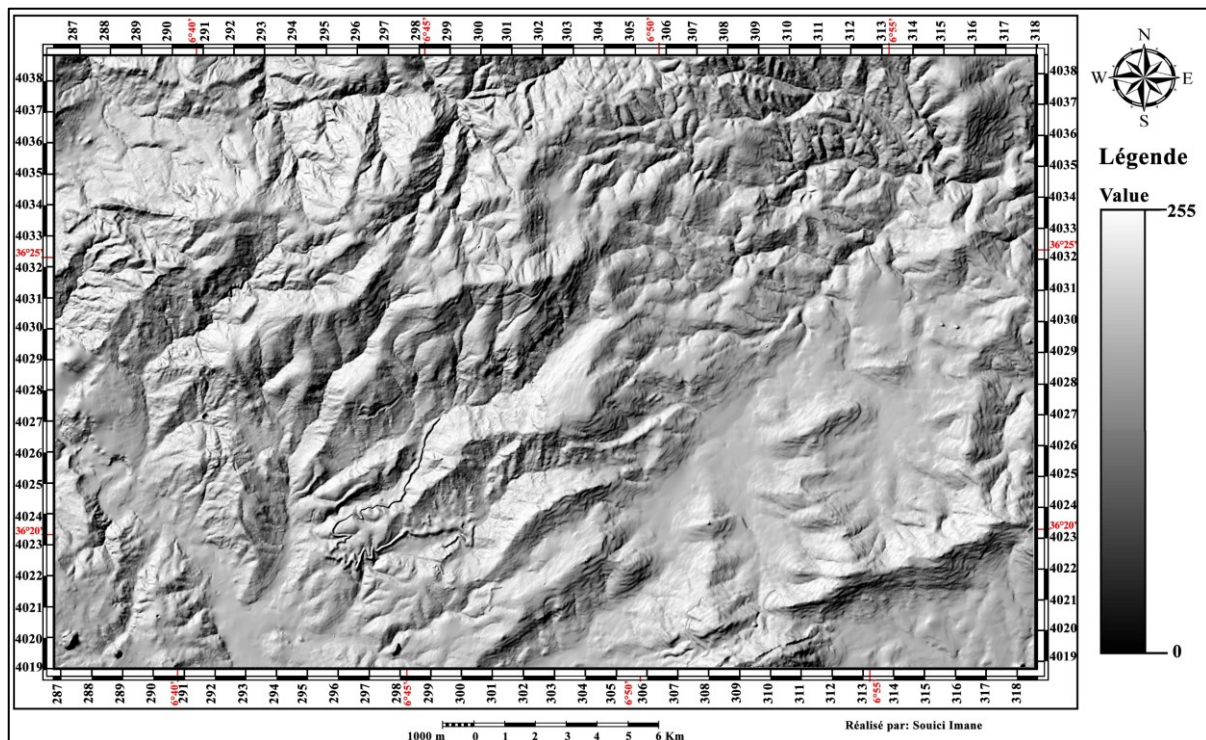
- Carte des pentes : Cette carte met en évidence les variations d'inclinaison du relief, identifiant les zones à forte pente. Ces formations sont souvent associées à une érosion intense et à des risques accrus de glissements de terrain, en raison de leur composition hétérogène, de l'absence de stratification visible et de leur disposition en langues instables.
- Carte d'exposition des versants : Elle illustre l'orientation des versants (Nord, Sud, Est, Ouest), ce qui permet d'analyser leur sensibilité aux processus d'érosion différentielle et à l'exposition aux conditions climatiques.
- Carte d'ombrage (hillshade) : Cette carte simule l'éclairage du relief, mettant en valeur les structures linéaires, comme les failles ou les escarpements, qui peuvent être liées à l'activité tectonique.

3.2.1 Le modèle numérique du terrain

Un Modèle Numérique de Terrain (MNT) est une représentation numérique du relief d'une zone géographique, permettant de modéliser et d'analyser les variations topographiques avec précision. Les données de base nécessaires à la génération de ce type de carte sont acquises par diverses techniques, telles que les levés topographiques directs, la photogrammétrie, l'interférométrie radar (InSAR), le Lidar (altimétrie laser) ou encore la numérisation des courbes de niveau à partir de cartes existantes. Chaque méthode offre des avantages spécifiques en matière de précision, de couverture spatiale et de coût. Le choix de la technique à utiliser dépend des objectifs de l'étude, de l'étendue de la zone à analyser ainsi que des moyens humains, matériels et financiers disponibles. On note Par exemple, le Lidar est particulièrement efficace pour les zones densément végétalisées, tandis que l'InSAR permet de détecter des déformations millimétriques du relief. Une fois les données acquises, elles sont traitées et interpolées pour générer un MNT, qui sert de base à la création de cartes dérivées (pentes, expositions, courbures, etc.) et à l'analyse géomorphologique. Le MNT est un outil essentiel pour comprendre la dynamique du relief et les processus géomorphologiques, grâce à des techniques allant des méthodes traditionnelles aux technologies de pointe.

Dans cette étude, la méthode employée pour élaborer le Modèle Numérique de Terrain (MNT) de la feuille d'El Aria et de la région de Mila s'appuie sur la digitalisation des courbes de niveau

et des points cotés. Ces données ont été extraites à partir de quatre cartes topographiques au 1/25 000, avec une équidistance de 10 mètres entre les courbes de niveau. Cette approche permet de reconstituer de manière précise la topographie des zones étudiées en s'appuyant sur des données topographiques existantes. Bien que cette méthode soit moins coûteuse et plus accessible que des techniques modernes comme le Lidar ou l'interférométrie radar, elle reste efficace pour des analyses géomorphologiques à moyenne échelle, comme le (Kenelly et Stewart, 2006). Une fois le MNT généré, des cartes ombrées (Figure.3.1) ont été produites pour représenter le relief de manière visuelle. Ces cartes simulent l'éclairage du terrain par une source lumineuse artificielle ponctuelle, reproduisant l'effet du soleil sur le paysage. Selon Kenelly et Stewart (2006), l'apparence de ces cartes dépend de trois paramètres principaux : l'azimut (angle horizontal de la source lumineuse), l'élévation (angle vertical) et l'exagération verticale (amplification des variations de relief). En ajustant ces paramètres, on obtient une carte de de luminance différente, où les variations d'ombres et l'estompagement est représenté en niveau de gris.



**Figure.3.1 Modèles Numériques De Terrain (MNT) de la feuille d'El Aria.
(Source : Auteure)**

Les Modèles Numériques de Terrain (MNT) offrent une description précise et détaillée de la topographie d'une région, servant de base de données altimétriques pour générer une multitude de produits dérivés. Parmi ces produits, on trouve les courbes de niveau, qui permettent de visualiser les variations d'altitude de manière continue, ainsi que les cartes de pentes, qui

mettent en évidence les zones à forte inclinaison, les cartes d'exposition (ou d'orientation), et les vues en perspective ou cartes ombrées simulent l'éclairage du relief, mettant en valeur les structures linéaires et les formes du paysage, comme les crêtes, les vallées et les escarpements. Le Modèle Numérique de Terrain (MNT) de la feuille d'El Aria (Figure.3.1) révèle une morphologie structurée en deux grands ensembles distincts. Au nord, le massif de Djebel El Ouahch domine le paysage, avec des altitudes moyennes variant entre 1100 m et 1290 m. Au sud, le relief est principalement marqué par le massif montagneux d'Oum Settas, qui culmine à 1326 m d'altitude, formant ainsi le point le plus élevé de la région. Ces deux ensembles montagneux sont séparés par une dépression élevée, orientée NE-SW, dont les altitudes oscillent entre 700 et 800 m. Cette dépression est principalement occupée par Oued El Aria, qui draine la zone et souligne l'importance des processus fluviaux dans la morphologie locale. Enfin, la partie SW de la région est traversée par la vallée de Bou Merzoug, dont les altitudes varient entre 550 et 600 m, marquant une zone topographiquement plus basse et probablement influencée par l'érosion fluviale.

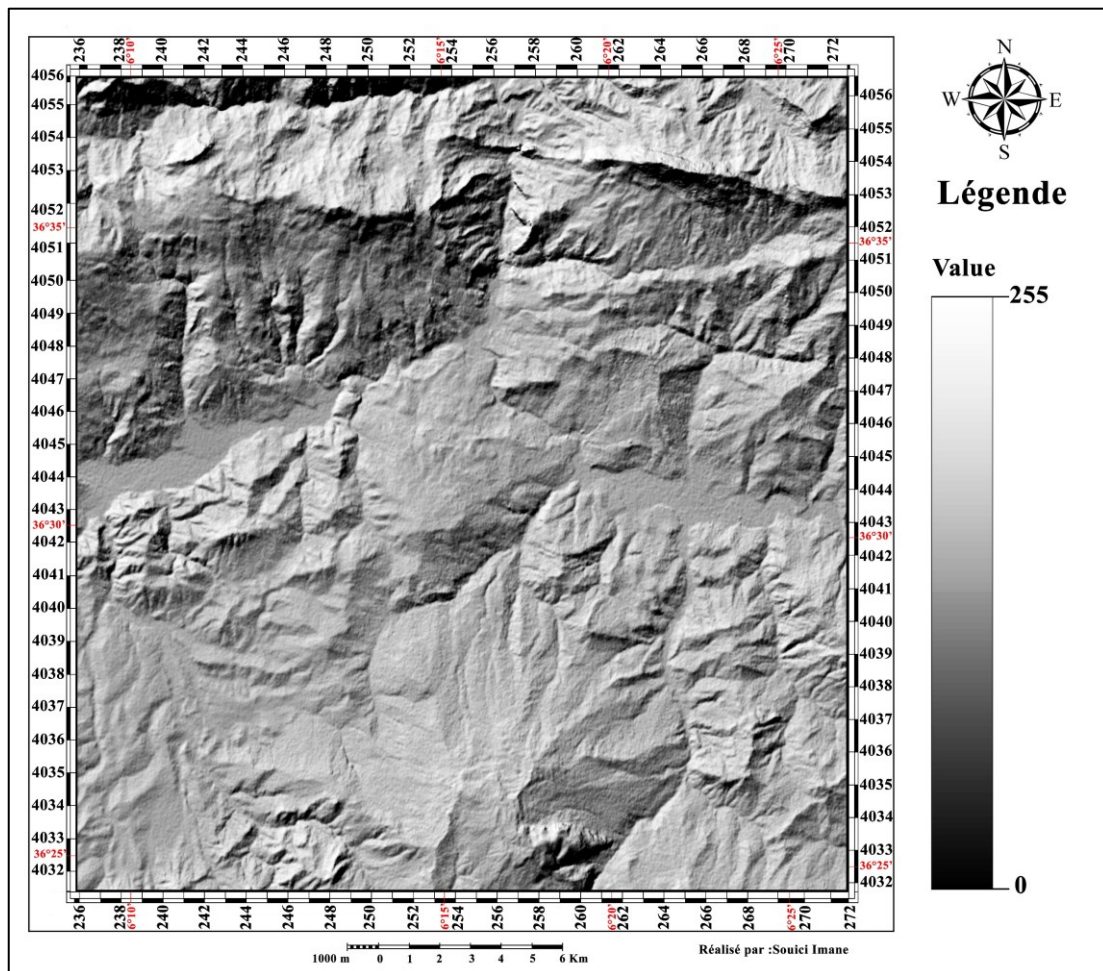


Figure.3.2 Modèles Numériques De Terrain (MNT) de la région de Mila.
(Source : Auteure)

Le Modèle Numérique de Terrain (MNT) de la région de Mila (Figure.3.2) révèle une morphologie structurée en trois grands ensembles distincts. A l'Est, le Djebel Mcid Aicha constitue un massif important et le plus élevé de la région. Il s'agit d'une antiforme allongée Est-Ouest culminant à 1465 mètres (Benabbas, 2006). À l'opposé, à l'ouest de la vallée de l'Oued Kébir-Rhumel, se trouve le chaînon de Zouagha, qui culmine à 1354 mètres. Au sud, le Djebel El Akral complète cette structure morphologique. Le Djebel El Akhal, situé près de la localité de Bordj Sidi Hassen et de Sidi Khelifa, culmine à 1192 mètres. Ces trois ensembles montagneux sont séparés par des dépressions et des vallées, dont les altitudes varient entre 170 mètres et 750 mètres. Cette dépression est principalement occupée par la vallée d'Oued Kébir-Rhumel, qui draine la zone et souligne l'importance des processus fluviaux dans la morphologie locale.

3.2.2 L'hypsométrie

La carte hypsométrique, également appelée carte orographique, permet de représenter et de hiérarchiser les reliefs en les classant selon des intervalles d'altitude prédéfinis (Kostenko N.P., 1972, cité par Benabbas C., 2006). Ce type de carte offre une vision détaillée de la morphologie d'une région, en mettant en évidence la répartition spatiale des altitudes et l'évolution du modelé topographique. Elle constitue un outil fondamental pour l'analyse morpho structurale, car elle permet de comprendre les caractéristiques et les dynamiques du relief à partir d'une approche plane. Pour une analyse précise et détaillée de la topographie, nous avons conçu une carte hypsométrique à partir d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT). Cette carte repose sur une gamme de couleurs graduées, où chaque teinte correspond à une tranche d'altitude de 10 mètres. Cette représentation visuelle permet d'identifier les variations altitudinales et les structures géomorphologiques de manière claire et intuitive. Elle sert ainsi de support pour affiner les modèles d'évolution géodynamique et pour mieux comprendre les processus géomorphologiques à l'origine de la formation et de la transformation des reliefs.

Les cartes hypsométriques élaborées pour la région d'étude mettent en évidence une diversité orographique marquée, résultant principalement de la complexité de l'histoire géologique et de l'héritage morpho-structural de la zone.

La carte hypsométrique de la feuille d'El Aria (Figure.3.3) couvre une grande partie du massif de Djebel El Ouahch, qui forme la ligne des hauteurs septentrionales, avec des altitudes variantes entre 1100 m et 1290 m. Dans l'angle Nord-Est, le relief est drainé par plusieurs oueds appartenant au réseau d'Oued Saf-Saf, tandis que l'angle Nord-Ouest est caractérisé par les

falaises abruptes des Djebel Kellal et Djebel Salah, témoignant d'une morphologie escarpée et d'une forte influence structurale.

Dans la partie Sud-Est, s'étend le massif calcaire d'Oum Settas, culminant à 1326 m, qui contraste avec les formations géologiques environnantes. À l'Ouest et au Sud-Ouest, la vallée de Bou Merzoug s'insinue entre le massif gréseux de Djebel El Ouahch et les formations Mio-Pliocènes, marquant une zone de dépression où les altitudes varient entre 550 et 600 m. Cette vallée, entaillée par l'érosion fluviale, illustre l'interaction entre les processus géomorphologiques et les structures géologiques préexistantes.

La diversité orographique révélée par les cartes hypsométriques reflète une histoire géologique complexe, marquée par des mouvements tectoniques, une érosion différentielle et une variabilité lithologique.

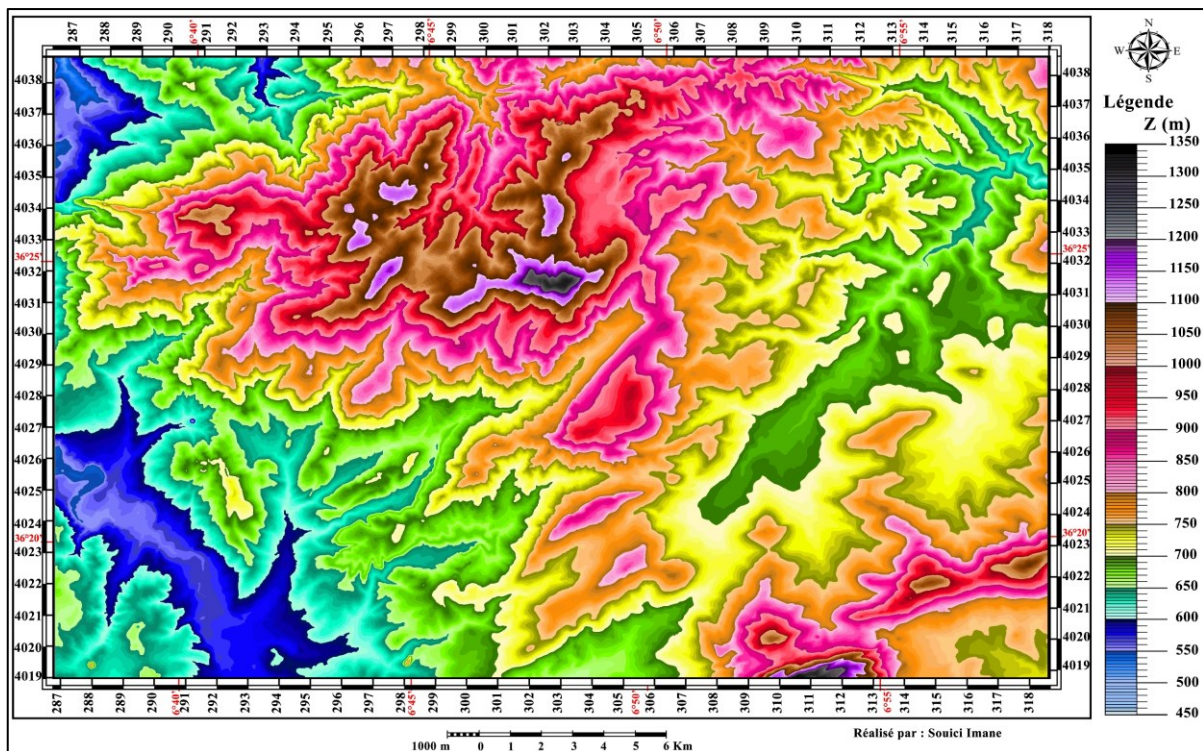
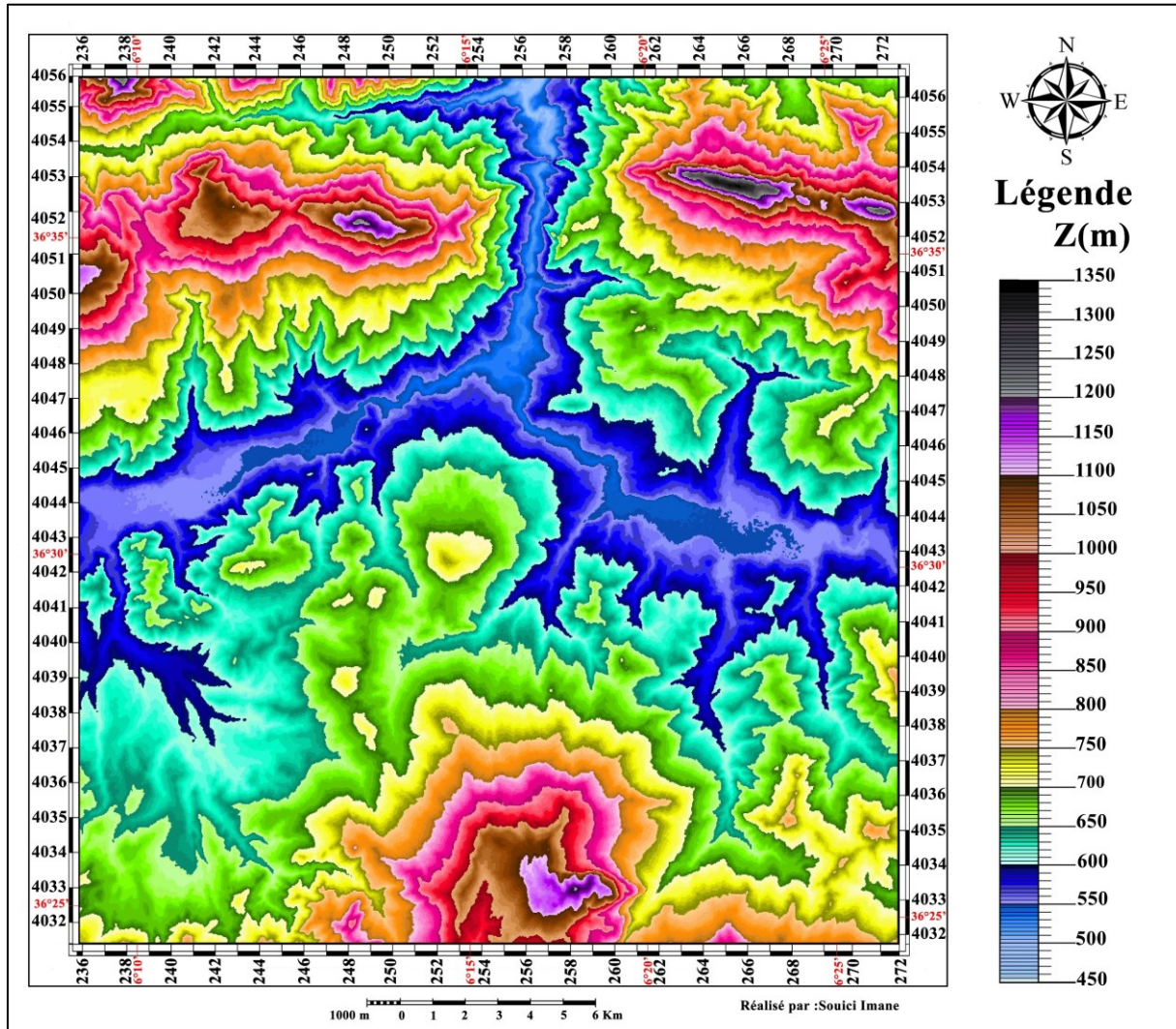


Figure.3.3 Carte hypsométrique de la feuille d'El Aria.
(Source : Auteure)

La carte hypsométrique de la région de Mila (Figure.3.4) met en évidence une succession de tranches d'altitude comprises entre 300 m et 1500 m, révélant une diversité du relief marquée par des déformations significatives. On distingue deux types de zones principales : les zones hautes, constituées de reliefs montagneux : la chaîne de Zouagha à l'ouest, le massif de Msid Aicha à l'est, et le Djebel El Akhal au sud, avec des altitudes variantes entre 800 m et 1450 m, et les zones basses, comprenant la vallée de l'Oued Kébir-Rhumel et des plaines, où les altitudes oscillent entre 150 m et 600 m au nord et 600 m à 850 m au sud. Cette répartition altimétrique

contrastée reflète une morphologie complexe, influencée par des processus géologiques et hydrologiques qui jouent un rôle fondamental dans l'organisation et l'évolution du paysage. La carte hypsométrique offre ainsi une vision claire des dynamiques naturelles ayant façonné cette région.



**Figure.3.4 Carte hypsométrique de la région de Mila.
(Source : Auteure)**

Le graphique présente la courbe hypsométrique de la région étudiée, illustrant la répartition des altitudes en fonction des surfaces relatives et cumulées (Figure.3.5). Cette courbe met en évidence une forte diversité altitudinale, traduisant la complexité du relief et les contrastes topographiques marqués du secteur. Le point culminant de la feuille d'El Aria se situe à 1350 m. Les tranches d'altitude comprises entre 700 et 850 mètres sont les plus représentées, dominant une grande partie du paysage. En effet, plus de la moitié de la surface est occupée par des terrains dont l'altitude varie entre 600 et 950 mètres. En revanche, les altitudes inférieures à 500 mètres et supérieures à 1150 mètres sont beaucoup moins fréquentes, couvrant des

surfaces restreintes. Cette répartition altimétrique révèle une prédominance des reliefs intermédiaires à élevés, tandis que les zones très basses et très hautes sont minoritaires, ce qui souligne une morphologie principalement marquée par des altitudes moyennes à élevées.

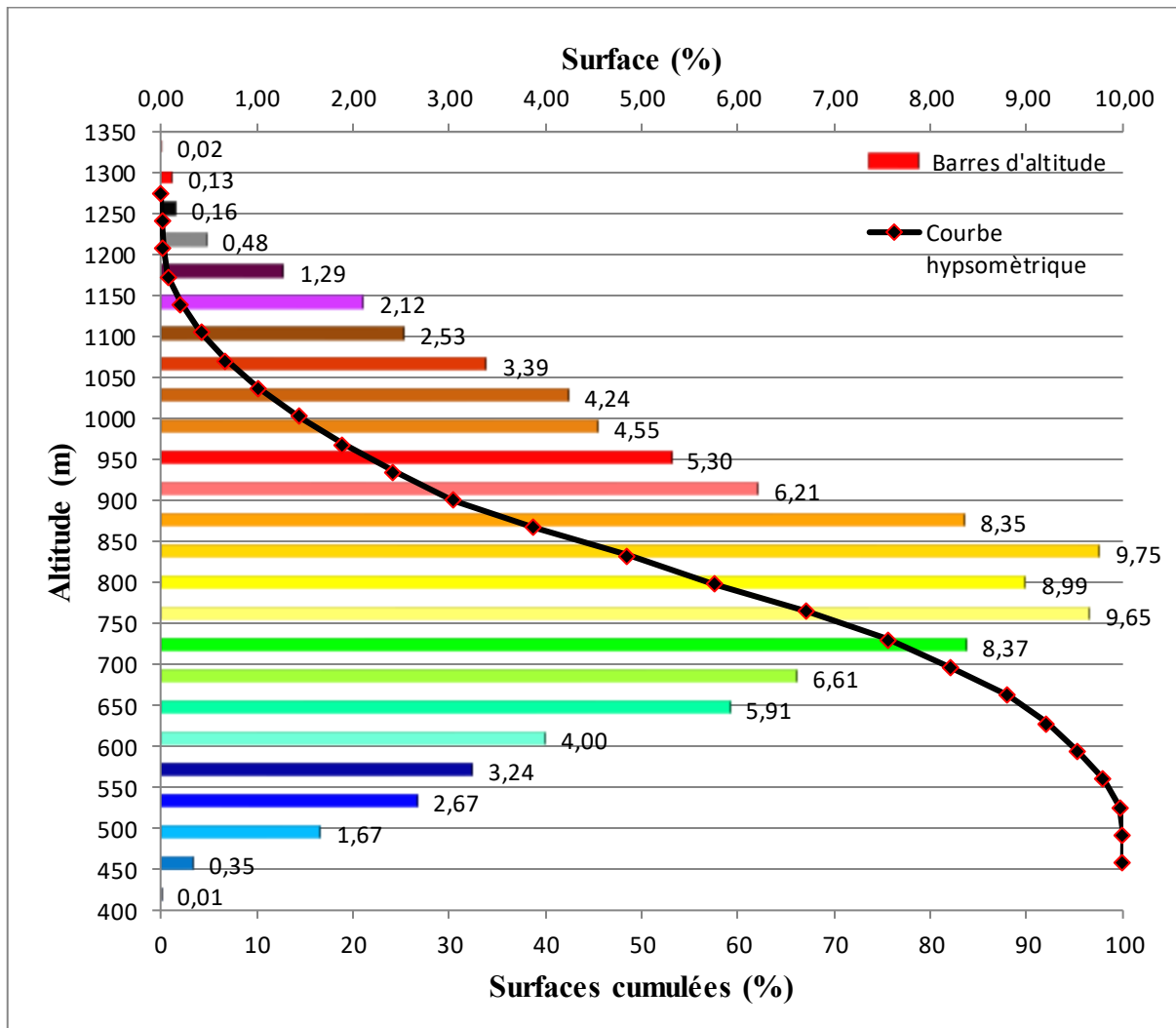


Figure.3.5 Courbe hypsométrique de la feuille d'El Aria.

(Source : Auteure)

Le graphique présente une courbe hypsométrique illustrant la répartition des altitudes en fonction des surfaces relatives et cumulées (Figure.3.6), révélant une diversité altitudinale marquée dans la région étudiée. Le point culminant de la région de Mila se situe à 1450 m. Les altitudes basses, comprises entre 150 m et 600 m, occupent environ 40 % de la surface totale et correspondent principalement aux vallées et plaines, zones propices aux activités humaines comme l'agriculture et l'urbanisation. Les altitudes intermédiaires, variant de 600 m à 850 m, représentent 35 % de la surface et reflètent des plateaux et des reliefs modérés, offrant un paysage intermédiaire entre les plaines et les montagnes. Les altitudes élevées, situées entre 850 m et 1500 m, couvrent près de 25 % de la surface et correspondent aux massifs montagneux et

aux reliefs plus accidentés, marqués par des contraintes topographiques plus prononcées. La forme en "S" de la courbe hypsométrique traduit un relief contrasté.

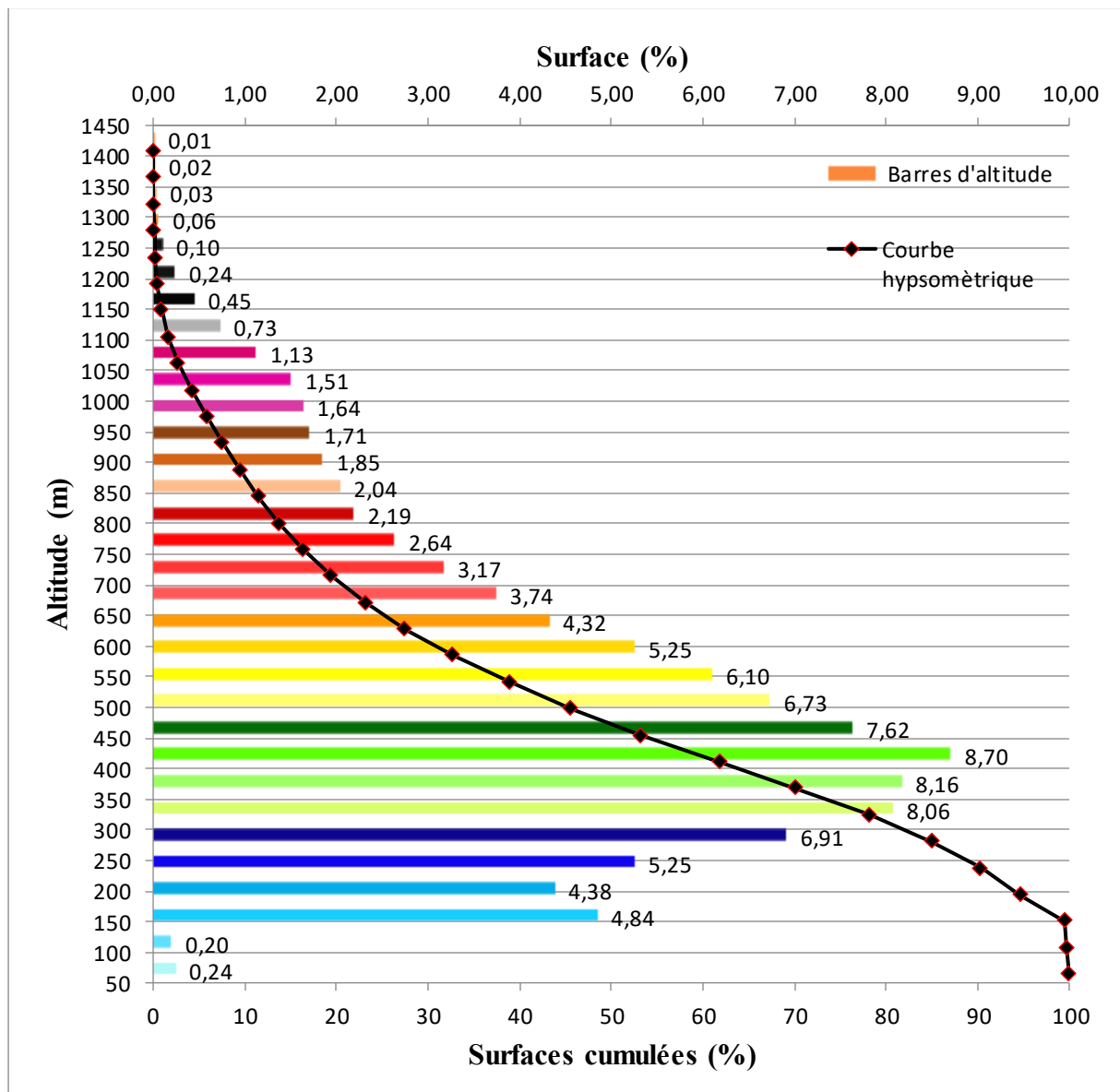


Figure.3.6 Courbe hypsométrique de la région de Mila.
(Source : Auteure)

3.2.3 La pente

La pente constitue l'un des éléments les plus significatifs dans la caractérisation d'une surface topographique (Monier, 1997). Elle se définit, dans un plan vertical, comme l'angle formé entre le vecteur normal à la surface et l'axe des altitudes (Demargne C., 2001). Pour analyser et caractériser la morphologie de la feuille d'El Aria et de la région de Mila, deux cartes de pente ont été automatiquement générées à partir du Modèle Numérique de Terrain (MNT). Ces cartes permettent de visualiser et de quantifier les variations d'inclinaison du terrain dans cette région, offrant ainsi une représentation détaillée des pentes et des reliefs. En mettant en évidence les

zones à forte déclivité, comme les versants montagneux, et les zones plus planes, telles que les vallées et les plaines, ces cartes de pente fournissent des informations essentielles pour comprendre la structure morphologique et les dynamiques géomorphologiques à l'œuvre.

La carte de pente de la feuille d'El Aria (Figure.3.7) révèle une variation des pentes comprises entre 0° et 70,23°. La majorité des terrains, soit plus des trois quarts, présentent des pentes modérées, allant de 5° à 20°. Les pentes les plus fortes, dépassant 30°, sont beaucoup plus rares et ne représentent que 1,39 % de la surface totale de la région étudiée.

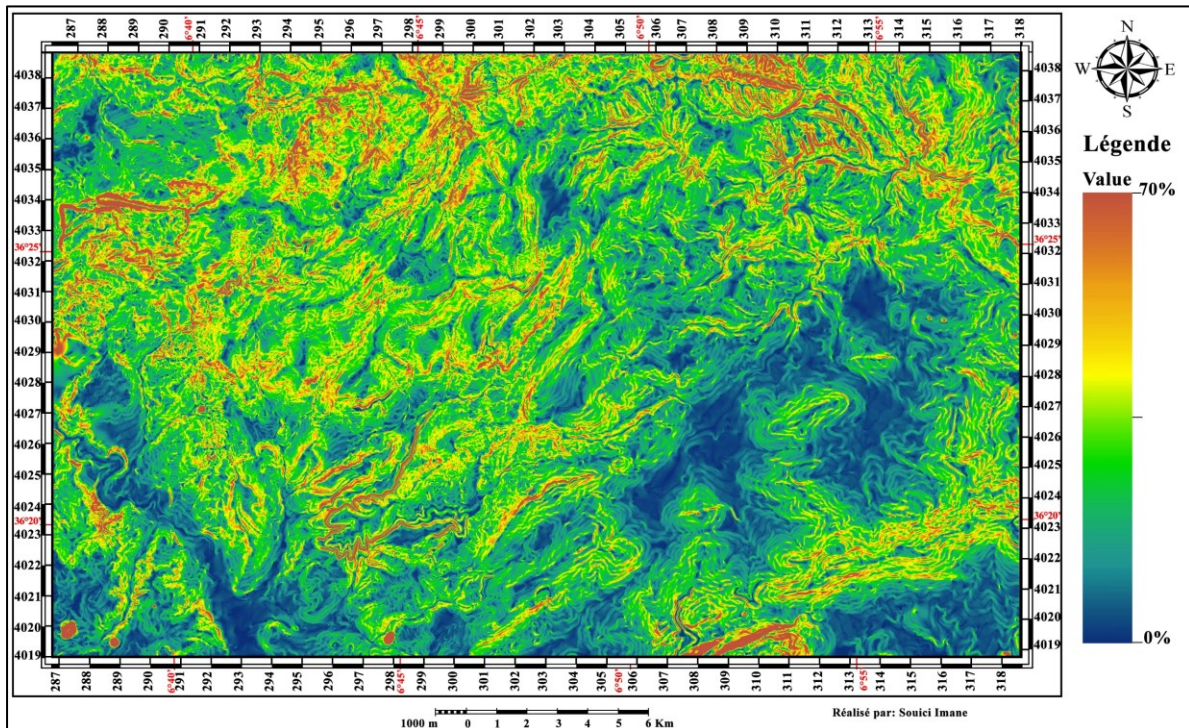


Figure.3.7 Carte des pentes de la feuille d'El Aria.
(Source : Auteure)

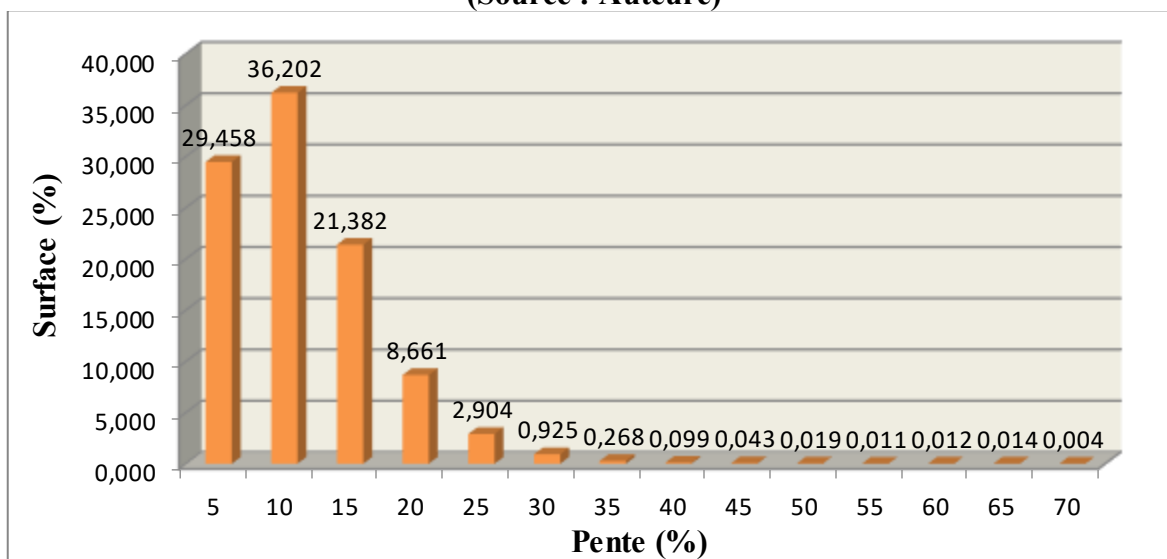


Figure.3.8 Histogramme des pentes de la feuille d'El Aria.
(Source : Auteure)

Ces zones à forte inclinaison correspondent principalement aux crêtes et aux versants abrupts des montagnes, notamment celles composées de grès et de calcaires néritiques. En revanche, les terrains avec des pentes inférieures à 5°, caractéristiques des plaines alluviales, des terrasses et des replats, occupent une part significative de la surface, représentant 29,46 % de la région. Cette répartition met en évidence une dominance des reliefs modérés, avec des pentes douces à moyennes, tandis que les reliefs très accidentés restent minoritaires.

La carte de pente de de la région de Mila (Figure.3.10) révèle une variation des pentes comprises entre 0° et 68,22°. La majorité des terrains, soit plus des trois quarts, présentent des pentes modérées, allant de 5° à 20°. Les pentes les plus fortes, dépassant 30°, sont beaucoup plus rares et ne représentent que 1,10 % de la surface totale de la région étudiée.

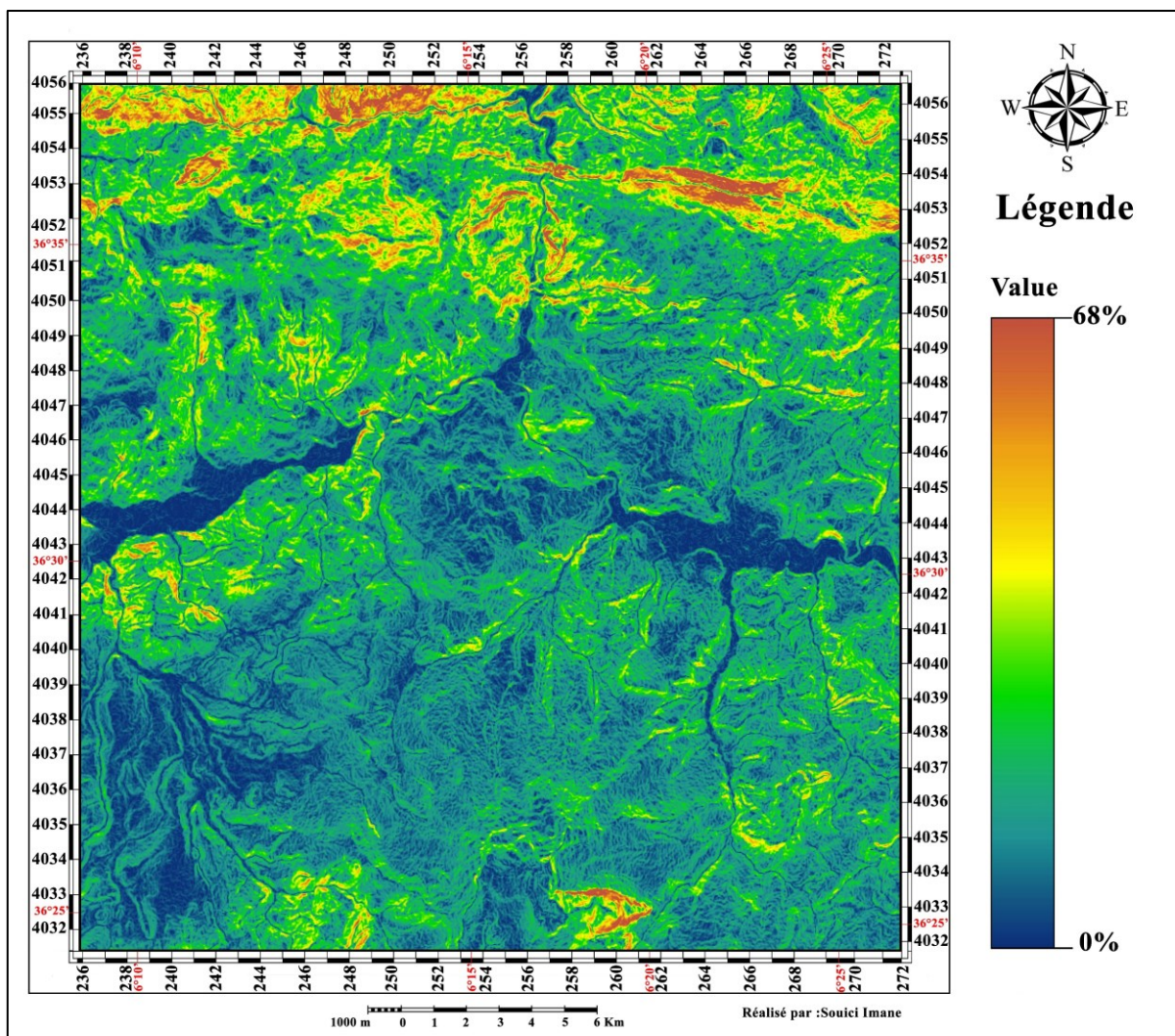


Figure.3.9 Carte des pentes de la région de Mila.
(Source : Auteure)

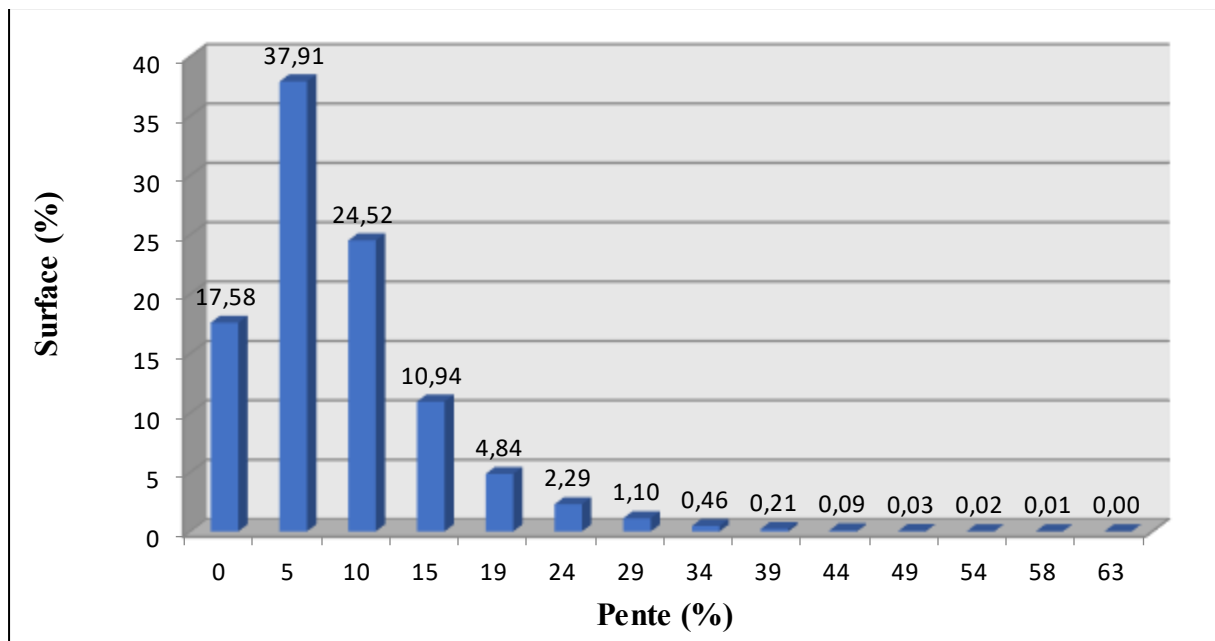


Figure.3.10 Histogramme des pentes de la région de Mila.
(Source : Auteure)

3.2.4 Les replats

Les replats peuvent se trouver dans la nature sous forme de plaines alluviales et terrasses, une couche géologique subhorizontale, des replats de glissements ou de paléo-glissements, des terrassements entropiques, des surfaces d'érosion et des replats structuraux mis en place par la tectonique. En concédant un replat toute zone ayant une pente inférieure à 3°, on a dressé la carte des replats ci-dessous. Les replats correspondent à des zones topographiques relativement planes ou faiblement inclinées, résultant de divers processus naturels ou anthropiques. Ils peuvent se présenter sous différentes formes : plaines alluviales, terrasses fluviales, couches géologiques subhorizontales, surfaces associées à des glissements ou paléo-glissements, terrassements d'origine humaine, surfaces d'érosion ou encore replats structuraux liés à l'activité tectonique.

Pour identifier ces zones, on considère généralement comme replat toute surface présentant une pente inférieure à 3°. Sur la base de ce critère, deux cartes des replats (Figure.3.10, 3.11) ont été dressées, permettant de localiser et de quantifier ces zones peu inclinées dans la région étudiée. Cette carte offre une vision claire des zones planes ou faiblement pentues.

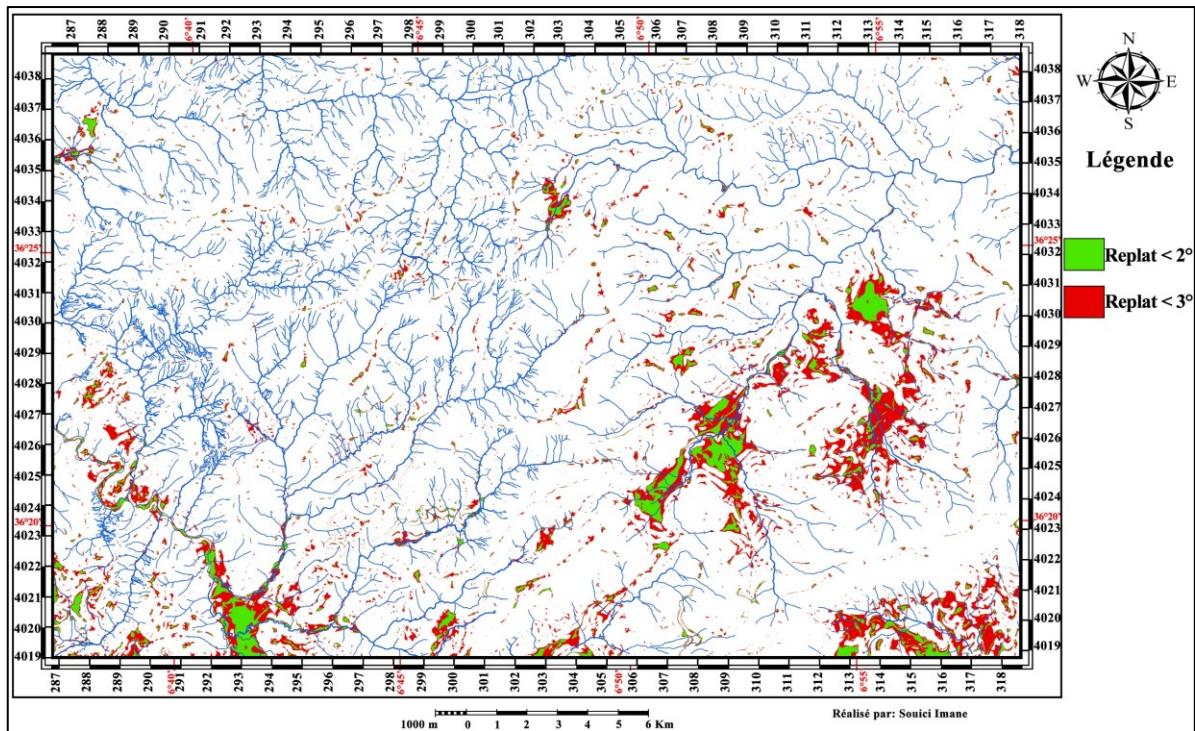


Figure.3.11 Carte des replats de la feuille d'El Aria.
(Source : Auteure)

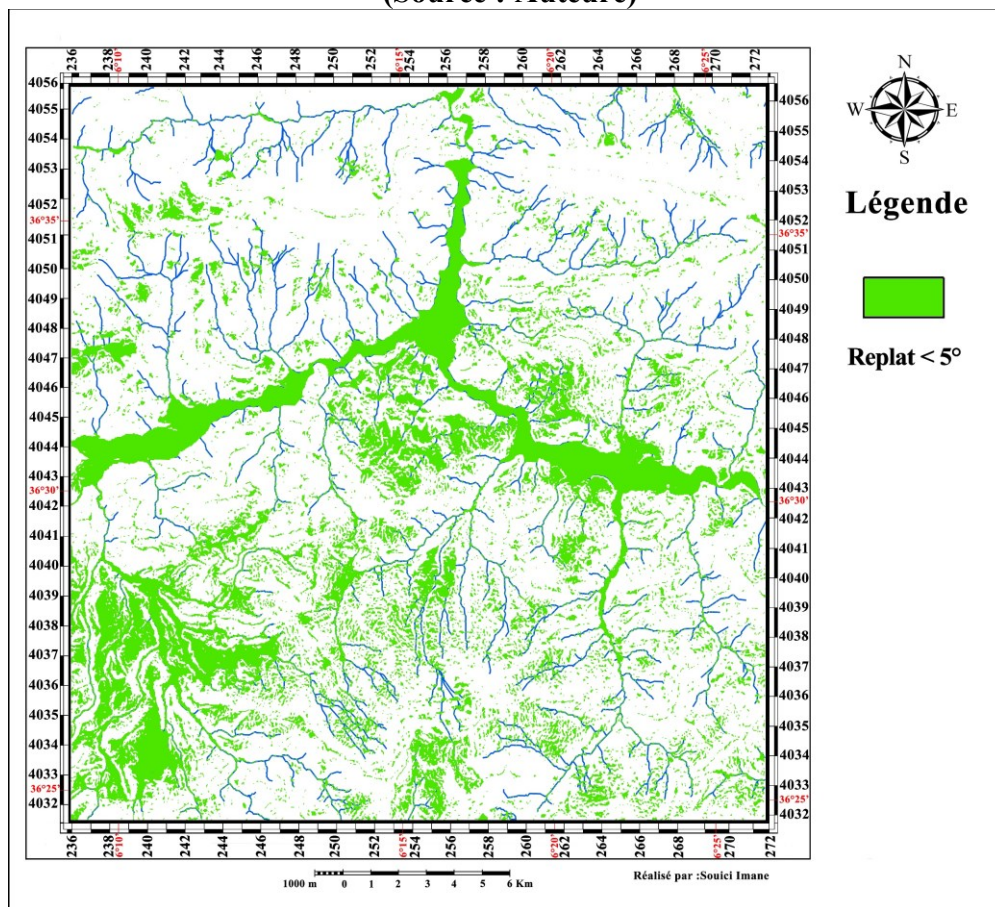


Figure.3.12 Carte des replats de la région de Mila.
(Source : Auteure)

Les replats les plus étendus dans la région correspondent principalement aux plaines alluviales et aux terrasses, qui occupent une surface significative. Cependant, on observe également un nombre important de replats situés à mi-versant et le long des lignes de crêtes. Ces replats se distinguent par leurs surfaces réduites par rapport aux terrasses, et leur formation peut être attribuée à deux processus majeurs : l'érosion et la tectonique.

L'érosion tend à adoucir les reliefs, notamment les crêtes, en nivelant les surfaces. Cependant, la carte révèle la persistance de crêtes encore pointues, ce qui s'explique en partie par l'érosion différentielle (où les roches plus résistantes résistent mieux à l'érosion) et en partie par un soulèvement tectonique inégal des sommets montagneux. Ces processus combinés contribuent à la formation et à la préservation de ces replats à mi-versant et en crêtes, tout en maintenant des reliefs marqués dans certaines zones. Ainsi, la morphologie de la région reflète une interaction complexe entre les dynamiques érosives et les forces tectoniques.

3.2.5 L'exposition des versants

L'exposition, définie comme l'angle dans un plan horizontal entre le vecteur normal à la surface topographique et une direction de référence (généralement le Nord) (Evans, 1972 ; Skidmore, 1989), permet de déterminer l'orientation des versants. La carte d'exposition illustre ainsi la direction de la pente selon la plus grande descente (Figure.3.13).

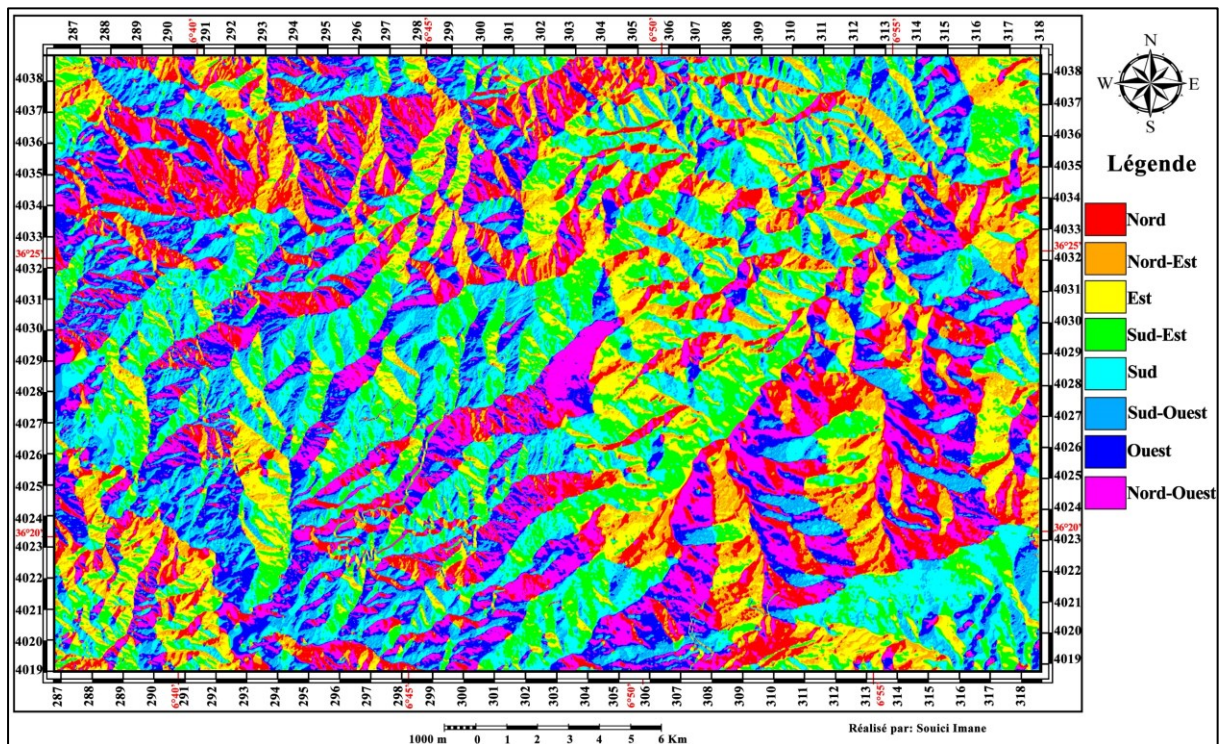
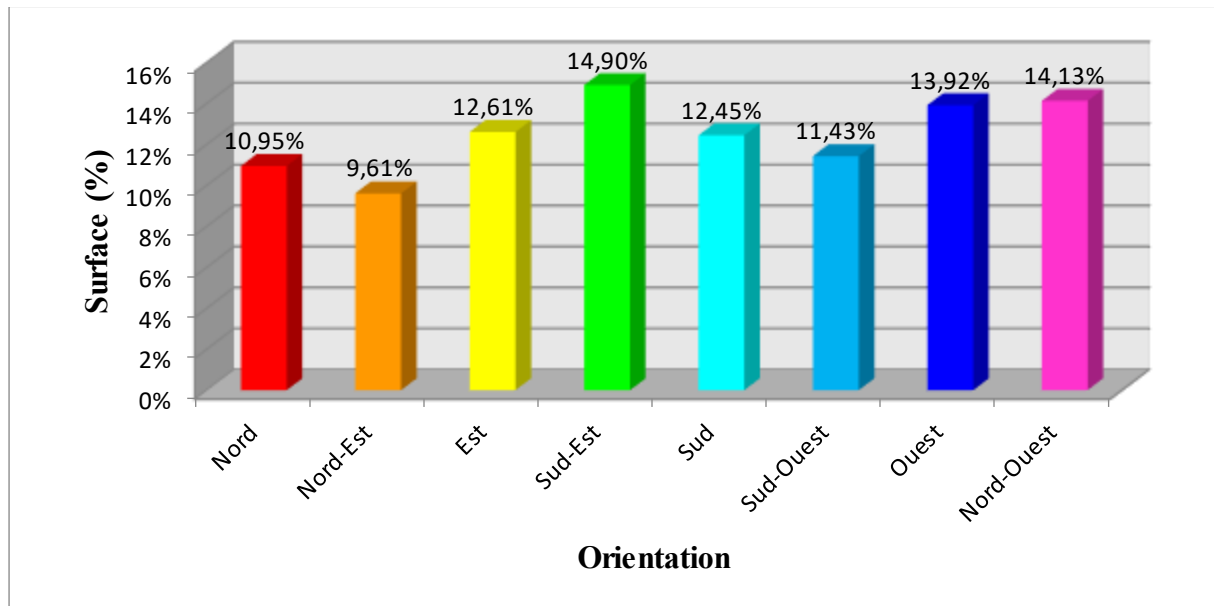


Figure.3.13 Carte d'exposition de versants de la feuille d'El Aria.
(Source : Auteure)

Pour analyser de manière quantitative l'orientation des versants, deux histogramme ont été réalisé à partir des carte d'exposition (Figure.3.14 ; Figure.3.16). Ces histogramme met en relation les différentes directions d'exposition (Nord, Sud, Est, Ouest, etc.) avec le pourcentage de surface correspondant. Cette représentation statistique permet de visualiser la répartition prédominante des orientations des versants dans la région étudiée, offrant ainsi des insights sur les asymétries potentielles du relief et les influences des facteurs géomorphologiques ou climatiques (par exemple, l'exposition au soleil ou aux vents dominants).



**Figure.3.14 Histogramme d'exposition de versants de la feuille d'El Aria.
(Source : Auteure)**

L'analyse statistique (Figure.3.14) révèle que les versants orientés vers le Sud-Est (14,90%), le Nord-Ouest (14,13%) et l'Ouest (13,92%) sont les plus représentatifs, dominant ainsi une grande partie de la région étudiée. Les versants exposés à l'Est (12,61%), au Sud (12,45%) et au Sud-Ouest (11,43%) sont également bien représentés, bien que dans une moindre mesure. En revanche, les versants orientés vers le Nord (10,95%) et, plus particulièrement, le Nord-Est (9,61%) occupent les surfaces les plus réduites.

Cette répartition des expositions met en évidence une asymétrie des versants, qui pourrait être influencée par des facteurs tels que l'ensoleillement, les précipitations, les vents dominants ou encore les processus géomorphologiques et tectoniques. Par exemple, les versants les plus exposés au soleil (Sud-Est, Sud, Sud-Ouest) pourraient être davantage soumis à l'érosion, tandis que les versants Nord et Nord-Est, moins ensoleillés, pourraient présenter des conditions microclimatiques différentes, affectant leur développement et leur étendue.

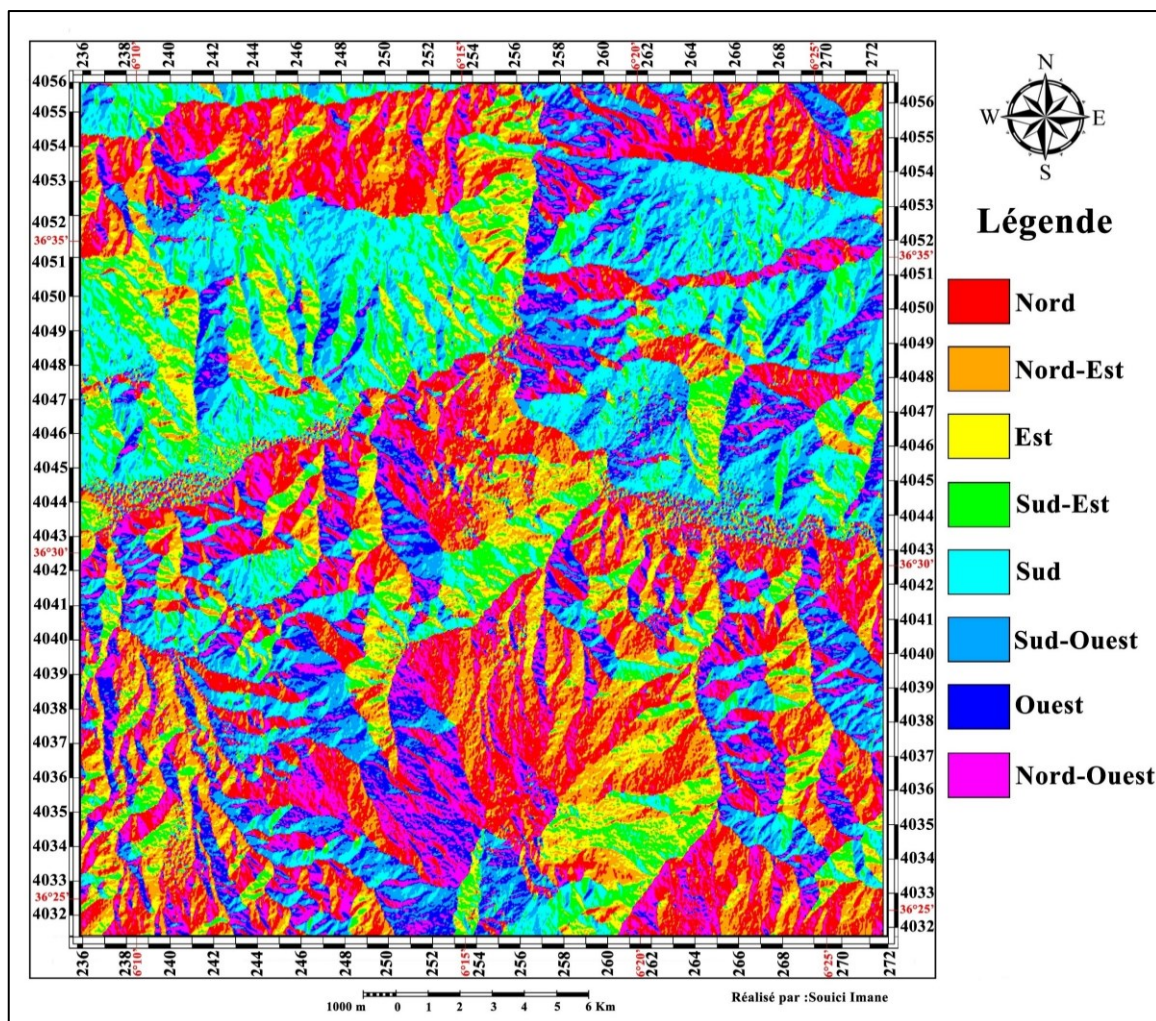


Figure.3.15 Carte d'exposition de versants de la région de Mila.
(Source : Auteure)

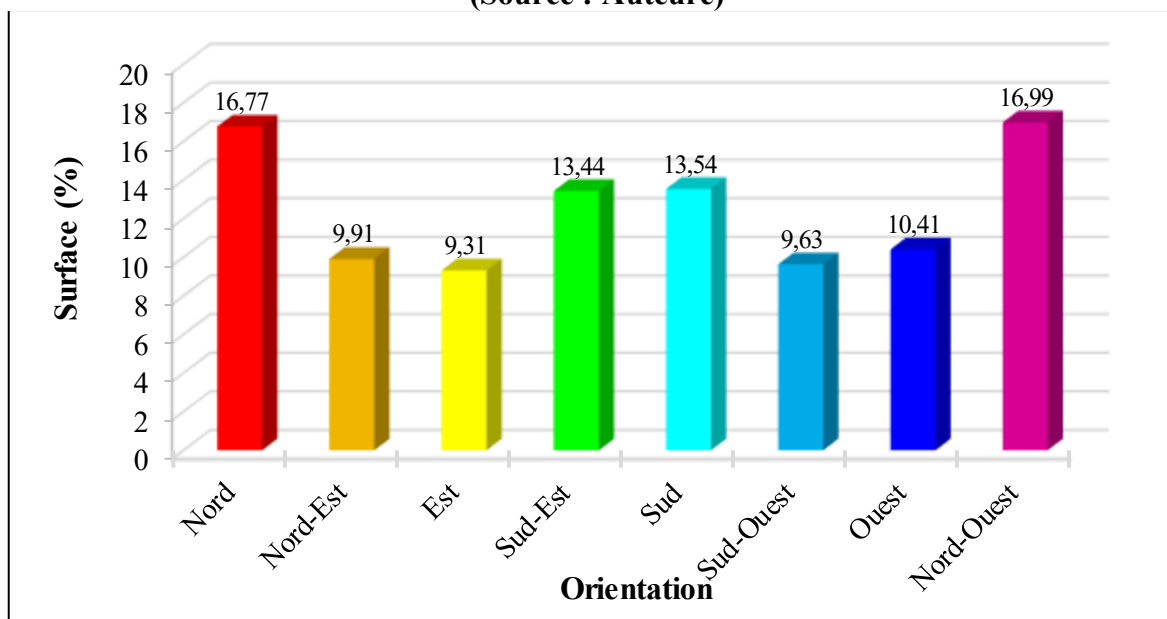


Figure.3.16 Histogramme d'exposition de versants de la région de Mila.
(Source : Auteure)

L'analyse statistique (Figure.3.16) révèle que les versants orientés vers le Nord-Ouest (16,99%), le Sud (13,54%) et le Sud-Est (13,44%) sont les plus représentatifs, dominant ainsi une grande partie de la région étudiée. Les versants exposés à l'Ouest (10,41%), au Sud-Ouest (9,63%) et l'Est (9,31%) sont également bien représentés, bien que dans une moindre mesure. En revanche, les versants orientés vers le Nord (0,17%) et, plus particulièrement, le Nord-Est (0,10%) occupent les surfaces les plus réduites.

3.3 DEMEMBRMENT VERTICAL DU RELIEF

L'analyse transversale traditionnelle de la topographie repose souvent sur un choix subjectif des lignes de profil, introduisant ainsi une part de hasard. Pour réduire cette subjectivité et se concentrer sur les caractéristiques morphologiques pertinentes, les profils Swath sont devenus un outil largement utilisé en géomorphologie. Cette technique a été appliquée dans de nombreuses études, que ce soit pour illustrer la topographie elle-même ou pour analyser des propriétés géomorphologiques supplémentaires telles que la pente, le relief local (Fielding et al., 1994 ; Montgomery, 2001 ; Mitchell et Montgomery, 2006), ou encore pour explorer les relations entre la topographie et d'autres données connexes, comme les précipitations (Fielding et al., 1994), l'âge des roches (Reiners et al., 2003) ou les taux d'exhumation (Mitchell et Montgomery, 2006a).

Historiquement, l'idée de base des profils Swath remonte aux années 1920, mais leur mise en œuvre dans les systèmes d'information géographique (SIG) a permis de les rendre plus accessibles et précis. En principe, un profil Swath consiste à empiler plusieurs profils parallèles pour condenser les données d'élévation en un seul profil synthétique. Ce profil ressemble à la ligne de crête que l'on pourrait tracer visuellement en observant une chaîne de montagnes depuis une vallée. Il permet de visualiser le profil de pente général du terrain, en mettant en évidence les contrastes altitudinaux entre les zones les plus basses, correspondant à l'incision des rivières, et les points les plus élevés, représentant les interfluves (Molliex, 2010).

Dans cette étude, quatre profils Swath ont été réalisés :

- Deux profils longitudinal orienté Est-Ouest, couvrant une bande de 32 km et condensant les données altitudinales le long de cet axe.
- Deux profils transversal, couvrant une bande de 20 km et condensant les données altitudinales perpendiculairement à l'axe longitudinal.

Ces quatre profils sont centrés sur les axes principaux de la feuille d'El Aria d'une part, et la région de Mila d'autre part offrant ainsi une représentation synthétique et précise du relief,

permettant d'analyser les variations altitudinales, les pentes et les caractéristiques morphologiques de la région de manière objective et détaillée.

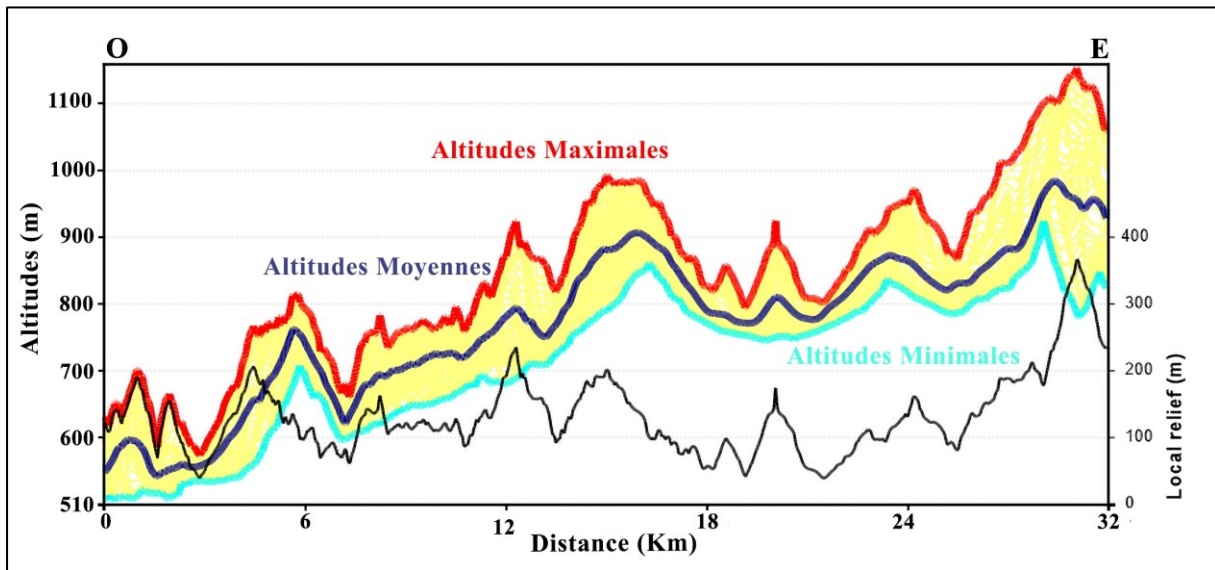


Figure.3.17 Swath profil Est-ouest de la feuille d'El Aria.
(Source : Auteure)

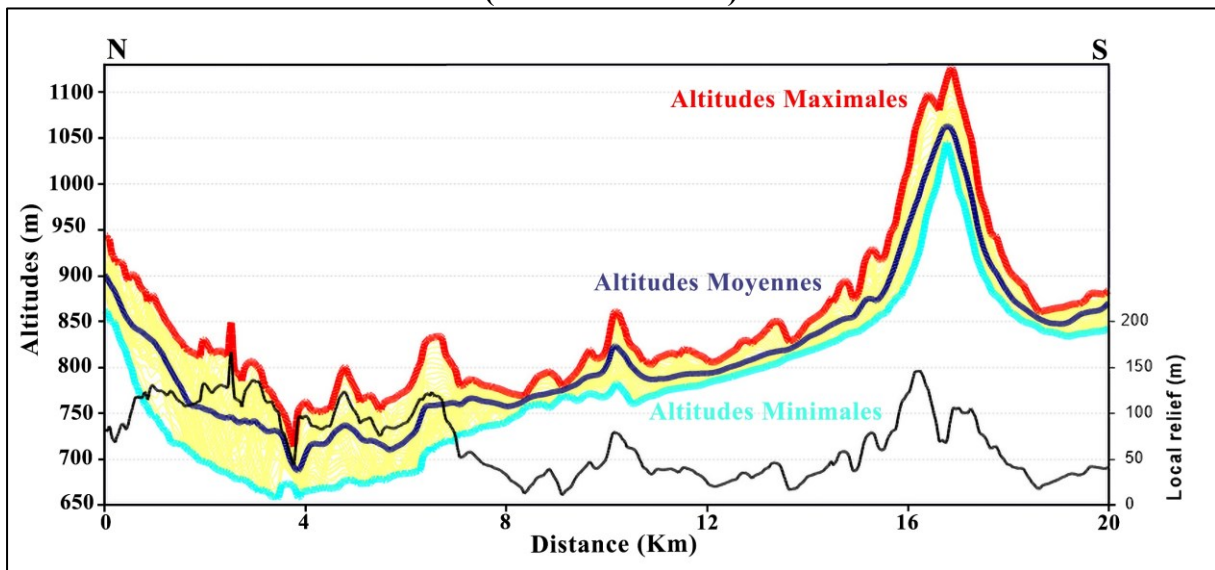


Figure.3.18 Swath profil Nord-sud de la feuille d'El Aria.
(Source : Auteure)

Les deux coupes Swath révèlent une amplitude de relief marquée, atteignant 1 km dans les zones montagneuses et entre 500 et 800 m dans les vallées, soulignant un paysage fortement contrasté dominé par des processus tectoniques et érosifs intenses.

La forme en rampe et paliers des altitudes maximales témoigne d'une influence tectonique significative, probablement liée à des soulèvements ou à des failles, tandis que la dissymétrie des pentes du profil Nord-Sud, avec un flanc sud plus abrupt et fortement fracturé, reflète l'impact de la faille régionale Est-Ouest.

Cette faille a joué un rôle crucial dans la structuration du relief, créant des versants asymétriques et des zones d'érosion privilégiées. Contrairement aux profils transversaux traditionnels, souvent arbitraires, les Swath Profiles offrent une vision plus robuste et complète du relief en condensant plusieurs profils parallèles, réduisant ainsi les biais d'interprétation. Cette analyse met en lumière l'importance des processus tectoniques et fluviaux dans la morphologie de la région, tout en démontrant l'efficacité des Swath Profiles pour une étude géomorphologique détaillée et objective.

Les Swath Profiles réalisés pour la région d'El Aria mettent en évidence une morphologie complexe et contrastée, façonnée par des processus tectoniques et érosifs dominants. L'amplitude de relief, qui atteint 1 km dans les zones montagneuses 500 et 800 m dans les vallées, illustre un paysage où les dénivelés importants résultent à la fois de soulèvements tectoniques et de l'incision fluviale.

La forme en rampe et paliers des altitudes maximales suggère une structuration tectonique marquée, probablement liée à des failles ou à des mouvements verticaux récents, tandis que la dissymétrie des pentes observée dans le profil Nord-Sud, avec un flanc sud plus abrupt et intensément fracturé, confirme l'influence majeure de la faille régionale Est-Ouest.

Cette faille a non seulement contribué à la création de versants asymétriques, mais a également favorisé l'érosion différentielle et la formation de vallées encaissées.

Les vallées, avec leurs altitudes minimales, reflètent l'action persistante des cours d'eau, qui ont sculpté le relief en exploitant les zones de faiblesse structurale. Par rapport aux profils transversaux traditionnels, souvent limités par un choix subjectif de lignes de coupe, les Swath Profiles offrent une représentation plus complète et objective du relief, en intégrant un large éventail de données topographiques. Cette approche permet de mieux appréhender les variations d'élévation, les pentes dominantes et les structures morphologiques, tout en réduisant les incertitudes liées à l'échantillonnage. En résumé, cette analyse souligne l'interaction complexe entre la tectonique, l'érosion et les processus fluviaux dans la formation du relief de la région, tout en démontrant l'efficacité des Swath Profiles pour une étude géomorphologique approfondie et précise.

3.3.1 Les principaux éléments du relief structural

3.3.1.1 Principaux éléments du relief structural de la région de Constantine

La couverture hypsométrique, représentée par plusieurs classes d'altitude, permet de distinguer deux grands types de relief qui coexistent dans la région d'étude :

- Les zones hautes : Ces zones sont principalement illustrées par les montagnes de l'unité numidienne et l'unité néritique constantinoise. Ces reliefs élevés, caractérisés par des altitudes importantes, reflètent des structures géologiques résistantes et souvent anciennes, façonnées par des processus tectoniques et érosifs intenses. Ces montagnes dominent le paysage et marquent les points culminants de la région.
- Les zones basses : Ces zones correspondent à des régions topographiquement déprimées, occupées principalement par des plaines et des vallées. Ces dépressions, souvent situées à des altitudes plus faibles, sont le résultat de l'érosion fluviale et de l'accumulation de sédiments. Elles contrastent fortement avec les reliefs élevés et représentent des zones d'écoulement et de concentration des eaux.

- **Les zones hautes**

- **Djebel Salah**

Djebel Salah se distingue par sa forme triangulaire caractéristique, culminant à 750 m d'altitude et délimitée par des falaises abruptes, qui lui confèrent un relief escarpé et imposant. Cette montagne est principalement constituée de niveaux de dolomies et de calcaires dolomitiques du Cénomaniens, surmontés par un couronnement calcaire d'âge Turonien. Cette succession lithologique témoigne d'une histoire géologique complexe, marquée par des dépôts sédimentaires et des phases de diagenèse ayant conduit à la formation de ces roches résistantes. Au sud de Djebel Salah, on observe une zone effondrée, délimitée par un compartiment surélevé qui semble également de nature calcaire.

- **Djebel Kelal**

Djebel Kelal une structure qui se distingue clairement dans la topographie par un relief linéaire abrupt, orienté selon une direction générale ESE-WNW. Elle est formée par une épaisse séquence de calcaires dolomitiques massifs, souvent très fracturés, datant du Cénomaniens. Ces roches, résistantes mais fortement affectées par la fracturation, contribuent à la formation d'un relief escarpé et marqué, caractéristique de cette structure.

Il est à noter que le Trias fait une apparition discrète au niveau de la terminaison Est de cette structure. Cette présence, bien que limitée, suggère une histoire géologique complexe, où des épisodes tectoniques ont pu remobiliser et exposer des formations plus anciennes.

- **Le massif de Djebel El Ouahch**

Le massif de Djebel El Ouahch est l'élément dominant de la feuille d'El Aria, tant par son étendue que par son importance géomorphologique. Constitué principalement de grès numidiens, il culmine à 1289 m d'altitude et présente une morphologie complexe, fortement

influencée par les cassures tectoniques qui lui confèrent un profil dissymétrique. La ligne de partage des eaux, qui traverse le massif, adopte une forme arquée, discontinue et décalée, délimitant ainsi plusieurs entités ou morpho structures distinctes. Ces limites entre morpho structures correspondent souvent à des zones d'érosion intense et de surcreusement, faisant de Djebel El Ouahch un véritable nœud hydrographique. De ce massif descendent plusieurs cours d'eau qui alimentent les bassins du Rhumel, du Saf Saf et de la Seybouse, soulignant son rôle central dans le drainage régional. Les principales morpho structures constituant le massif sont :

- **Djebel Kef El Arba** : Il orienté NE-SO et culminant à 1191 m d'altitude, est délimité au nord par l'Oued Attaf et à l'est par l'Oued Kef El Arba. Son flanc Nord-Ouest est drainé par plusieurs ravines qui convergent vers l'Oued Mechtat El Bral, tandis que son versant Sud-Est est marqué par de nombreux escarpements traversant les grès numidiens selon une orientation NE-SO.
- **Kef Akhal** : suivant la même orientation générale que le Djebel Kef El Arba, culmine à 1192 m d'altitude. Son versant SE ? est également caractérisé par des escarpements qui prolongent ceux du Djebel précédent. À sa terminaison Sud, le relief change de direction pour prendre une orientation E-O, matérialisée par un petit monticule, de Ras El Djenane qui atteint 1025 m d'altitude et est limité par deux affluents d'Oued Ben Djelloul, Chabet Ed Derias au Nord et Chabet El Djebana au Sud.
- **El Hdjar Es Safra** : culminant à 1209 m, suit la même orientation NE-SO que les précédents reliefs et est traversé par des escarpements selon cette direction. Il présente également une virgation à sa terminaison Sud, où sa direction devient E-O.
- **Ras El Aioun** : se distingue par son orientation particulière N-S et une altitude de 1197 m, constituant ainsi un élément distinct dans cet ensemble montagneux.

- **Djebel Sathal El Maïda**

Djebel Sathal El Maïda se distingue par une morphologie particulière, caractérisée par un replat situé à son sommet, à 1075 m d'altitude. Ses deux versants, souvent étroits, sont marqués par de nombreux escarpements orientés NE-SO, particulièrement sur le versant NE, où l'on observe des coulées de blocs et un surcreusement linéaire formé par Chabet Fedj Es Semar. Sa terminaison Sud-Ouest constitue une limite géologique nette, séparant les grès numidiens des marnes telliennes de Djebel Massine, ce qui en fait un élément structurant majeur dans la géologie locale.

- **Djebel Massine**

Djebel Massine est un chaînon orienté NE-SO, culminant à 936 m d'altitude et délimité par deux surcreusements, Oued Kram au Nord et Oued Massin au Sud. Il est principalement constitué de marnes noires telliennes, partiellement recouvertes par des dépôts quaternaires. Son allure générale, nettement déformée, suggère la présence d'une série d'accidents tectoniques qui l'affectent, particulièrement au niveau de sa terminaison Sud, où ces déformations semblent plus prononcées. Cette structure complexe en fait un élément géologique remarquable dans la région.

- **Djebel Djenane El Lobba**

Djebel Djenane El Lobba, situé au nord de Djebel El Aria, culmine à 1009 m d'altitude et s'étend selon une orientation NE-SO. Son versant Nord-Ouest est bordé par l'Oued Massin, où l'on observe le développement de plusieurs coulées de blocs.

- **Djebel El Aria**

Djebel El Aria s'inscrit dans la continuité des montagnes gréseuses de la région, avec un point culminant à 977 m d'altitude. Il est traversé par des escarpements orientés NE-SO, caractéristiques de la structure géologique locale. Son versant Sud est délimité par l'Oued El Tarf, qui marque une frontière naturelle et contribue à la morphologie particulière de ce relief. Au Sud-Ouest de Djebel El Ouahch, une barre gréseuse se distingue, séparée par Oued El Aria. Cette barre est constituée de plusieurs montagnes, majoritairement orientées NE-SO, parmi lesquelles figurent Djebel El Krouma (1128 m), situé à proximité de Djebel Oum Settas (1326 m). À cet endroit, on observe un contact anormal entre les grès numidiens et les calcaires de la plateforme néritique constantinoise, révélant une complexité géologique notable. Certains éléments de cette barre gréseuse, comme Kef Salah (947 m), Djebel Dermoun Kbir (910 m) et Djebel Changoura (970 m), se présentent sous forme de chaînons déformés et isolés.

À l'Ouest de cette barre gréseuse, s'étendent successivement Djebel El Krami (1064 m), Djebel Kecherim (1135 m), Djebel Bir Enssour (1157 m) et Djebel Bou Zemzem (1120 m). La limite Sud de cette zone est marquée par plusieurs escarpements orientés NE-SO, qui s'étendent jusqu'au versant nord Djebel Oum Settas, soulignant une continuité structurale et morphologique à travers ces reliefs.

- **Le massif d'Oum Settas**

Le massif d'Oum Settas, structuré en un anticlinorium de direction ENE-OSO, constitue le point culminant de la carte hypsométrique avec une altitude de 1326 m. Il expose la série complète du Crétacé, comprenant un noyau Néocomien qui affleure à son extrémité Nord-Ouest, où il est en contact par faille avec des dépôts du Mio-Pliocène. Le versant Sud-Est de ce

massif est marqué par de nombreux surcreusements dus à l'érosion liée à la circulation des eaux superficielles, favorisant le développement de formes karstiques, notamment des lapiés. En revanche, la limite Nord-Ouest se caractérise par un ennoyage brutal, marqué par une forte dénivellation, soulignant une transition géomorphologique abrupte. Cette configuration fait du massif d'Oum Settas un élément géologique et topographique majeur.

- **Djebel Mazela**

Djebel Mazela, faisant partie du massif d'Oum Settas, s'élève à une altitude de 1040 m et s'étend selon une direction ENE-OSO. Il est principalement composé de calcaires du Crétacé, reflétant la structure géologique dominante de la région. Son flanc SE marqué par un ennoyage prononcé, qui pourrait indiquer la présence d'un grand accident tectonique orienté Est-Ouest. Cette caractéristique suggère une dislocation majeure dans la structure du massif, renforçant l'idée d'une histoire géologique complexe marquée par des mouvements tectoniques significatifs. Djebel Mazela représente ainsi un élément clé pour comprendre la dynamique structurale du massif d'Oum Settas.

- **Les zones basses**

Les zones basses occupent une part importante de la région d'étude et se caractérisent par des plaines et des vallées parcourues par un réseau hydrographique très dense.

À l'Est et au Sud-Est du massif de Djebel Ouahch, s'étend une zone déprimée, allongée selon une direction NE-SO, encadrée par des méga-blocs gréseux d'altitude moyenne (900 à 1150 m). Les versants de cette zone sont principalement occupés par des glacis à pentes douces, entaillés par de nombreux cours d'eau qui convergent globalement vers l'Oued El Aria. Ce dernier prend sa source au niveau de Djebel El Aria et s'écoule du S-O vers le N-E, changeant successivement de nom pour devenir Oued Bousteila, puis Oued El Bahri.

Un changement notable se produit au niveau d'Oued El Bahri, où le lit d'oued se rétrécit significativement et effectue un coude brusque, passant d'une orientation NE-SO à une direction E-O.

La partie Sud-Ouest de la région est dominée par une zone vallonnée, structurée par un réseau hydrographique dense. Les cours d'eau convergent vers un collecteur principal, Oued Bou Merzoug, qui s'écoule du Sud-Est vers le Nord-Ouest. En amont, ce réseau s'organise en plusieurs affluents disposés en éventail, tels qu'Oued Berda, Oued Mendjel, Oued Melah et Oued Ouara, traversant des zones de faible relief. En aval, le réseau accuse une certaine désorganisation, marquée par un tracé en méandres, tout en étant alimenté par plusieurs oueds comme Oued Massine, Oued El Hamimin, Oued El Had (rivière des chiens) et Oued Yacoub.

3.3.1.2 Principaux éléments du relief structural de la région de Mila

- **Djebel Zouahra**

Le chaînon de Zouahra est un massif imposant qui culmine à 1354 mètres d'altitude. Cette structure géologique se présente comme une antiforme allongée selon une direction est-ouest (E-W), Ce secteur présente un dénivelé marqué de plus de 50 mètres. Il est principalement constitué de grès numidiens, encadrés par des formations marno-calcaires appartenant à la nappe tellienne (SS). Le contact entre ces deux unités géologiques se fait par un charriage, témoignant d'une histoire tectonique intense où des forces compressives ont joué un rôle majeur dans la mise en place de ces structures. À sa terminaison orientale, le chaînon de Zouahra montre une virgation (déviations) nette vers le nord, caractérisée par une pente rapide et très raide. Cette déviation pourrait être liée à des contraintes tectoniques locales ou à l'influence de structures profondes qui ont modifié l'orientation initiale du massif.

Des décalages nets de la ligne de crête du chaînon de Zouahra sont également observés. Ces décalages paraissent liés à une série de failles tectoniques orientées selon une direction nord-sud (N-S). Ces accidents pourraient résulter de mouvements tectoniques anciens ou récents, créant des zones de faiblesse exploitées par l'érosion. En effet, l'érosion différentielle a probablement accentué ces discontinuités, sculptant le relief et mettant en évidence les structures géologiques sous-jacentes.

- **Djebel M'cid Aïcha**

Le Djebel M'cid Aïcha constitue un important massif montagneux, le plus élevé de la région, culminant à 1465 mètres. Il s'agit d'une antiforme allongée selon une direction est-ouest (E-W), composée principalement de formations jurassiques, notamment de calcaires liasiques, selon Durand-Delga (1955). L'axe de la montagne chevauche les formations telliennes sur son flanc sud, tandis qu'il est en contact par faille sur le flanc nord. Le massif présente une structure globalement symétrique, avec des pentes très raides de part et d'autre. Sa terminaison occidentale est particulièrement aiguë et montre une virgation vers le sud.

Le massif décrit culmine à 1465 m d'altitude et est principalement constitué de calcaires liasiques très fracturés (axe montagneuse composé par des calcaires liasique d'après Durand Delga), formant plusieurs coulées à blocs. Ses versants sont partiellement bordés par des dépôts détritiques, tels que des argiles et des marnes du bassin continental. Ces versants présentent une asymétrie marquée, avec un ennoyage du versant Nord, tandis que le versant sud est limité par un accident de direction E-W, le long duquel se développent des coulées à blocs.

À l'Ouest, les escarpements dominent la vallée du Kébir-Rhumel avec un dénivelé de 1000 à 1200 m. Le massif est délimité au Sud par l'Oued Dib et entouré par plusieurs Kefs calcaires à silex, enracinés dans des marnes et argiles noires. Au nord, on trouve notamment Kef Si Ben Nissane (845 m) et Kef Berra (723 m), ainsi que Djebel El Mraï, qui culmine à 1000 m d'altitude. Ce dernier est un élément structural important, car sa ligne de crête est nettement déformée, formant un angle de presque 90°.

- **Kef Sema**

Il se situe entre Djebel Mcid Aicha et Djebel Sidi Driss. Il culmine jusqu'à 1365 m et constitué par des bancs de calcaires alternant avec des marno-calcaires. Il est orienté E-W. Son versant sud est étroit et linéaire et fait partie de segment de la faille Mcid Aicha-Djebel Debar.

- **Djebel Sidi Dris**

Le massif décrit est orienté ENE-WSW et se situe à l'est de Djebel Mcid Aicha. Il occupe une superficie importante, avec une forme étroite, et culmine à 1270 mètres d'altitude. Ce massif est constitué d'une puissante série de calcaires massifs d'âge liasique, témoignant d'un environnement de dépôt marin ancien. Son versant nord présente plusieurs reliefs calcaires détachés, tels que Kef El Guerne (1023 m), Kef Es Souatre (1005 m) et Koudiet Es Serdj (995 m), ce qui contribue à la complexité morphologique de la région.

La ligne de partage des eaux dans cette zone est décalée, La ligne de partage des eaux dans cette zone présente un décalage marqué, délimitant plusieurs entités orographiques distinctes, comme Kef Sidi Dris (1200 m) et Sera Beni Telilen (1240 m). Les limites entre ces méga-blocs correspondent à des zones de forte érosion et de surcreusement continu, généralement alignées selon des axes bien définis. Les décalages observés au niveau de la ligne de partage des eaux s'accompagnent fréquemment de déformations, notamment sous forme de virgations, suggérant une origine liée aux mouvements décrochants associés à l'activité tectonique régionale.

À l'Ouest, la terminaison de Djebel Sidi Dris semble tronquée par un linéament tectonique de direction nord-sud (N-S), créant un décalage vers le sud par rapport à l'ensemble formé par Djebel Mcid Aicha et Kef Sema. Cette structure tectonique influence fortement la géométrie et l'orientation des reliefs dans cette partie de la région.

Au nord, le massif est limité par Djebel Korn Bou Takouk, un relief formé par des grès numidiens, culminant à 1190 mètres et orienté est-ouest (E-W). Son versant sud est étroit et linéaire, marqué par les surcreusements des oueds El Malleka et Aine Dabby. Ce versant semble également contrôlé par un linéament tectonique qui se prolonge vers l'est jusqu'à Kef Bou El

Kebir (738 m), où il présente une linéarité parfaite au niveau de son versant sud. Ce linéament pourrait jouer un rôle clé dans la structuration et l'évolution morphologique de la région.



Figure.3.19 Vue panoramique du Djebel Mcid Aicha.
(Source : Auteure)

- **La vallée d'Oued Rhumel**

La grande vallée d'Oued Rhumel s'étend dans le bassin régional, prenant naissance au sud des monts de Ferdjoua (Figure.4.20). Elle se déverse directement dans la haute plaine de Tadjnanet et de Chelghoum el Aid, où elle atteint sa plus grande largeur, avant de s'orienter progressivement vers le sud-ouest-nord-est. Au niveau du massif Crétacé du Grouz, la vallée se rétrécit et décrit une série de sinuosités, imposant un tracé coudé à l'Oued Rhumel.

Malgré l'augmentation de son débit grâce aux affluents comme les oueds Dekri et Seguin, la vallée reste étroite et s'enfonce en profondeur. Au nord d'Aïn Smara, elle forme une boucle presque fermée, puis traverse le bourrelet tellien par des gorges atteignant parfois 100 mètres de profondeur (Mebarki, 1982). À Constantine, la vallée change brusquement de direction vers le nord-ouest, s'infiltrant dans les gorges du Kheneg (Figure 18) pour rejoindre la vallée d'Oued Endja près de Sidi Mérouane (région de Mila).

- **La vallée d'Oued Endja**

Dans la partie occidentale du bassin d'Oued Kébir Rhumel, la vallée d'Oued Endja s'étend sur une quarantaine de kilomètres dans un paysage montagneux typique du Tell Algérien. Ce sous-bassin intramontagnard présente des pentes raides (entre 20 et 60 %), souvent couvertes de végétation naturelle.

Depuis le village de Tassadane, la vallée reste étroite et suit un tracé relativement rectiligne en direction sud-ouest-nord-est. À mi-pente, des replats apparaissent, notamment près du village de Zeghaia (Marre, Quinif, Lahondere, & Vila, 1977), où les habitations locales s'installent et pratiquent l'agriculture. La vallée se prolonge vers le nord, contourne les piémonts sud de la

chaîne de Zouahra à travers des gorges, et atteint Mila pour rejoindre la vallée de l'Oued Rhumel près de Sidi Marouane (Figure.4.20).

- **La vallée d'Oued Kébir-Rhumel**

La vallée de l'Oued Kébir Rhumel, ou Oued El Kébir, prend naissance à Sidi Merouane, à la confluence des oueds Rhumel et Endja. Cette vallée, d'une largeur irrégulière et longue d'environ 50 kilomètres, traverse vigoureusement la chaîne numidique (chaînons de Zouahra, M'sid Aicha et Sidi Driss), où elle se resserre et s'enfonce en profondeur. Après ces passages en gorges, la vallée s'élargit progressivement en atteignant la région d'El Milia, où apparaissent les premiers replats formant les basses plaines d'El Milia, connues pour leurs larges terrasses cultivées en périodes sèches.

L'Oued Rhumel change de direction au moins trois fois, ce qui lui confère une allure particulière, voire "bizarre" (Benabbas, 2006). Ces changements de direction sont probablement liés à des contraintes tectoniques (des failles ou des linéaments), qui ont guidé le cours de la rivière en suivant les zones de faiblesse du substratum rocheux. Ces déviations pourraient également résulter de mouvements tectoniques récents ou anciens, ayant perturbé le réseau hydrographique initial.

Les altitudes de la vallée varient considérablement, allant de 170 mètres à 750 mètres, soulignant le relief accidenté de la région et mettant en évidence les contrastes topographiques entre les zones basses et les zones élevées. Ces variations sont probablement dues à une combinaison de facteurs, incluant l'érosion différentielle, les mouvements tectoniques et la résistance variable des formations géologiques traversées par l'Oued.

Les vallées de l'Oued Rhumel, de l'Oued Endja et de l'Oued Kébir-Rhumel illustrent la complexité géomorphologique et l'influence des processus tectoniques et hydrologiques dans la région. Ces vallées, caractérisées par des tracés sinueux, des gorges profondes et des élargissements progressifs, reflètent l'interaction entre les reliefs montagneux et les dynamiques fluviales. Elles jouent un rôle clé dans le modelage du paysage et l'organisation des activités humaines, notamment l'agriculture et l'habitat, tout en servant de corridors naturels pour les écoulements hydrologiques vers la Méditerranée.

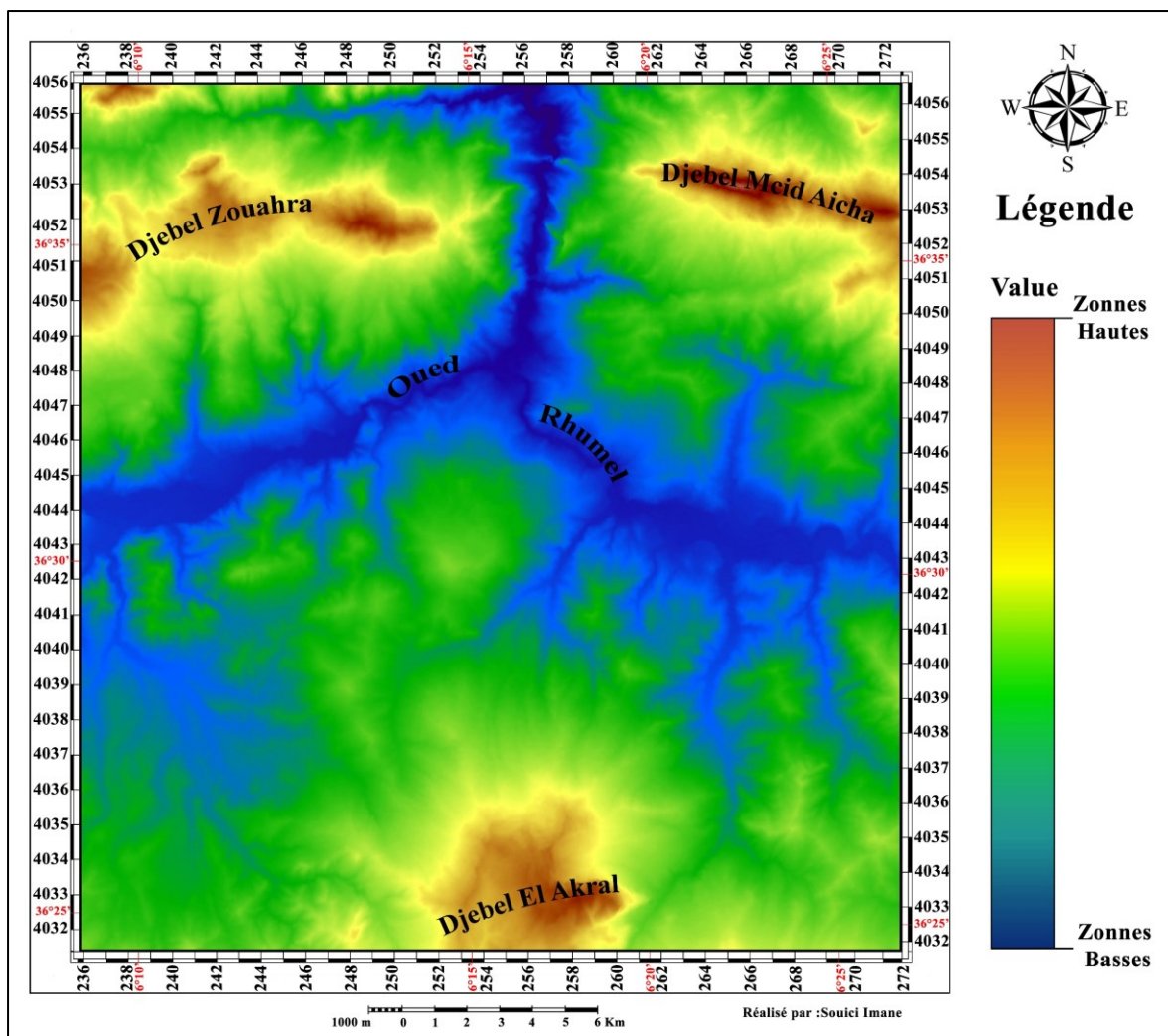


Figure 3.20 Carte des principaux éléments du relief structural relief de la région de Mila. (Source : Auteure)

3.4 LINEAMENTS MORPHOGEOLOGIQUES

La notion de linéament a été introduite pour la première fois par Hobbs W.H. en 1904 dans un article intitulé « Lineament of the Atlantic border region ». Selon Hobbs, les linéaments désignent des structures morphologiques généralement rectilignes, telles que les crêtes, les rides, les ruptures de pente, les lignes de partage des eaux, les rivages, ainsi que les limites linéaires de formations géologiques ou d'unités pétrographiques. Ils peuvent également correspondre à des alignements d'affleurements, révélant souvent des discontinuités tectoniques ou des contrastes lithologiques marqués.

Aujourd'hui, il existe une multitude de définitions des linéaments (Biju-Duval B. et al., 1976 ; Kats J.G. et Poletaev A.I., 1986), (Chaouki Benabbas., 2006) qui diffèrent principalement par leur aspect génétique. Dans le cadre de cette approche, la définition retenue est la suivante :

« Les linéaments sont des structures rectilignes ou légèrement incurvées, visibles dans le paysage, qui peuvent correspondre soit à des traits réels (linéarité de crête, ligne de partage des

eaux, escarpement, rupture de pente, réseau dense de diaclases, etc.) ...qui peuvent correspondre soit à des éléments morphologiques réels (tels que la linéarité d'une crête, une ligne de partage des eaux, un escarpement, une rupture de pente marquée ou un réseau dense de diaclases), soit à des traits théoriques (toute ligne marquant un changement brutal de la forme d'une morpho-structure, du pendage, de l'érosion ou du rétrécissement d'une vallée). »

Dans cette étude, 199 linéaments morpho-géologiques ont été identifiés, répartis de manière homogène sur l'ensemble de la zone étudiée. Leur longueur varie entre 0,30 à 11,29 kilomètres, reflétant ainsi une diversité significative dans leur étendue et leur impact sur le paysage.

Tableau.3.1 Linéaments orographiques de la feuille d'El Aria

N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E	N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E	N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E
1	3,044	359,66	73	1,965	125,96	145	3,313	178,35
2	4,355	329,33	74	1,383	140,39	146	0,729	129,54
3	3,139	331,02	75	2,763	138,33	147	1,226	335,57
4	5,364	331,21	76	1,219	161,1	148	2,209	162,23
5	3,748	318,45	77	1,712	114,12	149	1,241	176,99
6	1,499	328,36	78	1,726	178,48	150	2,821	272,87
7	5,845	142,22	79	1,865	148,18	151	1,683	283,88
8	11,286	326,25	80	2,160	169,45	152	1,036	151,1
9	3,741	286,3	81	1,720	181,47	153	1,078	15,33
10	5,896	309,9	82	1,860	136,47	154	2,125	314,69
11	3,902	322,98	83	3,544	168,68	155	2,838	156,94
12	1,634	299,28	84	1,452	165,9	156	1,586	137,93
13	2,544	319,66	85	1,370	179,56	157	1,252	14,53
14	4,244	308,54	86	2,059	304,31	158	1,232	159,04
15	10,481	337,39	87	2,103	180,63	159	1,511	144,56
16	5,954	335,73	88	1,847	317,69	160	3,119	162,2
17	9,106	344,87	89	1,535	145,63	161	0,846	142,12
18	1,851	154,22	90	1,156	134,41	162	2,055	338,58
19	2,527	163,72	91	2,117	168,87	163	2,638	357,04
20	2,877	134,88	92	7,235	344,59	164	0,828	132,16
21	2,491	149,3	93	1,969	345,24	165	0,855	143,76
22	6,481	152,96	94	3,190	339,45	166	1,614	150,91
23	5,238	150,56	95	1,458	326,85	167	2,130	153,69
24	10,505	327,46	96	2,850	322,96	168	2,220	10,54
25	2,073	147,17	97	3,027	338,16	169	2,667	91,23
26	2,467	133,67	98	1,512	151,6	170	0,878	116,95
27	2,016	172,16	99	1,488	162,44	171	1,175	155,53
28	1,179	159,34	100	1,225	130,02	172	1,721	158,04
29	2,228	159,58	101	1,030	147,22	173	0,856	111,06
30	1,422	111,61	102	1,516	184,45	174	0,958	152,88
31	1,374	155,72	103	1,657	19,83	175	1,283	152,62
32	2,425	349,28	104	1,664	125,61	176	1,155	151,07
33	4,820	182,66	105	5,497	38,02	177	0,801	125,2
34	2,734	158,97	106	0,932	152,72	178	0,671	178,74
35	4,245	150,05	107	0,790	50,67	179	0,819	134,51
36	1,973	142,1	108	1,740	186,43	180	1,477	164,26
37	3,988	167,37	109	1,664	139,53	181	1,087	340,15

N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E
38	4,829	141,4
39	1,995	144,67
40	3,545	160,25
41	2,985	123,73
42	5,474	278,33
43	3,620	160,48
44	2,282	161,03
45	2,367	157,66
46	1,938	153,16
47	2,993	157,35
48	2,123	149,07
49	1,355	157,59
50	5,225	11,71
51	2,685	151,06
52	3,359	145,72
53	3,963	168,56
54	5,166	177,67
55	3,271	312,41
56	3,749	327,38
57	2,876	355,26
58	2,224	159,14
59	2,666	359,03
60	2,586	330,59
61	2,003	336,93
62	3,276	129,63
63	3,228	145,34
64	1,666	139,72
65	1,535	146,06
66	1,781	142,02
67	3,492	155,91
68	1,506	165,32
69	3,577	330,54
70	1,287	120,05
71	1,326	129,68
72	1,161	119,56

N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E
110	1,420	146,25
111	4,382	160,79
112	1,921	141,44
113	1,723	158,67
114	0,878	142,31
115	2,999	159,46
116	2,513	157,05
117	2,088	142,01
118	1,236	157,38
119	5,580	154,3
120	2,261	165,75
121	1,205	176,77
122	1,090	161,65
123	1,488	163,89
124	1,809	151,38
125	3,036	334,53
126	1,854	149,6
127	2,958	153,74
128	2,983	183,54
129	1,456	141,82
130	1,360	342,51
131	1,584	131,98
132	1,146	8,84
133	1,470	344,76
134	3,449	181,04
135	4,255	192,43
136	1,640	144,48
137	2,332	138,34
138	3,737	1,7
139	3,792	353,26
140	5,167	155,55
141	1,094	153,06
142	1,253	154,98
143	1,700	340,45
144	1,281	194,37

N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E
182	1,087	355,68
183	1,668	143,74
184	0,601	167,8
185	1,001	106,52
186	2,347	322,01
187	2,294	152,56
188	1,757	335,91
189	0,980	133,79
190	0,632	146,52
191	0,757	137,84
192	0,721	147,65
193	1,692	156,64
194	0,846	159,14
195	0,920	350,53
196	1,161	160,66
197	0,830	145,19
198	0,886	143,55
199	0,299	127,31

(Source : Auteure)

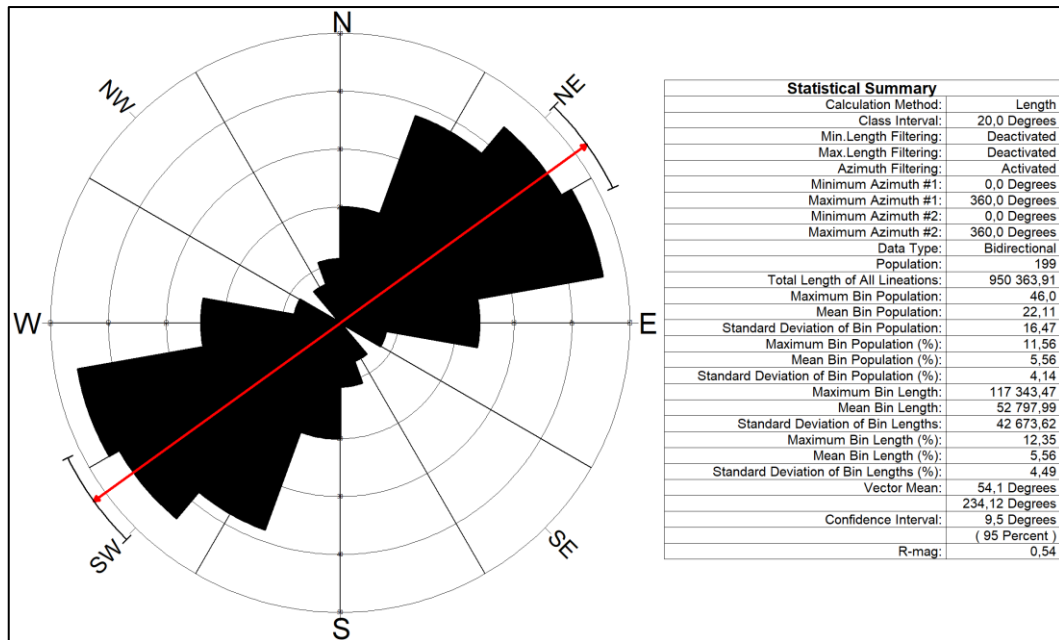


Figure.3.21 Rosace de fréquence et de longueur des linéaments orographiques de la feuille d'El Aria.

(Source : Auteure)

Tableau.3.2 Fréquence et longueur des linéaments orographiques de la feuille d'El Aria

Direction N (X)° E	N° linéaments	%	Longueur (Km)	%
N-NNE	7	3,518	16,315	3,370
NNE-NE	2	1,005	6,287	1,298
NE-ENE	/	/	/	/
ENE-E	/	/	/	/
E-ESE	4	2,010	5,945	1,228
ESE-SE	20	10,050	30,018	6,200
SE-SSE	66	33,166	139,403	28,793
SSE-S	42	21,106	90,620	18,717
S-SSW	8	4,020	21,764	4,495
SSW-SW	/	/	/	/
SW-WSW	/	/	/	/
WSW-W	/	/	/	/
W-WNW	4	2,010	13,719	2,833
WNW-NW	6	3,015	19,229	3,972
NW-NNW	22	11,055	89,213	18,426
NNW-N	18	9,045	51,648	10,667
Total	199	100	484,161	100

(Source : Auteure)

La rosace de fréquence indique que les linéaments orographiques (Figure.3.21) montre une prédominance des linéaments NE-SW et E-W en termes de fréquence, suggérant une orientation préférentielle des structures morphologiques dans ces directions. L'analyse statistique de la rosace de fréquence/de longueur, et du tableau révèle une orientation préférentielle des

linéaments orographiques, mettant en évidence des directions dominantes et secondaires dans la structuration du relief. Les linéaments orientés SE-SSE et SSE-S sont les plus fréquents, représentant respectivement 33,16 % et 21,10 % du nombre total, avec des longueurs cumulées significatives de 139,403 km (28,79 %) et 90,620 km (18,72 %). Ces orientations prédominantes suggèrent une forte influence des processus géologiques ou tectoniques dans ces directions. Les linéaments orientés NW-NNW (Nord-Ouest - Nord-Nord-Ouest) sont également bien représentés, avec 11,05 % en nombre et 18,43 % en longueur cumulée, indiquant une structuration secondaire mais notable.

En revanche, la direction ESE-SE affiche 10,05 % des occurrences et 6,20 % des longueurs cumulées, renforçant l'importance des orientations SE dans l'organisation du relief. En revanche, les linéaments NNE-NE et W-WNW sont nettement moins représentés, avec des pourcentages inférieurs à 4 % en nombre et en longueur, reflétant une moindre activité ou expression morphologique dans ces directions. L'absence totale de linéaments dans les orientations SW-SWSW et WSW-W confirme une faible fracturation ou une moindre expression morphologique dans ces directions.

Cette analyse met en évidence une anisotropie directionnelle marquée, reflétant l'influence de contraintes tectoniques ou de processus géologiques spécifiques ayant modelé le relief selon des orientations préférentielles.

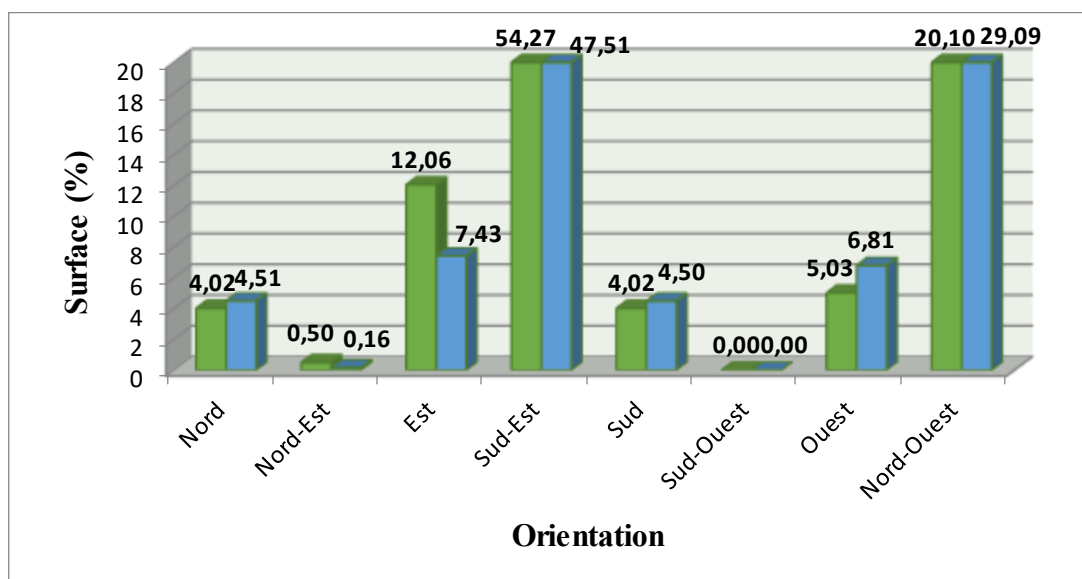


Figure.3.22 Histogramme de fréquence et de longueur des linéaments orographiques de la feuille d'El Aria.
(Source : Auteure)

L'analyse des linéaments morpo structurales (Figure. 3.22) montre une nette dominance des directions SE-S, qui représentent 54,27 % du total des linéaments et couvrent 47,51 % de la

longueur cumulée. Cette orientation traduit une structuration majeure du relief suivant cet axe, probablement influencée par des contraintes tectoniques régionales.

Les directions NW-N et E-SE sont également bien représentées en nombre de linéaments (20,10 % et 12,06 %, respectivement), mais avec des longueurs cumulées plus faibles (29,09 % et 7,42 %). Cela suggère une fragmentation plus marquée du relief dans ces directions, mais avec des structures moins continues que celles orientées SE-S.

En revanche, les linéaments NE-E et S-SW sont les moins fréquents, avec un très faible pourcentage en nombre (0,5 % et 4,02 % respectivement) et en longueur cumulée (0,16 % et 4,50 %).

À noter l'absence de linéaments dans la direction SW-W, ce qui pourrait être lié soit à une moindre fracturation naturelle dans cette orientation, soit à un biais dans la détection des linéaments.

L'analyse révèle une direction marquée, avec une dominance claire des orientations SE-S, suivies des directions NW-N et E-SE, tandis que les orientations NE-E et S-SW sont faiblement représentées. Ces résultats soulignent l'influence prépondérante des contraintes tectoniques régionales dans l'organisation du relief.

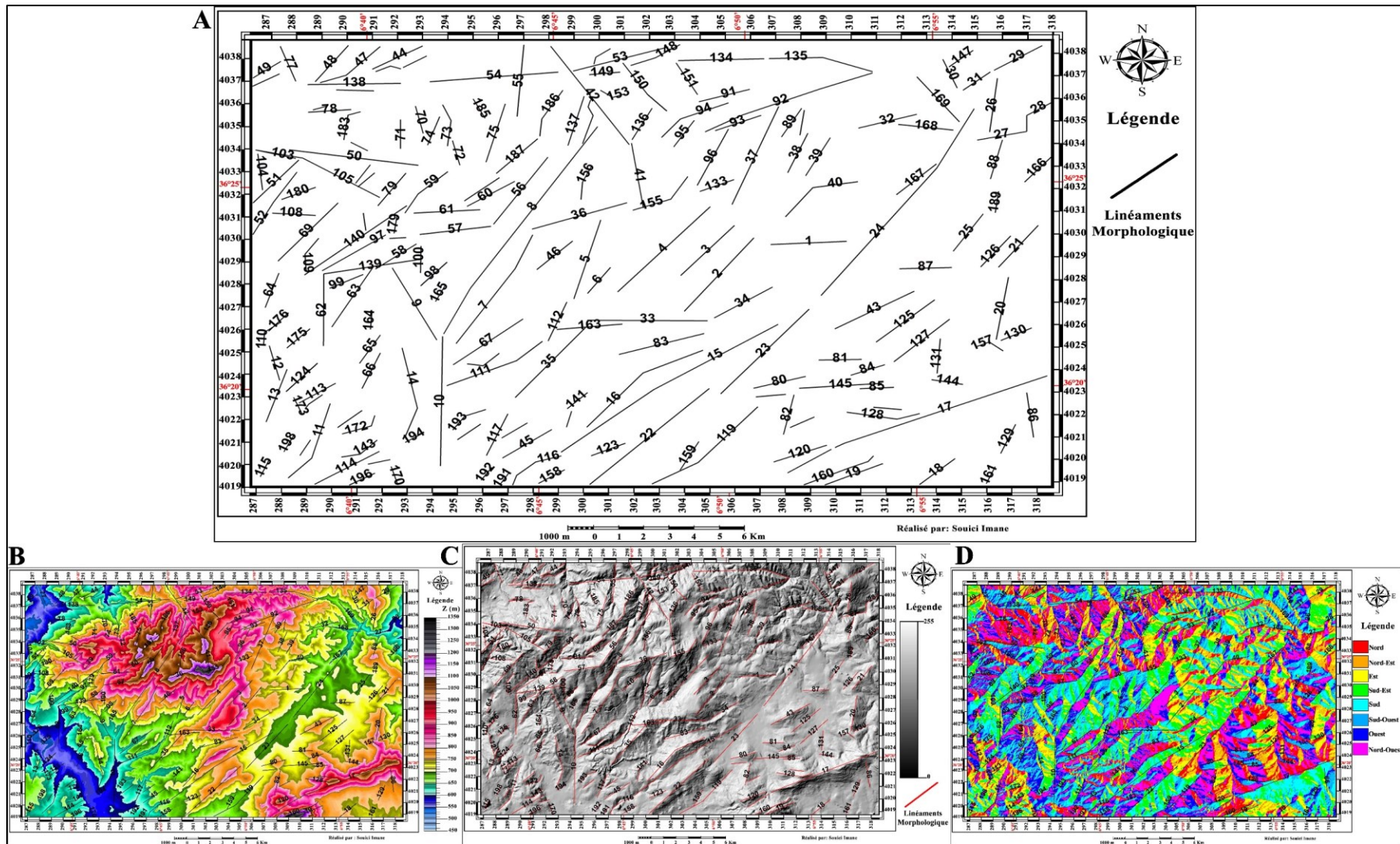


Figure.3.23 Linéaments orographique de la feuille d'El Aria.
(Source : Auteure)

Dans cette étude, 297 linéaments morpho-géologiques ont été identifiés dans la région de Mila, répartis de manière homogène sur l'ensemble de la zone étudiée. Leur longueur varie entre 0,49 à 6,33 kilomètres, reflétant ainsi une diversité significative dans leur étendue et leur impact sur le paysage. Dans cette étude, 297 linéaments morpho-géologiques ont été identifiés dans la région de Mila, répartis de manière homogène sur l'ensemble de la zone étudiée. Leur longueur varie entre 0,49 à 6,33 kilomètres, reflétant ainsi une diversité significative dans leur étendue et leur impact sur le paysage.

Tableau.3.3 Linéaments orographiques de la région de Mila

N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E	N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E	N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E
1	4,276	353,69	106	1,161	173,78	211	2,941	173,52
2	3,744	353,68	107	1,951	353,8	212	1,187	173,51
3	4,128	173,64	108	1,989	173,79	213	2,327	173,51
4	1,525	353,64	109	1,626	173,73	214	4,323	173,49
5	2,094	173,65	110	1,099	353,74	215	1,433	173,44
6	1,330	173,66	111	1,383	353,75	216	1,798	353,45
7	3,736	173,61	112	1,876	173,77	217	1,530	173,44
8	1,554	173,61	113	1,141	173,78	218	1,884	173,43
9	1,002	173,62	114	0,996	173,77	219	1,086	173,43
10	1,753	173,62	115	1,106	173,78	220	2,518	353,43
11	1,345	173,63	116	3,321	173,78	221	1,815	353,43
12	1,251	173,67	117	2,232	173,78	222	2,009	173,4
13	1,015	173,64	118	1,169	173,8	223	1,386	353,45
14	2,551	173,67	119	3,167	173,8	224	1,216	173,43
15	3,953	173,69	120	1,207	173,82	225	2,251	173,43
16	2,222	353,69	121	1,060	173,82	226	1,147	353,46
17	3,458	173,72	122	2,155	173,83	227	1,239	173,42
18	2,270	173,73	123	1,148	353,72	228	1,898	353,47
19	1,418	173,76	124	5,324	353,73	229	1,412	353,4
20	1,208	173,76	125	1,294	173,67	230	1,455	173,38
21	2,361	173,74	126	1,294	173,67	231	1,774	173,38
22	0,924	353,76	127	2,045	173,65	232	1,961	173,39
23	2,233	173,74	128	2,796	173,63	233	1,417	353,41
24	1,371	173,74	129	1,281	353,71	234	1,272	173,39
25	4,369	353,74	130	1,459	173,68	235	1,126	353,39
26	3,416	173,73	131	1,178	173,69	236	1,487	173,41
27	1,958	353,73	132	2,002	173,68	237	1,338	173,41
28	1,376	353,73	133	1,437	173,68	238	2,118	173,41
29	1,036	173,71	134	1,103	173,65	239	2,304	173,42
30	1,884	353,72	135	0,858	173,65	240	3,076	173,44
31	1,074	173,71	136	1,330	173,65	241	1,956	173,4
32	1,289	173,71	137	1,015	173,67	242	3,253	173,39
33	3,377	173,7	138	2,550	173,67	243	1,232	173,4
34	1,406	173,7	139	1,476	353,65	244	3,334	173,39
35	1,349	173,7	140	1,129	173,64	245	2,800	173,43
36	1,623	173,69	141	1,821	353,59	246	1,214	353,47
37	5,632	173,69	142	1,316	173,58	247	3,532	353,48
38	1,473	173,72	143	1,071	173,59	248	1,730	173,48
39	4,286	173,69	144	1,593	173,59	249	1,592	173,49

N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E	N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E	N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E
40	1,351	353,71	145	1,271	173,57	250	1,574	173,5
41	2,411	173,73	146	2,632	173,56	251	2,372	173,51
42	1,344	173,73	147	1,634	173,61	252	1,062	173,49
43	2,153	173,75	148	1,139	353,62	253	1,819	173,5
44	1,908	173,76	149	2,914	173,57	254	3,129	173,5
45	2,453	353,77	150	2,319	173,58	255	3,200	173,51
46	2,100	353,77	151	0,948	173,58	256	1,535	173,51
47	2,060	173,78	152	3,642	173,59	257	3,063	173,53
48	1,443	173,79	153	0,861	173,59	258	3,940	173,52
49	0,937	173,79	154	3,209	173,6	259	1,240	173,54
50	6,334	353,79	155	3,694	173,59	260	0,960	173,56
51	2,245	353,79	156	4,474	173,61	261	1,093	173,57
52	1,023	353,79	157	1,750	173,63	262	1,822	173,56
53	1,301	173,81	158	1,339	353,61	263	2,704	173,56
54	0,493	173,8	159	2,801	173,59	264	1,704	173,58
55	1,142	173,82	160	1,928	353,6	265	1,156	173,56
56	2,142	353,84	161	1,057	353,59	266	1,126	173,69
57	1,089	353,82	162	1,027	173,58	267	1,566	173,56
58	2,295	173,81	163	1,520	173,57	268	1,236	353,58
59	1,498	173,82	164	0,917	353,6	269	2,733	353,54
60	0,958	173,82	165	1,524	173,59	270	1,819	173,52
61	1,399	353,84	166	1,050	173,59	271	1,949	353,52
62	1,342	173,81	167	1,174	353,62	272	0,985	173,53
63	1,310	353,82	168	0,790	173,57	273	2,403	353,5
64	2,264	353,83	169	1,917	173,56	274	0,967	173,47
65	1,265	353,82	170	1,945	173,57	275	1,716	353,47
66	2,367	353,82	171	1,785	353,57	276	1,290	173,48
67	1,553	353,81	172	0,976	173,56	277	1,050	353,48
68	1,133	173,82	173	1,160	353,56	278	1,883	173,48
69	1,001	173,82	174	1,063	173,53	279	1,156	353,46
70	1,620	353,81	175	1,903	173,54	280	1,745	173,45
71	0,842	173,8	176	1,416	353,57	281	1,750	173,45
72	1,162	353,8	177	1,872	173,53	282	2,262	353,44
73	1,359	353,8	178	2,733	173,52	283	1,446	173,43
74	1,134	353,8	179	3,083	353,5	284	1,449	173,41
75	3,885	173,79	180	0,973	173,52	285	1,303	173,4
76	1,885	353,79	181	1,289	353,53	286	1,156	353,42
77	1,732	353,81	182	1,034	173,55	287	1,307	173,41
78	1,835	173,81	183	3,423	173,51	288	1,457	173,42
79	3,530	173,82	184	1,749	173,53	289	2,846	353,5
80	0,916	173,8	185	2,372	173,54	290	2,336	353,42
81	2,964	173,82	186	1,222	353,55	291	2,818	173,39
82	2,159	173,8	187	1,156	173,53	292	4,877	173,52
83	1,082	353,79	188	1,188	173,52	293	5,986	353,57
84	1,822	173,8	189	1,003	173,55	294	4,318	173,47
85	1,098	173,81	190	1,797	173,55	295	3,761	173,47
86	1,413	173,8	191	1,071	173,55	296	1,163	173,71
87	1,056	173,73	192	5,497	173,54	297	1,390	353,78
88	1,485	173,75	193	3,884	173,57			
89	0,950	173,76	194	1,724	173,59			
90	3,241	353,77	195	1,864	173,58			

N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E
91	2,280	173,76
92	1,540	173,77
93	1,312	173,77
94	2,320	353,76
95	1,291	353,76
96	1,158	173,77
97	2,000	173,78
98	2,068	173,79
99	2,462	173,78
100	1,236	173,78
101	4,606	353,83
102	2,210	353,82
103	2,969	353,82
104	2,502	353,8
105	1,863	353,74

N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E
196	1,942	353,61
197	1,522	173,57
198	1,426	173,57
199	2,066	173,56
200	1,859	173,57
201	3,631	353,59
202	1,080	173,56
203	1,918	173,55
204	1,232	353,56
205	2,388	173,53
206	1,310	353,53
207	1,271	173,54
208	3,422	353,54
209	1,705	353,51
210	1,640	353,53

N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E
----	---------------	--------------------

(Source : Auteure)

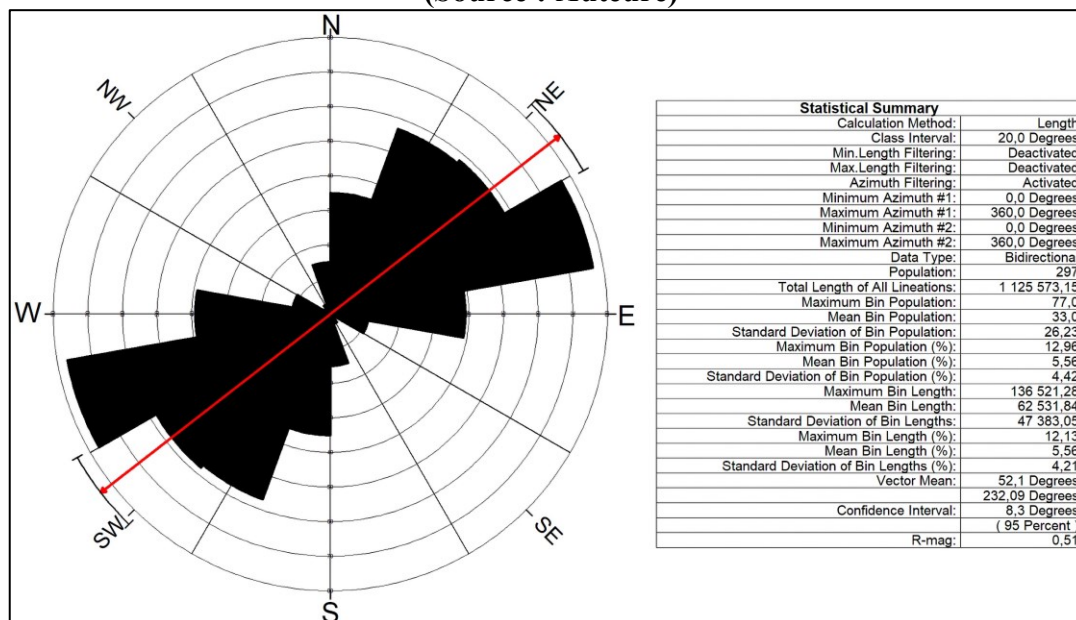


Figure.3.24 Rosace de fréquence et de longueur des linéaments orographiques de la région de Mila.

(Source : Auteure)

Tableau.3.4 Fréquence et longueur des linéaments orographiques région de Mila

Direction N (X)° E	N°	%	Longueur (Km)	%
NNW-N	89	29,97	177,502	30,97
S-SSW	208	70,03	393,886	68,76
Total	297	100	572,843	100

(Source : Auteure)

L'analyse statistique de la rosace de fréquence/de longueur (Figure.3.24), montre une orientation préférentielle des linéaments orographiques, mettant en évidence des directions dominantes et secondaires dans la structuration du relief. Le diagramme en rose des vents illustre la répartition directionnelle des linéaments, avec une orientation dominante autour de

52,1° (ENE-WSW), représentée par une ligne rouge. Le tableau statistique indique que 297 linéaments ont été analysés, avec une longueur totale cumulée de 572,843 km. La distribution angulaire est basée sur des classes de 20°, et la population moyenne par classe est de 33 linéaments, avec un maximum de 77 dans une classe spécifique. En termes de longueurs, la moyenne des biens est de 1,929 Km, avec une valeur maximale atteignant 6,334 km. L'intervalle de confiance de 8,3° à 95 % suggère une bonne fiabilité de la direction moyenne. Le coefficient de concentration directionnelle ($R\text{-mag} = 0,51$) indique une orientation modérément marquée des linéaments. Ces résultats traduisent une organisation structurale où les linéaments présentent une direction préférentielle ENE-WSW, probablement liée à des contraintes tectoniques régionales.

L'analyse du tableau.3.4 met en évidence deux orientations principales des linéaments : S-SSW et NNW-N. La majorité des linéaments, soit 208 sur 297 (70,03 %), sont orientés selon la direction S-SSW, tandis que 89 linéaments (29,97 %) suivent l'axe NNW-N. En termes de longueur cumulée, les linéaments S-SSW totalisent 393,89 km, représentant 68,76 % de la longueur totale (572,84 km), contre 177,50 km (30,99 %) pour ceux orientés NNW-N. Cette répartition indique une dominance marquée de l'orientation S-SSW, suggérant une influence tectonique ou structurale préférentielle dans cette direction. La présence de linéaments NNW-N, bien que secondaire, reste notable et pourrait correspondre à des structures héritées ou secondaires influencées par des contraintes géodynamiques régionales.

L'analyse statistique de la rosace de fréquence et de longueur met en évidence une orientation préférentielle des linéaments orographiques, révélant des directions dominantes et secondaires dans la structuration du relief.

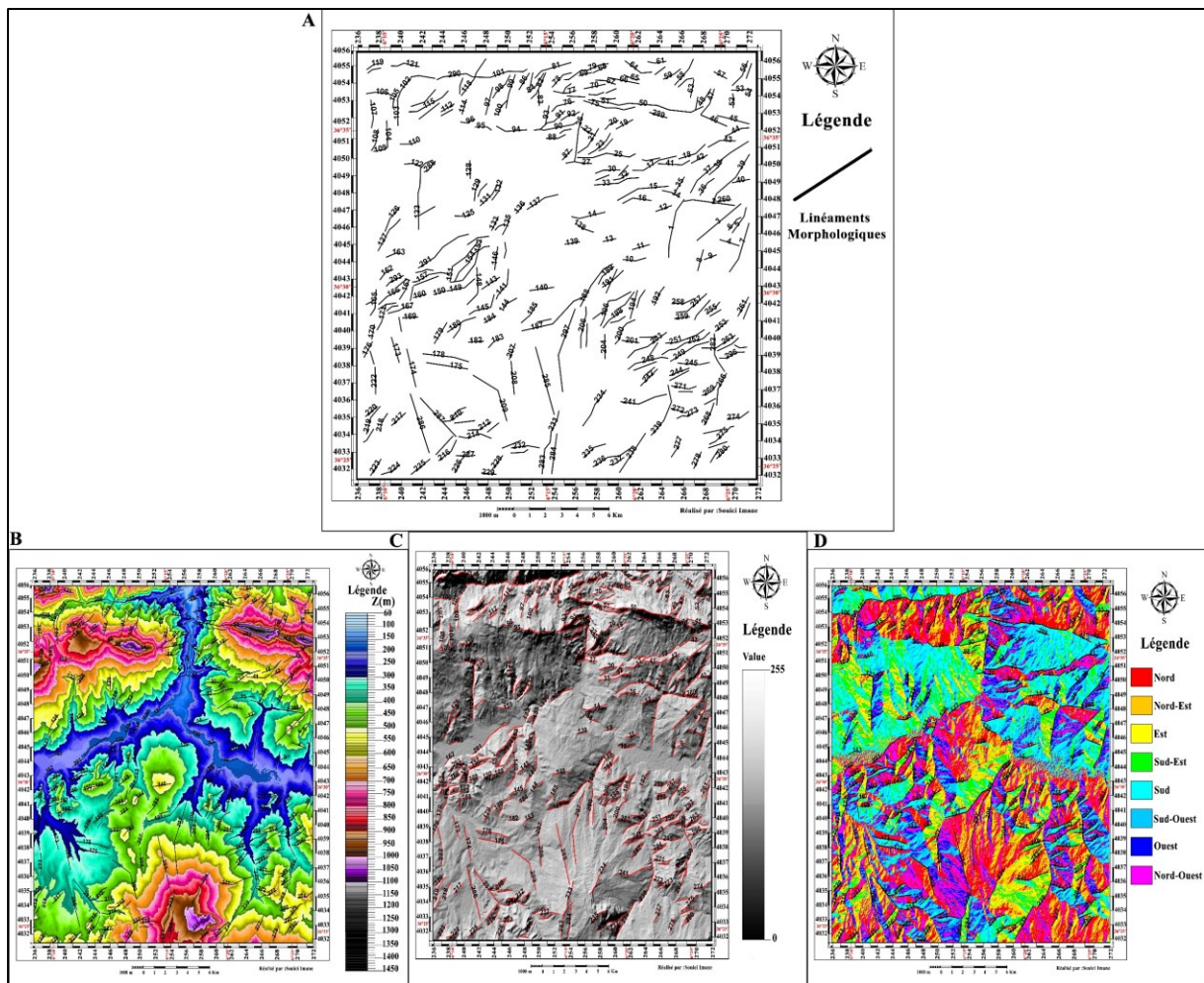


Figure.3.25 Linéaments orographique de la région de Mila.
(Source : Auteure)

Ces résultats confirment une organisation structurale bien définie, où les linéaments suivent une direction dominante ENE-WSW, tout en présentant une composante secondaire NNW-N – S-SSW, soulignant l'empreinte des processus tectoniques à l'échelle régionale.

3.5 CONCLUSION

Les résultats obtenus mettent en évidence un réseau de linéaments dont certains présentent des indices morphologiques de déformation récente. Cette cartographie préliminaire constitue une avancée importante, mais elle doit être validée et quantifiée pour éviter toute interprétation hâtive. C'est précisément le rôle du chapitre suivant, qui mobilise l'analyse morphométrique du réseau hydrographique pour confirmer ou infirmer l'activité des structures identifiées.

4. CHAPITRE IV : ANALYSE HYDROGRAPHIQUE ET MORPHOMÉTRIQUE

Dans la continuité de l'approche morphostructurale, ce quatrième chapitre s'intéresse au réseau hydrographique, particulièrement sensible aux déformations tectoniques récentes. Par le calcul d'indices morphométriques variés et leur analyse statistique, il est possible de détecter des révélateurs de mouvements actifs. Ce chapitre vient donc renforcer et préciser l'hypothèse d'activité tectonique formulée précédemment, en apportant une dimension quantitative et objective à l'étude.

4.1 Introduction

Parallèlement aux études des formations de surface, les réseaux d'entailles constituent une source d'informations précieuse pour l'analyse des dynamiques tectoniques et géomorphologiques. Parmi eux, le réseau hydrographique a fait l'objet de nombreuses recherches, abordées selon des perspectives variées. Dans le cadre de la présente étude, nous n'adoptons pas l'approche classique des hydrologues, mais visons plutôt une modélisation numérique à des fins d'analyse morphotectonique quantitative.

L'analyse des formes de drainage s'inscrit dans une tradition scientifique ancienne, amorcée dès le début du XIX^e siècle. Playfair (1802) fut l'un des premiers à formuler des observations systématiques sur l'organisation des réseaux hydrographiques, prolongées et approfondies par Horton (1945, cité par Pinchemel, 1950). Ces contributions ont conduit à la formulation du premier grand modèle d'évolution du relief, à savoir le cycle d'érosion de Davis (1899), décrivant les phases successives de jeunesse, de maturité et de vieillesse des paysages sous l'action de l'érosion fluviale.

Au XX^e siècle, les études sur les réseaux hydrographiques ont connu un tournant décisif avec l'introduction d'outils d'analyse quantitative. Dès les années 1950, plusieurs indicateurs morphométriques ont été développés pour caractériser les paysages et comprendre leur évolution. Strahler (1952) a proposé l'intégrale et la courbe hypsométrique pour quantifier la distribution altitudinale à l'échelle du bassin versant, tandis que Melton (1958) a introduit l'indice de relief, essentiel pour estimer l'énergie potentielle du relief et les processus d'érosion associés. Par ailleurs, la hiérarchisation des réseaux de drainage, amorcée par Horton et reprise par Strahler (1957), a permis de classer les cours d'eau en fonction de leur complexité structurale.

Le développement de ces méthodes repose sur la reconnaissance que les caractéristiques des réseaux hydrographiques résultent d'une combinaison de facteurs multiples : lithologie, climat

actuel et passé, pente, structure géologique (inclinaison des couches, failles), couverture végétale, actions anthropiques, variations eustatiques, et déformations tectoniques.

Les décennies suivantes ont vu l'émergence de nouvelles approches centrées sur l'étude des profils longitudinaux des cours d'eau. Hack (1973) a mis en évidence l'importance de ces profils pour comprendre la dynamique fluviale et les processus d'incision, en lien avec les contraintes tectoniques et climatiques. Cette avancée a conduit à un intérêt croissant pour la modélisation des processus d'érosion, facilitée dès les années 1980 par l'avènement de la topographie numérique (modèles numériques de terrain, MNT) et les travaux de Howard (1994), Whipple et Tucker (1999), qui ont permis de simuler l'évolution des systèmes fluviaux dans un contexte morphotectonique complexe.

Ainsi, les recherches sur les réseaux hydrographiques ont progressivement évolué d'une approche descriptive vers une analyse numérique intégrée, mobilisant des outils issus de la géomorphométrie, de la tectonique active et des systèmes d'information géographique (SIG). Le principal objectif de ces travaux est d'exploiter les informations contenues dans la géométrie des réseaux pour mieux décrypter les dynamiques tectoniques et les processus de façonnement des paysages. Ces approches ont également des retombées concrètes, notamment en matière de gestion des bassins versants et d'évaluation des risques naturels.

Cependant, malgré la richesse des lois et méthodes disponibles, leur utilisation reste encore souvent restreinte à des cas expérimentaux ou ponctuels. Cette situation s'explique par la complexité des calculs manuels et la limitation des outils informatiques disponibles jusque récemment. Depuis les années 1980, des progrès notables ont été réalisés en automatisant l'extraction des réseaux à partir de MNT, ouvrant la voie à une généralisation de ces méthodes. C'est dans cette optique que s'inscrit notre étude. Nous adoptons une approche informatique et automatisée de l'analyse du réseau hydrographique, en le traitant comme un objet vectoriel structuré, en tenant compte de son organisation en arborescence et de ses caractéristiques morphométriques. Cette modélisation est intégrée dans un environnement SIG, permettant de tirer pleinement parti des capacités de traitement spatial et de représentation géographique de ces outils. L'objectif est de proposer un outil d'aide à l'analyse morphotectonique, facilitant le traitement des données et leur interprétation.

Dans ce chapitre, nous analysons le réseau hydrographique comme un indicateur potentiel de déformations morpho-géologiques et tectoniques. Pour ce faire, nous avons d'abord digitalisé l'ensemble des cours d'eau figurant sur la carte topographique d'El Aria au 1/25 000, afin de produire une carte structurée du réseau. Nous procédons ensuite à une analyse qualitative de ce

réseau dans son contexte naturel, à travers l'étude de sa morphogenèse et de sa morphologie. Cette première phase est suivie d'une analyse quantitative, incluant les bassins versants associés, à l'aide de divers paramètres morphométriques. Enfin, nous soulignons l'intérêt de cette approche dans le cadre des recherches sur la néotectonique et l'évolution active du relief.

4.2 CARACTERISATION DES RESEAUX HYDROGRAPHIQUES

Bien que cela puisse sembler basique, il est complexe de proposer une définition exhaustive et véritablement adéquate du réseau hydrographique. Les méthodes peuvent présenter une grande diversité. Dans ce contexte, nous avons opté pour deux définitions complémentaires issues du même auteur.

"Le réseau hydrographique correspond à tout écoulement linéaire concentré sur la surface topographique qu'il transforme progressivement. Il représente un état du cycle de l'eau, celui de l'écoulement qui suit le chemin le plus facile, minimisant sans cesse leur entropie" (Deffontaines B. 1990).

"Le réseau hydrographique est l'ensemble des surfaces topographiques émergées, situées en contrebas de tous les points voisins, sauf généralement selon la direction d'écoulement. Ces surfaces peuvent contenir de l'eau de manière temporaire ou permanente" (Deffontaines B. 1990). Les deux définitions, bien que différentes, se révèlent complémentaires et permettent d'appréhender de manière plus globale et nuancée la notion de réseau hydrographique.

Autrement dit, ce réseau se compose principalement des talwegs ainsi que des dépressions fermées, qu'elles soient endoréiques ou exoréiques.

Dans cette première section, nous analyserons le réseau hydrographique dans son contexte naturel, en nous intéressant successivement à sa morphogenèse, à sa morphologie, puis aux méthodes d'analyse qui lui sont appliquées.

La répartition spatiale d'un réseau hydrographique résulte de l'interaction complexe de multiples facteurs naturels, qu'ils soient géologiques, climatiques ou topographiques. Bien que l'eau, par nature incompressible, tende à s'écouler par le chemin le plus court depuis les points hauts (sommets, crêtes, etc.) vers les points bas (mer, lac, sebkha, etc.), son parcours est souvent modifié par des obstacles qui influencent son tracé. Dans cette étude, nous nous concentrerons exclusivement sur les causes d'ordre géologique, bien que d'autres facteurs tels que le climat (paléoclimat), la végétation et l'action humaine jouent également un rôle important dans l'évolution des cours d'eau.

L'objectif de ce chapitre est de décrire brièvement les différentes formes que peut prendre un réseau hydrographique entre sa source et son exutoire. Pour ce faire, nous adopterons une

approche allant de l'ensemble vers le détail. Nous commencerons par présenter les grands types de chenaux fluviaux, avant d'aborder une classification plus détaillée basée sur des critères morphologiques. Elle permet de saisir la variété des structures hydrographiques et leur dépendance aux mécanismes géologiques profonds.

Les travaux de Prud'homme (1972), de Naudin et Prud'homme (1974), suivis notamment de ceux de Griboulard (1980), Fontas (1983), El Foughali (1982), Afian (1986) et Boummaggard (1994), parmi bien d'autres, ont mis en évidence que les méthodes utilisées pour l'analyse des réseaux hydrographiques terrestres peuvent également être appliquées à l'étude des entailles observées en milieu marin.

La genèse et l'évolution d'un réseau d'entailles dépendent de plusieurs facteurs interdépendants. Parmi eux, l'agent d'érosion joue un rôle central dans la structuration du réseau. Ensuite, la topographie influence fortement son développement : dans un environnement constitué de matériaux homogènes, le réseau tend à se former selon la direction de la pente maximale. Les structures géologiques exercent également une influence déterminante en guidant, accélérant ou perturbant les écoulements. Enfin, la nature lithologique du substrat conditionne la densité et la répartition du réseau, en lien étroit avec les propriétés d'imperméabilité ou de perméabilité des formations géologiques traversées.

Ces différents paramètres montrent que les caractéristiques d'un réseau hydrographique qu'elles soient graphiques, hiérarchiques ou liées à des anomalies constituent de précieux indicateurs des conditions lithologiques et structurales du substrat. Par ailleurs, l'analyse des réseaux d'entailles ouvre la voie à une meilleure compréhension des structures profondes du substratum, notamment grâce à la morphométrie, qui s'intéresse aux rapports de longueurs entre les différents segments d'un système de drainage hiérarchisé.

4.2.1 La morphologie du réseau hydrographique

L'adage bien connu « les petits ruisseaux font les grandes rivières » illustre de manière imagée mais pertinente le cheminement de l'eau au cours de la phase d'écoulement superficiel. Qu'il s'agisse des eaux issues du Mont-Blanc s'écoulant vers la Méditerranée, de celles provenant du pic du Midi d'Ossau rejoignant l'Atlantique, ou encore des flux descendant du Chimborazo en direction du delta de l'Amazone, l'eau suit un parcours façonné par des dynamiques multiples : elle s'assemble, modèle les reliefs, érode les sols, ralentit parfois son cours et finit par s'organiser en réseaux aux configurations variées, générant une diversité morphologique remarquable.

Dans cette section, nous chercherons à identifier les principales formes que peut adopter un réseau hydrographique entre son point de départ (la source) et son aboutissement (l'exutoire). Pour ce faire, notre démarche s'inscrira dans une logique allant du global vers le spécifique. Nous aborderons d'abord les grandes catégories de chenaux fluviaux en mobilisant différentes approches de classification à dominante morphologique.

4.2.1.1 Les grands systèmes fluviaux

Les grands systèmes fluviaux sont le fruit des processus de transport et de sédimentation opérés par les cours d'eau. Leur organisation, depuis l'amont jusqu'à l'aval (Figure 4.1), varie en fonction de plusieurs facteurs déterminants : le régime des précipitations, les pentes régionales qui subissent des variations notables entre la source et l'exutoire, ainsi que la nature et la structure géologique des terrains traversés.

Sur cette base, il est possible de distinguer quatre grandes formes d'organisation des chenaux fluviaux : le chenal unique, généralement observé en amont ; les chenaux tressés, résultant d'un fort apport sédimentaire et d'une dynamique active ; les chenaux méandriformes, caractéristiques des zones de moyenne énergie ; et les chenaux anastomosés, marqués par une faible pente et une sédimentation fine.

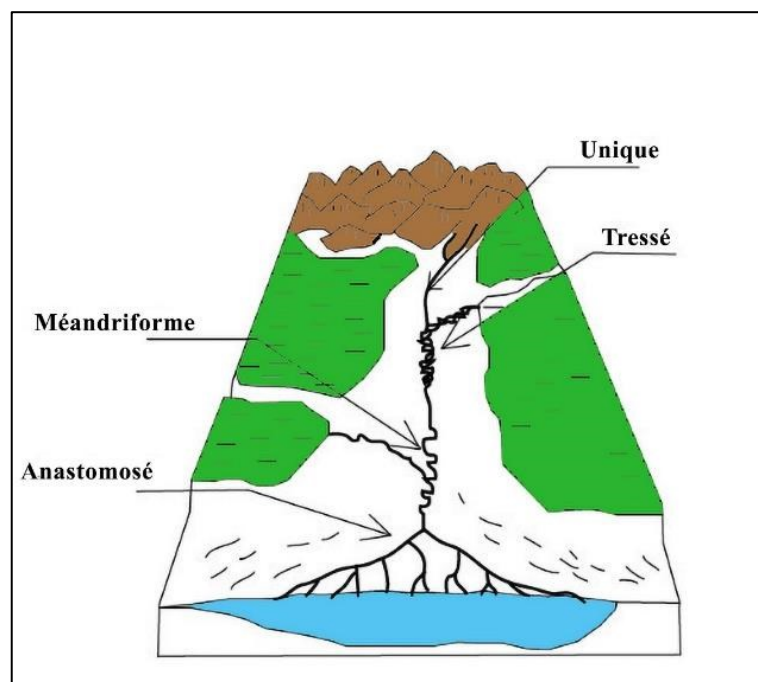


Figure.4.1 Les grands systèmes fluviaux (Le Pape 1998)
(Source : Le Pape 1998, modifiée)

4.2.1.1.1 Chenal unique

Le chevelu hydrographique (ou stream network) constitue la forme la plus visible et la plus répandue des cours d'eau à chenal unique. Toutefois, il n'en est pas la seule expression, puisque

d'autres formes, comme les torrents, y sont également associées. Le chevelu se caractérise par une organisation en ramifications, chaque segment de cours d'eau convergeant vers un point de concentration appelé exutoire. Cette structure arborescente répond aux principes de l'écoulement gravitaire, bien qu'elle puisse présenter certaines irrégularités ou anomalies liées aux spécificités locales du relief ou du substrat (Le Pape, 1998).

4.2.1.1.2 Les chenaux tressés

Les cours d'eau à chenaux tressés (braided channels) se caractérisent par une division du lit fluvial en plusieurs bras qui se séparent et se rejoignent continuellement, créant ainsi des barres alluviales ou des îlots temporaires, comme c'est le cas pour la Durance. Ce type de configuration se rencontre généralement dans des contextes où la pente est marquée, ou lorsque les débits sont ponctuellement importants, rapides, et fortement chargés en sédiments grossiers (Le Pape, 1998).

4.2.1.1.3 Les chenaux méandriformes

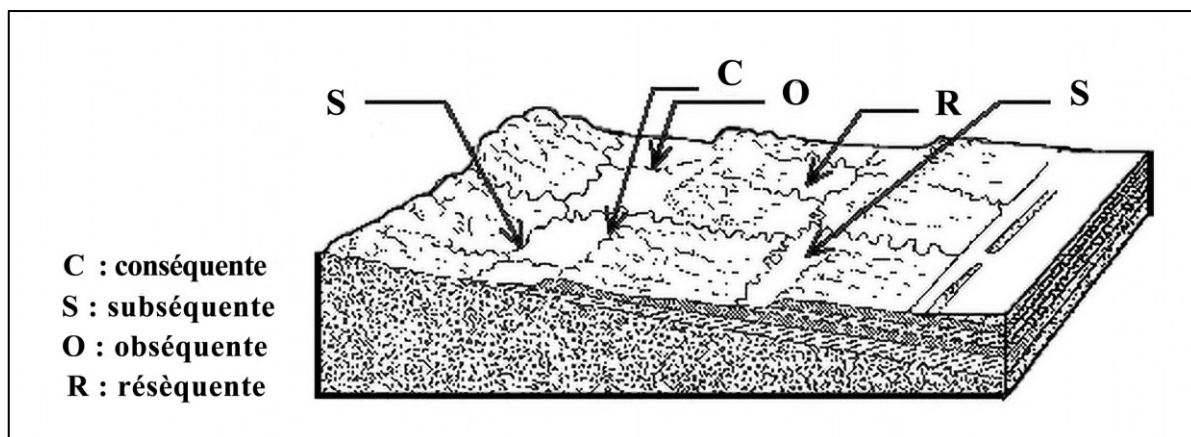
Les cours d'eau méandriformes (meandering channels) se caractérisent par une succession de sinuosités marquées le long de leur tracé. Ce type de chenal se développe principalement dans les sections inférieures des cours d'eau, où la pente longitudinale est faible, la vitesse d'écoulement réduite, et la charge sédimentaire, modeste et composée de matériaux fins (Le Pape, 1998).

4.2.1.1.4 Les chenaux anastomosés

Les cours d'eau anastomosés se développent principalement dans des zones à très faible pente, généralement situées en amont immédiat des plaines deltaïques. Ils se caractérisent par plusieurs chenaux stables, faiblement sinueux, séparés par des îlots végétalisés ou des dépôts sédimentaires.

4.2.1.2 Typologie génétique des réseaux fluviaux

Nous nous appuyons ici sur la synthèse de Le Pape (1998), car elle résume de manière exhaustive l'état des connaissances actuelles sur le sujet. Davis et Powell ont défini une autre classification des rivières (Figure.4.2) selon des critères génétiques établis en quatre catégories.



**Figure.4.2 La classification génétique, (Davis et Powell in Le Pape 1998).
(Source : Davis et Powell in Le Pape 1998)**

- **Les rivières conséquentes** : ce sont des cours d'eau primitifs qui s'établissent parallèlement au pendage des couches géologiques. Elles sont dites originelles, car elles se mettent en place avant la formation des structures tectoniques qu'elles traversent (structures dites postérieures).
- **Les rivières subséquentes** : il s'agit d'affluents des rivières conséquentes, souvent responsables de l'érosion des zones déprimées situées au pied des escarpements. Elles apparaissent perpendiculairement au pendage des couches, contournant ou suivant des structures plus résistantes (comme des blocs durs ou des dômes), et sont donc postérieures à celles-ci. On les considère comme des rivières de deuxième génération.
- **Les rivières obséquentes** : issues du développement des rivières subséquentes, elles se forment dans un sens opposé à celui des rivières conséquentes. Elles représentent une troisième génération dans l'organisation du réseau hydrographique.
- **Les rivières réséquentes** : bien qu'elles reprennent l'orientation des rivières conséquentes, elles ne descendent pas de ces dernières. Elles sont indépendantes génétiquement, bien qu'ayant une direction similaire.

4.2.1.3 Typologie descriptive des réseaux hydrographiques

Jusqu'à présent, l'analyse des réseaux hydrographiques a été peu automatisée, en grande partie à cause des limitations technologiques des années 1980. Cependant, de nombreux travaux théoriques ont été menés sur l'analyse morphologique des réseaux hydrographiques. Parmi eux, les travaux de Howard (1967) et de Cazabat (1969) se distinguent par leur contribution à la classification des réseaux hydrographiques selon leur type morphologique. Ces chercheurs ont établi des liens entre les formes des réseaux hydrographiques et les milieux dans lesquels ils s'inscrivent, offrant ainsi une base solide pour l'interprétation géomorphologique.

Le travail de Howard (1967) est particulièrement remarquable. Il a proposé une classification descriptive des différentes formes de réseaux hydrographiques, basée sur leur aspect géométrique, chaque forme étant associée à un nom d'identification. Bien que Howard ne soit pas le précurseur en matière de classification, ses travaux sont largement reconnus pour leur niveau de détail et leur exhaustivité, et ils ont été abondamment repris dans la littérature scientifique.

Howard a classé les réseaux hydrographiques en plusieurs "types de base" (Figure.5.3), chacun pouvant être subdivisé en "types modifiés" (Figure.5.4). Pour automatiser la reconnaissance de ces types, il est essentiel de définir des critères spatiaux, morphométriques et topologiques. L'analyse combinée de ces critères permettra d'isoler des sous-réseaux aux caractéristiques homogènes et de les associer aux différents types identifiés par Howard.

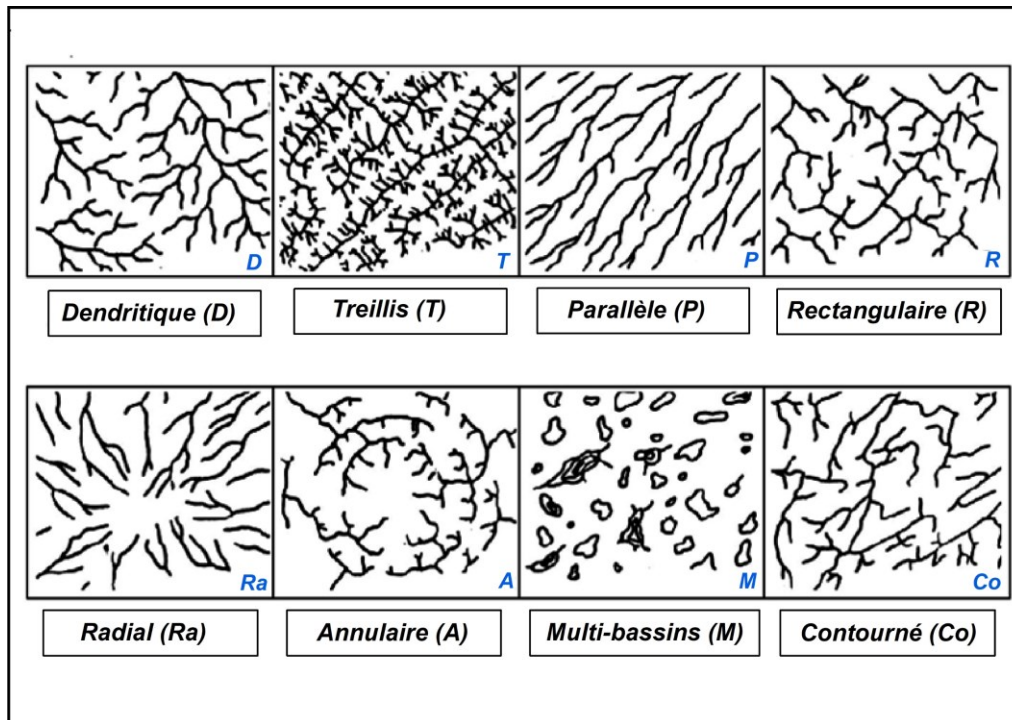


Figure.4.3 Classification descriptive du réseau hydrographique – types de base
(Source : In B. Defontaine, 1990 ; d'après A.D. Howard, 1967).

Nous avons utilisé les travaux de R. Prud'homme, 1972, reprenant la classification de Howard, 1967.

➤ Type dendritique (D)

Le réseau dendritique se caractérise par une ramification en forme d'arbre, dans laquelle les affluents se rejoignent au cours principal selon des angles généralement aigus et réguliers. Ce type de réseau se développe généralement sur des substrats constitués de roches de résistance homogène, qu'il s'agisse de formations sédimentaires disposées horizontalement ou biseautées par une surface plane, ou encore de roches cristallines. L'émergence de ce réseau suppose

l'existence d'une pente régionale faible au moment de sa genèse, condition essentielle pour permettre un drainage équilibré sans contrainte structurale dominante.

Types modifiés :

- Sub-dendritique (1) : Il s'agit de la configuration la plus couramment observée dans les réseaux hydrographiques. Ce modèle présente une structure ramifiée proche du dendritique classique, mais il peut traduire l'influence d'un contrôle structural secondaire, généralement de faible intensité.
- Penné (2) : Ce type de réseau se distingue par une texture fine et serrée, avec de nombreux affluents courts. Il se développe fréquemment dans des matériaux friables et peu résistants aux processus érosifs. Son organisation générale rappelle celle du modèle sub-dendritique, bien qu'il soit plus dense et orienté.
- Distributaire (ou dichotomique) (3 et 4) : Ce réseau est typique des deltas et des cônes alluviaux. Il se caractérise par une séparation progressive du cours principal en plusieurs bras divergents, qui acheminent les eaux vers des exutoires multiples. Ce type de réseau illustre un processus d'accumulation sédimentaire en contexte de très faible pente.

➤ **Type en treillis (T)**

Le réseau en treillis se caractérise par la présence d'affluents primaires longs, rectilignes et parallèles entre eux, qui se connectent perpendiculairement au cours principal. Ce schéma d'organisation est typique des formations sédimentaires, volcaniques ou faiblement métamorphiques, présentant soit un pendage marqué, soit des zones de fractures parallèles.

On le retrouve fréquemment dans des régions anciennement lacustres ou associées à des dépôts marins exondés, souvent marqués par la présence de cordons littoraux.

Ce schéma de drainage se distingue par une distribution symétrique des affluents de part et d'autre des cours d'eau subséquents, témoignant d'une influence structurale marquée dans l'organisation du réseau hydrographique.

Types modifiés :

- **Treillis subordonné (ou sub-treillis) (6)** : Ce type de réseau se développe en lien avec des reliefs allongés, auxquels il s'adapte en suivant leur orientation dominante.
- **Treillis directionnel (7)** : Également associé aux reliefs linéaires, ce réseau peut être caractéristique des structures monoclinées modérées, où l'inclinaison des couches influe sur l'agencement du drainage.

- **Treillis de faille (8)** : Fréquent dans les régions structurellement perturbées, ce réseau reflète l'influence de failles actives ou anciennes, organisées selon des directions parallèles, divergentes, convergentes ou ramifiées.
- **Treillis de joints (9)** : Il se développe dans des zones où les fracturations internes des roches (joints) sont bien marquées. Ces discontinuités, souvent parallèles, guident l'écoulement et structurent fortement le réseau.
- **Treillis recourbé (10)** : Ce réseau se forme sur des substrats plissés, où les axes de plis bien définis influencent la direction des écoulements, engendrant une courbure systématique des affluents autour des structures anticlinales ou synclinales.

➤ **Type parallèle (P)**

Ce réseau hydrographique est typique des zones présentant une pente moyenne à forte, bien qu'il puisse également se manifester dans des régions où la topographie est marquée par des formes allongées et parallèles. Il existe des transitions progressives entre ce type et d'autres modèles, notamment les réseaux dendritiques ou en treillis, selon les conditions locales du relief et du substrat.

Types modifiés :

- **Subparallèle (11)** : Ce sous-type reflète soit une pente modérée, soit un contrôle morphologique exercé par des éléments topographiques disposés parallèlement, tels que des crêtes ou des ondulations.
- **Colinéaire (12)** : On rencontre ce type de réseau dans des contextes d'accumulations éoliennes, notamment entre des crêtes de sable ou de lœss, où les écoulements s'alignent de manière régulière en suivant les formes linéaires du relief.

➤ **Type rectangulaire (R)**

Ce type de réseau hydrographique se développe sur un substrat intensément tectonisé, où les systèmes de failles ou de joints se croisent perpendiculairement, formant des intersections à angle droit. Contrairement au réseau en treillis, il ne présente pas d'organisation hiérarchique ordonnée. De plus, les cours d'eau principaux ainsi que les lignes de partage des eaux peuvent masquer la cohérence structurale régionale, donnant une impression de fragmentation spatiale.

Types modifiés :

- **Angulaire (13)** : Ce sous-type se caractérise par un mélange d'angles variés (aigus, droits et obtus) ; résultant de structures tectoniques irrégulières, telles que des failles ou des joints

non orthogonaux. Il traduit une complexité structurale plus marquée, propre aux terrains où les contraintes tectoniques ont agi selon plusieurs directions.

➤ **Type radial (Ra)**

Le réseau radial se développe généralement sur des édifices volcaniques, des dômes, ou encore des bassins structuraux, où les cours d'eau s'écoulent depuis un point central vers la périphérie, suivant la pente topographique. Dans les environnements volcaniques complexes, on peut identifier un réseau multiradial, reflet d'un drainage radial combiné autour de plusieurs sommets ou cratères. Par ailleurs, les longs affluents des fleuves subséquents à disposition circulaire permettent souvent d'interpréter la direction du pendage et ainsi de différencier les dômes des bassins.

Types modifiés :

- **Centripète (14) :** Ce sous-type se rencontre dans les cratères, caldeiras, ou d'autres dépressions fermées, où l'écoulement converge vers un point bas central. Il existe également des configurations multicentripètes, observées dans des zones où plusieurs dépressions coexistent, chacune agissant comme point de captation des eaux.

➤ **Type annulaire (A)**

Le réseau annulaire se caractérise par la présence de cours d'eau disposés en arcs concentriques, accompagnés de quelques affluents radiaux. Il se développe principalement sur des dômes ou des bassins structuraux, où les lignes de drainage épousent les structures circulaires du substrat. Les affluents allongés des cours d'eau subséquents, souvent disposés en cercles, permettent de déduire la direction du pendage des couches géologiques et ainsi de discerner les reliefs en dôme des structures en cuvette.

➤ **Type contourné (Co)**

Ce type de réseau se développe dans des terrains métamorphiques fortement déformés, où la lithologie hétérogène (dykes, veines, zones migmatitiques) engendre une répartition irrégulière et sinueuse des chenaux. Contrairement au type treillis recourbé, il ne présente pas d'organisation régionale nette, et s'inscrit généralement dans un contexte morphologique à échelle réduite, marqué par la discontinuité des reliefs et des vallées. Les affluents les plus longs des cours d'eau courbes reflètent souvent le pendage des roches métamorphiques et permettent d'interpréter l'orientation des structures plissées, telles que les anticlinaux et synclinaux plongeants.

➤ **Types divers**

- **Composé (20)** : Désigne un réseau présentant simultanément deux types ou plus de schémas de drainage dans une même zone. Cette configuration reflète des influences topographiques ou lithologiques hétérogènes sur une même unité territoriale.
- **Palimpseste (21 et 22)** : Ce type traduit une superposition temporelle. Un ancien réseau de drainage fossile ou abandonné y est recoupé ou remplacé par un réseau plus récent, actif, de morphologie différente. Cette configuration met en évidence l'évolution des conditions hydrographiques ou tectoniques.
- **Complexe (26)** : Se réfère à un réseau constitué de segments appartenant à des types très différents, révélant plusieurs influences structurales exercées dans des zones voisines. Il s'agit d'un système hétérogène illustrant une diversité de contrôles géologiques, tels que les failles, les plissements, ou les variations lithologiques.

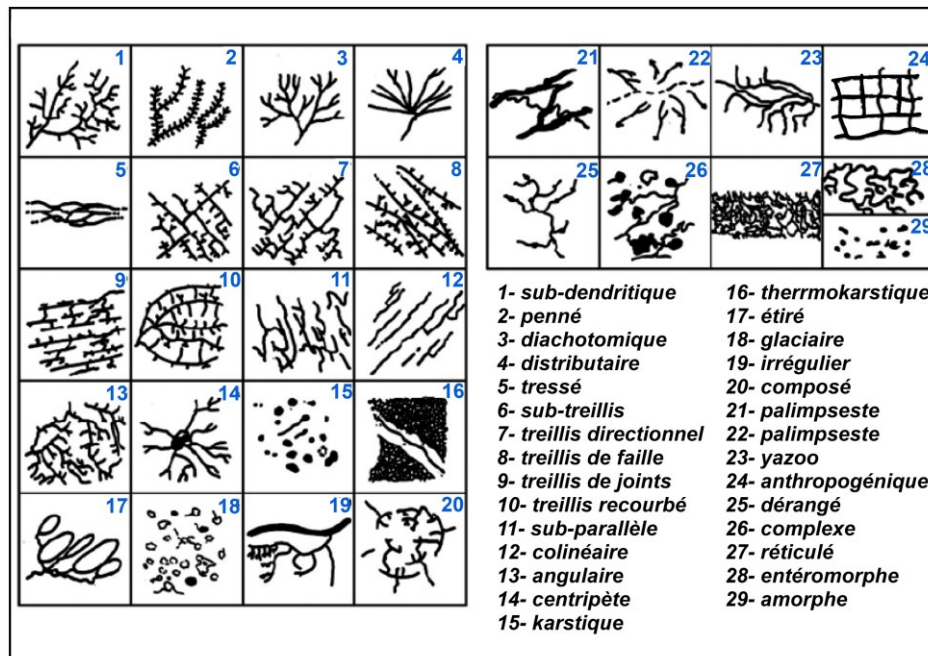


Figure.4.4 Classification descriptive du réseau hydrographique – types modifiés (Source : In B. Deffontaines, 1990 ; d'après A.D. Howard, 1967).

Remarque : Il est important de souligner que, dans cette classification des réseaux hydrographiques, la distinction entre les facteurs structuraux d'origine géologique et les caractéristiques purement morphologiques demeure souvent imprécise. Face à cette limite, d'autres approches ont été développées, intégrant des critères tels que la forme des cours d'eau, les anomalies dans leur organisation spatiale, ainsi que leur régime hydrologique.

Par ailleurs, une analyse minutieuse du réseau hydrographique figurant sur la feuille d'El Aria met en évidence la prédominance des formes dendritiques, en particulier sub-dendritiques, ce qui traduit l'influence d'un contrôle structural secondaire, relativement modéré, sur l'organisation spatiale du drainage.

4.2.1.4 Classification des anomalies de drainage

Les anomalies de drainage jouent un rôle essentiel dans la cartographie des alternances lithologiques et des discontinuités structurales, notamment les failles, qu'elles soient actives ou non (Mehdi Ben Hassen, Benoît Deffontaines). Ces anomalies sont considérées comme des paramètres géo-morphométriques fondamentaux pour les études de géomorphologie structurale et néotectonique.

Selon Deffontaines (1990), une anomalie de drainage se définit comme "une déviation locale du drainage régional et/ou du tracé d'un cours d'eau qui, par ailleurs, est en accord avec la topographie ou la structure régionale connue", cette définition est reprise par Howard (1967), qui la formule en des termes similaires.

À l'instar de toute anomalie géomorphologique, une anomalie de drainage reflète un écart entre l'organisation observée du réseau hydrographique et le modèle théorique attendu. Sur le terrain, ces anomalies se traduisent par des formes géométriques inhabituelles du réseau, permettant ainsi de déceler rapidement l'influence relative des facteurs structuraux et/ou lithologiques sur la dynamique de l'écoulement (Font, 2002). Les anomalies de drainage peuvent se manifester sous différentes formes : asymétrie des confluences, divergence anormale, rectilinéarité inhabituelle des segments, changements typologiques ou encore modifications brusques de direction (Deffontaines & Chorowicz, 1991 ; Ollier & Pain, 2000). Qu'elles soient d'origine structurale ou lithologique, ces irrégularités constituent de précieux indicateurs de la présence et de la nature des structures géologiques sous-jacentes (Deffontaines, 1990 ; Deffontaines & Chorowicz, 1991 ; Deffontaines et al., 1992 ; Angelier & Chen, 2002).

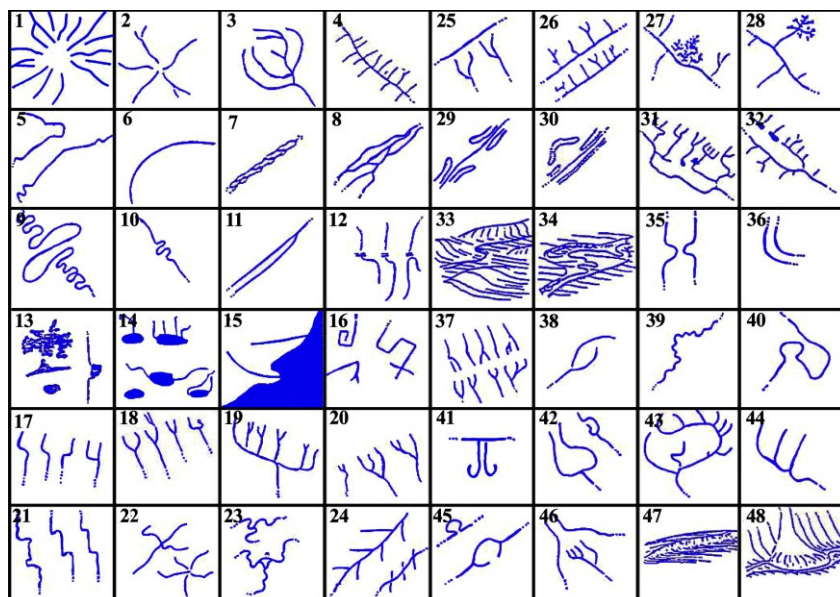


Figure.4.5 Classification des anomalies de drainage (Deffontaines., 1990)
(Source : Deffontaines., 1990)

Parmi la multitude d'anomalies répertoriées dans la littérature (Figure 4.5), nous ne retiendrons ici que les formes principales, telles que synthétisées dans les travaux de Prud'homme (1972). Cette classification repose en grande partie sur les fondements théoriques établis par Howard, illustrés notamment dans les Figures 4.3 et 4.4.

Les anomalies classées et référencées ici sont fonction des formes dites anormales précédemment décrites, nous ne présenterons que les principales :

- **Méandres resserrés**

Ce type d'anomalie, marqué par la présence de méandres particulièrement resserrés (9) (Figure 4.6), est généralement corrélé à l'existence d'un accident structural localisé (Gottis & Prud'homme, 1962). Ce phénomène, caractérisé par l'apparition brusque et ponctuelle de méandres très étroits, a été initialement observé sur le Mississippi, avant d'être documenté dans le bassin aquitain.

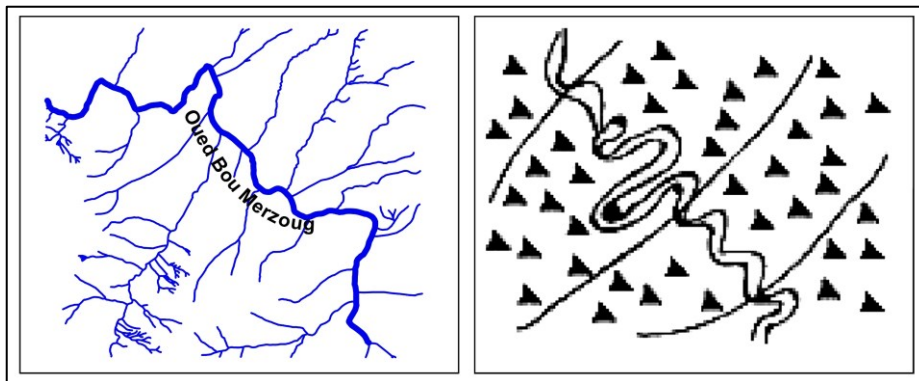


Figure.4.6 les méandres resserrés (Le Pape S., 1998)
(Source : Le Pape S., 1998)

- **Pincements ou évasements irréguliers**

La présence ponctuelle de rétrécissements (pincements) ou d'élargissements irréguliers des vallées (Figure 4.7), lorsqu'elle n'est pas récurrente le long du cours d'eau, constitue un indicateur potentiel d'un accident structural brutal ou d'un changement lithologique localisé.

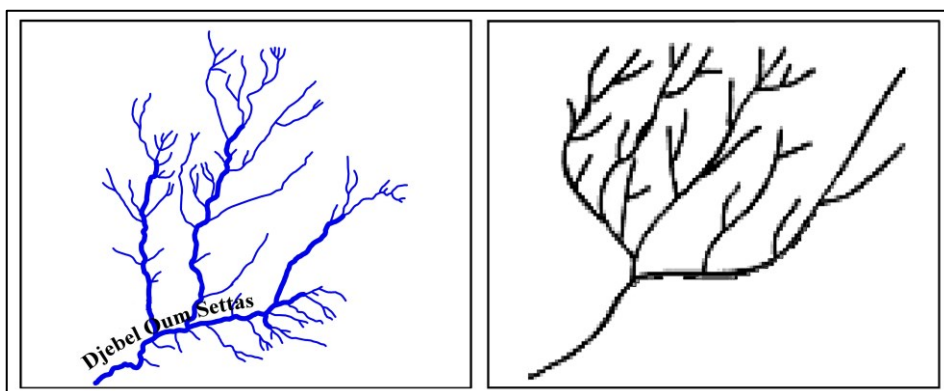


Figure.4.7 L'évasement irrégulier des vallées (Le Pape S., 1998)
(Source : Le Pape S., 1998)

- **Courbe ou un changement de direction brutal**

Une courbe ou un changement de direction brutal (Figure.4.8) paraissent anormaux dans le type de drainage. Ils sont souvent accompagnés par des courbes irrégulières des fleuves voisins et prennent fréquemment place sur des accidents structuraux.

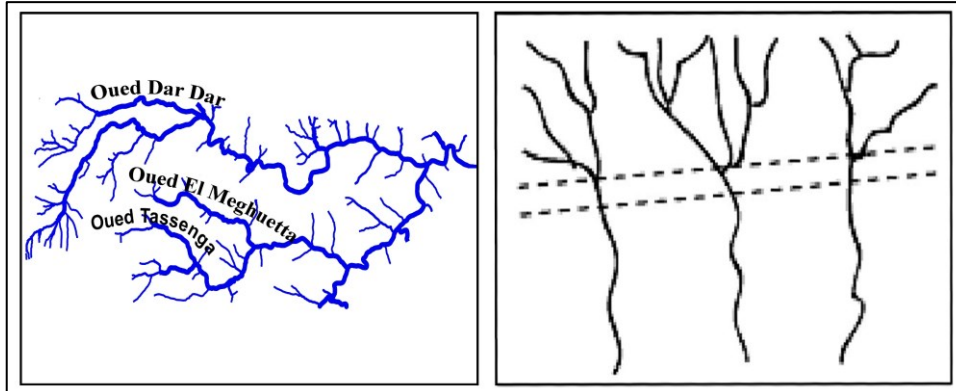


Figure.4.8 Les courbes irrégulières des cours d'eau (Le Pape S., 1998)
(Source : Le Pape S., 1998)

- **Divergence anormale**

Les divergences anormales, notamment observées dans le cas des rivières subséquentes (Figure .4.9. A), sont fréquemment localisées sur des accidents structuraux ou révèlent la présence de structures géologiques sous-jacentes, telles que des dômes.

- **Asymétrie des confluences**

Lorsque les confluent situés de part et d'autre d'un cours d'eau présentent des caractéristiques contrastées en termes d'angles de confluence, de longueurs ou de pentes cette asymétrie morphologique peut révéler la présence de formations structurales sous-jacentes (Figure 4.9.B).

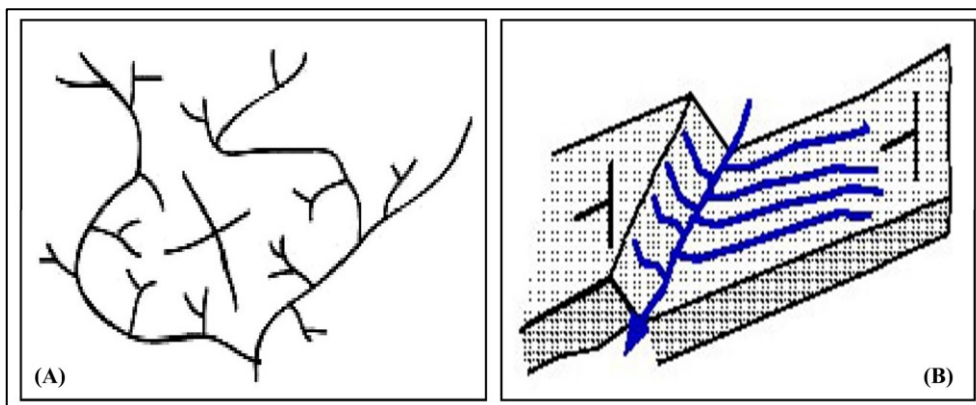


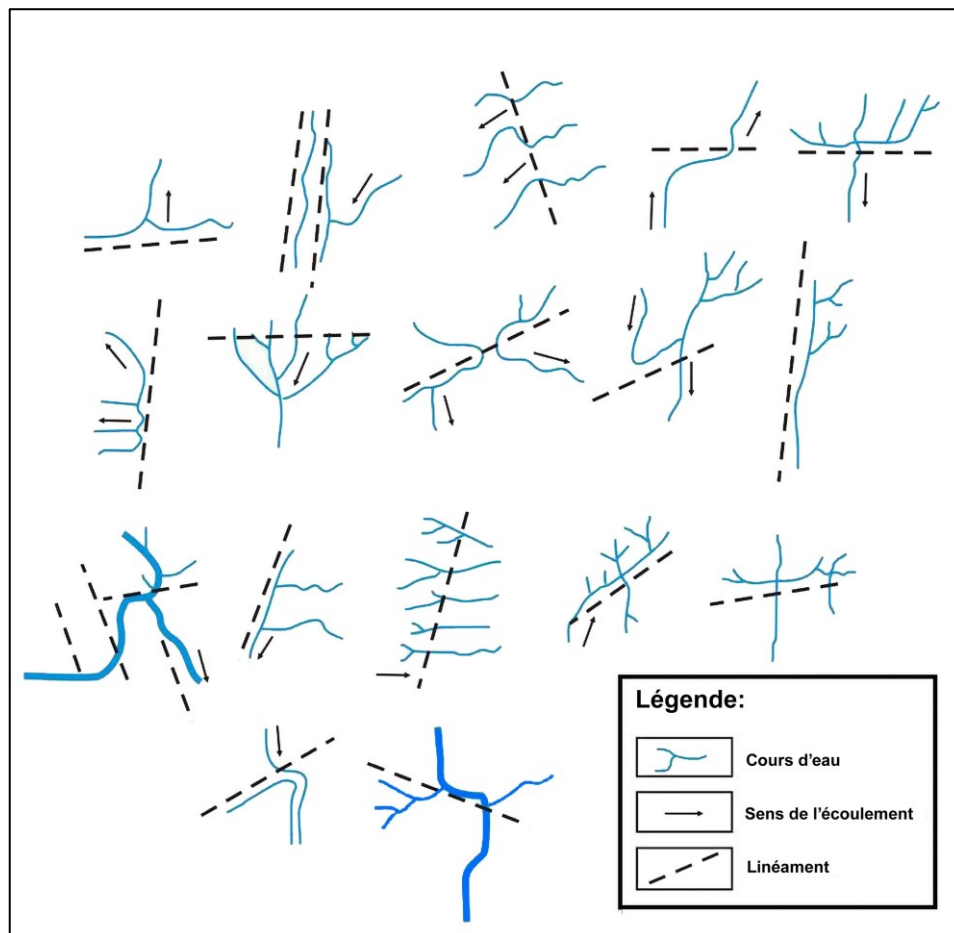
Figure.4.9 Les anomalies de drainage ; A. Divergence des cours d'eaux ; B. Asymétrie des confluent (Le Pape S., 1998)
(Source : Le Pape S., 1998)

➤ **Approche analytique selon Rasskatov**

L'objectif poursuivi ne se limite pas à la seule analyse du réseau de fractures. Il consiste également à identifier les éléments permettant d'évaluer le caractère actif de ces structures et à

apprécier leur incidence sur l'environnement géomorphologique immédiat. Il s'agit ainsi d'examiner à la fois la configuration et la répartition spatiale des fractures, tout en déterminant si ces dernières présentent une activité actuelle autrement dit, si elles influencent, ou sont influencées, par des processus dynamiques contemporains tels que la tectonique, l'hydrologie ou d'autres contraintes géologiques. En parallèle, il est essentiel d'examiner comment ces fractures interagissent avec leur environnement proche, que ce soit en termes de circulation des fluides, de stabilité des terrains, ou de modifications géomorphologiques. Une reformulation plus concise pourrait être :

"L'objectif est d'étudier non seulement le réseau de fractures, mais aussi de déterminer si ces structures sont actives et comment elles interagissent avec leur environnement immédiat, en identifiant les arguments qui soutiennent ou remettent en question leur dynamique actuelle."



**Figure 4.10 Les anomalies hydrographiques d'après Rasskatove
(Source : Benabbas C. 2006)**

Nous avons utilisé la méthode de Raskatov (Benabbas C. 2006), afin de tracer un réseau de fractures à partir de l'allure du réseau hydrographique. Cette méthode (Figure.4.10) s'appuie sur des indices géomorphologiques et géologiques pour identifier les structures tectoniques

(Benabbas C., 2006). Elle considère les configurations des chevelus et des chenaux du réseau hydrographique comme des indicateurs révélateurs de la fracturation. Figure.4.11 ; illustre un réseau de linéaments tracé à partir de l'analyse de la configuration générale du réseau hydrographique, des observations issues des cartes géologiques et de l'imagerie satellitaire.

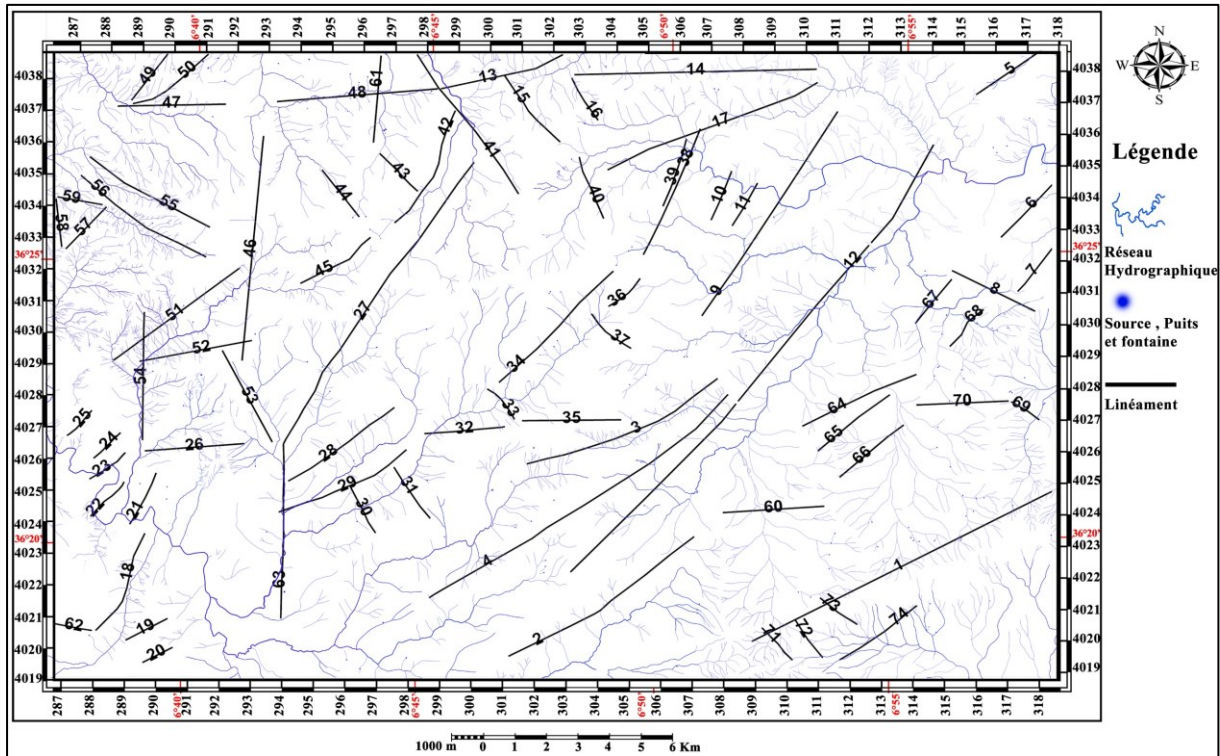


Figure.4.11 Analyse linéamentaire du réseau hydrographique de la feuille d'El-Aria.
(Source : Auteure)

Tableau 4.1 Tableau récapitulatif des différents linéaments

N°	Longueur (Km)	Direction N (X) ^o E	N°	Longueur (Km)	Direction N (X) ^o E
1	12,708	NE-SW	38	4,676	NE-SW
2	7,338	NE-SW	39	2,420	NE-SW
3	6,946	NE-SW	40	2,254	NNW-SSE
4	11,998	NE-SW	41	5,797	NW-SE
5	3,061	NE-SW	42	4,411	NE-SW
6	2,608	NE-SW	43	1,792	NW-SE
7	2,286	NE-SW	44	2,016	NW-SE
8	3,844	NW-SE	45	2,820	NE-SW
9	8,247	NE-SW	46	7,683	N-S
10	1,809	NE-SW	47	3,533	E-W
11	1,684	NE-SW	48	5,249	E-W
12	19,520	NE-SW	49	1,979	NNE-SSW
13	4,164	NE-SW	51	3,068	NE-SW
14	7,885	E-W	52	5,167	NE-SW
15	2,229	NW-SE	53	3,071	E-W
16	1,687	NW-SE	54	3,526	NW-SE
17	7,478	NE-SW	55	4,374	N-S
18	3,774	NNE-SSW	56	4,605	NW-SE
19	1,558	NE-SW	57	4,975	NW-SE

N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E
20	1,118	NE-SW
21	1,961	NE-SW
22	1,623	NE-SW
23	1,498	NE-SW
24	1,249	NE-SW
25	1,193	NE-SW
26	3,244	E-W
27	11,450	NE-SW
28	4,281	NE-SW
29	4,369	NE-SW
30	1,782	NW-SE
31	2,116	NW-SE
32	2,639	E-W
33	1,398	NW-SE
34	5,326	NE-SW
35	3,232	E-W
36	1,429	NE-SW
37	1,781	NW-SE

N°	Longueur (Km)	Direction N (X)° E
58	1,954	NE-SW
59	1,664	N-S
60	1,498	E-W
61	3,313	E-W
62	2,983	N-S
63	1,528	SW-S
64	5,952	N-S
65	4,120	NE-SW
66	3,038	NE-SW
67	2,753	NE-SW
68	1,922	NE-SW
69	1,513	NE-SW
70	1,115	NW-SE
71	3,011	E-W
72	1,501	NW-SE
73	1,581	NW-SE
74	1,547	NW-SE

(Source : Auteure)

L'analyse du tableau 4.1 récapitulatif des 74 linéaments identifiés dans la zone d'étude met en évidence une prédominance marquée des directions NE–SW, représentant la majorité des orientations relevées. Cette orientation est cohérente avec les résultats issus de la rose des directions et souligne une structuration régionale fortement influencée par les contraintes tectoniques compressives actuelles. Les longueurs des linéaments varient entre 1,327 km et 7,038 km, avec une moyenne autour de 3 km, témoignant de la coexistence de structures majeures et secondaires. Bien que les directions NW–SE, E–W et N–S soient également présentes, elles sont nettement moins représentées, ce qui renforce l'idée d'un système de failles principal orienté NE–SW. Ces linéaments peuvent être interprétés comme les traces en surface de failles actives ou réactivées, en lien avec la dynamique tectonique récente.

L'analyse des linéaments par diagramme en rose (Figure.5.12), basée sur un traitement bidirectionnel des données, révèle une orientation dominante des structures selon un azimut moyen de 54,8°, correspondant à une direction NE–SW. Cette orientation est appuyée par une magnitude vectorielle de 0,42, indiquant une anisotropie directionnelle modérée mais significative. L'intervalle de confiance à 95 % ($\pm 20,9^\circ$) témoigne d'une bonne robustesse statistique du vecteur moyen. La distribution bimodale observée, avec une concentration notable des classes d'azimut à 50–70° et 230–250°, suggère une prévalence de systèmes de failles conjuguées ou héritées, réactivées sous un régime tectonique compressif à composante décrochante. La longueur maximale des linéaments (86 411,44 unités) et leur moyenne (30

365,93 unités), associées à la distribution angulaire, permettent d'inférer l'existence de structures majeures alignées avec les contraintes tectoniques actuelles.

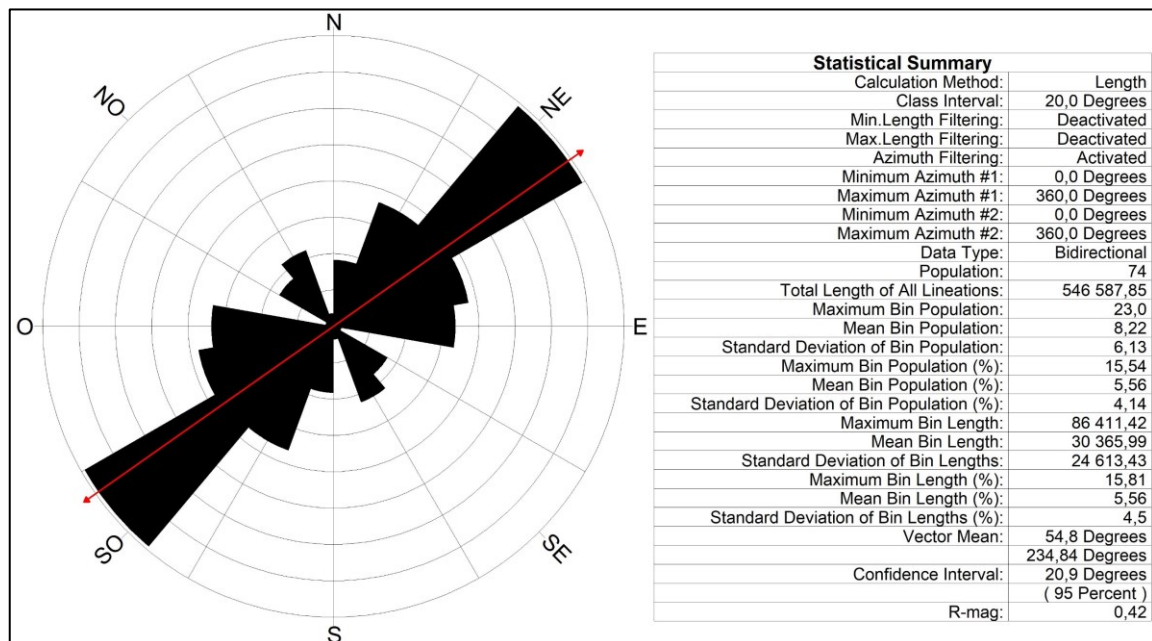


Figure.4.12 Rosace de fréquence et de longueur des linéaments hydrographiques.
(Source : Auteure)

La légende sous forme d'un tableau (Figure.4.12), constitue la synthèse d'une analyse statistique appliquée à des données géométriques issues de l'étude des linéaments hydrographiques. La méthode repose sur un traitement par classes angulaires de 20°, prenant en compte à la fois les longueurs et les azimuts des linéaments. Un filtrage bidirectionnel a été appliqué, couvrant l'ensemble des orientations dans un intervalle complet de 0° à 360°, afin d'assurer une représentation homogène et représentative des directions principales. Sur les 74 éléments analysés, la longueur totale atteint 546 587,85 unités, avec une répartition très hétérogène : la longueur maximale (86 411,42 unités, soit 15,81% du total) et l'écart-type élevé (24 619,43) révèlent une grande variabilité des tailles. L'orientation moyenne des structures est de 54,8°, mais l'intervalle de confiance large (254,8° à 20,9%) et le faible R-mag (0,42) indiquent une organisation directionnelle modérée, avec une dominance marquée NE-SW (54,8° / 234,8°). Ces résultats suggèrent un système complexe de fractures aux caractéristiques variées, potentiellement lié à des contraintes tectoniques multiples. Cette analyse pourrait servir à identifier des zones à risque sismique, évaluer la perméabilité des roches, ou guider des mises à jour cartographiques en intégrant ces données structurales.

4.3 ANALYSE MORPHOMETRIQUE

Le réseau hydrographique constitue un système riche en informations, dont l'analyse repose sur l'examen de caractéristiques fondamentales liées à son évolution et à sa morphologie. Ce

Le système tend naturellement vers un état d'équilibre dynamique, bien que son développement soit étroitement conditionné par les contraintes structurales et lithologiques, ainsi que par l'ensemble des facteurs géologiques à l'échelle locale ou régionale. En réponse à ces influences, le réseau s'organise selon des schémas particuliers, traduisant les conditions du substrat. L'étude des vallées et des entailles (thalwegs) s'impose ainsi comme un axe majeur de l'analyse morpho-structurale, dans la mesure où les paramètres du réseau permettent de détecter, à divers niveaux d'interprétation, les marqueurs des structures et formations géologiques sous-jacentes.

4.3.1 Hiérarchisation du réseau hydrographique

L'analyse de la structure des réseaux hydrographiques suppose naturellement une hiérarchisation rigoureuse des cours d'eau, visant à refléter leur organisation arborescente. Cette hiérarchisation repose sur l'attribution d'un indice (ordre ou magnitude) à chaque tronçon de rivière, selon une codification déterminée. Depuis les travaux fondateurs de J. Playfair (1800), de nombreuses méthodes ont été proposées, parmi lesquelles celles de Horton (1945), Strahler (1952), Scheidegger et Shreve. Ces approches, bien que reposant sur des principes similaires, diffèrent par leurs modalités de codage et par le niveau de détail qu'elles permettent d'atteindre, en fonction des objectifs hydrologiques ou géomorphologiques visés. Un aperçu comparatif de ces principales classifications est présenté dans la Figure 4.13.

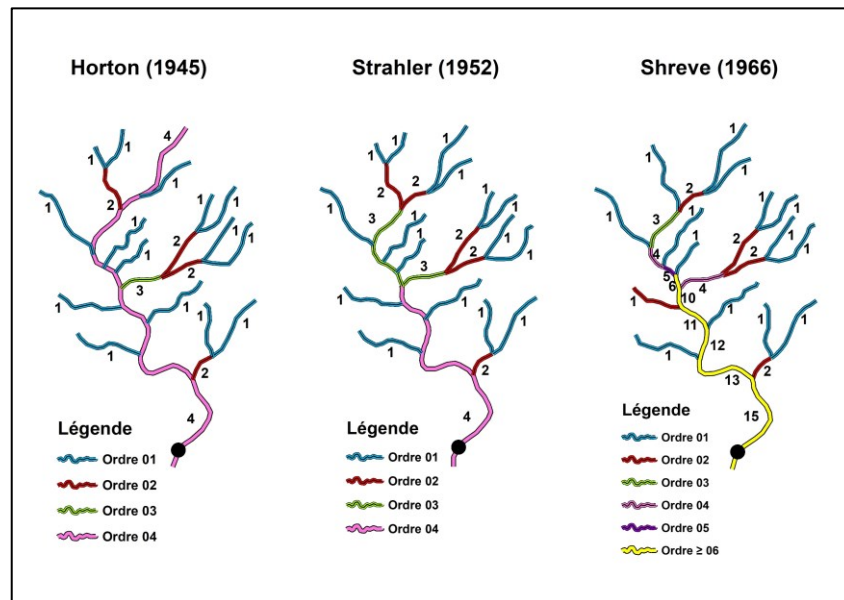


Figure.4.13 Systèmes hiérarchiques (Principaux types d'hiérarchisation)
(Source : Griboulard 1981).

Nous nous limiterons ici à la présentation des principales méthodes de hiérarchisation proposées dans la littérature, en sélectionnant celles qui offrent un intérêt significatif en fonction des objectifs poursuivis.

➤ **Horton (1945) :**

Dès 1945, Horton s'est intéressé à l'élaboration d'une méthode permettant de classifier les réseaux hydrographiques. Il a observé que des règles statistiques gouvernent l'organisation des réseaux fluviaux, ce qui l'a conduit à proposer une hiérarchisation des arborescences fluviales.

Première étape : classification par ordre des cours d'eau

- Ordre 1 : un cours d'eau de premier ordre correspond à une branche issue directement d'une source, sans affluent.
- Ordre 2 : un cours d'eau de deuxième ordre naît de la confluence de deux cours d'eau de premier ordre ; cet ordre est ensuite attribué au plus long ou au plus direct des tributaires.
- Ordre 3 : la réunion de deux cours d'eau de deuxième ordre forme un cours d'eau de troisième ordre, qui peut recevoir des affluents d'ordre un et deux, et ainsi de suite.

Il est important de noter qu'une confluence peut recevoir plusieurs affluents du même ordre sans que le cours d'eau principal ne change d'ordre. Le tronçon principal d'une rivière se voit attribuer l'ordre le plus élevé, défini par la confluence de deux drains de même ordre. Cette étape établit ainsi une structure arborescente où chaque segment de cours d'eau est classé selon son ordre dans le réseau.

Deuxième étape : réorganisation des ordres en fonction des longueurs

Cette phase consiste à ajuster la hiérarchie en attribuant un ordre supérieur au segment le plus long, renforçant ainsi la logique selon laquelle la longueur influe sur la classification du réseau hydrographique.

➤ **Strahler (1952)**

En 1952, Strahler prolonge les travaux de Horton en adaptant les lois statistiques à une nouvelle classification des réseaux hydrographiques (Figure 4.14). Il introduit le concept de bief, qu'il définit comme un segment élémentaire d'un cours d'eau. Sa méthode repose sur les principes suivants :

- Tout bief sans affluent est classé d'ordre 1.
- La confluence de deux biefs du même ordre n donne naissance à un bief d'ordre $n + 1$.
- La confluence de deux biefs d'ordres différents entraîne la conservation de l'ordre le plus élevé pour le bief résultant, sans modification.

Cette approche apporte une nuance par rapport à la méthode de Horton, offrant une gestion plus flexible des confluences entre segments d'ordres différents, ce qui permet une classification

plus dynamique et précise du réseau hydrographique. Cependant, ces classifications présentent une limitation : elles ne tiennent pas compte des petits cours d'eau (d'ordres faibles) qui se jettent directement dans des cours d'eau d'ordres plus élevés. Afin de pallier cette lacune, d'autres auteurs ont proposé des méthodes complémentaires.

➤ **Scheiddegger (1965)**

La méthode de hiérarchisation proposée par Scheiddegger en 1965 repose sur un principe d'addition des ordres à chaque confluence. Contrairement aux approches précédentes (Horton ou Strahler), elle suit une logique arithmétique où les ordres des affluents sont additionnés pour déterminer celui du cours d'eau résultant. Par exemple, deux affluents d'ordre 1 donnent naissance à un segment de rang 2 ; si un affluent d'ordre 1 rejoint un autre d'ordre 2, le cours d'eau issu de leur confluence sera de rang 3. Cette méthode attribue ainsi des valeurs plus élevées à l'ordre des rivières et utilise souvent une séquence de nombres pairs pour représenter les tronçons traditionnellement classés comme d'ordre 1 (qui deviennent ici d'ordre 2, etc.).

➤ **Shreve (1966)**

S'inspirant des travaux de Horton et de Strahler, Shreve propose une classification alternative du réseau hydrographique (Figure 5.14), fondée non plus sur l'ordre, mais sur la magnitude, terme qu'il privilégie pour désigner l'importance relative de chaque tronçon dans l'arborescence du réseau.

Il distingue deux types de tronçons : Les tronçons extérieurs : ceux qui relient directement une source à la première confluence. Les tronçons intérieurs : ceux compris entre deux confluences successives.

La règle de hiérarchisation est la suivante : Chaque tronçon extérieur (issu d'une source) est de magnitude 1. Lorsqu'une confluence unit deux tronçons de magnitudes n et n' , le tronçon résultant hérite d'une magnitude égale à la somme ($n + n'$). Ainsi, la magnitude du tronçon exutoire (le plus en aval du bassin versant) correspond au nombre total de sources alimentant le réseau. Cette approche met en avant la contribution cumulative de l'ensemble des segments, ce qui en fait un outil pertinent pour les analyses quantitatives.

Parmi les différentes méthodes de hiérarchisation étudiées, la classification de Horton (1945) s'avère la plus appropriée à la démarche méthodologique adoptée dans ce travail. Elle a déjà été éprouvée dans divers contextes géographiques, notamment par Prud'homme (1972), Froidefond (1975), Griboulard (1980) et Griboulard et Collina (1990), ce qui justifie son choix ici.

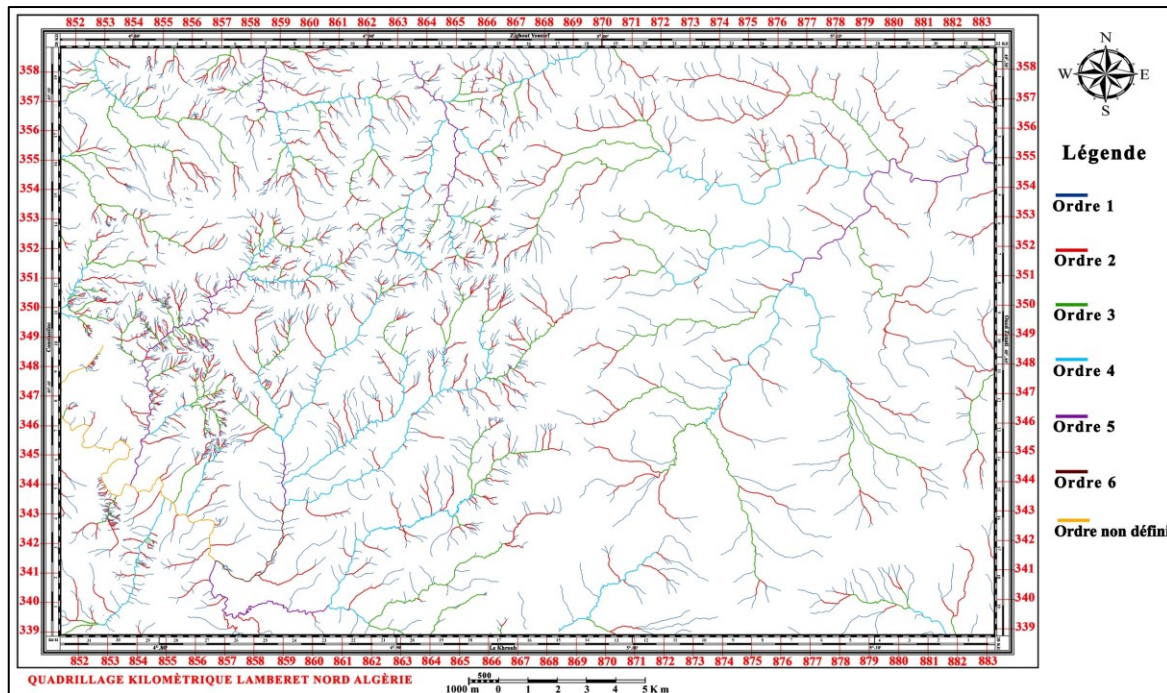


Figure.4.14 Hiérarchisation de Strahler du Réseau hydrographique de la feuille d'El Aria 1/50000.
(Source : Auteure)

4.3.2 Les directions d'écoulement

L'étude des directions d'écoulement des segments du réseau hydrographique constitue un aspect essentiel de l'analyse morpho-structurale. Ces directions permettent non seulement de comprendre l'organisation spatiale des cours d'eau, mais aussi de les comparer aux orientations des linéaments tectoniques, révélant ainsi l'influence des structures géologiques sous-jacentes sur le réseau hydrographique.

Depuis les années 1980, plusieurs travaux ont été menés pour déterminer les directions dominantes des segments hydrographiques. Ces études, comme celles de M. Julian et M. Vernet (1988), visent à établir des corrélations entre les orientations des cours d'eau et les linéaments tectoniques, qui sont souvent associés à des failles, des fractures ou d'autres discontinuités géologiques. Cette comparaison permet de mieux comprendre comment les contraintes tectoniques influencent la morphologie du réseau hydrographique.

Dans cette étude, nous avons adopté une approche simplifiée mais efficace pour identifier les directions d'écoulement globales des segments hydrographiques. La méthode consiste à :

- Délimiter chaque segment hydrographique dans un polygone de surface minimale qui englobe entièrement le cours d'eau. Ce polygone est conçu pour épouser au mieux la forme du segment tout en minimisant les distorsions.

- Mesurer la direction du grand axe de ce polygone. Cette direction, correspondant à l'orientation principale du segment, est considérée comme la direction globale d'écoulement.

Cette simplification permet de réduire la complexité des formes sinueuses des cours d'eau tout en conservant une représentation fidèle de leur orientation générale. Elle offre également une base objective pour comparer les directions d'écoulement avec les orientations des linéaments tectoniques.

L'analyse des directions d'écoulement révèle souvent des alignements préférentiels qui peuvent être mis en relation avec les structures géologiques régionales. Par exemple, une orientation dominante des segments hydrographiques peut refléter la présence de failles ou de fractures contrôlant le tracé des cours d'eau. De même, des changements brusques de direction au sein du réseau peuvent révéler l'existence de zones de faiblesse tectonique ou de discontinuités dans le substratum rocheux, traduisant ainsi l'influence directe des structures géologiques sur l'organisation du drainage.

En comparant ces directions avec les données géologiques et les linéaments tectoniques, il est possible de mieux comprendre les mécanismes de contrôle tectonique sur le réseau hydrographique. Cette approche est particulièrement utile dans les régions où les structures géologiques sont complexes et où les cours d'eau réagissent de manière sensible aux contraintes tectoniques.

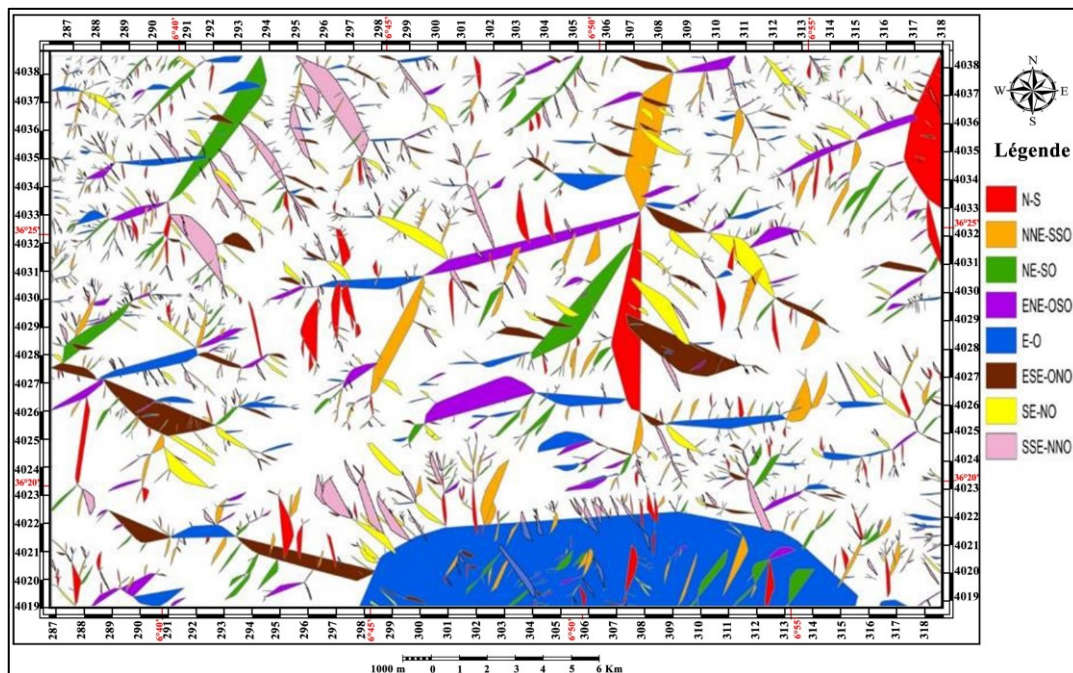


Figure.4.15 Directions moyennes d'écoulement des cours d'eau de la feuille d'El Aria 1/50000.

(Source : Auteure)

La quantification des directions d'écoulement du réseau hydrographique a été réalisée et représentée sous forme d'histogramme. Ces graphiques illustrent le pourcentage du nombre de cours d'eau et de leurs longueurs en fonction de leurs orientations (Figure.4.16 et Figure.4.17). L'analyse de ces résultats révèle des tendances claires dans la distribution des directions.

Les directions N-S, SSE-NNO et NNE-SSO dominent largement, représentant à elles seules plus de 45 % des orientations, que ce soit en termes de fréquence (nombre de cours d'eau) ou de longueur cumulée. Cette prédominance suggère une forte influence de facteurs structuraux ou géologiques sur l'organisation du réseau hydrographique.

À l'inverse, la direction ESE-ONO est la moins présente, selon les deux critères (fréquence et longueur). Elle est suivie par les directions E-O et ENE-OSO en termes de fréquence, tandis qu'en termes de longueur, elle est suivie par ESE-ONO et SE-NO. Ces orientations minoritaires reflètent probablement des contraintes locales ou des influences moins marquées de la tectonique ou de la morphologie.

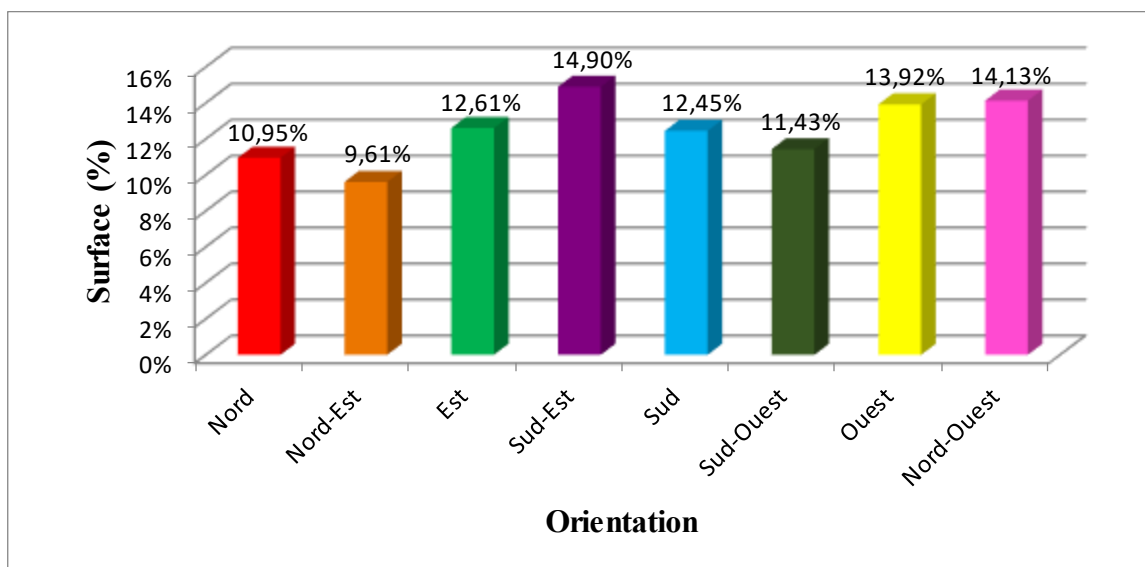


Figure.4.16 Histogramme nombre des cours d'eau en fonction de leurs directions.
(Source : Auteure)

Plusieurs facteurs expliquent cette dispersion des orientations :

- Répartition des volumes montagneux et des plis : L'exposition des versants et la disposition des reliefs jouent un rôle majeur dans la configuration des directions d'écoulement. Les cours d'eau tendent à s'adapter à la topographie, en suivant les pentes et les dépressions naturelles.
- Tectonique cassante : Les failles et fractures tectoniques exercent une contrainte structurale sur le réseau hydrographique, guidant souvent les cours d'eau selon des directions préférentielles.

- Répartition des précipitations : Les variations spatiales des précipitations influencent également les directions d'écoulement, en affectant le débit et l'érosion des cours d'eau.
- Nature lithologique du terrain : La résistance des roches et leur perméabilité conditionnent le tracé des cours d'eau, favorisant certaines directions selon la nature du substratum.

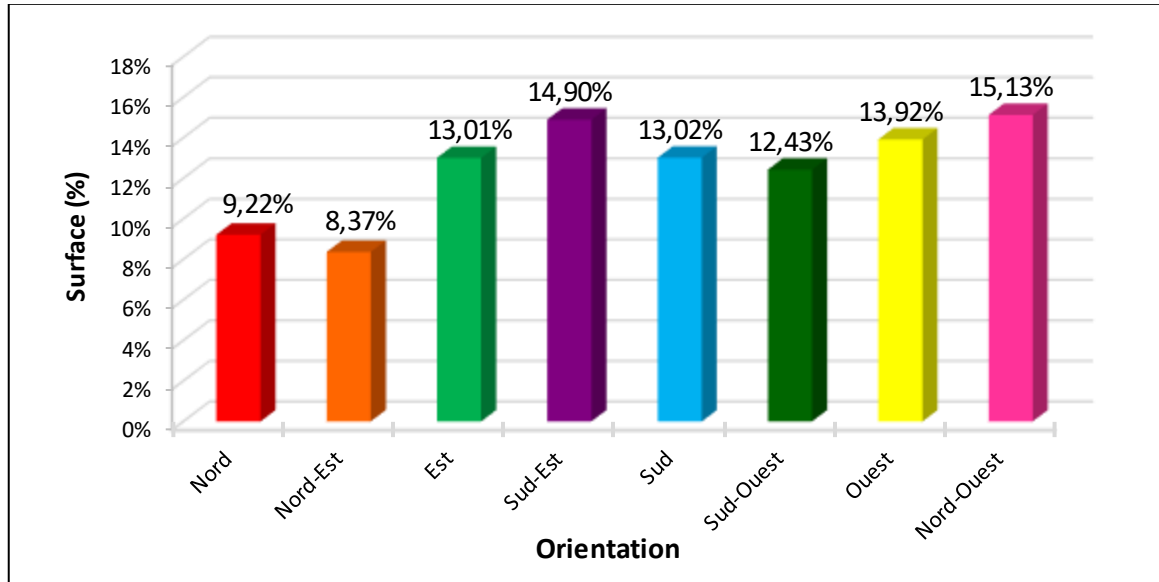


Figure.4.17 Histogramme longueur des cours d'eau en fonction de leurs directions.
(Source : Auteure)

4.3.3 Définition des unités hydrographiques

Un bassin versant est une unité hydrologique de base clairement identifiable dans le relief. Il représente une portion de la surface topographique drainée par un cours d'eau principal et ses affluents. Son contour est défini par la ligne de partage des eaux, une limite naturelle qui suit les crêtes et les sommets (bassin versant topographique) et détermine la direction d'écoulement des eaux de surface. Toutes les précipitations qui tombent à l'intérieur de cette zone sont collectées de manière convergente et s'écoulent vers un point unique, appelé exutoire, situé à l'aval du bassin.

De plus, Le bassin versant est une unité fonctionnelle essentielle pour l'étude des processus hydrologiques, géomorphologiques et écologiques. Il permet de comprendre comment les eaux de surface s'organisent et interagissent avec le relief, les structures géologiques et les conditions climatiques. À l'intérieur d'un bassin versant, quelle que soit l'échelle d'observation, la géométrie du réseau hydrographique révèle des relations de causalité entre : La forme du relief (pentes, vallées, crêtes), Les structures tectoniques (failles, décrochements, synclinaux, anticlinaux), Le climat (précipitations, évaporation), L'histoire géologique du réseau de

drainage (Font, 2002). Ces interactions façonnent la morphologie du bassin et influencent la dynamique des écoulements, l'érosion et le transport des sédiments.

Dans cette étude, nous avons procédé à la délimitation de tous les bassins versants d'ordre 3 à 5 entièrement représentés sur la feuille topographique la feuille d'El Aria. Pour identifier le cours d'eau principal de chaque bassin, nous avons suivi les règles suivantes :

- Hiérarchisation des segments : Lors d'un embranchement, le segment d'ordre le plus élevé est considéré comme le cours d'eau principal.
- Cas d'égalité d'ordre : Si les deux segments à l'embranchement sont du même ordre, on choisit celui qui draine la plus grande surface.
- Définition des rives : La rive droite est celle située à droite du cours d'eau principal lorsqu'on se déplace de la source vers l'exutoire.

Cette méthode permet de garantir une délimitation précise des bassins versants et une identification cohérente des cours d'eau principaux, facilitant ainsi l'analyse des caractéristiques hydrologiques et morphologiques.

La délimitation des bassins versants et l'analyse de leur réseau hydrographique révèle des interactions complexes entre le relief, les structures tectoniques et les processus hydrologiques.

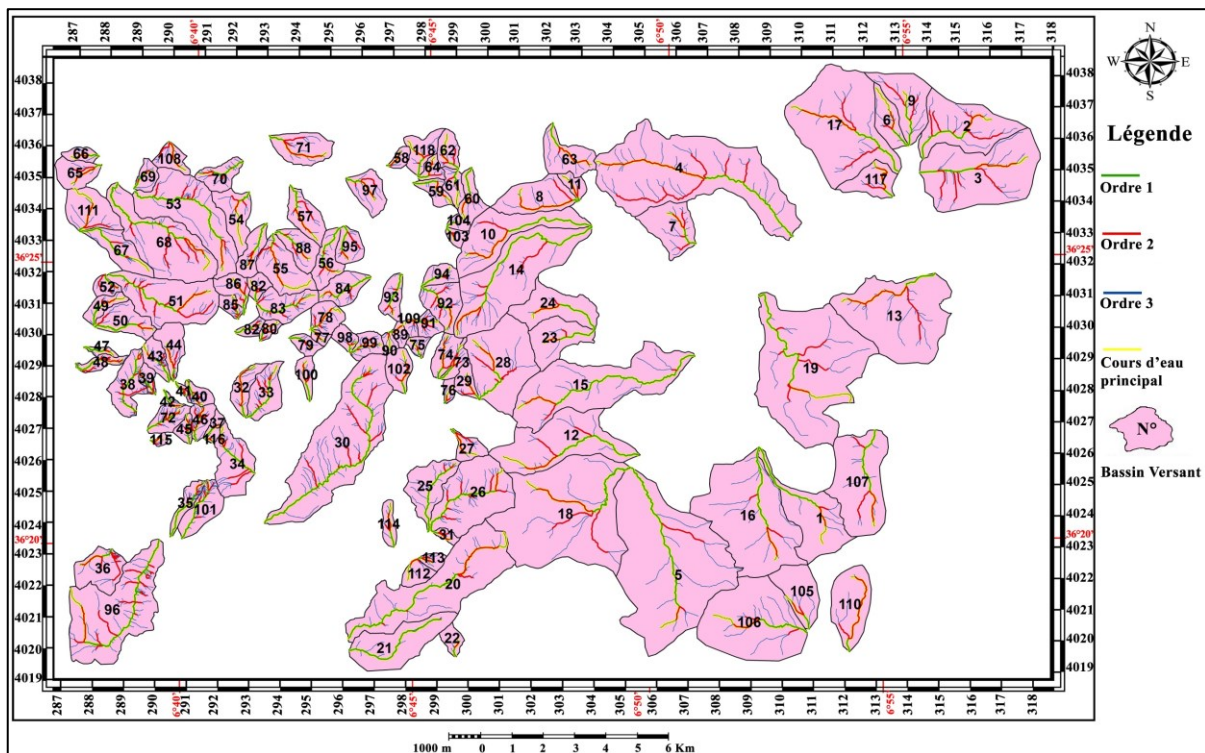


Figure.4.18 Les bassins versants d'ordre 3 de la feuille d'El Aria.
(Source : Auteure)

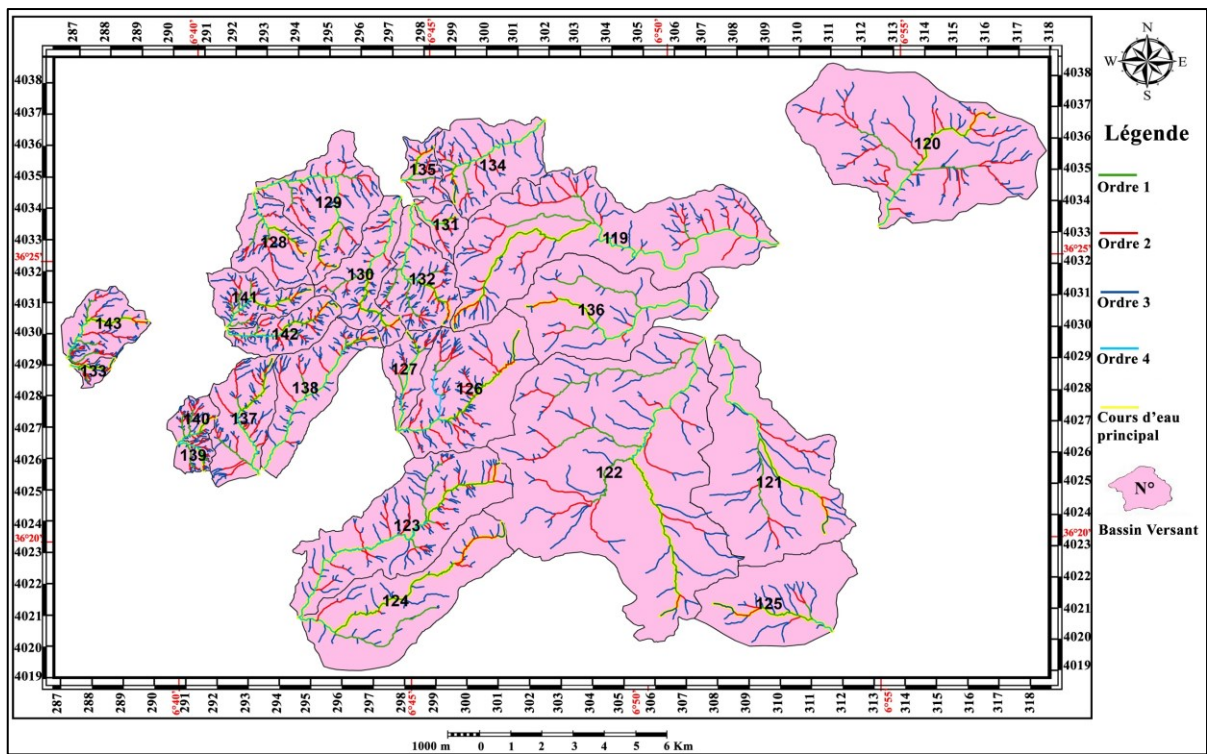


Figure.4.19 Les bassins versants d'ordre 4 de la feuille d'El Aria.
(Source : Auteur)

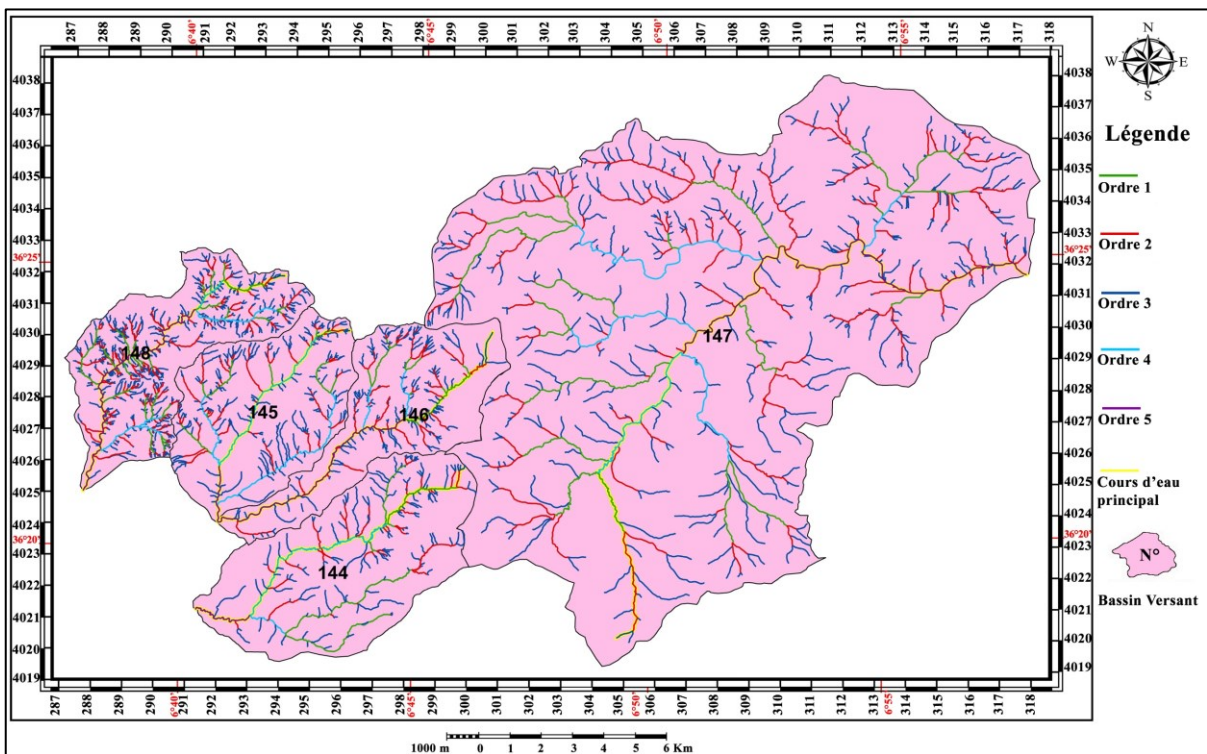


Figure.4.20 Les bassins versants d'ordre 5 de la feuille d'El Aria.
(Source : Auteur)

Cependant, le réseau hydrographique constitue une composante essentielle du système géomorphologique, particulièrement sensible aux variations exogènes, en particulier aux

fluctuations climatiques et à la tectonique active (Holbrook et Schumm, 1999). En effet, les modifications observées dans le style fluvial, la largeur de la bande active, la pente des cours d'eau ou encore le tracé du réseau peuvent refléter une réponse directe à l'activité tectonique.

- Le style fluvial : une variation de pente induite par une activité tectonique peut entraîner des changements de style des rivières, comme par exemple un passage d'un style méandreux à un style en tresses. L'énergie du cours d'eau peut être affectée par les mouvements tectoniques, ce qui modifie son mode d'écoulement et la morphologie des dépôts.
- La largeur de la bande active : une activité tectonique peut se manifester par une extension ou une diminution (l'élargissement ou le rétrécissement) de la bande active, c'est-à-dire la zone où le lit fluvial est en mouvement.
- La pente du cours d'eau : est directement affectée par les mouvements tectoniques qui augmentent ou réduisent le relief. L'érosion s'accroît généralement lorsque la pente augmente en réponse à un mouvement tectonique, tandis qu'une diminution peut favoriser la sédimentation et la création de méandres.
- Le tracé du cours d'eau : En cas de failles actives ou de soulèvement régional, les rivières peuvent modifier leur tracé, contraignant le cours d'eau à traverser la zone identifiée ou à suivre les Ruptures tectoniques.

"L'ensemble du réseau hydrographique ne réagit pas aux contraintes tectoniques selon un schéma simple et linéaire. Les drains de rang supérieur (ordre 6 à 7 selon la classification de Horton, 1952) montrent une adaptation partielle à l'organisation morpho-structurale régionale, ce qui permet d'en déduire le schéma des discontinuités structurales à l'échelle régionale (Deffontaines et al., 1994)."

"Les cours d'eau d'ordre intermédiaire à intérieur (ordres 5 à 3) n'affichent souvent qu'une concordance partielle avec les structures régionales et sont généralement marqués par de nombreuses anomalies. En raison de leurs caractéristiques morphométriques (pente, longueur, densité), ils constituent de bons enregistreurs des processus de surrection active (Merritts et Vincent, 1994). En revanche, le réseau élémentaire (ordres 1 à 2), particulièrement sensible aux conditions stationnelles locales (pente, lithologie...), ne permet pas l'utilisation fiable des marqueurs morphométriques classiques (comme l'orientation ou la pente) pour déduire une activité tectonique (Vergnes et Souriau, 1993)."

De ce fait, notre étude se concentre principalement sur les bassins versants d'ordre 3, car ils constituent les meilleurs indicateurs de l'activité tectonique récente dans la région. Ces bassins couvrent également une part significative de la zone étudiée, représentant plus de 50 % de la

superficie totale de la feuille topographique d'El Aria. Cette focalisation permet d'analyser en détail les interactions entre la morphologie du réseau hydrographique et les structures tectoniques, tout en offrant une couverture spatiale étendue.

La distribution des surfaces des bassins versants révèle une grande variabilité, marquée par un fort contraste entre les valeurs minimales et maximales. Pour les bassins d'ordre 3, les surfaces varient entre 0,208 km² et 21,136 km², avec une moyenne de 3,33 km² et un écart type de 4,33 km². Pour les bassins d'ordre 4, elles s'étendent de 1,987 km² à 75,122 km², avec une moyenne de 16,26 km² et un écart type de 16,80 km². Enfin, pour les bassins d'ordre 5, les surfaces vont de 35,129 km² à 305,379 km², avec une moyenne de 93,73 km² et un écart type de 118,47 km². Cette variabilité reflète la diversité des contextes topographiques et géologiques de la région étudiée. La taille des bassins d'un ordre donné constitue un indice significatif qui a été corrélé avec l'intensité des processus érosifs, eux-mêmes influencés par le contexte structural (Summerfield et Hulton, 1994). Ainsi, la taille des bassins reflète le degré d'organisation inégal des bassins versants de la feuille étudiée. Par ailleurs, dans des conditions similaires, le relief et la surface des bassins montrent une corrélation avec la vitesse de surrection (Hurtrez et al., 1997).

Pour approfondir cette analyse, une étude détaillée de plusieurs indices morphométriques a été réalisée sur les principaux bassins versants de la région d'étude, afin de mieux comprendre les relations entre la morphologie, les processus érosifs et les dynamiques structurales.

4.3.4 Les indices calculés

Les indices morphométriques calculés dans cette étude ont pour objectif de servir d'indicateurs de l'activité tectonique récente. Ils ont été classés en quatre groupes, selon une synthèse du B.R.G.M. (C. Champion et al., 2001). Ces quatre catégories regroupent les indices relatifs : (1) au réseau de drainage, (2) à la topographie, (3) à la forme planaire des bassins et (4) aux profils de rivières. Ces indices permettent d'évaluer de manière quantitative l'influence des structures tectoniques sur la morphologie des bassins versants et des cours d'eau, offrant ainsi des outils précieux pour identifier les zones d'activité tectonique récente.

4.3.4.1 Les indices du réseau de drainage

Ce groupe d'indices inclut principalement la densité de drainage et la fréquence de drainage, ainsi que des indices classiques de description du réseau hydrographique, tels que le ratio de confluence et le ratio de longueur.

- **Méthodes**

4.3.4.1.1 La densité du drainage (D)

La densité de drainage, concept initialement défini par Horton en 1932, désigne le rapport entre la longueur cumulée des cours d'eau d'un bassin versant et sa superficie totale, exprimé en kilomètres par kilomètre carré (km/km²). Cet indicateur traduit le degré de fragmentation du réseau hydrographique à l'intérieur du bassin versant. Plusieurs paramètres influencent cette densité, en particulier les caractéristiques géologiques des formations traversées, la capacité d'infiltration des sols et du substratum, les conditions climatiques locales ainsi que le type et la densité du couvert végétal (Humbert, 1990). D'autres éléments peuvent également intervenir, tels que l'intensité des précipitations, la structure géologique, la nature lithologique des terrains, la perméabilité des couches, l'épaisseur de la zone altérée, la transmissivité des aquifères, la déclivité du relief, la résistance des sols à l'érosion, la présence de végétation, l'impact des aménagements anthropiques et les phénomènes de déformation tectonique récents (Deffontaines, 1990).

4.3.4.1.2 La texture du drainage (Td)

La texture du drainage constitue un indicateur géomorphologique essentiel, permettant d'évaluer le degré de développement et la complexité du réseau hydrographique par unité de surface. Introduite par Horton en 1945, cette notion repose sur le rapport entre le nombre total de segments de cours d'eau, tous ordres confondus (Nu), et le périmètre du bassin versant (P).

4.3.4.1.3 La fréquence de drainage (F)

La fréquence de drainage désigne le nombre total de segments de cours d'eau, tous ordres confondus, rapporté à l'unité de surface d'un bassin versant (Horton, 1932). Elle constitue de quantifier la complexité et la distribution des cours d'eau dans un bassin versant.

En combinant trois indicateurs clés : la fréquence de drainage, la densité de drainage et le rapport Fréquence/Densité, il est possible de caractériser de manière complète n'importe quel réseau hydrographique (Deffontaines B., 1990). Ces paramètres offrent une vision détaillée de l'organisation spatiale et de l'évolution morphologique des bassins versants.

4.3.4.1.4 La fréquence de cours d'eau d'ordre 1 (F1)

La fréquence des talwegs d'ordre 1 correspond au rapport entre le nombre total de talwegs d'ordre 1 et la surface du bassin versant. Cet indice permet de quantifier la densité des petits cours d'eau qui forment la base du réseau hydrographique.

Le coefficient de torrencialité est obtenu en calculant le rapport entre la fréquence des cours d'eau d'ordre 1 et la densité de drainage. Ce coefficient reflète la proportion de petits cours d'eau par rapport à l'ensemble du réseau hydrographique.

4.3.4.1.5 Le Rapport de bifurcation (Rb)

Le ratio de confluence, également appelé ratio de bifurcation (Rb), correspond au rapport entre le nombre de cours d'eau d'un ordre donné (n) et celui des cours d'eau de l'ordre immédiatement supérieur (n+1). Ce paramètre a été introduit par Schumm en 1956 afin de caractériser la hiérarchie et la structure ramifiée d'un réseau hydrographique. Ce ratio permet de quantifier le développement et la complexité du réseau de drainage, en mesurant comment les cours d'eau se ramifient et se rejoignent.

Le ratio de bifurcation moyen (Rbm) correspond à la moyenne des ratios de bifurcation pour tous les ordres du réseau hydrographique (Strahler, 1964). Cet indice offre une vision globale de l'organisation hiérarchique du réseau hydrographique, reflétant la structure arborescente et la maturité du système de drainage.

Rbm = moyenne des ratios de tout ordre de bifurcation, (Strahler, 1964).

4.3.4.1.6 Le Rapport du flux (RL)

Il correspond au rapport de la longueur moyenne des thalwegs d'ordre (n+ 1) sur la longueur moyenne des talwegs d'ordre (n) :

$$RL = \frac{Ln+1}{Ln} \quad \text{Équation 4.1}$$

Où : **RL** : rapport de longueur ; **Ln+1** : longueur totale des drains d'ordre (n+1) exprimé en km ; **Ln** : longueur totale des drains d'ordre (n), exprimé en km.

• Résultats

Les indices du réseau hydrographique calculés, sont récapitulés dans le tableau ci-dessous :

Tableau.44.2 Les indices du réseau de drainage

N° BV	Ordre	Périmètre BV (Km)	Surface BV (Km²)	Nbr. de drains	Long. drains (Km)	D (Km ⁻¹)	TD	F (Km ⁻²)	F1 (Km ⁻²)	Rbm	RI 2/1
1	3	14,000	5,482	10	9,225	1,68	0,71	1,82	1,09	2,50	0,29
2	3	12,332	6,015	29	15,451	2,57	2,35	4,82	3,49	3,25	0,67
3	3	13,986	10,396	39	26,326	2,53	2,78	3,75	3,17	5,80	0,39
4	3	23,178	18,461	43	51,863	2,81	1,85	2,33	1,90	3,19	1,71
5	3	21,894	21,137	18	23,870	1,13	0,82	0,85	0,62	2,92	0,19
6	3	6,549	1,814	26	6,278	3,46	3,97	14,33	7,17	1,51	0,28
7	3	7,637	3,190	23	13,582	4,26	3,01	7,21	5,64	4,25	0,23
8	3	8,334	3,355	10	5,392	1,61	1,19	2,98	2,38	4,50	0,70
9	3	9,047	3,647	24	9,513	2,61	2,65	6,58	4,94	4,30	0,12
10	3	14,091	5,649	13	5,516	0,98	0,92	2,30	1,77	3,50	0,56

N° BV	Ordre	Périmètre BV (Km)	Surface BV (Km ²)	Nbr. de drains	Long. drains (Km)	D (Km ⁻¹)	TD	F (Km ⁻²)	F1 (Km ⁻²)	Rbm	RI 2/1
11	3	3,687	0,667	7	2,063	3,10	1,89	10,50	7,50	3,00	0,28
12	3	15,653	8,036	16	12,293	1,53	1,02	1,99	1,49	3,50	0,73
13	3	6,793	1,893	8	3,442	1,82	1,84	4,23	2,64	2,25	0,25
14	3	6,769	2,365	8	5,403	2,28	2,36	3,38	2,11	2,25	0,28
13	3	14,611	11,263	27	16,988	1,51	1,06	2,40	2,22	3,08	0,17
14	3	17,371	10,848	41	16,133	1,49	0,96	3,78	2,58	3,07	0,13
15	3	18,720	11,198	20	27,641	2,47	1,72	1,79	1,43	4,17	0,10
16	3	17,634	12,752	17	6,875	0,54	0,74	1,33	1,02	3,67	1,36
17	3	15,632	12,588	27	32,723	2,60	1,13	2,07	1,67	4,86	0,66
18	3	20,055	17,640	15	32,968	1,87	1,42	0,85	0,62	3,33	0,19
19	3	21,091	18,255	24	38,140	2,09	1,28	1,31	0,93	4,42	0,14
20	3	19,692	11,235	28	19,902	1,77	1,95	2,49	2,05	4,88	0,33
21	3	10,870	4,930	14	9,334	1,89	1,12	2,84	2,03	3,00	0,68
22	3	3,574	0,716	7	1,464	2,04	0,58	12,57	6,99	1,75	0,39
23	3	8,027	3,069	9	6,928	2,26	3,09	2,28	1,63	3,00	0,24
24	3	10,305	3,665	6	3,657	1,00	3,80	1,64	1,09	2,50	1,62
25	3	8,726	2,920	27	12,378	4,24	2,76	9,25	7,19	4,60	0,13
26	3	11,035	6,754	42	16,295	2,41	2,01	6,22	4,74	6,28	0,80
27	3	4,709	0,959	13	3,558	3,71	2,41	13,56	11,48	6,00	0,42
28	3	11,414	7,307	23	11,528	1,58	4,32	3,15	1,78	2,10	0,53
29	3	4,966	0,896	12	2,661	2,97	2,39	13,40	11,16	5,50	0,23
30	3	19,667	13,619	86	33,773	2,48	2,53	6,31	5,13	6,00	1,29
31	3	2,918	0,357	7	1,342	3,76	5,52	19,60	14,00	3,00	0,72
32	3	5,928	1,312	15	5,527	4,21	3,13	11,44	6,86	3,40	0,56
33	3	6,692	2,200	37	9,948	4,52	6,29	16,82	11,36	2,56	0,32
34	3	8,300	3,133	26	11,577	3,70	10,4	8,30	6,38	4,50	0,39
35	3	5,877	1,960	37	7,867	4,01	3,09	18,88	13,26	3,69	0,51
36	3	7,014	2,519	73	1,342	0,53	9,24	28,98	19,45	6,82	0,21
37	3	3,236	0,360	10	0,828	2,30	13,4	27,79	22,23	4,50	0,87
38	3	7,136	1,961	66	5,273	2,69	9,17	33,66	28,56	7,61	0,28
39	3	3,342	1,214	45	2,795	2,30	7,21	37,07	28,83	6,44	2,58
40	3	3,599	0,967	33	4,049	4,19	3,64	34,13	23,79	5,78	1,17
41	3	2,356	0,473	17	2,078	4,39	10,7	35,92	27,47	3,67	0,32
42	3	2,473	0,487	9	2,497	5,12	4,72	18,47	14,36	4,00	0,30
43	3	4,830	1,534	52	3,657	2,38	7,98	33,89	27,37	6,83	0,18
44	3	6,141	1,588	29	5,864	3,69	7,72	18,26	11,96	3,15	0,52
45	3	3,256	0,794	26	3,530	4,45	4,96	32,76	22,68	3,00	0,37
46	3	4,402	1,407	34	2,936	2,09	6,72	24,17	18,48	5,36	0,42
47	3	3,224	0,817	16	2,511	3,07	2,82	19,57	15,90	4,25	0,35
48	3	4,910	1,261	33	3,685	2,92	2,55	26,18	18,24	5,78	2,36
49	3	4,959	0,945	14	2,141	2,26	4,38	14,81	11,64	3,75	1,78
50	3	6,652	2,096	17	6,893	3,29	8,12	8,11	4,77	2,25	0,56
51	3	11,177	5,944	49	17,483	2,94	2,63	8,24	5,22	2,86	0,86
52	3	3,567	0,986	29	3,271	3,32	2,28	29,40	24,33	5,00	0,26
53	3	14,789	7,528	39	11,748	1,56	2,52	5,18	4,12	5,71	0,14
54	3	7,886	2,243	18	5,496	2,45	2,54	8,02	5,35	3,70	1,05
55	3	7,934	3,055	20	8,279	2,71	2,80	6,55	4,91	3,88	0,95
56	3	6,689	1,782	17	5,194	2,91	3,64	9,54	7,30	3,67	0,34

N° BV	Ordre	Périmètre BV (Km)	Surface BV (Km²)	Nbr. de drains	Long. drains (Km)	D (Km ⁻¹)	TD	F (Km ⁻²)	F1 (Km ⁻²)	Rbm	RI 2/1
57	3	6,418	1,939	18	7,155	3,69	2,10	9,28	6,19	3,70	0,42
58	3	2,740	0,462	10	2,205	4,78	1,54	21,65	12,99	2,50	0,57
59	3	4,744	0,909	10	4,796	5,27	3,13	11,00	8,80	4,50	0,28
60	3	5,835	1,357	9	5,507	4,06	5,69	6,63	5,16	4,00	0,21
61	3	4,791	0,914	15	4,102	4,49	1,85	16,42	9,85	2,13	0,26
62	3	4,388	1,090	25	4,567	4,19	2,93	22,93	12,84	2,67	0,58
63	3	7,562	2,498	14	7,091	2,84	1,91	5,60	3,20	2,00	0,43
64	3	3,753	0,643	11	2,696	4,19	1,95	17,11	14,00	3,75	0,83
65	3	5,225	1,614	10	3,240	2,01	1,87	6,19	4,96	4,50	0,52
66	3	3,586	0,629	7	2,520	4,01	3,40	11,14	7,95	3,00	0,37
67	3	8,007	2,253	15	7,604	3,37	3,95	6,66	4,44	2,42	0,16
68	3	13,803	7,598	47	20,778	2,73	4,88	6,19	4,21	3,33	0,65
69	3	3,794	0,825	15	3,818	4,63	2,47	18,18	9,70	1,67	0,31
70	3	5,319	4,304	26	6,744	4,68	5,06	18,06	13,89	3,17	0,60
71	3	6,473	2,414	16	6,654	2,76	1,74	6,63	4,97	3,50	0,48
72	3	4,938	1,595	25	2,754	1,73	3,25	15,68	11,29	4,50	0,89
73	3	4,585	0,750	8	1,678	2,24	4,64	10,66	8,00	3,50	0,71
74	3	4,912	1,284	17	3,243	2,53	2,62	13,23	10,90	4,50	0,59
75	3	3,013	0,505	14	3,163	6,27	2,34	27,75	17,84	3,13	0,55
76	3	2,666	0,365	7	1,864	5,10	4,51	19,16	13,69	3,00	0,28
77	3	2,557	0,321	6	1,123	3,50	3,40	18,72	12,48	2,50	0,64
78	3	4,427	1,329	20	3,318	2,50	4,33	15,05	12,04	4,17	0,12
79	3	3,521	0,685	12	2,825	4,12	3,77	17,52	14,60	5,50	0,21
80	3	2,997	0,471	13	1,966	4,18	6,95	27,63	19,13	3,00	0,60
81	3	3,439	0,668	13	2,672	4,00	6,42	19,46	11,97	3,00	0,46
82	3	3,161	0,693	22	2,235	3,22	3,52	31,73	23,08	4,10	1,01
83	3	6,845	2,296	44	11,496	5,01	5,89	19,16	13,50	4,26	0,53
84	3	5,667	1,735	20	4,783	2,76	2,55	11,53	8,65	3,88	0,29
85	3	3,225	0,657	19	3,348	5,09	2,39	28,91	18,26	2,45	0,23
86	3	5,479	1,221	14	3,410	2,79	3,79	11,46	8,19	3,17	0,59
87	3	5,845	1,397	14	3,774	2,70	2,16	10,02	7,88	3,75	0,54
88	3	5,527	1,700	21	6,870	4,04	3,66	12,36	8,24	3,75	0,54
89	3	2,777	0,433	6	0,780	1,80	5,84	13,85	9,23	2,50	0,66
90	3	2,454	0,398	9	2,032	5,10	6,44	22,60	12,56	3,00	0,15
91	3	3,592	0,970	21	3,822	3,94	4,90	21,64	14,43	4,17	0,44
92	3	6,519	2,215	42	10,281	4,64	3,21	18,96	14,00	3,27	0,50
93	3	4,894	1,194	24	5,220	4,37	3,90	20,10	15,08	3,25	0,33
94	3	4,048	0,946	13	2,534	2,68	7,17	13,74	11,63	6,00	0,58
95	3	4,353	1,259	17	3,833	3,04	2,57	13,50	9,53	3,50	1,00
96	3	16,867	10,317	121	34,950	3,39	3,87	11,73	8,34	3,90	0,50
97	3	5,440	1,728	14	2,652	1,53	4,66	8,10	5,79	3,17	0,27
98	3	3,357	0,691	13	1,893	2,74	2,34	18,81	13,02	3,00	0,61
99	3	4,503	1,028	21	2,440	2,37	6,75	20,42	14,58	4,00	0,28
100	3	4,272	0,796	10	3,348	4,21	2,52	12,57	7,54	2,50	0,69
101	3	6,515	2,055	44	8,719	4,24	2,87	21,41	18,00	6,08	0,29
102	3	4,746	1,403	12	1,863	1,33	3,10	8,55	6,41	3,25	0,60
103	3	2,779	0,450	8	1,401	3,12	1,10	17,79	11,12	2,25	0,54
104	3	2,573	0,394	8	1,339	3,40	1,28	20,32	12,70	2,25	0,18

N° BV	Ordre	Périmètre BV (Km)	Surface BV (Km²)	Nbr. de drains	Long. drains (Km)	D (Km ⁻¹)	TD	F (Km ⁻²)	F1 (Km ⁻²)	Rbm	RI 2/1
105	3	7,229	2,908	8	4,961	1,71	1,64	2,75	1,72	2,25	0,34
106	3	12,491	10,367	16	7,998	0,77	2,60	1,54	1,16	3,50	0,26
107	3	12,130	7,320	20	11,655	1,59	4,09	2,73	2,05	3,25	0,79
108	3	4,604	1,027	12	2,904	2,83	0,98	11,69	9,74	5,50	0,64
109	3	2,442	0,326	10	2,099	6,43	2,19	30,64	21,45	2,75	0,40
110	3	8,084	3,870	8	3,347	0,86	1,79	2,07	1,03	2,17	1,66
111	3	6,827	2,770	15	7,276	2,63	3,89	5,41	3,25	3,40	0,45
112	3	3,899	0,935	7	2,277	2,44	2,10	7,49	4,28	2,00	0,34
113	3	2,822	0,508	11	1,969	3,87	3,64	21,64	17,70	5,00	0,31
114	3	4,285	0,797	9	3,316	4,16	4,67	11,29	7,53	2,50	0,67
115	3	1,923	0,293	7	0,666	2,28	1,81	23,90	17,07	3,00	0,64
116	3	1,925	0,209	9	0,937	4,49	2,62	43,15	28,77	2,50	0,33
117	3	6,594	2,013	12	4,310	2,14	3,85	5,96	2,98	3,10	1,34
118	3	6,100	1,480	16	4,896	3,31	4,20	10,81	6,76	2,25	0,39
119	4	38,385	41,468	148	87,943	2,12	1,56	3,57	2,36	4,73	0,56
120	4	28,092	41,656	118	37,331	0,90	1,94	2,83	2,23	4,72	0,75
121	4	29,468	32,435	46	46,414	1,43	5,28	1,42	1,02	3,56	0,25
122	4	46,742	75,122	91	95,277	1,27	2,14	1,21	0,93	4,13	0,14
123	4	30,113	25,844	159	69,456	2,69	1,43	6,15	4,30	4,95	0,41
124	4	23,349	21,350	50	35,169	1,65	8,24	2,34	1,83	4,52	0,30
125	4	18,088	17,103	26	14,234	0,83	5,08	1,52	1,05	2,70	0,28
126	4	19,774	19,966	163	56,114	2,81	5,62	8,16	5,86	5,24	0,50
127	4	11,214	4,633	57	15,610	3,37	6,33	12,30	9,28	3,54	0,15
128	4	12,979	8,124	73	25,602	3,15	5,66	8,99	6,89	4,10	0,94
129	4	18,955	14,079	120	44,598	3,17	4,10	8,52	5,82	4,45	0,41
130	4	18,521	9,688	105	34,297	3,54	10,4	10,84	7,23	4,19	0,27
131	4	8,044	2,911	33	8,790	3,02	9,71	11,34	6,87	3,62	0,70
132	4	14,622	9,953	153	41,925	4,21	4,91	15,37	11,05	5,60	0,35
133	4	5,354	1,987	52	3,749	1,89	4,51	26,17	18,62	3,34	0,71
134	4	16,269	12,201	80	32,109	2,63	1,61	6,56	4,02	3,76	0,33
135	4	9,960	3,241	45	13,382	4,13	10,0	13,88	9,56	3,18	0,50
136	4	23,549	21,371	38	34,041	1,59	4,75	1,78	1,26	3,06	0,13
137	4	12,082	6,723	121	39,680	5,90	18,8	18,00	12,49	4,42	0,54
138	4	18,518	11,558	88	33,188	2,87	14,6	7,61	5,71	4,17	0,37
139	4	5,512	1,720	104	10,025	5,83	11,7	60,47	45,94	4,32	0,79
140	4	7,011	2,635	103	9,197	3,49	10,4	39,09	28,08	4,27	0,91
141	4	12,193	6,208	143	31,414	5,06	12,8	23,04	14,82	5,13	0,31
142	4	11,648	5,989	122	29,712	4,96	6,86	20,37	14,53	4,43	0,37
143	4	10,877	6,990	140	35,459	5,07	6,92	20,03	12,73	5,90	0,61
144	5	90,938	305,380	624	485,53	1,59	17,6	2,02	1,56	0,39	0,49
145	5	32,209	51,261	223	111,101	2,17	38,2	4,17	2,98	0,75	0,36
146	5	34,479	35,129	608	98,737	2,81	28,3	5,52	1,57	0,39	0,48
147	5	26,830	38,563	1027	122,82	3,19	38,2	5,89	1,74	0,43	0,37
148	5	34,3535	38,305	974	197,80	5,16	28,3	25,43	18,87	4,72	0,41

i. La densité de drainage

La densité de drainage des bassins versants d'ordre 3 varie entre $0,53 \text{ km}^{-1}$ (B.V. 36) et $6,43 \text{ km}^{-1}$ (B.V. 109). On observe que les valeurs de densité de drainage pour les bassins versants d'ordre 4 et 5 se situent également dans cet intervalle

Les variations (Les changements) brusques de cette densité peuvent révéler des anomalies dans l'organisation spatiale du réseau hydrographique, souvent associées à des contrôles structuraux. En effet, les alignements tectoniques et les fractures géologiques peuvent modifier l'écoulement naturel des cours d'eau, entraînant des discontinuités dans la répartition des drainages (Prud'homme, 1972 ; Affian, 1986). Cependant, aucune structuration spatiale n'a pu être mise en évidence à l'échelle de cet ensemble.

La densité de drainage est influencée par plusieurs facteurs :

- Elle diminue avec l'âge des surfaces incisées (Keller et al., 1999), reflétant une évolution progressive du réseau hydrographique.
- Sa valeur tend à croître avec l'augmentation de la pente des cours d'eau, dans la mesure où le déclenchement de l'écoulement au sein du réseau hydrographique est conditionné par l'existence d'un seuil critique de pente sur les versants (Montgomery & Dietrich, 1988).

Les changements brusques de la densité de drainage pourraient indiquer des alignements structuraux (comme des failles ou des fractures) qui modifient l'écoulement normal des cours d'eau (Prud'homme, 1972 ; Affian, 1986). Ces anomalies peuvent révéler des contrôles tectoniques sur la morphologie du réseau hydrographique.

Cependant, à l'échelle de cette étude, il n'a pas été possible de mettre en évidence une structuration spatiale claire de ces variations, suggérant que les facteurs influençant la densité de drainage peuvent être complexes et variés.

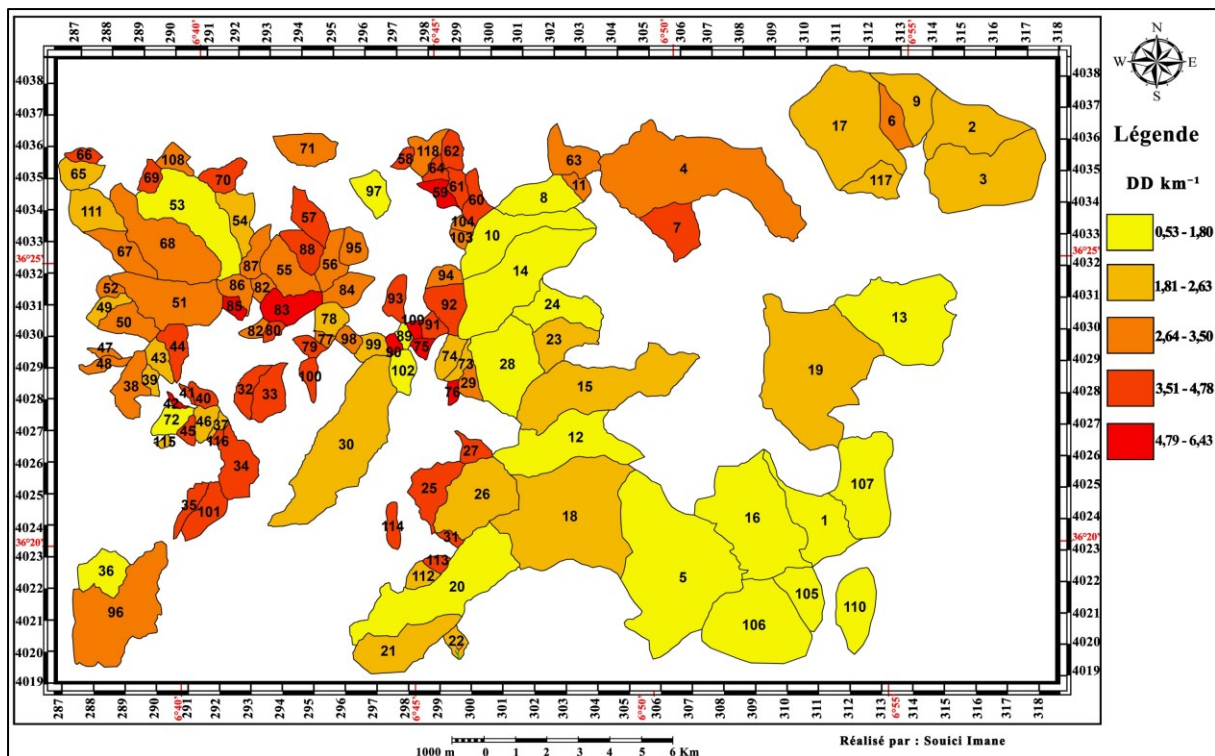


Figure.4.21 La densité de drainage des bassins versants d'ordre 3.
(Source : Auteure)

ii. Texture du drainage (Td)

La texture du drainage des bassins versants d'ordre 3 varie entre 0,58 (B.V. 24) et 38,28 (B.V. 148), un intervalle de valeurs qui englobe également les bassins versants d'ordre 4 et 5. Cette amplitude importante des valeurs reflète une grande hétérogénéité dans les caractéristiques des bassins versants étudiés. Une texture très grossière (0,58 - B.V. 24) indique un réseau hydrographique peu dense, suggérant un développement limité des cours d'eau par rapport à la surface du bassin. À l'inverse, une texture très fine (38,28 - B.V. 148) révèle un réseau hydrographique très dense, témoignant d'une forte dissection du bassin par les cours d'eau.

Cette variabilité spatiale de la texture du drainage met en évidence des conditions hydrogéologiques contrastées entre les bassins versants, influencées par des facteurs tels que la lithologie, la topographie, la tectonique et le climat.

Par ailleurs, une comparaison entre la densité de drainage et la texture du drainage montre que les bassins versants ayant une texture plus fine tendent à présenter une densité de drainage plus faible. Cette relation suggère que la texture du drainage, bien que liée à la densité, intègre également d'autres paramètres, comme la complexité du réseau hydrographique et la répartition spatiale des cours d'eau. En résumé, ces résultats soulignent la complexité et la diversité des bassins versants étudiés, ainsi que l'importance d'analyser conjointement plusieurs indices morphométriques pour mieux comprendre leur organisation et leur évolution.

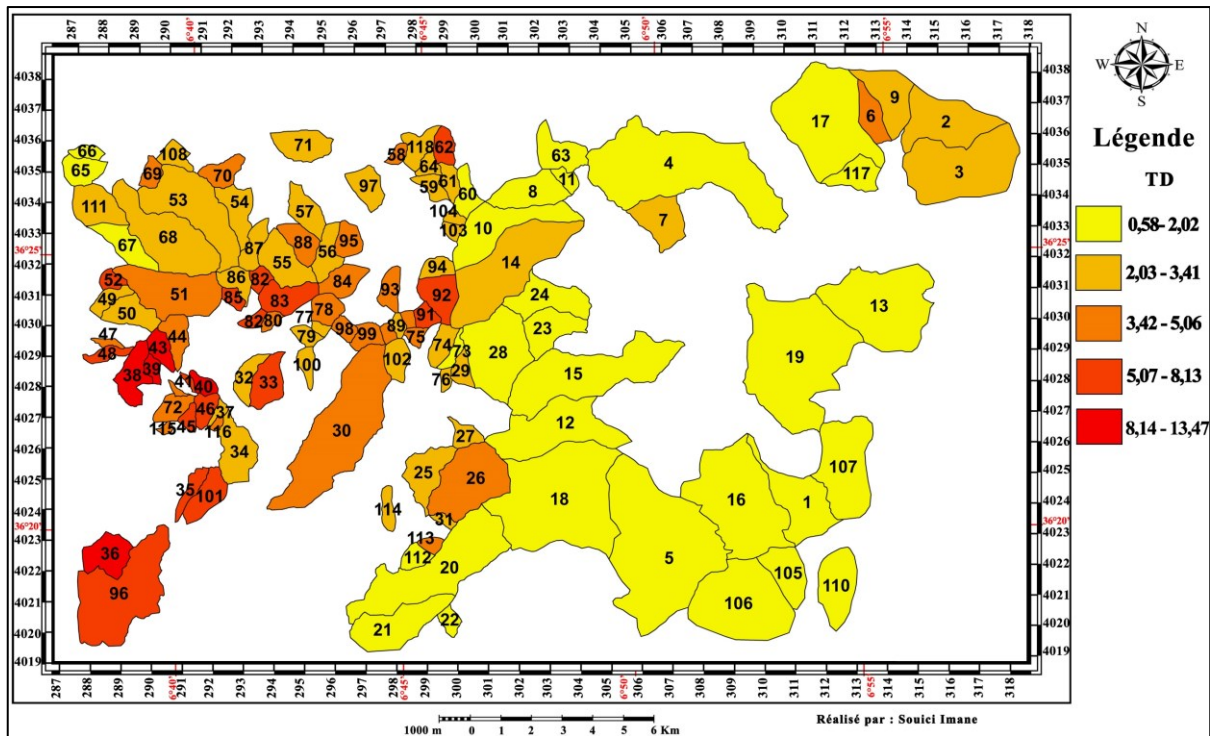


Figure.4.22 La Texture de drainage des bassins versants d'ordre 3.
(Source : Auteure)

iii. La fréquence de drainage

La fréquence de drainage des bassins versants d'ordre 3 varie entre 0,85 bief/km² (B.V. 5 et B.V. 18) et 43,15 bief/km² (B.V. 116), avec une moyenne de 13,73 bief/km² et un écart type de 9,70. Pour les bassins d'ordre 4 et 5, les moyennes sont respectivement de 13,26 bief/km² et 14,34 bief/km². Concernant la fréquence des cours d'eau d'ordre 1, elle varie de 0,62 bief/km² (B.V. 5) à 28,83 bief/km² (B.V. 39) pour les bassins d'ordre 3, avec une moyenne de 9,81 bief/km² (écart type de 7,13). Pour les bassins d'ordre 4 et 5, ces moyennes sont de 9,38 bief/km² et 5,34 bief/km². Les fréquences de drainage élevées sont souvent associées aux premiers stades du cycle fluvial ou à une érosion rajeunie le long de pentes abruptes (Singh, 1980), reflétant une forte densité de petits cours d'eau dans des zones d'érosion active.

Par ailleurs, les lois de Horton ont été vérifiées pour les bassins étudiés, confirmant que les rapports de bifurcation (Rb) et de longueur (Rl) restent approximativement constants quel que soit l'ordre n, ce qui souligne la régularité de l'organisation hiérarchique des réseaux hydrographiques.

- **Conclusions**

Dans un premier temps, l'analyse des différences d'organisation au niveau du réseau hydrographique a été menée en utilisant des indices classiques de description, tels que le ratio de confluence et le ratio de longueur. Ces indices, calculés pour différents bassins, montrent

une faible dispersion des valeurs, indiquant qu'ils reflètent principalement l'état moyen des bassins. Cependant, ils se révèlent peu sensibles aux variations infrarégionales, et leurs valeurs sont comparables à celles observées dans d'autres domaines géomorphologiques, qu'ils soient stables ou actifs (Kirchner, 1993) ; ce qui limite leur capacité à capturer les spécificités locales. Par conséquent, ces indices sont indépendants du contexte tectonique et ne sont pas pertinents pour identifier les mouvements tectoniques récents. Ces résultats montrent que ces indices classiques ne constituent pas des indicateurs pertinents pour étudier les dynamiques tectoniques récentes, soulignant la nécessité d'utiliser des paramètres plus spécifiques et sensibles aux variations locales.

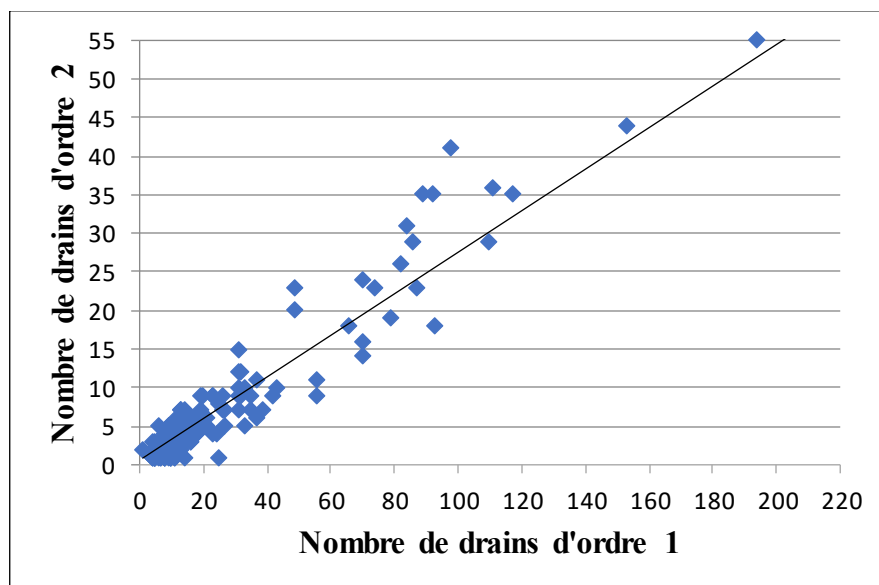


Figure.4.23 Ration de nombre.
(Source : Auteure)

La densité de drainage totale a été calculée pour les bassins d'ordre 3, 4 et 5, révélant une forte proportionnalité entre la surface des bassins et la longueur de drainage. Cette relation montre que plus un bassin est étendu, plus son réseau hydrographique est développé. Cependant, la corrélation est moins marquée pour les bassins d'ordre inférieur, qui présentent une plus grande variabilité spatiale de la densité de drainage. Cette variabilité s'explique par leur sensibilité accrue aux conditions stationnelles, telles que la lithologie, la pente locale, le couvert végétal et d'autres facteurs locaux. Ces éléments influencent fortement la morphologie et la densité du réseau hydrographique à petite échelle, rendant les bassins d'ordre inférieur moins représentatifs des tendances générales observées à plus grande échelle.

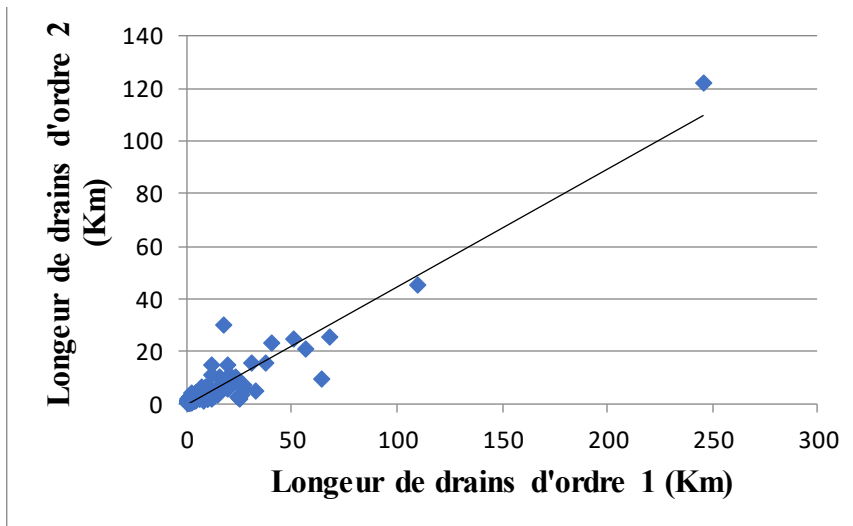


Figure.4.24 Ration de longueur.
(Source : Auteure)

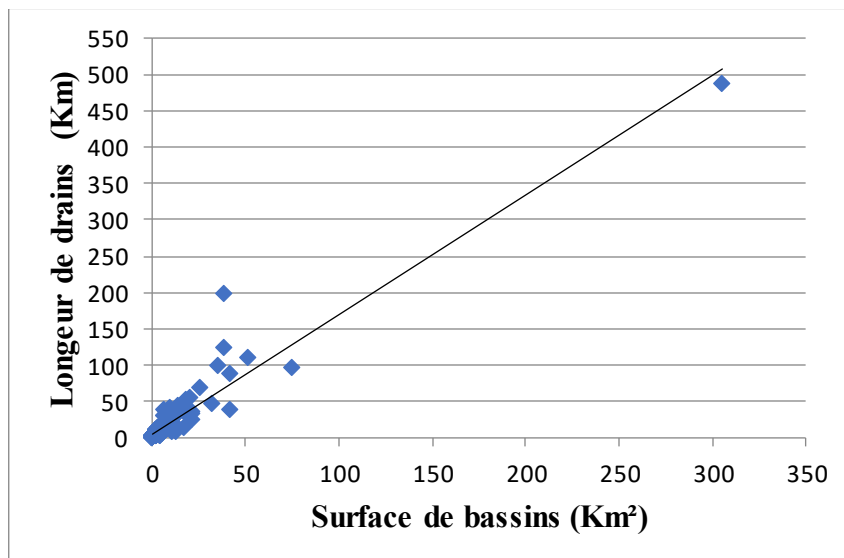


Figure.4.25 Longueur des drains en fonction de surfaces des bassins versants.
(Source : Auteure)

Cette différence est également perceptible à travers la fréquence de drainage d'ordre 1, qui révèle une dissection plus marquée sur certains versants. Cette observation suggère une érosion plus active ou des conditions locales spécifiques. Plusieurs interprétations peuvent expliquer cette variabilité, notamment des facteurs tels que la lithologie, le climat, le comportement géodynamique, la végétation, ou encore des contrôles structuraux. Dans la région étudiée, une corrélation au moins partielle avec des facteurs climatiques est envisageable, compte tenu des forts contrastes pluviométriques observés. Cependant, l'hypothèse d'un contrôle structural ne peut être écartée, car les structures tectoniques (failles, plis) peuvent également influencer la morphologie des bassins versants.

Pour vérifier cette hypothèse et évaluer un éventuel couplage entre la réponse morphologique des bassins et la néotectonique, les résultats de cette analyse ont été confrontés à d'autres indices morphométriques. Cette approche permet d'explorer plus en détail les interactions entre les processus tectoniques récents et l'évolution des réseaux hydrographiques, en tenant compte à la fois des facteurs climatiques et des contraintes structurales.

4.3.4.2 Les indices de topographie

Ce groupe d'indices comprend l'intégrale hypsométrique, le relief local, le taux de relief et le nombre de rugosité. Nous avons également, calculé l'indice de pente global pour mieux caractériser la topographie des différents bassins versants. L'intégration de ces indices permet d'affiner l'interprétation de la réponse morphologique des bassins versants, en fournissant une vision plus détaillée de leur structure et de leur évolution. Cette approche vise également à identifier d'éventuels signaux néotectoniques, en explorant les liens entre la morphologie des bassins et les processus tectoniques récents. Ces indices, combinés à d'autres données, offrent ainsi un cadre robuste pour analyser les interactions complexes entre la tectonique, l'érosion et la dynamique des réseaux hydrographiques.

- **Méthodes**

4.3.4.2.1 L'indice de pente globale (Ig)

L'indice de pente globale (Ig) d'un bassin versant est un paramètre morphométrique qui quantifie la pente moyenne du bassin. Il est calculé comme le rapport entre : Le dénivelé, défini comme la différence d'altitude entre les points correspondant aux percentiles 5 % et 95 % de la surface du bassin ; Et la longueur du rectangle équivalent, c'est-à-dire un rectangle ayant la même superficie et le même périmètre que le bassin versant. Cet indice permet de caractériser la topographie globale du bassin en intégrant à la fois les variations d'altitude et la forme du bassin.

$$Ig = \frac{\Delta H}{Leq} \quad \text{Équation 4.2}$$

Où : ΔH , Dénivelé 5 % et 95 % ; Leq , longueur du rectangle équivalent

4.3.4.2.2 L'intégral hypsométrique (Ih)

L'intégrale hypsométrique (Ih) est un indice morphométrique permettant d'évaluer le degré d'érosion d'un bassin versant. Elle est définie par la formule suivante :

$$Ih = \frac{h_{moy} - h_{min}}{h_{max} - h_{min}} \quad \text{Équation 4.3}$$

Où : h_{moy} est l'altitude moyenne du bassin versant, h_{max} est l'altitude maximale, h_{min} est l'altitude minimale.

L'intégrale hypsométrique (Ih) constitue un indicateur morphométrique clé permettant d'appréhender le volume relatif d'un bassin versant. Elle est largement utilisée pour évaluer l'intensité des processus érosifs ainsi que leur relation avec l'activité tectonique, en particulier son intensité et son ancienneté (Strahler, 1952, 1957 ; Pease & Gomez, 1992 ; Keller & Pinter, 1996 ; Delcaillau et al., 1998 ; Hurtrez et al., 1999). La valeur de cet indice est également modulée par la répartition des lithologies dans le bassin, notamment en fonction de leur résistance différentielle à l'érosion.

L'analyse de l'intégrale hypsométrique permet de classer les bassins versants selon leur stade d'évolution géomorphologique et leur degré d'érosion. Une valeur élevée (comprise entre 0,5 et 1), généralement associée à une courbe hypsométrique convexe, caractérise un relief peu incisé, dominé par des altitudes importantes et une érosion encore limitée. Une valeur intermédiaire (environ 0,5), couplée à une courbe sigmoïde, reflète un relief en phase de transition, marqué par un équilibre entre soulèvement tectonique et érosion. À l'inverse, une valeur faible (entre 0 et 0,5), traduite par une courbe concave, témoigne d'un relief ancien, largement érodé, avec une prédominance des basses altitudes, typique des bassins matures ou tectoniquement stables. Ainsi, l'intégrale hypsométrique offre un outil précieux pour relier la morphologie actuelle des bassins versants à leur dynamique évolutive et à leur contexte tectonique

4.3.4.2.3 Le relief local (RL)

Le relief local correspond à l'amplitude altitudinale d'un bassin versant, c'est-à-dire à la différence d'altitude entre son point culminant et son point le plus bas. En fonction de l'ampleur de cette variation, le relief peut être classé en trois grandes catégories : faible, modéré ou élevé. L'un des principaux avantages de cet indicateur réside dans son indépendance vis-à-vis de la superficie du bassin versant, ce qui en fait un critère pertinent pour comparer objectivement des unités hydrographiques de tailles diverses.

$$RL = h_{max} - h_{min} \quad \text{Équation 4.4}$$

Où : h_{max} est l'altitude maximale, h_{min} est l'altitude minimale.

iv. Le taux de relief (Tr)

Le taux de relief (TR) permettant d'évaluer l'intensité du relief d'un bassin versant en tenant compte de sa longueur maximale. Il est défini par la formule suivante :

$$TR = \frac{h_{max} - h_{min}}{L_{max}} \quad \text{Équation 4.5}$$

Où : h_{max} est l'altitude maximale, h_{min} est l'altitude minimale, L_{max} est la longueur maximale du bassin versant.

Contrairement au relief local, qui exprime uniquement la différence d'altitude, le taux de relief permet une appréciation plus précise de la pente générale du bassin versant en intégrant la distance longitudinale maximale.

4.3.4.2.4 Le nombre de rugosité (Nr) :

Le nombre de rugosité n'est que le relief du bassin multiplié par la densité de drainage. Il est défini par la formule suivante :

$$Nr = RL \times DD \quad \text{Équation 4.6}$$

Où : RL désigne le relief local, soit la différence d'altitude entre le point le plus élevé et le point le plus bas du bassin versant, tandis que DD représente la densité de drainage, calculée comme le rapport entre la longueur totale des cours d'eau et la superficie du bassin versant.

- **Résultats**

Les indices de topographie, et de la forme planaire des bassins, sont récapitulés dans le tableau ci-dessous :

Tableau.4.3 Les indices du réseau de topographie et de forme planaire des bassins

N° BV	Ig	Ih	Rl (m)	Tr (%)	Nr	Rf	Af (%)	Rive D		Rive G	
								F	D	F	D
1	0,022	0,38	381,3	72,6	0,64	2,59	44,39	2,47	3,79	1,98	3,04
2	0,027	0,31	313,1	75,2	0,80	1,53	45,89	7,61	5,60	6,45	4,75
3	0,021	0,34	330,7	72,6	0,84	2,34	61,05	5,20	4,15	8,15	6,50
4	0,030	0,53	453,6	47,8	1,27	3,84	45,28	4,19	6,20	3,46	5,13
5	0,028	0,28	517,9	66,6	0,58	1,64	50,60	1,22	2,23	1,14	2,09
6	0,013	0,28	266,2	92,2	0,92	2,58	70,61	10,15	4,90	24,38	11,77
7	0,014	0,47	270,8	140,2	1,15	1,27	63,41	8,90	6,72	15,42	11,64
8	0,023	0,53	216,3	66,2	0,35	2,14	38,76	6,15	4,15	3,89	2,62
9	0,015	0,44	326,3	139,7	0,85	2,28	44,16	11,18	5,91	8,84	4,67
10	0,031	0,50	317,6	51,2	0,31	8,16	33,63	5,26	2,90	2,67	1,47
11	0,017	0,53	114,1	90,8	0,35	1,92	31,74	23,64	9,75	4,27	1,76
12	0,023	0,41	323,3	49,3	0,49	2,99	28,18	5,30	5,43	2,04	2,09
13	0,017	0,47	385,4	86,4	0,58	1,27	86,57	2,56	1,74	16,53	11,23
14	0,028	0,38	414,5	48,7	0,62	3,55	69,97	3,69	2,13	8,59	4,95

N° BV	Ig	Ih	Rl (m)	Tr (‰)	Nr	Rf	Af (%)	Rive D		Rive G	
								F	D	F	D
15	0,033	0,41	356,0	41,1	0,88	4,73	43,11	3,31	5,73	2,50	4,31
16	0,030	0,22	374,1	76,2	0,20	1,35	28,60	3,56	1,89	1,43	0,75
17	0,020	0,47	375,0	67,6	0,97	1,35	49,50	3,37	5,25	3,30	5,15
18	0,049	0,28	247,7	37,3	0,46	1,27	28,92	2,16	6,46	0,88	2,63
19	0,056	0,44	268,4	33,0	0,56	1,18	55,06	1,69	3,79	2,11	4,74
20	0,037	0,53	352,7	37,3	0,62	5,27	46,86	4,37	3,78	3,85	3,33
21	0,028	0,41	232,8	45,7	0,44	3,25	56,67	3,58	3,34	4,68	4,37
22	0,009	0,34	175,3	218,5	0,36	1,38	29,33	23,82	6,97	9,88	2,89
23	0,018	0,41	213,6	93,6	0,48	1,96	46,78	3,48	4,83	3,08	4,27
24	0,005	0,34	306,0	94,0	0,31	3,09	28,99	3,76	3,44	1,54	1,41
25	0,021	0,44	254,7	76,0	1,08	2,41	69,99	10,28	6,06	23,96	14,13
26	0,016	0,44	345,4	73,8	0,83	1,73	55,04	8,61	4,38	10,54	5,37
27	0,009	0,69	275,6	164,0	1,02	1,64	67,00	17,13	5,54	34,77	11,25
28	0,013	0,31	442,3	123,1	0,70	1,02	23,48	7,58	6,72	2,32	2,06
29	0,009	0,59	281,4	232,9	0,84	1,74	74,70	14,94	3,98	14,94	3,98
30	0,023	0,28	574,2	56,6	1,42	3,58	58,88	8,73	4,21	12,50	6,03
31	0,007	0,56	238,6	251,3	0,90	3,19	26,58	52,67	14,13	18,99	5,10
32	0,011	0,59	344,7	135,8	1,45	3,26	59,94	11,45	7,03	17,13	10,52
33	0,010	0,50	339,4	126,7	1,53	2,06	53,48	21,25	8,45	24,38	9,70
34	0,029	0,28	210,0	80,3	0,78	1,35	65,17	9,80	5,67	18,33	10,61
35	0,010	0,56	228,3	79,0	0,92	6,83	29,69	44,67	13,52	68,75	20,80
36	0,024	0,66	163,4	103,5	0,09	1,10	87,02	22,35	0,61	149,77	4,10
37	0,007	0,50	247,0	256,0	0,57	4,63	88,47	25,13	2,60	192,79	19,96
38	0,013	0,38	254,3	84,8	0,46	1,78	49,03	38,98	3,67	66,06	6,22
39	0,054	0,50	196,9	145,2	0,30	1,83	8,35	227,36	18,16	85,37	6,82
40	0,012	0,56	244,2	187,6	0,82	1,60	43,90	43,41	7,64	162,47	28,60
41	0,015	0,44	162,9	214,4	0,72	3,52	32,64	84,17	13,46	338,97	54,19
42	0,014	0,50	142,0	123,5	0,73	4,76	28,32	50,72	18,09	141,93	50,62
43	0,063	0,50	328,3	156,7	0,67	2,11	26,08	89,76	7,82	62,90	5,48
44	0,010	0,63	355,6	205,4	1,31	2,95	53,18	22,50	6,94	25,55	7,89
45	0,034	0,39	177,8	138,6	0,71	1,65	42,23	48,24	9,46	104,48	20,49
46	0,043	0,44	278,7	176,5	0,58	1,90	25,93	71,28	8,05	39,87	4,50
47	0,019	0,48	259,3	190,1	0,80	3,35	20,72	76,76	14,83	87,79	16,96
48	0,006	0,50	350,9	151,6	1,03	3,26	27,54	66,26	10,61	55,62	8,91
49	0,011	0,50	252,8	121,1	0,57	2,58	63,14	18,43	3,59	31,57	6,14
50	0,010	0,57	359,6	127,4	1,18	1,83	73,31	6,51	4,49	17,88	12,32
51	0,012	0,62	475,8	89,3	1,40	2,22	44,84	11,63	6,56	8,88	5,01
52	0,035	0,57	217,6	259,3	0,72	1,19	58,10	41,88	5,71	41,88	5,71
53	0,015	0,31	568,5	87,7	0,89	3,25	53,29	7,73	2,93	8,78	3,33
54	0,013	0,31	395,2	153,3	0,97	3,03	34,42	15,54	7,12	8,16	3,74
55	0,009	0,69	444,5	124,4	1,20	1,96	52,19	9,41	5,19	10,27	5,67
56	0,020	0,76	235,4	87,6	0,69	3,15	39,91	18,28	7,30	12,14	4,85
57	0,007	0,56	448,0	161,2	1,65	2,30	63,39	9,76	5,82	16,91	10,08
58	0,004	0,59	255,7	283,7	1,22	1,97	17,80	72,99	26,83	15,26	5,61
59	0,012	0,59	232,0	104,7	1,22	2,23	33,58	26,20	15,71	13,24	7,94
60	0,012	0,63	298,1	126,2	1,21	3,84	72,15	7,15	5,62	18,52	14,57
61	0,012	0,41	212,8	130,5	0,96	1,90	34,18	28,82	13,14	14,96	6,82
62	0,007	0,47	240,8	133,0	1,01	1,97	42,27	30,38	9,91	22,24	7,26
63	0,012	0,72	349,9	126,4	0,99	1,67	31,63	10,12	8,97	4,68	4,15

N° BV	Ig	Ih	Rl (m)	Tr (‰)	Nr	Rf	Af (%)	Rive D		Rive G	
								F	D	F	D
64	0,021	0,69	112,1	86,2	0,47	0,97	34,32	40,79	12,22	21,32	6,39
65	0,010	0,66	222,1	144,5	0,45	1,19	31,32	15,82	6,41	7,22	2,92
66	0,008	0,62	218,3	178,1	0,87	2,71	40,79	19,50	9,83	13,82	6,96
67	0,011	0,33	385,5	106,5	1,30	3,45	47,38	9,37	7,12	8,43	6,41
68	0,011	0,39	610,4	88,7	1,67	2,96	30,40	13,85	9,00	6,05	3,93
69	0,008	0,49	212,7	175,8	0,98	1,34	37,03	26,18	12,49	15,40	7,35
70	0,014	0,57	213,2	103,5	1,00	1,86	67,81	20,48	6,91	43,14	14,55
71	0,008	0,30	310,1	112,7	0,86	1,96	63,01	7,89	4,38	13,44	7,45
72	0,087	0,44	209,0	127,3	0,36	1,77	32,55	34,67	5,30	25,15	3,85
73	0,008	0,34	308,8	177,9	0,69	6,09	14,74	54,26	15,18	11,66	3,26
74	0,007	0,41	303,3	161,0	0,77	2,16	41,47	26,29	6,09	18,75	4,34
75	0,007	0,65	189,3	198,5	1,19	1,43	33,64	53,02	18,63	26,88	9,45
76	0,008	0,80	189,3	227,6	0,97	1,90	58,34	23,46	8,75	32,85	12,25
77	0,008	0,55	166,9	204,0	0,58	2,06	53,01	23,54	6,61	26,56	7,46
78	0,068	0,50	176,7	104,0	0,44	1,12	51,58	23,34	4,84	24,59	5,10
79	0,009	0,47	190,6	169,2	0,79	1,87	44,55	32,77	9,26	26,33	7,44
80	0,010	0,73	155,6	133,3	0,65	2,27	38,89	49,18	10,74	31,30	6,84
81	0,012	0,63	121,9	123,5	0,49	1,10	26,14	45,80	15,30	16,21	5,41
82	0,024	0,53	206,6	169,2	0,58	2,37	26,15	77,13	10,77	54,07	7,55
83	0,013	0,44	256,9	90,0	1,29	2,12	52,23	25,85	9,59	28,26	10,48
84	0,018	0,52	174,7	68,8	0,48	1,79	43,98	19,66	6,27	15,43	4,92
85	0,005	0,50	233,8	231,7	1,19	1,23	69,11	26,42	7,37	97,57	27,22
86	0,014	0,68	215,7	125,7	0,60	2,53	67,35	12,16	4,15	25,08	8,55
87	0,007	0,63	373,8	176,6	1,01	4,28	44,40	17,74	6,08	14,16	4,86
88	0,006	0,61	427,6	218,5	1,73	2,26	51,53	15,98	7,84	16,99	8,34
89	0,015	0,60	80,1	121,4	0,14	0,64	19,67	46,93	9,15	11,48	2,24
90	0,018	0,44	80,6	101,4	0,41	1,63	47,37	26,51	10,77	26,38	10,72
91	0,041	0,44	164,5	168,2	0,65	0,81	22,25	64,85	17,70	25,25	6,89
92	0,015	0,44	232,0	88,5	1,08	1,67	57,55	24,32	8,07	32,97	10,94
93	0,018	0,60	164,2	83,0	0,72	2,23	39,47	38,19	11,08	24,91	7,22
94	0,011	0,50	158,8	104,2	0,43	1,73	50,26	23,14	5,33	23,38	5,39
95	0,045	0,75	244,6	155,2	0,74	1,52	67,18	14,18	4,53	29,03	9,27
96	0,047	0,31	448,6	51,7	1,52	2,59	47,80	17,44	7,09	15,97	6,49
97	0,007	0,44	343,4	204,0	0,53	1,57	55,67	10,39	2,76	13,05	3,46
98	0,006	0,53	219,7	357,6	0,60	0,58	91,90	14,17	2,98	160,72	33,81
99	0,012	0,59	200,2	145,3	0,48	1,55	51,03	28,58	4,65	29,78	4,85
100	0,007	0,63	294,2	170,0	1,24	3,17	45,69	16,51	9,21	13,89	7,75
101	0,012	0,50	254,0	89,5	1,08	3,02	28,77	62,58	14,75	25,28	5,96
102	0,006	0,47	285,7	152,9	0,38	1,73	78,32	8,19	1,70	29,58	6,12
103	0,008	0,37	144,5	224,9	0,45	1,09	74,19	14,99	4,20	43,09	12,07
104	0,008	0,44	133,3	242,2	0,45	1,05	34,23	37,10	9,93	19,31	5,17
105	0,010	0,72	299,9	174,4	0,51	1,46	8,35	20,60	20,44	1,88	1,86
106	1,025	0,84	304,6	70,1	0,23	1,26	51,52	2,25	1,50	2,39	1,59
107	0,016	0,66	442,8	103,4	0,70	2,18	28,55	7,18	5,58	2,87	2,23
108	0,015	0,44	192,4	131,8	0,54	1,09	31,35	31,06	9,02	14,19	4,12
109	0,016	0,44	102,7	206,4	0,54	0,76	69,28	25,49	7,64	135,23	40,55
110	0,033	0,56	119,7	32,2	0,10	2,18	67,31	1,54	1,28	3,16	2,65
111	0,018	0,75	172,7	71,6	0,45	0,72	43,45	7,48	6,05	5,74	4,64
112	0,012	0,59	141,0	127,6	0,34	0,90	82,03	5,22	2,97	23,82	13,56

N° BV	Ig	Ih	Rl (m)	Tr (%)	Nr	Rf	Af (%)	Rive D		Rive G	
								F	D	F	D
113	0,014	0,50	177,2	291,4	0,69	1,52	67,32	26,29	5,75	26,29	5,75
114	0,015	0,72	166,5	92,2	0,69	3,84	64,83	11,61	6,42	21,41	11,83
115	0,014	0,41	88,5	145,0	0,20	1,74	44,78	38,12	5,08	69,68	9,29
116	0,012	0,56	123,2	375,1	0,28	0,44	45,96	31,95	4,99	288,84	45,09
117	0,011	0,75	312,9	149,9	0,67	0,63	74,30	4,01	2,88	11,60	8,33
118	0,017	0,38	231,0	127,5	0,76	1,58	30,30	22,30	10,92	22,30	10,92
119	0,047	0,63	623,9	54,2	1,32	0,75	35,98	6,57	5,89	3,69	3,31
120	0,043	0,53	474,4	61,6	0,43	3,97	59,24	3,77	1,51	5,48	2,20
121	0,035	0,72	437,9	41,3	0,63	1,51	34,41	2,96	4,16	1,55	2,18
122	0,045	0,78	585,8	39,3	0,74	1,52	27,26	3,42	4,65	1,29	1,75
123	0,076	0,65	457,0	32,2	1,23	2,96	53,86	7,97	4,99	9,61	6,01
124	0,047	0,62	387,6	33,7	0,64	3,49	35,10	5,20	4,69	2,72	2,45
125	0,036	0,81	329,2	59,5	0,27	1,56	32,08	3,28	2,59	1,55	1,23
126	0,027	0,56	561,7	72,1	1,58	1,41	17,38	33,71	16,17	7,09	3,40
127	0,021	0,44	523,2	116,1	1,76	2,84	52,19	17,78	6,46	19,41	7,05
128	0,012	0,41	549,3	143,0	1,73	1,15	24,76	27,84	12,73	9,16	4,19
129	0,011	0,44	569,3	68,5	1,80	1,68	59,20	9,84	5,35	14,27	7,76
130	0,017	0,31	340,0	42,9	1,20	1,90	26,10	27,68	13,56	9,78	4,79
131	0,045	0,38	300,1	125,8	0,91	1,37	38,50	17,84	7,84	11,17	4,91
132	0,016	0,42	367,8	55,6	1,55	1,73	44,27	24,96	9,51	19,83	7,56
133	0,025	0,41	284,3	128,7	0,54	2,54	17,76	104,85	10,62	50,25	5,09
134	0,082	0,41	478,8	79,1	1,26	1,42	56,69	7,08	4,64	9,27	6,08
135	0,022	0,47	286,5	133,4	1,18	0,93	34,07	28,08	12,12	14,51	6,26
136	0,024	0,59	423,3	46,2	0,67	2,10	42,79	2,95	3,72	2,21	2,78
137	0,041	0,69	445,4	71,4	2,63	2,20	106,86	11,69	5,52	29,40	13,89
138	0,014	0,47	563,5	71,2	1,62	2,54	63,06	9,06	4,55	15,46	7,77
139	0,018	0,47	172,3	91,6	0,58	0,89	21,95	120,41	15,28	72,66	9,22
140	0,201	0,41	473,0	225,7	1,48	1,13	72,25	34,90	4,34	150,75	18,74
141	0,009	0,47	375,5	82,2	1,90	1,90	68,18	21,74	7,42	46,58	15,90
142	0,021	0,41	384,7	71,2	1,91	2,92	38,91	37,33	12,75	23,78	8,12
143	0,016	0,50	489,1	99,1	2,48	1,32	50,84	25,04	9,98	25,90	10,32
144	0,105	0,61	755,9	21,7	1,20	1,79	66,51	3,07	2,39	6,27	4,88
145	0,039	0,63	490,0	28,7	1,06	2,09	34,52	12,60	6,28	12,60	6,28
146	0,033	0,56	670,7	42,8	1,89	6,78	54,96	31,49	5,11	38,43	6,24
147	0,022	0,67	604,0	56,9	1,92	1,43	50,50	52,73	6,31	53,81	6,43
148	0,030	0,52	762,2	49,2	3,94	3,11	41,14	61,81	12,55	43,20	8,77

(Source : Auteure)

i. L'intégral hypsométrique

L'analyse des intégrales hypsométriques des bassins versants d'ordre 3 montre une forte dispersion des valeurs, qui varient de 0,22 (B.V. 16) à 0,84 (B.V. 106). Cette augmentation progressive de l'intégrale hypsométrique reflète une évolution significative des courbes hypsométriques, passant d'un profil concave à un profil convexe. Cette transition illustre la diversité des stades d'évolution géomorphologique parmi les bassins étudiés, mettant en

lumière les influences combinées de l'érosion, de la tectonique et des conditions locales sur la morphologie des bassins versants.

Près de deux tiers des bassins versants présentent des valeurs d'intégrale hypsométrique inférieures ou égales à 0,5. Ces valeurs indiquent des bassins matures lorsque l'intégrale est proche de 0,5, et des vieux bassins, voire des pénéplaines, pour les valeurs nettement inférieures à 0,5. Ces bassins sont généralement caractérisés par une érosion avancée et une topographie adoucie. En revanche, environ un tiers des bassins affichent une intégrale hypsométrique supérieure à 0,5, ce qui suggère un rajeunissement de ces bassins.

Concernant la répartition spatiale des valeurs des intégrales hypsométriques, on observe une tendance générale où les valeurs basses (inférieures à 0,5) sont principalement associées aux bassins situés dans des zones spécifiques, telles que la plaine d'El Aria (la structure de Oued El Aria) (B.V. 16, 05, 18, 12), la structure d'Oued Yaakoub (B.V. 97), et le B.V. 30 d'Oued Hamimine. Ces bassins rajeunis présentant des valeurs plus élevées (supérieures à 0,5) se trouvent aux voisinages des failles susceptibles d'être actives.

Compte tenu des différences de valeurs observées pour des bassins présentant une lithologie comparable, cette répartition ne peut être attribuée uniquement à l'érosion différentielle. Elle résulte plutôt d'une réponse à un soulèvement tectonique inégal, reflétant des variations locales dans l'intensité et la répartition des mouvements tectoniques récents.

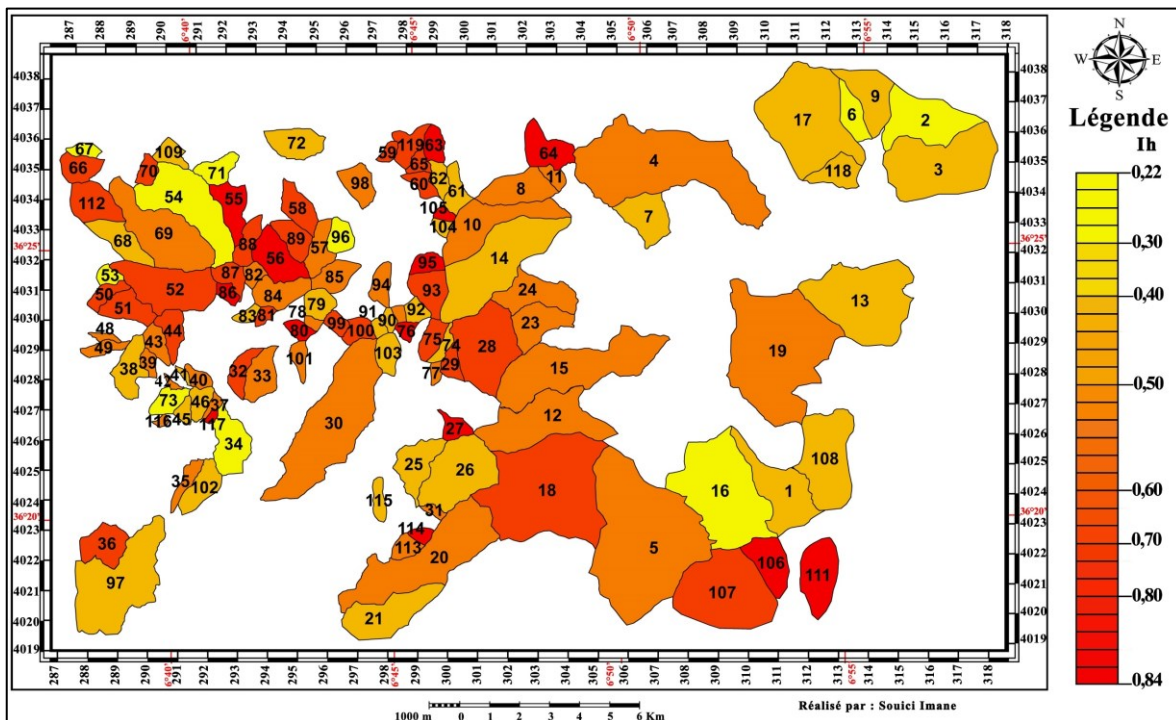


Figure.4.26 Les intégrales hypsométriques des bassins versants d'ordre 3.
(Source : Auteure)

ii. Le relief local

Le relief local des bassins versants d'ordre 3 varie entre 80,1 m et 610,4 m, avec une moyenne de 268,8 m et un écart type de 107,6 m, ce qui indique une topographie variée, allant de zones planes à des reliefs accentués. En comparaison, les bassins d'ordre 4 ont une moyenne de 837,2 m et ceux d'ordre 5 une moyenne de 656,6 m. Ces valeurs montrent que les bassins d'ordre 3 sont très contrastés, avec un relief fort à très fort. Ces dénivelés importants s'expliquent principalement par un contraste lithologique marqué : les lignes de partage des eaux sont souvent formées de calcaires néritiques et de grès de flysch, tandis que les zones de plaines alluviales sont constituées de marnes et d'argiles. Ce contraste lithologique, combiné à des phénomènes d'érosion différentielle, contribue à la formation de reliefs fortement découpés, où certaines zones résistent mieux à l'érosion que d'autres. De plus, une surrection tectonique récente, liée à des mouvements verticaux, a joué un rôle majeur dans l'accentuation du relief. Ces mouvements ont entraîné l'élévation de certaines zones et l'affaissement d'autres, créant ainsi des contrastes d'altitude marqués. Il est également important de noter que le relief local est proportionnel à la surface du bassin. En effet, plus un bassin est vaste, plus la dénivelée entre son point le plus élevé et son point le plus bas est susceptible d'être importante. Cela explique en partie l'augmentation des valeurs de dénivelé pour les bassins d'ordre 4 et 5, car ces bassins couvrent une surface plus étendue, permettant des variations de relief plus marquées. Cette relation entre la taille du bassin et le relief local souligne l'interdépendance entre la morphologie, la tectonique et les processus érosifs dans la formation des paysages.

iii. Le taux de relief

Le taux de relief des bassins d'ordre 3 varie entre 32,2‰ (pour le bassin versant B.V. 110) et 375,1‰ (pour le bassin versant B.V. 116). Ce taux, qui correspond au rapport entre la dénivellation et la surface du bassin, révèle une importante variabilité du relief parmi les bassins d'ordre 3, allant de reliefs modérés à des reliefs plus prononcés.

Il est intéressant de noter que les taux de relief des bassins d'ordre 4 et 5 se situent dans le même intervalle, bien que ces bassins soient généralement plus vastes et situés à des altitudes plus élevées. Cela suggère que, malgré leur taille et leur altitude supérieures, les bassins d'ordre 4 et 5 présentent des variations altimétriques similaires à celles des bassins d'ordre 3. Cependant, leur étendue plus importante peut entraîner des différences perceptibles dans le relief à une échelle plus large.

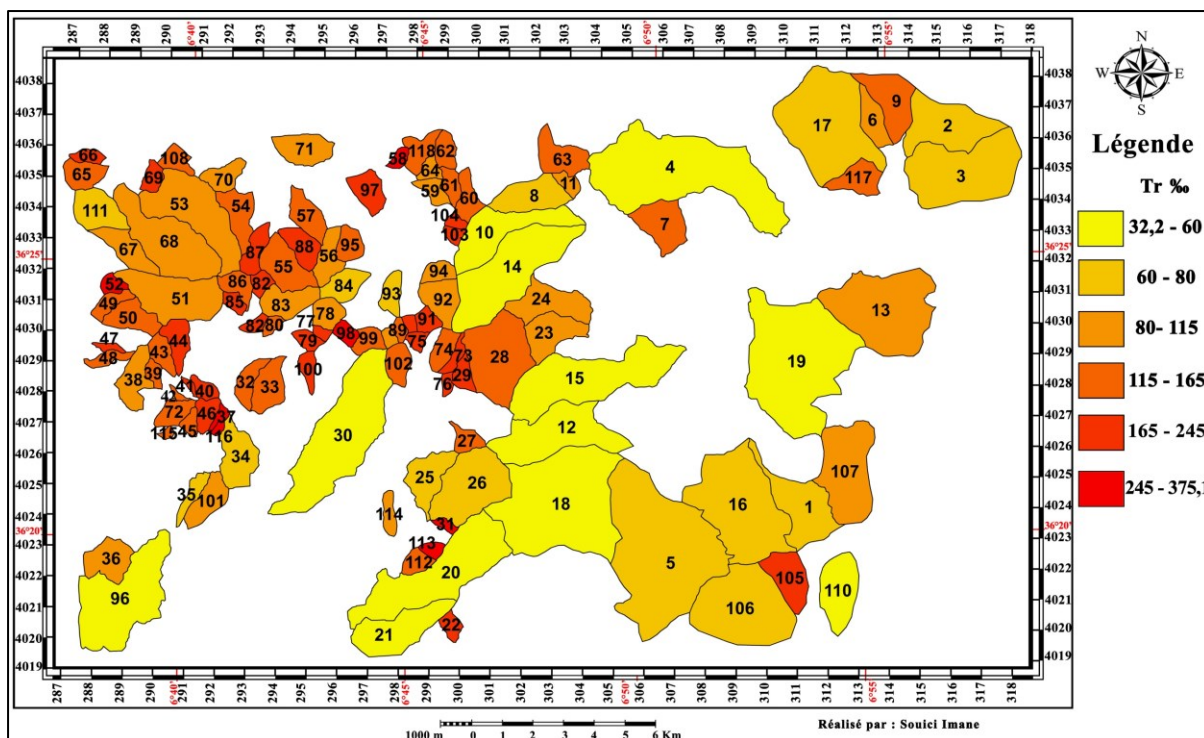


Figure.4.27 Le taux de relief des bassins versants d'ordre 3.
(Source : Auteure)

Le taux de relief permet d'atténuer l'influence de la surface sur les valeurs du relief local en divisant ce dernier par la longueur maximale du bassin versant. Cette méthode aboutit à une forme de pente indépendante de la surface du bassin. En revanche, l'indice de pente global (I_g) tend généralement à diminuer à mesure que la surface du bassin augmente. Néanmoins, ces deux indicateurs convergent pour montrer que les bassins étudiés se caractérisent par des pentes allant de relativement fortes à très fortes, reflétant une topographie marquée par une incision importante et un relief accidenté. Cela souligne la nature prononcée et le relief accidenté dans ces zones.

iv. Le nombre de rugosité

Pour les bassins versants d'ordre 3, l'indice de rugosité varie de 0,10 (pour le B.V. 36) à 3,94 (B.V. 148), tandis que les bassins d'ordre 4 et 5 se situent dans la même fourchette de valeurs. Les valeurs les plus élevées indiquent des terrains très rugueux et fortement escarpés, souvent associés à une végétation clairsemée et à un ruissellement intense, conduisant à la formation de ravines profondes. Ces zones peuvent également résulter de contrastes lithologiques marqués (érosion différentielle), où les différences de résistance des roches amplifient les irrégularités du relief. Enfin, cette rugosité peut aussi être causés par des accidents tectonique (des escarpements de lignes de faille), peuvent également jouer un rôle clé dans la création de ces reliefs accidentés, contribuant ainsi à la diversité topographique des bassins versants étudiés.

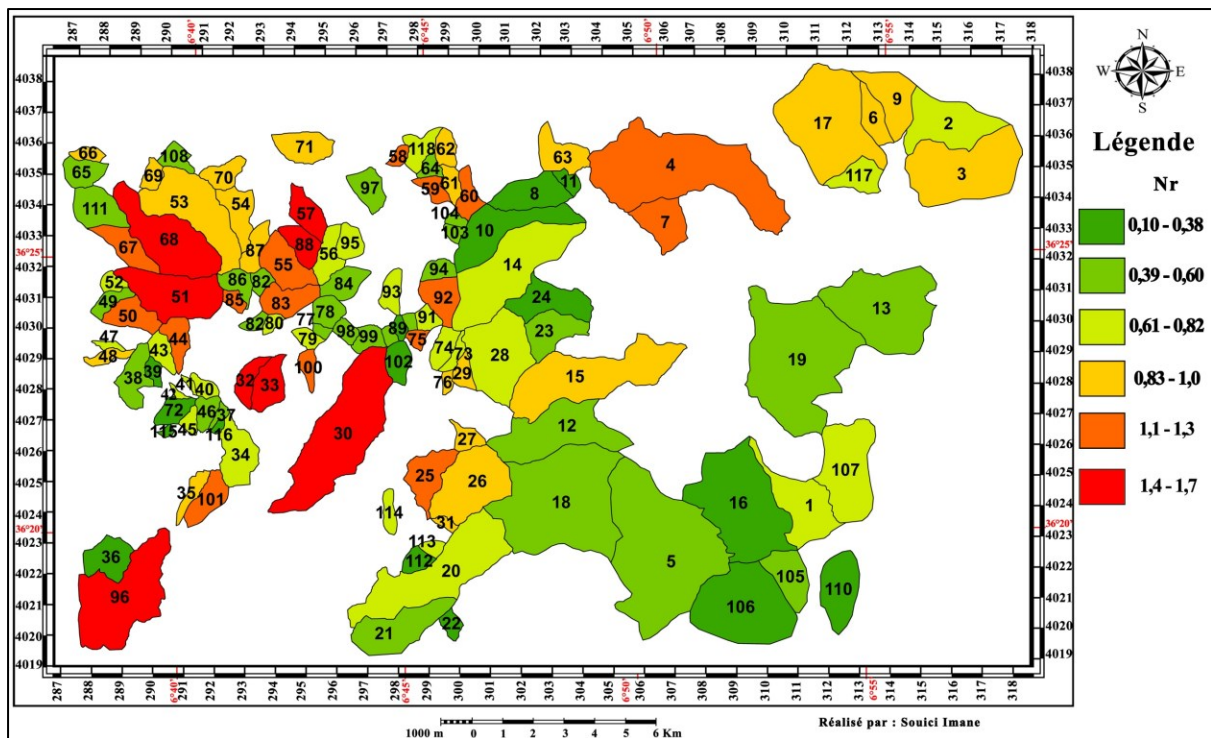


Figure.4.28 Le nombre de rugosité des bassins versants d'ordre 3.
(Source : Auteure)

- **Conclusions**

Les indices topographiques nous ont permis de mettre en évidence l'importance du dénivelé qui caractérise l'ensemble des bassins étudiés, ainsi que la raideur de leurs pentes, variant de relativement forte à très abrupte. Cette configuration traduit des dynamiques géomorphologiques importantes. Par ailleurs, certains bassins se distinguent par des signes prononcés de rajeunissement, avec des pentes plus prononcées, plus profondes et un réseau hydrographique moins développé. Ces caractéristiques indiquent une évolution récente, probablement liée à un soulèvement tectonique actif ou à des variations dans la résistance des formations lithologiques, qui ont contribué à façonner leur morphologie actuelle.

4.3.4.3 Les indices de forme planaire des bassins

Les principaux indices utilisés pour quantifier la forme planaire des bassins versants sont notamment le facteur de dissymétrie, le rapport de forme ainsi que le facteur de symétrie topographique. Ces paramètres permettent d'analyser la configuration spatiale des bassins et d'en déduire d'éventuelles influences tectoniques ou structurales.

- **Méthodes**

4.3.4.3.1 Le facteur de dissymétrie (Af)

Le facteur de dissymétrie (AF), introduit par Hare et Gardner en 1985, est un indicateur morphométrique utilisé pour détecter d'éventuels basculements tectoniques orientés perpendiculairement à la direction principale du drainage d'un bassin versant. Ce facteur est calculé à l'aide de la formule suivante :

$$Af = 100 \times \left(\frac{Ar}{At} \right) \quad \text{Équation 4.7}$$

Où : Ar représente la surface du bassin versant située sur la rive droite du cours d'eau principal, At correspond à la surface totale du bassin.

L'interprétation des valeurs du facteur de dissymétrie est la suivante :

Si AF = 50, le bassin est considéré comme symétrique.

Si AF < 50, cela indique un basculement du bassin vers la droite.

Si AF > 50, cela révèle un basculement du bassin vers la gauche.

4.3.4.3.2 Le rapport de forme (Rf)

Les bassins de drainage relativement jeunes, situés dans des zones tectoniques actives, ont tendance à présenter une forme allongée, suivant la pente topographique. Au fil du temps, lorsque l'activité tectonique diminue et que l'évolution topographique progresse, ces bassins allongés évoluent vers une forme circulaire (Bull et McFadden, 1977). La morphologie horizontale d'un bassin peut être caractérisée par l'indice de forme du bassin, également appelé rapport de forme, noté Rf (Ramírez-Herrera, 1998). Ce rapport de forme est défini par la formule suivante :

$$Rf = \frac{L}{W} \quad \text{Équation 4.8}$$

Où ; L est la longueur du bassin ; et W et la largeur maximale du bassin.

Des valeurs élevées de Rf sont associées à des bassins allongés, typiques des régions où l'activité tectonique est relativement élevée. Des valeurs faibles de Rf indiquent un bassin de forme circulaire, généralement observés dans des régions où l'activité tectonique est plus faible (Salvany, 2004).

4.3.4.3.3 Le facteur de symétrie topographique transverse (TT)

Où Da correspond à la distance entre la ligne médiane du bassin versant et le cours d'eau principal, tandis que Dd désigne la distance entre cette même ligne médiane et la ligne de crête,

représentant la limite des partages des eaux (Figure.4.29) (Hare & Gardner, 1985 ; Cox, 1994 ; Pinter, 1996).

Dans cette étude, les valeurs de T ont été classées en quatre catégories : Classe 1 ($T < 0,20$), Classe 2 ($0,20 \leq T < 0,40$), Classe 3 ($0,40 \leq T < 0,60$) et Classe 4 ($T \geq 0,60$).

L'analyse de l'asymétrie des bassins selon la méthode de Cox (1994) révèle des déplacements latéraux liés à l'activité tectonique, enregistrés différemment selon le rang des cours d'eau (Strahler, 1957).

Drains de rang 1 : Ces cours d'eau progressent par érosion régressive et repoussent la ligne de partage des eaux vers le bord le plus soulevé, ils réagissent rapidement et témoignent de déformations récentes, généralement d'âge holocènes.

Drains de rang 2 : Ils enregistrent des déplacements latéraux en réponse à des déformations plus anciennes, pouvant remonter au Pléistocène supérieur.

Drains de rang 3 et 4 : Ces cours d'eau, souvent plus encaissés, témoignent de déformations encore plus anciennes, datant du Pléistocène inférieur et moyen, survenues avant que leur encaissement ne fixe définitivement leur tracé.

Ces déplacements tectoniques peuvent entraîner localement des phénomènes de capture, où un cours d'eau est détourné par un autre (J.-P. Larue et R. Étienne, 2014).

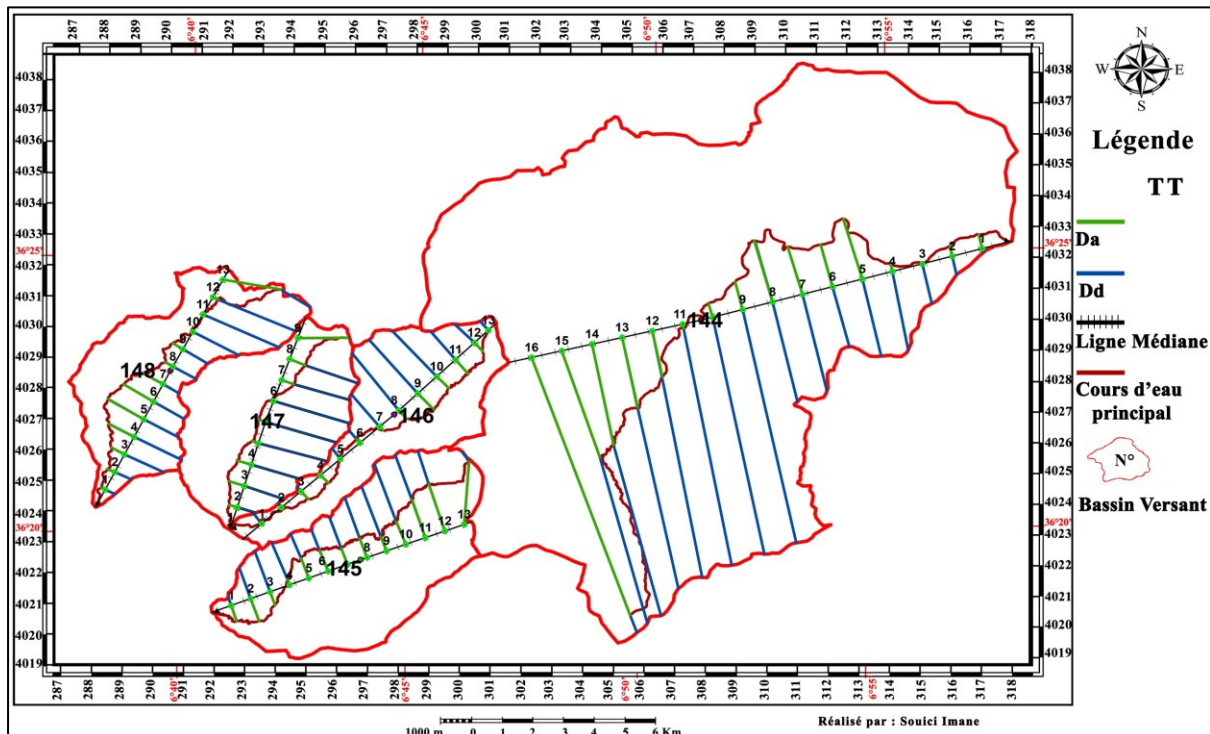


Figure.4.29 Les profils de symétrie topographique transverse des bassins versants d'ordre 5.

(Source : Auteure)

- **Résultats**

Les résultats de calcul sont reportés dans le tableau.

v. Le facteur de dissymétrie (Af)

Le calcul de cet indice révèle qu'un peu plus du quart des bassins versants d'ordre 3 présentent une symétrie. Cependant, les bassins N° 105, 39, 73, 58, 89, 47, 91 et 28 montrent un facteur de dissymétrie inférieur à 25 %, indiquant une forte symétrie. À l'inverse, les bassins N° 29, 102, 112, 13, 36, 37 et 98 ont un facteur de dissymétrie supérieur à 75 %, traduisant une asymétrie prononcée.

Si l'hétérogénéité lithologique, les variations du couvert végétal et les différences climatiques entre les deux rives d'un même bassin peuvent expliquer en partie les écarts dépassant 50 % pour certains bassins, la présence de bassins où les deux rives présentent des conditions similaires pour ces facteurs laisse supposer que la dissymétrie observée est principalement due à un basculement tectonique.

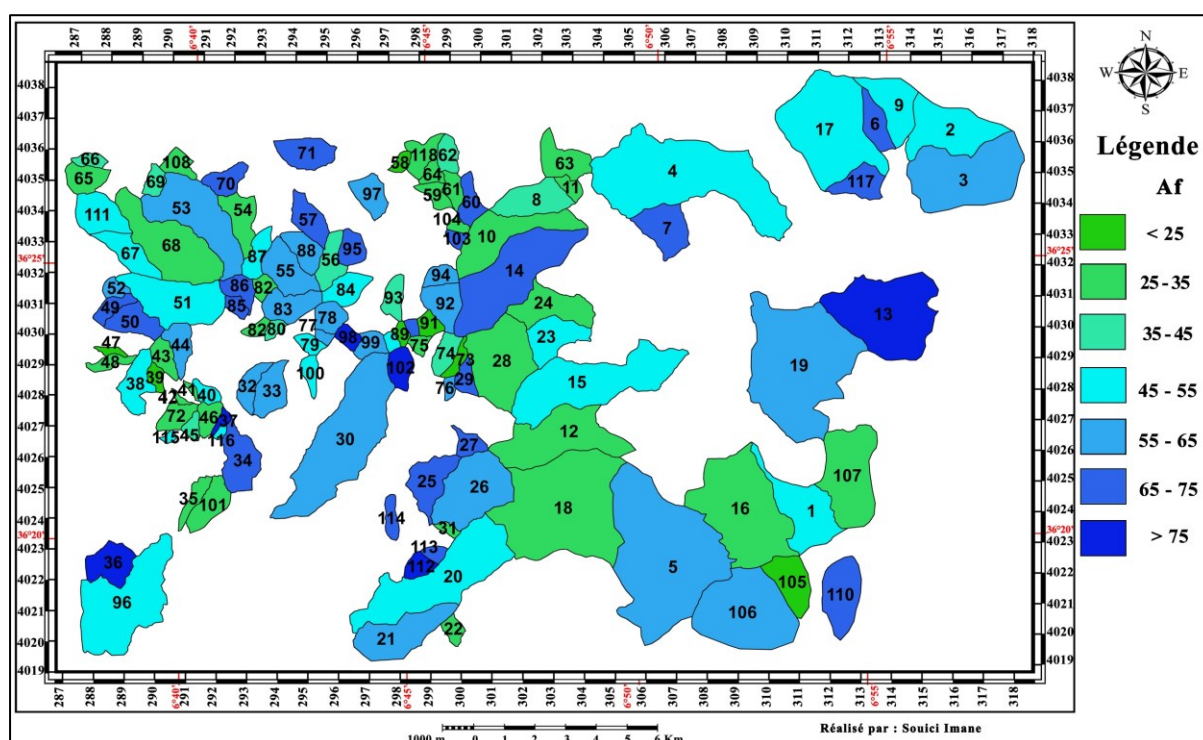


Figure.4.30 Le facteur de dissymétrie (Af) des bassins versants d'ordre 3.
(Source : Auteure)

vi. Le Rapport de forme (Rf)

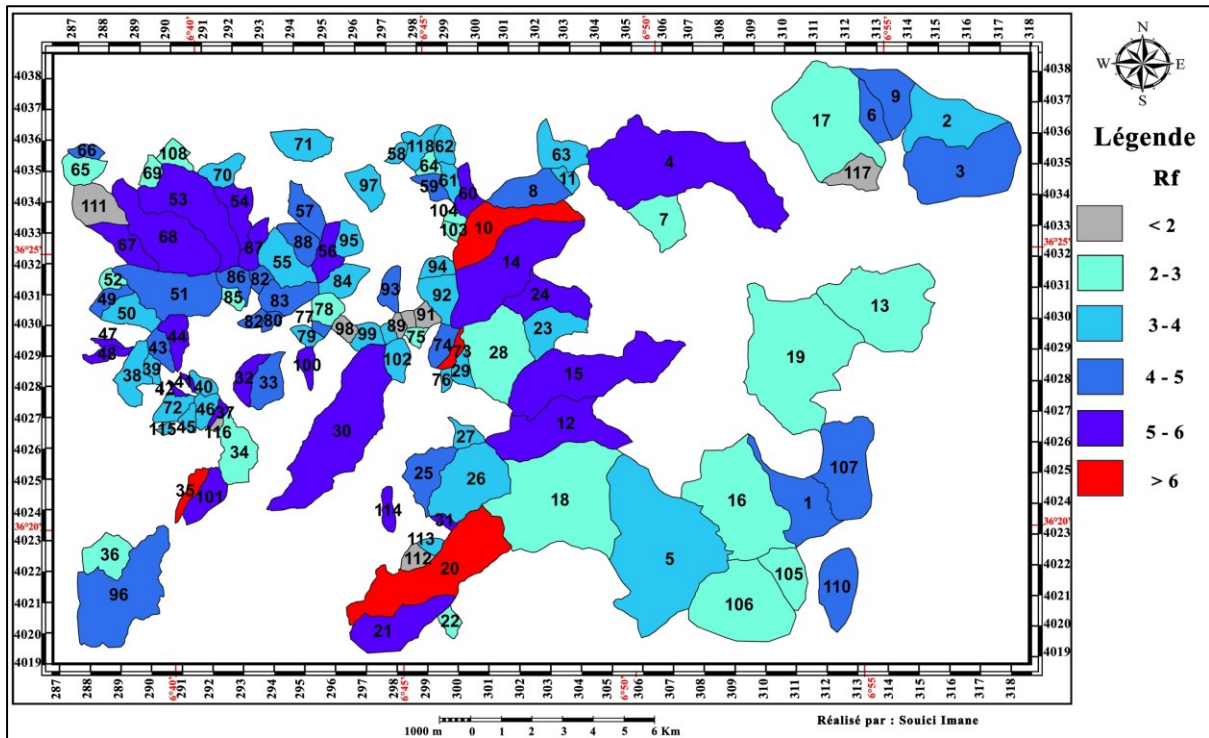


Figure.4.31 Le rapport de forme des bassins versants d'ordre 3
(Source : Auteure)

Le rapport de forme varie entre 0,44 et 8,16. Les bassins versants N° 41, 14, 30, 114, 60, 4, 120, 87, 37, 15, 42, 20, 73, 146, 35 et 10 se distinguent par leur forme très allongée, avec un rapport de forme supérieur à 4. Selon cet indice, ces bassins sont les plus susceptibles d'être influencés par des processus tectoniques.

vii. Le Facteur de symétrie topographique (T)

Le facteur de symétrie topographique transverse a été calculé pour l'ensemble des bassins versant d'ordre 3 à 5 Il est représenté graphiquement (Figure.5.35). Les valeurs obtenues (tableau.4.4) varient entre 0,07 et 0,84, indiquant ainsi des niveaux d'activités tectoniques relatives relative allant de faible a élevé.

bassins versants présentant un facteur de symétrie topographique transverse inférieur à 0,20, tels que les bassins N° 24, 106, 90, 23, 94, 5, 84, 72, 9, 73, 77, 78, 100, 119, 29, 99, 53 et 138, sont susceptibles de correspondre à une faible activité tectonique. À l'inverse, les bassins N° 127, 97, 80, 55, 21, 79, 19 et 15, dont le facteur de symétrie topographique transverse se situe entre 0,40 et 0,60, pourraient indiquer une activité tectonique modérée. Enfin, les bassins N° 1, 4, 18, 14, 24, 35, 44, 56, 109, 131 et 140, avec un facteur de symétrie topographique transverse supérieur à 0,60, sont associés à une activité tectonique élevée.

Les résultats montrent que les bassins versants N° 4, 18, 14, 24, 35, 44, 56, 109, 131 et 140, caractérisés par un facteur de symétrie topographique transverse supérieur à 0,60, sont les plus susceptibles d'être soumis à la tectonique selon cet indice.

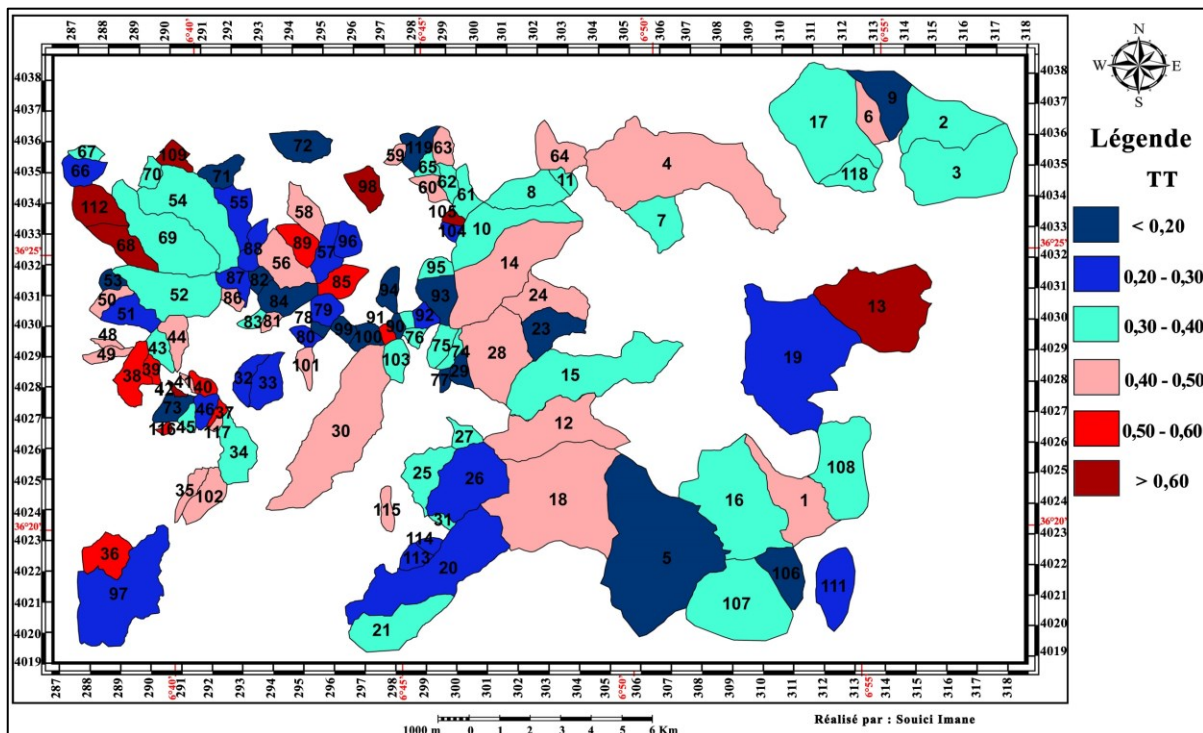


Figure.4.32 Le facteur de symétrie topographique transverse (TT) des bassins versants d'ordre 3.
(Source : Auteure)

Les résultats de calcul sont présentés dans le tableau ci-dessous :

Tableau.4.4 Interprétation des valeurs du facteur de dissymétrie (TT)

N° BV	Ordre	TT	N° BV	Ordre	TT	N° BV	Ordre	TT
1	3	0.45	51	3	0.30	101	3	0.43
2	3	0.35	52	3	0.23	102	3	0.45
3	3	0.33	53	3	0.20	103	3	0.34
4	3	0.47	54	3	0.33	104	3	0.31
5	3	0.16	55	3	0.25	105	3	0.68
6	3	0.50	56	3	0.50	106	3	0.07
7	3	0.34	57	3	0.30	107	3	0.41
8	3	0.38	58	3	0.49	108	3	0.39
9	3	0.18	59	3	0.48	109	3	0.66
10	3	0.38	60	3	0.51	110	3	0.36
11	3	0.37	61	3	0.38	111	3	0.25
12	3	0.46	62	3	0.37	112	3	0.71
13	3	0.71	63	3	0.51	113	3	0.26
14	3	0.43	64	3	0.51	114	3	0.26
15	3	0.32	65	3	0.34	115	3	0.43
16	3	0.39	66	3	0.30	116	3	0.63
17	3	0.36	67	3	0.40	117	3	0.48
18	3	0.42	68	3	0.69	118	3	0.38

N° BV	Ordre	TT	N° BV	Ordre	TT	N° BV	Ordre	TT
19	3	0.28	69	3	0.32	119	4	0.18
20	3	0.23	70	3	0.38	120	4	0.33
21	3	0.36	71	3	0.21	121	4	0.28
22	3	0.55	72	3	0.17	122	4	0.36
23	3	0.13	73	3	0.18	123	4	0.25
24	3	0.47	74	3	0.39	124	4	0.34
25	3	0.35	75	3	0.39	125	4	0.32
26	3	0.28	76	3	0.33	126	4	0.75
27	3	0.37	77	3	0.18	127	4	0.21
28	3	0.44	78	3	0.18	128	4	0.40
29	3	0.19	79	3	0.26	129	4	0.49
30	3	0.47	80	3	0.22	130	4	0.28
31	3	0.37	81	3	0.46	131	4	0.84
32	3	0.25	82	3	0.21	132	4	0.35
33	3	0.29	83	3	0.34	133	4	0.52
34	3	0.32	84	3	0.16	134	4	0.32
35	3	0.43	85	3	0.59	135	4	0.29
36	3	0.56	86	3	0.50	136	4	0.30
37	3	0.61	87	3	0.23	137	4	0.39
38	3	0.57	88	3	0.25	138	4	0.20
39	3	0.56	89	3	0.59	139	4	0.31
40	3	0.55	90	3	0.11	140	4	0.63
41	3	0.47	91	3	0.54	141	4	0.29
42	3	0.78	92	3	0.22	142	4	0.42
43	3	0.36	93	3	0.21	143	4	0.32
44	3	0.46	94	3	0.13	144	5	0.32
45	3	0.39	95	3	0.38	145	5	0.42
46	3	0.30	96	3	0.29	146	5	0.29
47	3	0.34	97	3	0.23	147	5	0.26
48	3	0.44	98	3	0.66	148	5	0.31
49	3	0.51	99	3	0.19			
50	3	0.47	100	3	0.18			

(Source : Auteure)

- **Conclusions**

Les mesures d'élongation des bassins versants révèlent une grande variabilité dans le rapport de forme allant de 0,44 à 8,16. Les bassins les plus allongés avec un rapport de forme supérieur à 4, sont particulièrement les plus susceptibles d'être soumis à la tectonique. De même, les bassins présentant un facteur de symétrie topographique transverse supérieure à 0,60 indiquent également une forte susceptibilité à l'activité tectonique. En ce qui concerne l'indice de dissymétrie, on observe qu'un peu plus du quart des bassins versants d'ordre 3 sont symétriques. Cependant, certains bassins, tels que les N° 105, 39, 73, 58, 89, 47, 91 et 28, présentent une forte symétrie, tandis que d'autres montrent une asymétrie marquée, signe d'une activité tectonique susceptible selon cet indice.

En conclusion, ces résultats mettent en évidence des variations morphologiques importantes parmi les bassins versants étudiés, avec une influence tectonique notable, en particulier pour ceux caractérisés par un facteur de dissymétrie élevé et un rapport de forme allongé. Ces indices permettent ainsi de mieux comprendre les dynamiques géomorphologiques et tectoniques à l'œuvre dans la région.

4.3.4.4 Les indices de Profils des rivières

Les déformations tectoniques ont également des répercussions sur les profils longitudinaux des cours d'eau (J. Holbrook et A. Schumm, 1999). Un soulèvement local peut réduire la concavité du profil et entraîner l'apparition d'une rupture de pente, d'autant mieux préservée que le rythme du soulèvement est lent (S. Carretier et al., 2006). Ces ruptures de pente, qui se manifestent par des sections rectilignes ou convexes à forte pente sur les profils longitudinaux, constituent ainsi d'excellents indicateurs de l'évolution du creusement fluvial (P. Bishop, 2007 ; J.P. Larue, 2011).

- **Méthodes**

4.3.4.4.1 L'indice de concavité (IC)

L'indice de concavité de Langbein (1964), noté IC, est défini par la formule $IC = 2A/H$, où A représente la différence d'altitude entre le profil à mi-parcours et une ligne droite reliant les deux extrémités du profil, et H correspond à la dénivellation totale entre la source et l'exutoire du cours d'eau. Lorsque l'indice IC est proche de 0, le profil tend à être rectiligne. À l'inverse, plus l'indice se rapproche de 1, plus la concavité du profil est marquée.

Pour comparer les concavités de différents profils de cours d'eau, même lorsque leurs pentes sont similaires, l'indice de concavité de Langbein (IC) est un outil efficace. Cet indice permet d'évaluer la forme du profil en analysant la différence d'altitude à mi-parcours par rapport à une ligne droite idéale.

4.3.4.4.2 L'indice de gradient de cours d'eau (SL)

L'indice SL, est défini par la formule $SL = L \cdot \Delta H / \Delta L$ où $\Delta H / \Delta L$ représente la pente d'une section du cours d'eau et L la longueur de drainage en amont. Cet indice permet de détecter les moindres ruptures de pente. Des valeurs extrêmement élevées ou faibles peuvent indiquer des déformations tectoniques, à moins qu'elles ne s'expliquent par des facteurs lithologiques. Cette méthode, grâce à la grande amplitude des valeurs obtenues, est efficace pour identifier tous les changements de pente le long des profils longitudinaux. Cependant, il est important de noter

que, pour des segments de pente similaires, les valeurs de SL augmentent avec la distance par rapport à la source. Afin d'évaluer l'influence de la tectonique sur la dynamique des bassins versants, nous avons appliqué la méthode développée par G. Goldrick et P. Bishop (1995). Dans ce cadre, les profils longitudinaux des cours d'eau sont tracés sur des axes semi-logarithmiques, selon lesquels les profils d'équilibre idéaux prennent la forme de droites (Hack, 1973). Les écarts observés en aval, notés D, par rapport à ces droites, sont interprétés comme des indices de déséquilibre liés à des modifications du niveau de base, souvent induites par des processus tectoniques actifs.

- **Résultats**

- viii. **L'indice de concavité (IC)**

Le graphique adimensionnel (Figure. 5.40) (Figure. 5.41) utilisant les ratios H/H_0 (altitude normalisée) et L/L_0 (longueur normalisée) permet de superposer et de comparer les profils de cours d'eau de longueurs différentes (A. Demoulin, 1998). Ici, H représente l'altitude du cours d'eau à un point donné, H_0 la dénivellation totale entre la source et l'exutoire, L la distance du point mesuré à l'exutoire, et L_0 la longueur totale du cours d'eau.

Ce graphique permet également de calculer un autre indice de concavité, le SCI (Stream Concavity Index), exprimé en pourcentage. Le SCI est obtenu en divisant la surface entre le profil du cours d'eau et la diagonale (reliant la source à l'exutoire) par la surface totale sous la diagonale, puis en multipliant par 100. Cet indice reflète l'encaissement global du cours d'eau.

Les indices de concavité révèlent l'ampleur du creusement fluvial. Les cours d'eau à forte concavité, qui ont creusé sur l'ensemble de leur parcours, sont dépourvus de ruptures de pente et ont atteint un profil très proche de l'équilibre. En revanche, les cours d'eau présentant plusieurs ruptures de pente montrent un profil moins équilibré, indiquant qu'ils doivent encore résorber ces perturbations avant d'atteindre un état d'équilibre.

La comparaison des profils des cours d'eau actuels avec ceux des interfluves met en évidence les variations d'encaissement du cours d'eau de l'amont vers l'aval, offrant ainsi une vision plus complète de la morphologie fluviale.

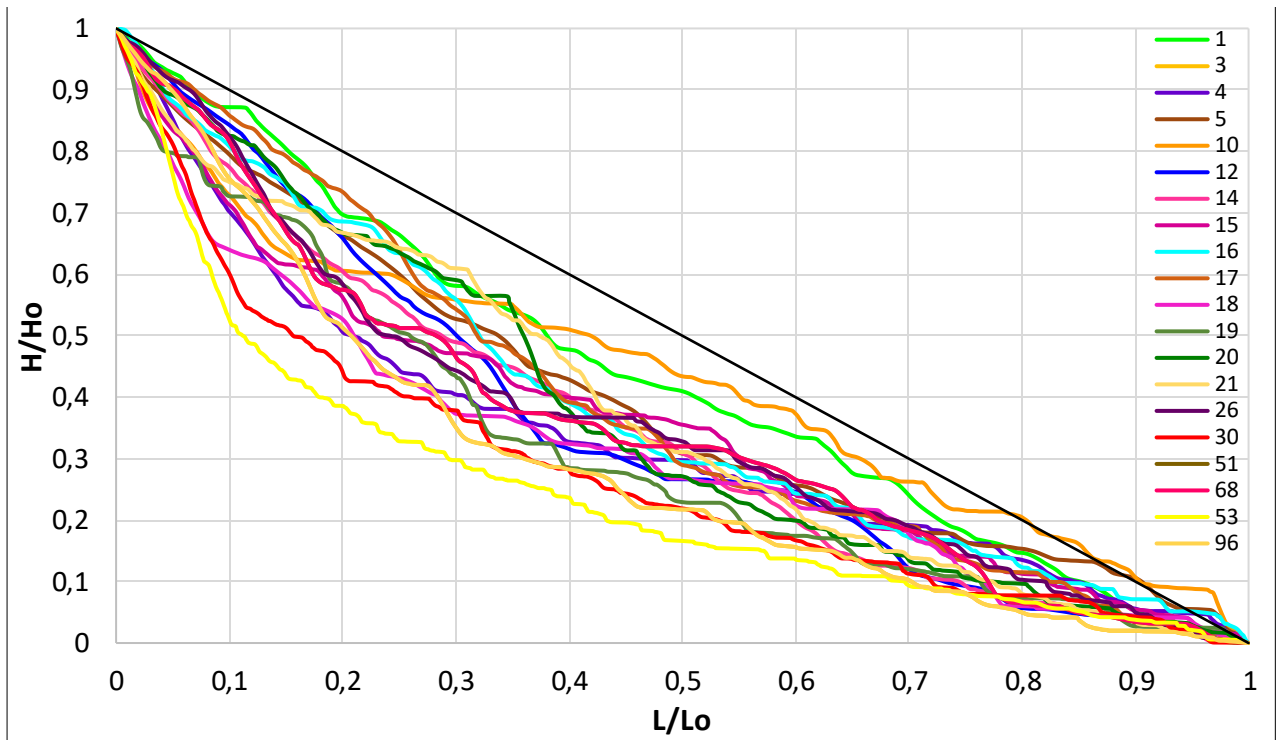


Figure 4.33 profils longitudinaux comparés H/Ho (ratio des altitudes) -L/Lo (ratio des longueurs) des cours d'eau d'ordre 3, $L < 5$ Km.

(Source : Auteure)

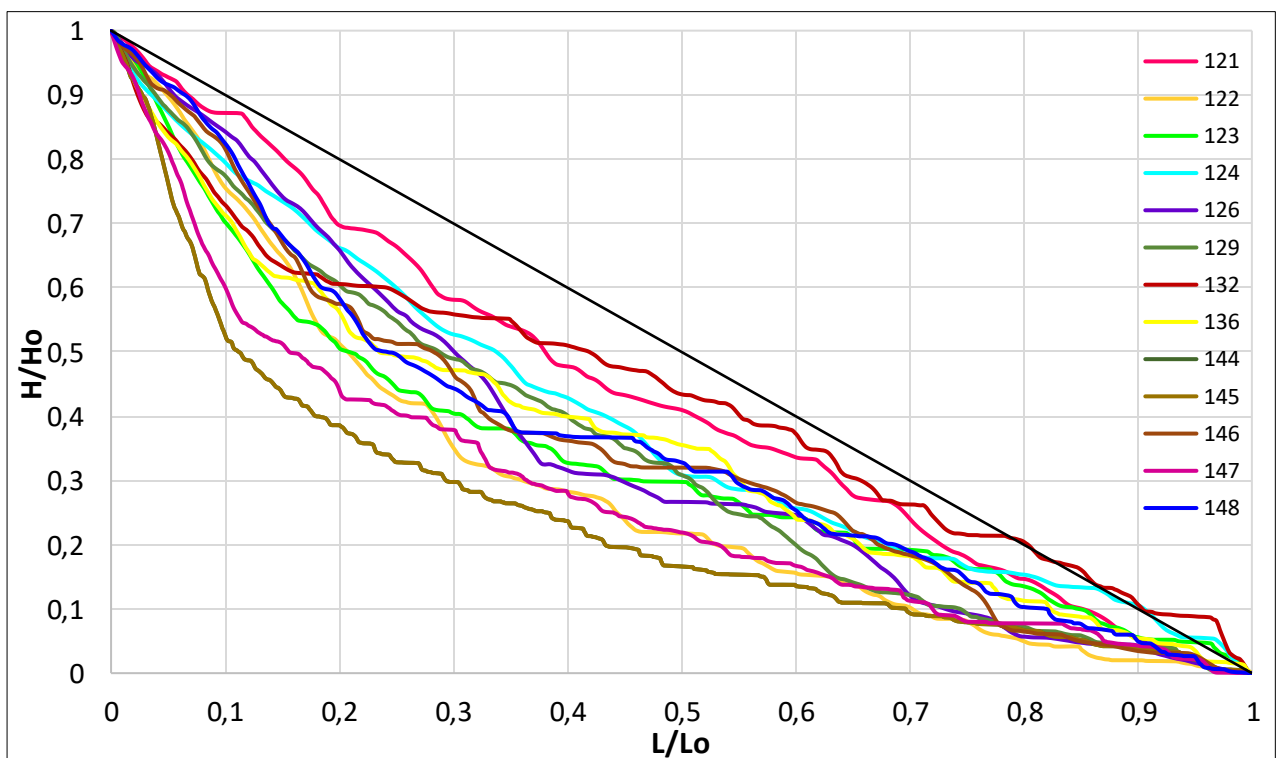


Figure.4.34 profils longitudinaux comparés H/Ho (ratio des altitudes) -L/Lo (ratio des longueurs) des cours d'eau d'ordre 4 et 5, $5 \text{ Km} < L < 10 \text{ Km}$.

(Source : Auteure)

ix. L'index de gradient de cours d'eau (SL)

Les profils longitudinaux des cours actuels présentent des formes plus ou moins concaves, des pentes moyennes variables et des ruptures de pente plus ou moins prononcées.

Les graphiques DS (Distance-Slope) (Figure. 5.42) mettent en évidence, pour les cours d'eau à profils très accidentés, des pics importants et désordonnés, caractéristiques des ruptures de pente d'origine tectonique (G. Goldrick et P. Bishop, 2007). En revanche, les courbes régulières observées dans les cours supérieurs indiquent que ces sections évoluent en équilibre dynamique, reflétant une érosion fluviale stable et continue.

À l'inverse, les pics prononcés dans les secteurs aval révèlent des cours d'eau en déséquilibre, souvent causé par des déformations tectoniques récentes. Ces perturbations peuvent être liées à des soulèvements locaux ou à des mouvements tectoniques qui ont modifié le profil longitudinal du cours d'eau.

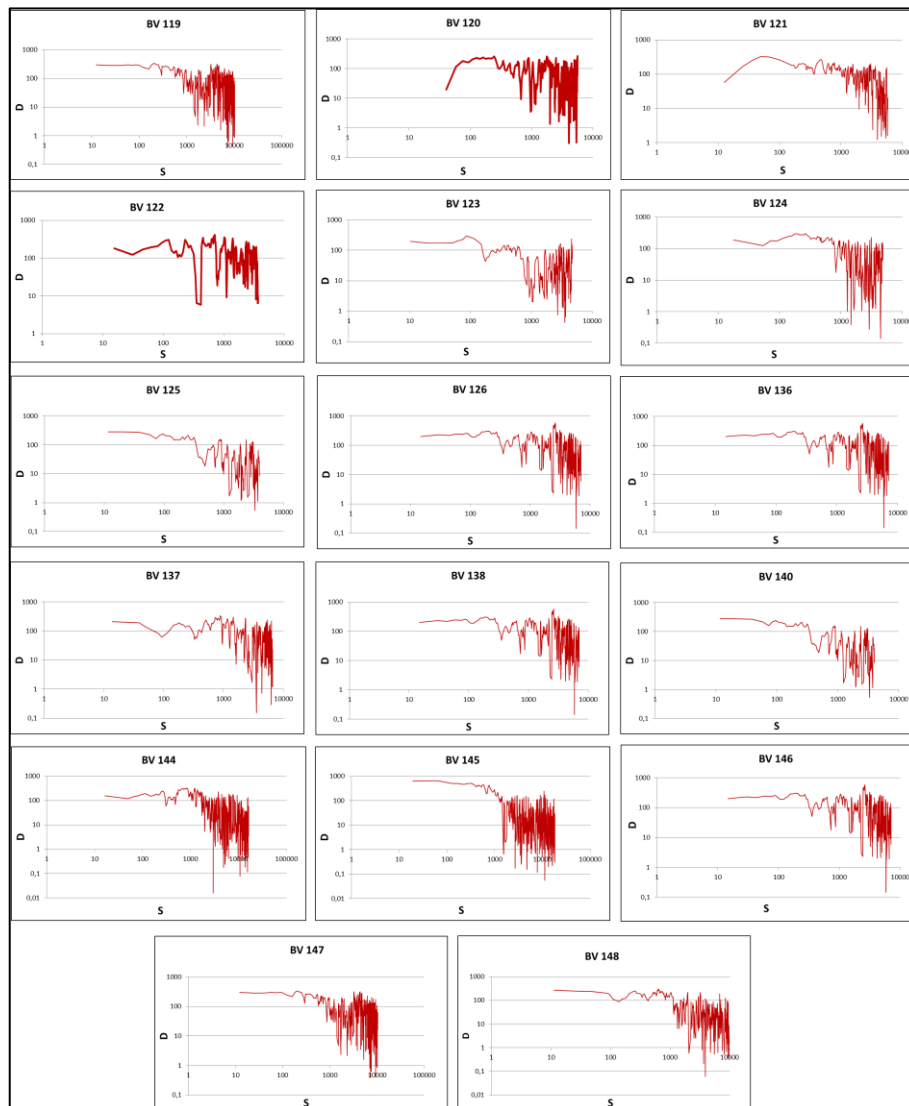


Figure 4.35 Graphique DS (Distance-Pente) - Ruptures de pente d'origine tectonique des bassins versants d'ordre 4 et 5. (Source : Auteure)

L'ampleur du soulèvement responsable des reprises d'érosion régressive peut être estimée en prolongeant vers l'aval le profil amont non affecté par la vague érosive (E. Kirby et K.X. Whipple, 2012). Cette méthode permet de quantifier l'impact des déformations tectoniques sur l'évolution du profil fluvial et de mieux comprendre les processus géomorphologiques en jeu.

4.4 CONCLUSIONS

Les indices morphométriques calculés sont influencés par plusieurs facteurs interdépendants, notamment le climat, la lithologie, les variations eustatiques du niveau marin et l'activité néotectonique. Les variations du niveau de base résultent d'une interaction complexe entre les mouvements tectoniques verticaux et les fluctuations eustatiques globales.

Dans le cadre des études néotectoniques, il est essentiel de distinguer le signal eustatique du signal tectonique. Cette distinction est généralement facilitée par le fait que les variations eustatiques sont bien documentées dans le temps et relativement uniformes à l'échelle mondiale, contrairement aux déformations tectoniques, qui sont localisées, hétérogènes et souvent propres à chaque structure active.

Cependant, l'influence du climat et de la lithologie sur les taux d'érosion et sur les formes du relief demeure plus difficile à isoler. Deux éléments permettent néanmoins d'en limiter les effets dans cette étude :

- La lithologie est désormais mieux contrainte grâce aux cartes géologiques et topographiques récentes, offrant une précision accrue dans l'interprétation des contrastes morphologiques.
- La taille réduite de la zone d'étude limite les variations climatiques internes, réduisant ainsi leur impact sur les résultats morphométriques.

Ainsi, les variations significatives observées entre les indices morphométriques de bassins reposant sur une même lithologie ne peuvent être expliquées que par une activité tectonique différentielle. Ces observations renforcent la capacité de l'analyse morphométrique à isoler les signaux liés à la déformation active, même si certaines précautions méthodologiques demeurent nécessaires pour garantir la fiabilité des interprétations.

En conclusion, ce chapitre souligne l'importance d'intégrer simultanément les facteurs morphométriques et tectoniques pour obtenir une compréhension complète de la dynamique des bassins versants et pour contribuer à une gestion efficace du risque sismique.

Par ailleurs, l'analyse morphométrique a révélé des déséquilibres notables dans le réseau de drainage, présentant une forte corrélation avec plusieurs linéaments identifiés précédemment.

Ces résultats confirment le caractère actif de certaines structures tectoniques et permettent de hiérarchiser leur rôle dans la déformation régionale. Toutefois, cette approche demeurante indirecte, elle doit être complétée par des mesures géodésiques directes.

C'est pourquoi le chapitre suivant mobilise des techniques avancées de télédétection, permettant non seulement de détecter et de localiser les déformations en cours, mais aussi de quantifier avec précision l'aléa associé aux failles actives.

Enfin, il apparaît que le climat actuel ne constitue pas l'unique facteur de remise en mouvement des formes d'érosion observées. D'autres éléments interviennent, tels que la percolation et la circulation des eaux, le contrôle lithologique (roches perméables sur roches imperméables), l'exposition nord, ainsi que l'activité sismique. Ces facteurs ont également été discutés par M. Hamza Amirèche (1994) dans son article « Méditerranée : Formes et processus érosifs dans le Tell nord-constantinois. Cas des bassins des oueds Kotton et Fessa (Algérie) ».

5. CHAPITRES V. SISMICITÉ ET TÉLÉDÉTECTION

Le cinquième chapitre constitue une étape décisive dans la validation des hypothèses formulées précédemment. En combinant la corrélation d'images optiques et l'interférométrie radar différentielle (InSAR), il devient possible de mesurer directement les déplacements de surface et de modéliser la cinématique des failles actives. Cette approche géodésique, d'une précision millimétrique, permet d'identifier avec certitude les structures actuellement déformantes et d'en caractériser la dynamique. L'intégration de ces données complète la double lecture morphologique et morphométrique, en apportant une preuve robuste et directe de l'activité sismique.

5.1 INTRODUCTION

Les séismes figurent parmi les catastrophes naturelles les plus dévastatrices pour l'humanité. Ils résultent d'une rupture soudaine des roches en profondeur, généralement le long d'une faille active, qui peut se propager jusqu'à la surface et déclencher un tremblement de terre. Selon leur mécanisme, les failles actives se classent en plusieurs types : les failles normales (liées à une extension), les failles décrochantes (mouvements horizontaux de coulissage) et les failles inverses (liées à une compression).

Lorsqu'une contrainte accumulée dépasse le seuil de résistance des roches, une rupture se produit, libérant de l'énergie élastique sous forme d'ondes sismiques. Ces ondes se propagent dans toutes les directions à travers la croûte terrestre, provoquant des secousses qui ébranlent le sol.

Un séisme se manifeste en surface par des vibrations mesurables à l'aide de sismomètres. Chaque séisme est défini par plusieurs paramètres essentiels : Un séisme se traduit en surface par des vibrations du sol, enregistrées à l'aide d'instruments spécialisés appelés sismomètres. Chaque événement sismique est caractérisé par plusieurs paramètres fondamentaux : le foyer (ou hypocentre), qui correspond au point de rupture situé en profondeur ; l'épicentre, positionné à la surface terrestre à la verticale du foyer ; la magnitude, qui exprime la quantité d'énergie libérée lors de la rupture ; et l'intensité, qui décrit les effets ressentis par les populations ainsi que les dommages observés en surface.

L'intensité d'un séisme est estimée à partir des observations visuelles, des dégâts matériels et des témoignages humains. Elle varie selon la distance à l'épicentre et les caractéristiques locales du sol. Des échelles telles que l'échelle MSK (Medvedev-Sponheuer-Karnik) ou celle de Mercalli permettent de la classer, en général sur 12 degrés.

En revanche, la magnitude est une mesure instrumentale, indépendante des perceptions humaines. Elle reflète l'énergie dégagée par le séisme, évaluée à partir de l'amplitude des ondes enregistrées. Plusieurs types de magnitude sont aujourd'hui utilisés : la magnitude locale (ML), adaptée aux séismes de faible ampleur ; la magnitude de durée (MD), fondée sur la durée du signal sismique ; la magnitude de surface (MS), pour les séismes à grande distance ; la magnitude du moment (MW), la plus fiable pour les grands séismes, car elle prend en compte la surface rompue, le glissement et la rigidité des roches.

Les séismes ont des impacts variés : Sur le plan géomorphologique, ils peuvent engendrer des failles visibles, des déformations du relief, des glissements de terrain, voire des effondrements ou affaissements. En milieu océanique, les séismes sous-marins sont à l'origine des tsunamis (ou raz-de-marée), des vagues puissantes pouvant submerger les zones côtières. Enfin, les effets sur les constructions sont souvent majeurs : les dégâts varient selon la magnitude, la profondeur, la distance à l'épicentre, mais aussi selon la qualité des matériaux utilisés et les normes de construction en vigueur.

5.2 LA SISMICITE

5.2.1 Sismicité historique de l'Algérie du Nord

Au cours de son histoire, l'Algérie a été frappée par de nombreux séismes historiques (Tableau.5.1), dont certains se sont révélés particulièrement dévastateurs, entraînant de lourdes pertes humaines et d'importants dégâts matériels. Ces événements ont été largement étudiés à partir de récits historiques, de chroniques anciennes et d'archives manuscrites, constituant ainsi une base précieuse pour la reconstitution de la sismicité historique du pays. Les premières avancées significatives dans ce domaine ont été apportées par les travaux de Hée (1950), Rothé (1950), Roussel (1973), Benhallou (1985), Ambraseys & Vogt (1988), Meghraoui (1988), Benouar (1993), Mokrane et al. (1994), Harbi (2001), Yelles et al. (2002), ainsi que Harbi et al. (2003, 2006, 2010) et Benabbas C. (2006). Ces recherches ont largement contribué à la constitution de catalogues sismiques détaillés, retraçant l'activité sismique à travers différentes périodes historiques et couvrant l'ensemble du territoire algérien.

Parmi les séismes les plus destructeurs recensés, on peut citer : celui d'Alger en 1365 (intensité X, nombreuses victimes), celui de 1716, également à Alger (intensité X, environ 20 000 morts), le séisme d'Oran en 1790 (intensité XI-X, environ 2 000 victimes), celui de Blida en 1825 (intensité X, près de 7 000 morts), ainsi que ceux de Djidjelli en 1856

(intensité VIII), et de Gouraya en 1891 (intensité X, 38 morts). Ces événements historiques témoignent de l'activité sismique soutenue qui caractérise le nord de l'Algérie.

Tableau.5.1 Sismicité historique du nord algérien entre 1365 et 1910
(Source : Ayadi & Bezzeghoud, 2015)

Events	Date	Heure	Longitude	Altitude	Intensité (I _o)	Localisation
1	02/01/1365	19 :00 :00	3.1	36.7	X	Alger
2	10/03/1673	21 :00 :00	3.1	36.7	VIII	Alger
3	03/02/1716	02 :00 :00	3.1	36.7	IX	Alger
4	01/05/1716	00 :00 :00	3.1	36.7	VIII	Alger
5	01/01/1717	00 :00 :00	3.1	36.7	VIII	Alger
6	05/08/1717	23 :30 :00	3.1	36.7	VII	Alger
7	29/11/1722	00 :00 :00	3.1	36.7	VII	Alger
8	09/10/1790	01 :15 :00	-0.7	35.7	X	Oran
9	03/01/1819	00 :00 :00	0.1	35.4	X	Mascara
10	02/03/1825	07 :00 :00	2.8	36.4	X-XI	Mitidja
11	27/09/1836	00 :00 :00	-0.6	35.7	VI	Oran
12	04/12/1842	03 :00 :00	3.1	36.7	VIII	Mitidja
13	18/06/1847	05 :40 :00	2.9	36.7	VII	Mitidja
14	09/02/1850	00 :00 :00	4.8	36.8	VIII-IX	Guenzet
15	17/12/1850	12 :30 :00	7.4	36.4	VI	Héliopolis
16	22/11/1851	09 :30 :00	0.1	35.4	VIII	Mascara
17	15/05/1854	15 :00 :00	2.7	36.4	VIII	Blida
18	22/08/1856	11 :45 :00	5.7	36.8	VIII	Djидjelli
19	09/03/1858	04 :30 :00	2.2	36.6	VI-VII	Cherchell
20	12/03/1860	00 :00 :00	5.0	37.0	VI	Bejaïa
21	27/09/1860	00 :00 :00	4.5	36.3	VII	Vallée de
22	29/03/1861	05 :15 :00	2.9	36.5	VII	Mitidja
23	27/04/1861	18 :00 :00	5.7	34.8	VI	Biskra
24	26/07/1861	17 :20 :00	-0.6	35.7	VII	Oran
25	30/11/1862	00 :25 :00	5.3	36.5	VI	Takitount
26	25/02/1865	02 :14 :00	5.1	36.7	X-XI	Bougie
27	29/06/1867	07 :13 :00	2.6	36.4	VI	Mouzaïa
28	29/06/1867	07 :13 :00	2.8	36.4	VI	Mouzaïa
29	29/07/1867	16 :20 :00	5.6	36.1	VI	El Eulma
30	01/09/1869	20 :15 :00	6.2	35.5	V	Batna
31	16/11/1869	12 :45 :00	5.7	34.8	VIII	Biskra
32	29/07/1872	08 :15 :00	0.1	35.9	VIII	Mostaganem
33	16/10/1873	22 :42 :00	2.9	36.6	VI	Blida
34	28/03/1874	11 :12 :00	2.2	36.6	VII	Cherchell

Events	Date	Heure	Longitude	Altitude	Intensité (I_o)	Localisation
35	22/12/1874	14 :50 :00	4.8	36.7	V	El Kseur
36	23/03/1876	06 :34 :00	2.6	36.5	VII	El Affroun
37	16/01/1878	19 :00 :00	0.1	35.9	VI	Mostaganem
38	17/01/1885	00 :00 :00	5.7	35.5	VIII	N'Gaous
39	30/01/1885	09 :30 :00	4.5	35.7	VII	M'sila
40	03/12/1885	20 :30 :00	4.7	35.8	IX	M'sila
41	01/07/1886	09 :45 :00	5.3	36.5	VII	Babors
42	02/09/1886	01 :24 :00	4.6	37.0	VI	N. Atrouch
43	09/09/1886	15 :00 :00	3.6	36.2	VIII	Aumale
44	08/01/1887	20 :00 :00	4.5	36.1	VII	Mansourah
45	29/11/1887	13 :30 :00	0.3	35.6	IX-X	Al Kalaa
46	06/01/1888	23 :40 :00	2.6	36.5	VIII	Mitidja
47	21/05/1889	04 :15 :00	-0.8	35.7	VII-VIII	Oran
48	30/07/1890	00 :00 :00	0.5	35.7	VI-VIII	Relizane
49	15/01/1891	04 :00 :00	1.8	35.6	X	Gouraya
50	23/10/1891	20 :45 :00	4.3	36.6	VII	Michelet
51	19/09/1894	06 :40 :00	6.6	36.4	VII	Constantine
52	18/07/1895	23 :00 :00	3.1	36.8	VI	Alger
53	25/04/1900	18 :08 :00	-0.6	35.7	VII	Oran
54	23/09/1903	01 :55 :00	2.8	36.0	VII	Moudjebour
55	13/01/1901	00 :00 :00	4.7	36.6	IX	Sidi Aich
56	21/02/1907	15 :07 :00	2.0	35.7	VII	Tissemsilt
57	09/08/1907	01 :21 :00	0.6	35.7	VI	Relizane
58	07/08/1907	01 :18 :49	0.0	35.8	VI	Mostaganem
59	16/09/1907	00 :00 :00	6.6	36.4	VIII	Constantine
60	11/03/1908	00 :06 :00	2.8	36.4	VIII	Blida
61	17/06/1908	00 :24 :00	7.5	36.5	VII-VIII	Guelma
62	04/08/1908	02 :11 :00	6.6	36.4	VIII	Constantine
63	02/02/1910	01 :00 :00	0.6	35.7	VII	Relizane
64	24/06/1910	13 :27 :01	3.4	36.2	X	Masqueray

(Source : Auteure)

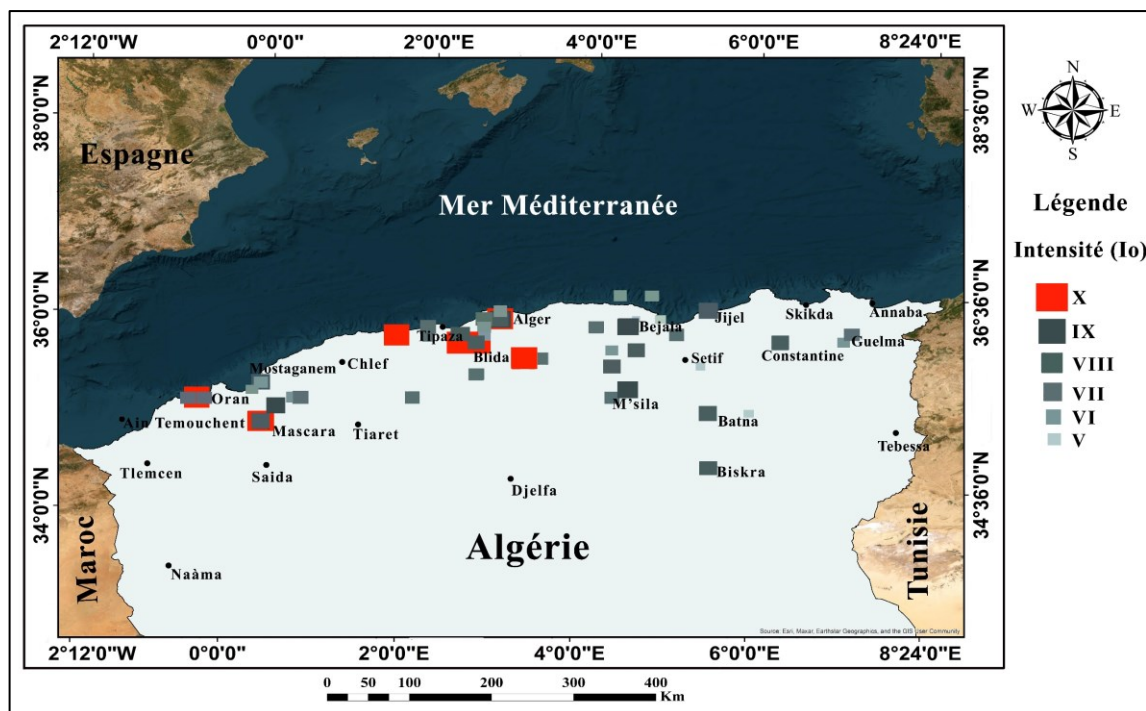


Figure.5.1 Carte de sismicité historique du nord Algérien entre 1365 et 1910. (Source : Ayadi et Bezzeghoud, 2015).

L'analyse spatiale des séismes historiques survenus entre 1365 et 1910 (Figure.5.1) a révélé une concentration significative de l'activité sismogène dans le Tell algérien (une bande nordique densément peuplée et soumise à une activité tectonique notable), soulignant le rôle majeur de cette zone dans la sismicité régionale. Cette répartition géographique particulière, marquée par des épicentres alignés selon les principales structures tectoniques, a permis d'identifier les zones à haut risque et d'affiner considérablement l'évaluation de l'aléa sismique dans le nord de l'Algérie.

L'analyse de ces événements sismiques historiques a permis l'élaboration de plusieurs cartes d'intensité maximale observée (MOI), produites par différents chercheurs (Bockel, 1970 ; Roussel, 1973a, b ; Bezzeghoud et al., 1996). La synthèse la plus complète, couvrant la période 1365-2013 et intégrant à la fois les données historiques et instrumentales, a été réalisée par Ayadi et Bezzeghoud (2015) (Figure.5.2).

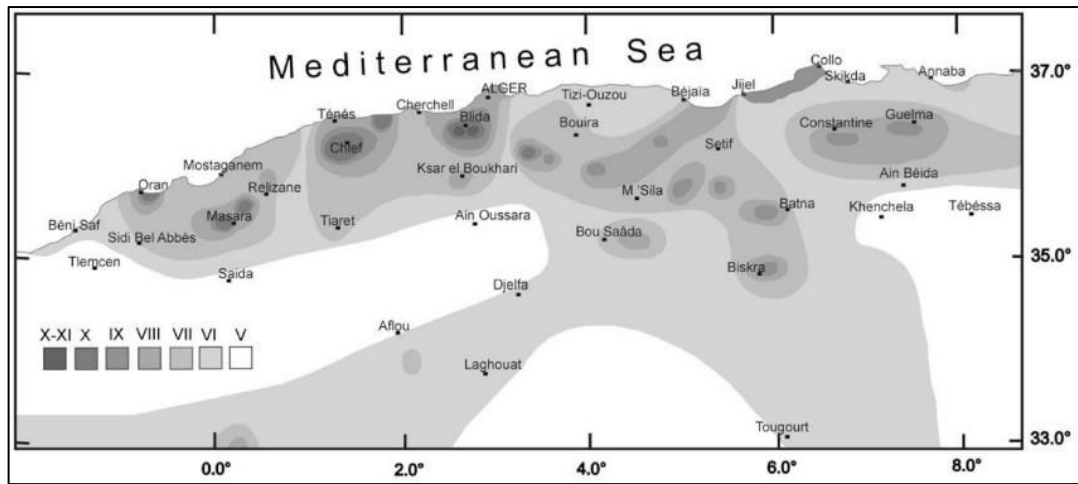


Figure.5.2 Carte d'intensité maximale observée au nord de l'Algérie.
(Source : Ayadi et Bezzeghoud, 1996)

5.2.2 Sismicité instrumentale de l'Algérie du Nord

La surveillance sismique en Algérie débute officiellement en 1910, avec l'installation de la première station sismologique à Bouzaréah (Alger). Avant cette date, en l'absence de dispositifs d'enregistrement instrumentaux, les études de la sismicité reposaient exclusivement sur des analyses macrosismiques, basées sur les témoignages et les observations des effets en surface. L'introduction de la sismologie instrumentale a ainsi marqué une étape cruciale dans l'étude des séismes algériens, en permettant la mesure directe des ondes sismiques.

Cependant, comme le rappellent Boughacha et al. (2004), cette avancée technologique n'a pas diminué l'importance des études macrosismiques, qui restent essentielles pour l'analyse des séismes historiques et des événements antérieurs à l'ère instrumentale. Elles apportent en effet des éléments complémentaires aux données modernes, notamment en termes d'intensité ressentie, de distribution des dommages et de répartition géographique des effets. Depuis cette première installation, le réseau sismologique algérien a connu une évolution significative. Il comprend aujourd'hui un dispositif moderne et performant, constitué de : 35 stations sismologiques télémétrées (transmission des données en temps réel), et 45 stations digitales, assurant une couverture étendue et une haute résolution de détection.

Les données enregistrées par ce réseau national, croisées avec celles issues du réseau mondial et enrichies par les données historiques, ont permis la constitution de catalogues sismiques exhaustifs. Ces catalogues couvrent une large période et une grande partie du nord de l'Algérie, contribuant ainsi à : une meilleure compréhension de la sismicité régionale, une

évaluation plus précise de l'aléa sismique, et la mise en place de stratégies de prévention et d'aménagement du territoire plus adaptées aux risques.

L'activité sismique instrumentale du nord de l'Algérie se caractérise principalement par des magnitudes modérées à faibles, bien que certains événements de forte intensité aient été enregistrés. Comme le montre la carte de sismicité (Figure.6.4), la majorité des épicentres se concentrent dans la zone correspondant à la chaîne de l'Atlas tellien, reflétant l'activité tectonique intense de cette région. Cette distribution sismique présente un gradient décroissant vers le sud, où l'on observe une diminution progressive de la concentration des épicentres au niveau des Hauts Plateaux et de l'Atlas saharien.

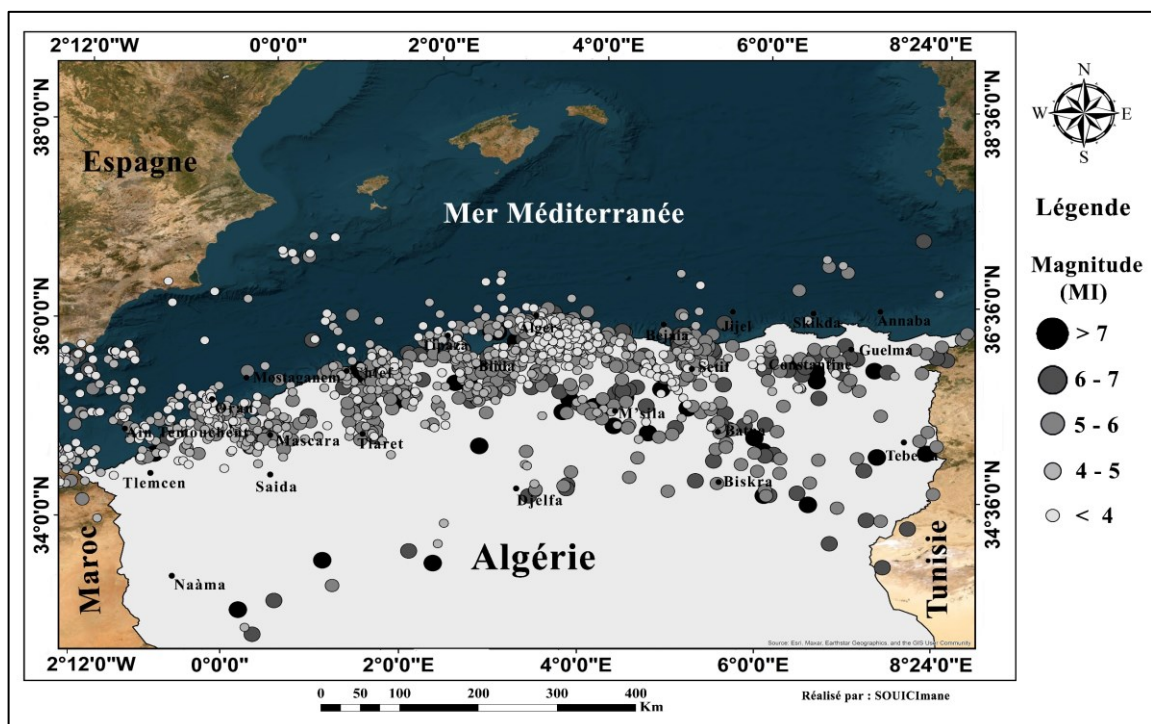


Figure.5.3 Sismicité du nord Algérien avec des magnitudes pour la période 1850-2022. (Source : Catalogue ISC ; CRAGG)

Au cours des dernières décennies, le nord de l'Algérie a été affecté par plusieurs séismes destructeurs, dont les plus marquants furent ceux d'El Asnam en 1980 (magnitude Mw 7,3) et de Boumerdès en 2003 (magnitude Mw 6,8). Outre ces événements majeurs, la région a également subi une série de séismes d'intensité modérée mais aux conséquences significatives, tels que : Constantine en 1985 (Mw 5,9), Tipaza (Cheouna) en 1989 (Mw 5,9), Mascara en 1994 (Mw 5,7), Aïn Témouchent en 1999 (Mw 5,7), et Beni Ourtilane en 2000 (Mw 5,7) (Figure 5.4).

Ces événements, bien que de magnitude intermédiaire, ont entraîné des pertes humaines importantes ainsi que des dégâts matériels considérables (Tableau.5.2). Ils illustrent la

vulnérabilité persistante du nord algérien, où se concentre l'essentiel de la population, des infrastructures socio-économiques et du patrimoine bâti du pays.

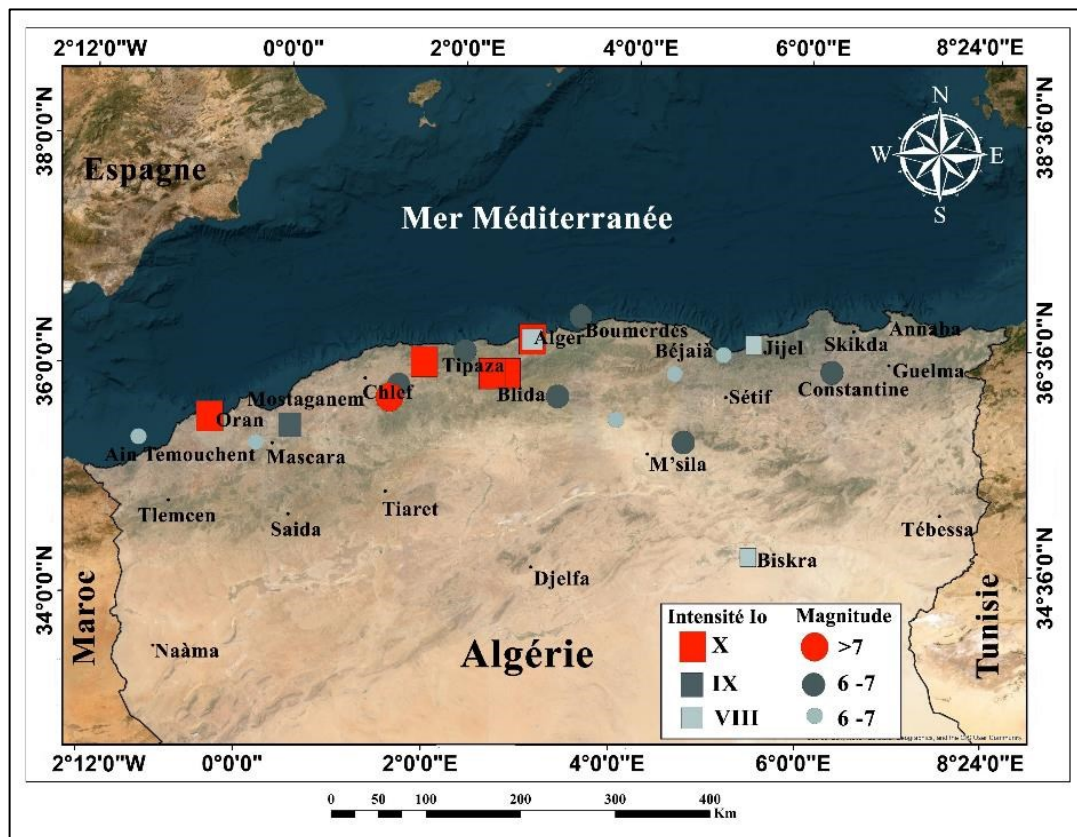


Figure.5.4 Les importants séismes historiques et instrumentales qui ont touché le nord Algérien.

(Source : catalogue : Ayadi et Bezzeghoud, 2015)

Tableau.5.2 Les principaux séismes touchés l'Algérie de 1365-2018, avec les nombres de victimes.

Localisation	Date	Intensité I / M	Magnitude M	Victimes
Alger	03/01/1365	X	/	Plusieurs
Alger	10/03/1673	X	/	20 000
Mitidja	03/02/1716	X	/	20 000
Oran	09/10/1790	X	/	2 000
Blida	02/10/1825	X	/	7 000
Djidjelli	22/08/1856	/	6,7	/
Kherba	09/03/1858	IX	/	/
Mitidja	02/01/1867	X–XI	7,5	100
Aurès	16/11/1889	IX	/	30
El-Kalaa	29/11/1887	IX–X	6,5	20
Gouraya	15/01/1891	X	/	28
Aumale	24/06/1910	VIII	/	81

Localisation	Date	Intensité I / M	Magnitude M	Victimes
Orléansville	09/09/1954	X	/	1 243
El Asnam	10/10/1980	X	7,3	2 633
Constantine	27/10/1985	VII	5,9	20
Tipaza	29/10/1989	VIII	5,9	22
Mascara	18/08/1994	VIII	5,7	171
Ain-Benian	04/09/1996	/	5,7	2
Aïn-Témouchent	22/12/1999	/	5,7	28
Beni-Ouartilane	10/11/2000	/	5,7	2
Boumerdes–Alger	21/05/2003	X	6,8	2 300

(Source : Ayadi et Bezzeghoud, 2015)

Le tableau.05.02 présente une synthèse des séismes ayant affecté le nord de l'Algérie, mettant en évidence leur intensité, leur magnitude ainsi que les pertes humaines occasionnées. L'analyse historique met en lumière la récurrence de séismes destructeurs, particulièrement dans les régions d'Alger. Parmi les séismes les plus meurtriers figurent ceux d'Alger en 1673 (20 000 victimes), Mitidja en 1716 (également 20 000 victimes), et El Asnam en 1980 (2 633 victimes), soulignant la vulnérabilité des populations face aux catastrophes naturelles.

- **Sismicité du Nord-Est Algérien**

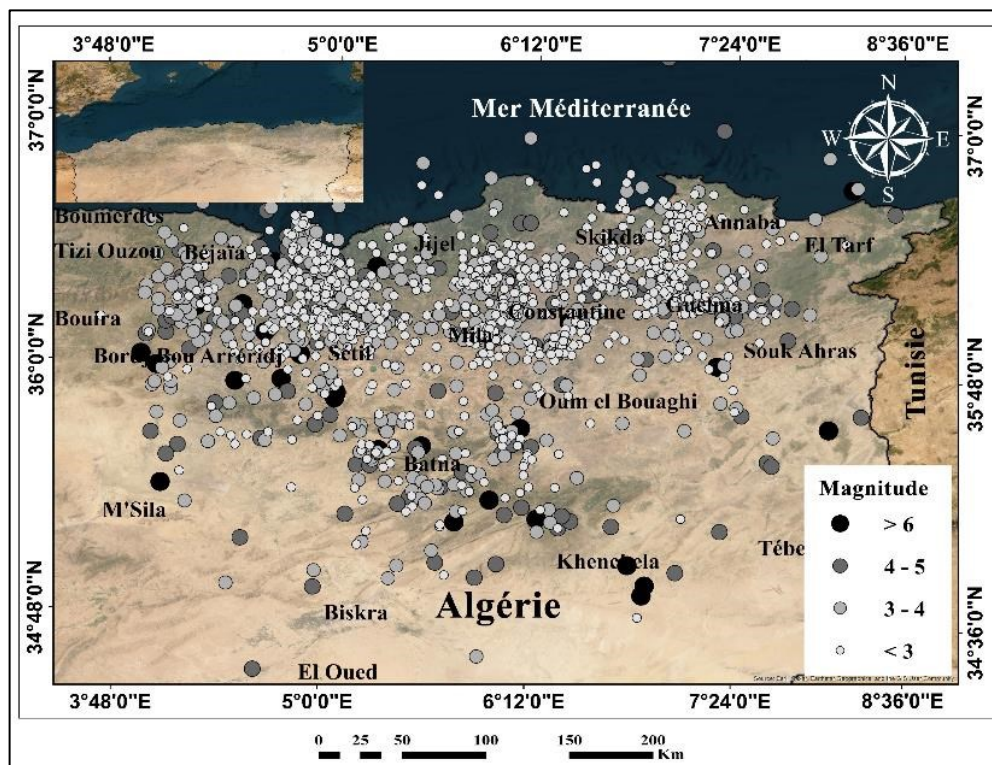


Figure.5.5 Sismicité du nord Est Algérien pour la période 1850-2020
(Source : Catalogue ISC ; CRAGG)

La carte sismique (Figure.5.5) met en évidence deux zones d'intérêt majeur dans le nord-est de l'Algérie : les régions de Constantine et de Mila. Ces secteurs s'inscrivent dans un contexte géodynamique complexe, résultant de la convergence active entre les plaques africaine et eurasienne.

La région de Constantine, située à l'interface entre les domaines tellien et atlasique, se distingue par une activité sismique historique notable, marquée notamment par le séisme de 1985 (Mw 6,0), qui a causé d'importants dégâts. Quant à la région de Mila, bien que moins documentée d'un point de vue historique, elle présente une sismicité persistante de faible à moyenne magnitude (Mw 3,0 à 5,0), suggérant une déformation crustale toujours active.

Ces deux zones semblent être interconnectées par un système de failles orientées NE-SO, en relation probable avec les structures majeures de la Petite Kabylie et le fossé de la Medjerda, situé en Tunisie voisine (Bezzeghoud & Buforn, 1999 ; Aoudia et al., 2000). La comparaison des mécanismes au foyer des séismes survenus à Constantine avec ceux observés à Boumerdès, plus à l'ouest, met en évidence une continuité structurale le long de la marge nord-algérienne (Ayadi et al., 2002 ; Buforn et al., 2004 ; Harbi et al., 1999).

5.3 SISMICITE DE LA REGION DE CONSTANTINE-MILA

L'activité sismique constitue l'une des manifestations les plus significatives des déformations néotectoniques dans la région de Constantine et la région de Mila. En effet, les séismes résultent de la libération soudaine de l'énergie accumulée par les contraintes tectoniques exercées sur les roches. Cette libération d'énergie se produit par rupture le long d'une ou plusieurs failles, généralement préexistantes. L'étude de la sismicité permet d'identifier les failles actives responsables de ces mouvements.

En Algérie, les données sismiques se divisent en deux catégories principales : la sismicité historique, documentée à travers les récits et les archives, et la sismicité instrumentale, enregistrée à l'aide de dispositifs modernes tels que les sismographes. Ces données sont essentielles pour comprendre l'évolution des déformations tectoniques et évaluer les risques sismiques dans des régions comme la région de Constantine et Mila. L'analyse combinée de ces données permet non seulement d'identifier les failles actives et leur comportement mécanique, mais aussi de mieux comprendre l'évolution des déformations crustales et d'évaluer plus précisément l'aléa sismique dans ces régions particulièrement vulnérables.

5.3.1 Sismicité historique

5.3.1.1 Sismicité historique de la région de Constantine

Le bassin continental Constantine–Mila, située au sein du domaine tellien oriental de l'Algérie, se distingue par une activité sismique modérée, résultant d'une déformation tectonique lente mais persistante (Harbi et al., 2003). Bien que la sismicité y soit généralement qualifiée de faible à modérée, les analyses historiques fondées sur des sources documentaires originales ont permis de reconstituer un passé sismique significatif, marqué par plusieurs événements notables. Ces travaux ont notamment permis la localisation d'épicentres macrosismiques et l'estimation d'intensités à partir d'effets observés et de témoignages.

Selon les recherches de Bezzeghoud et al. (1996), l'intensité maximale relevée dans la région de Constantine atteint VII-VIII sur l'échelle MSK, indiquant un potentiel de dommages importants, en particulier dans les zones urbanisées. Le séisme du 27 octobre 1985, d'une magnitude $M_s = 6.0$, localisé au nord du village d'El-Khroub (Bounif, 1990), constitue à ce jour l'événement sismique le plus marquant de la période instrumentale pour cette région. Il représente un repère majeur dans l'histoire sismique du bassin continental Constantine–Mila et un élément clé pour l'analyse du potentiel sismogénique régional.

En parallèle, les archives historiques témoignent de la présence d'une activité sismique ancienne dans cette région. Le plus ancien événement documenté remonterait à l'année 1838, au cours de laquelle, selon Rozet et Carette (1850), trois secousses modérées furent ressenties dans la nuit du 27 au 28 avril. Ces témoignages sont appuyés par les travaux de Saidani (1988), qui évoquent un séisme antérieur possible en 1837, hypothèse reprise par Harbi et al. (2003). Ces observations ont été consolidées par le rapport interne du CGS (2003), qui a permis d'établir une chronologie sismique fiable, reposant sur un recoupement rigoureux des sources.

Le Tableau.5.3 présente une synthèse des séismes historiques recensés dans la région de Constantine et ses environs immédiats. Cette compilation résulte d'un travail approfondi de revue bibliographique, croisant les archives scientifiques et les récits historiques. Elle met en évidence une sismicité récurrente depuis le XIXe siècle, marquée par des événements modérés ($M \sim 4.5-5.5$) survenant en moyenne une fois par décennie. Les résultats des travaux de Harbi et al. (2003) confirment cette régularité, avec des séismes documentés en 1838, 1850, et de manière continue durant le XXe siècle.

Cette documentation historique, précieuse pour l'évaluation de l'aléa sismique régional, met en lumière deux constats majeurs : une distribution spatio-temporelle relativement homogène des événements sismiques dans la région d'étude, l'absence de méga-séismes destructeurs ($M > 7.0$) dans les données disponibles à ce jour.

Tableau.5.3 Sismicité historique de la région de Constantine pour la période allant de 1908 à 1985

Date	Temps	Latitude	Longitude	Magnitude ou Intensité
4/08/1908	2 h 11'	36° 24' N	6° 36' E	VIII
22/01/1925	11 h 00'	36° 10' N	6° 35' E	V
23/10/1928	5 h 23' 29"	36° 18' N	6° 35' E	VI
19/03/1946	6 h 00'	36° 24' N	6° 36' E	IV
6/08/1947	9 h 45' 38"	36° 18' N	6° 40' E	5.3 (VIII)
18/11/1947	5 h 59'	/	/	IV (Constantine)
20/12/1947	10 h 30'	/	/	IV (El-Khroub)
21/07/1948	11 h 40'	/	/	IV (Constantine)
17/09/1948	19 h 00'	36° 24' N	6° 36' E	IV
25/08/1959	22 h 31' 30"	36° 20' N	6° 40' E	V
27/10/1985	19 h 34' 59"	36° 24' N	6° 39' E	6.0 (El Aria)

(Source : Bounif M. O. A., 1990)

Le Tableau.5.3, extrait des travaux de Bounif M. O. A. (1990), fournit une chronologie détaillée des séismes ayant affecté la région de Constantine sur une période d'environ 80 ans, allant de 1908 à 1985. Cette base de données historique met en évidence une activité sismique récurrente, avec des événements de magnitudes variables, reflétant une dynamique tectonique persistante au sein du bassin continental Constantine–Mila. Au cours de cette période, la région a été le théâtre d'un séisme majeur celui du 27 octobre 1985 ($M_s = 6.0$) ainsi que de plusieurs séismes modérés, dont celui du 6 août 1947 (magnitude estimée à 5.3, intensité MSK VIII), qui révèle l'existence d'effets locaux amplifiés. L'analyse des intensités associées aux différents événements montre une prépondérance d'intensités comprises entre IV et VI, illustrant une sismicité modérée mais significative. Il est à noter une concentration inhabituelle d'événements dans les années 1940, avec six séismes enregistrés en huit ans, ce qui pourrait indiquer une phase d'instabilité tectonique accrue.

La répétition des épencentres dans une zone délimitée par les coordonnées 36°18'–36°24' N / 6°35'–6°40' E suggère la présence d'un réseau de failles actives localisées, probablement associées aux structures tectoniques profondes du Constantinois. Cette récurrence spatiale implique une focalisation de l'activité sismique sur un segment crustal potentiellement instable.

Bien que certaines données restent incomplètes notamment pour les séismes de 1947-1948, en raison de l'absence de mesures instrumentales précises, le catalogue historique établi par Bounif (1990) constitue une ressource essentielle pour la modélisation de l'aléa sismique régional. Il confirme la nécessité d'intégrer cette sismicité ancienne dans les approches modernes d'évaluation du risque sismique.

Parmi les événements historiques les plus significatifs, trois séismes se distinguent par leur intensité et leurs conséquences :

- Le 4 août 1908 : d'intensité MSK VIII, localisé au nord de Constantine, il reste l'un des séismes les plus puissants de l'histoire sismique régionale.
- Le 6 août 1947 : magnitude estimée à 5.3, avec une intensité atteignant VIII ; il a principalement touché les environs d'Oued El Hamimine, à proximité d'El Aria.
- Le 27 octobre 1985 : magnitude 6.0, localisé à l'est de Constantine, dans la même région d'El Aria, où les dégâts ont été particulièrement sévères.

La proximité des épicentres des séismes de 1947 et 1985, avec une marge d'erreur estimée à 10 km, suggère fortement une réactivation d'une même structure tectonique sous-jacente. Cette hypothèse est renforcée par la concentration spatiale des effets destructeurs, particulièrement dans un triangle formé par Constantine, El Khroub et El Aria zones les plus touchées lors de ces crises.

5.3.1.2 Sismicité historique de région de Mila

La région de Mila, située dans le nord-est de l'Algérie, se distingue par une sismicité notable, attestée tant par les archives historiques que par les données instrumentales récentes (Benouar, 1994 ; Benaïssa et al., 2021 ; Boughacha et al., 2022 ; Meghraoui, 1988 ; Bouhadad, 2013). Avant l'installation des premiers instruments sismologiques en 1910, la connaissance des séismes dans cette région reposait essentiellement sur des descriptions macrosismiques, limitant ainsi la précision des analyses.

Historiquement, Mila a été le théâtre de plusieurs séismes destructeurs dès le XIV^e siècle, parmi lesquels celui de 1365, qui engendra d'importantes destructions dans le nord Constantinois, et celui de 1716, responsable de dégâts sévères sur les structures traditionnelles. D'autres événements sismiques ont également été recensés en 1825 et 1856, bien que l'absence d'enregistrements instrumentaux empêche d'en estimer précisément la magnitude.

Aujourd'hui, grâce aux progrès technologiques et à la densification du réseau de surveillance sismologique, la sismicité instrumentale dans la région de Mila est mieux documentée, confirmant la forte activité tectonique caractéristique de cette zone de convergence. Les séismes observés, généralement de magnitude modérée, exposent la région à des effets géologiques secondaires importants, tels que les glissements de terrain, soulignant ainsi la nécessité d'intégrer Mila comme une zone clé dans les études d'aléa sismique en Algérie.

5.3.2 Sismicité instrumentale

5.3.2.1 Sismicité instrumentale de la région de Constantine

Depuis le séisme dévastateur de Boumerdès en 2003, qui a révélé la vulnérabilité importante du territoire algérien face aux risques sismiques, l'Algérie a entrepris un renforcement significatif de son dispositif national de surveillance sismique. Le pays s'est ainsi doté d'un réseau dense et moderne, composé de plusieurs dizaines de stations sismologiques, intégrant à la fois des technologies télémétriques et numériques de pointe. Ce réseau couvre de manière systématique l'ensemble de la zone nord du pays, la région la plus exposée aux aléas sismiques, tout en s'étendant jusqu'à la région méridionale de Tamanrasset. Cette couverture étendue illustre une démarche globale et exhaustive visant à assurer une surveillance continue et efficace de l'ensemble du territoire national.

Cette modernisation permet une détection plus fine, un enregistrement précis et une analyse approfondie des mouvements sismiques, offrant ainsi un outil essentiel pour la prévention des risques et la gestion des crises sismiques en Algérie. Par ailleurs, le bassin de Constantine, situé à l'est du pays, constitue une zone particulièrement active du point de vue tectonique. Localisé le long d'un important accident décrochant (Bounif, 1990), ce bassin est marqué par une déformation crustale continue, traduite par une sismicité récurrente (Figure.5.6). Sa genèse est étroitement liée aux mouvements décrochants résultant de la convergence des plaques africaine et eurasiennne. Ce secteur a connu plusieurs séismes notables, parmi lesquels figure l'événement majeur du 27 octobre 1985, d'une magnitude de 6,0, qui reste le plus récent séisme significatif enregistré dans cette région.

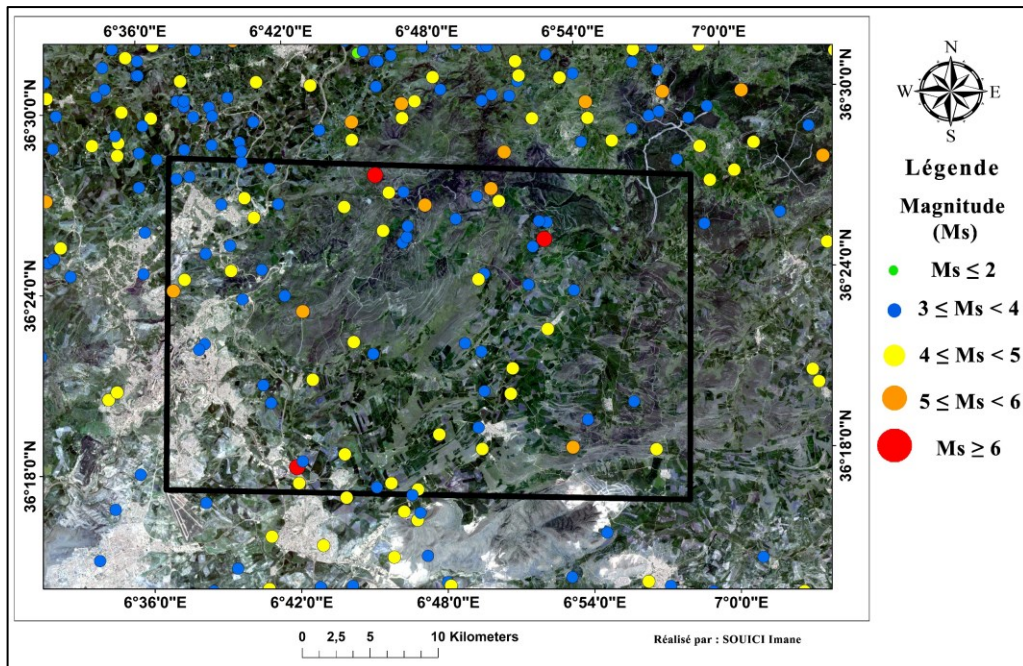
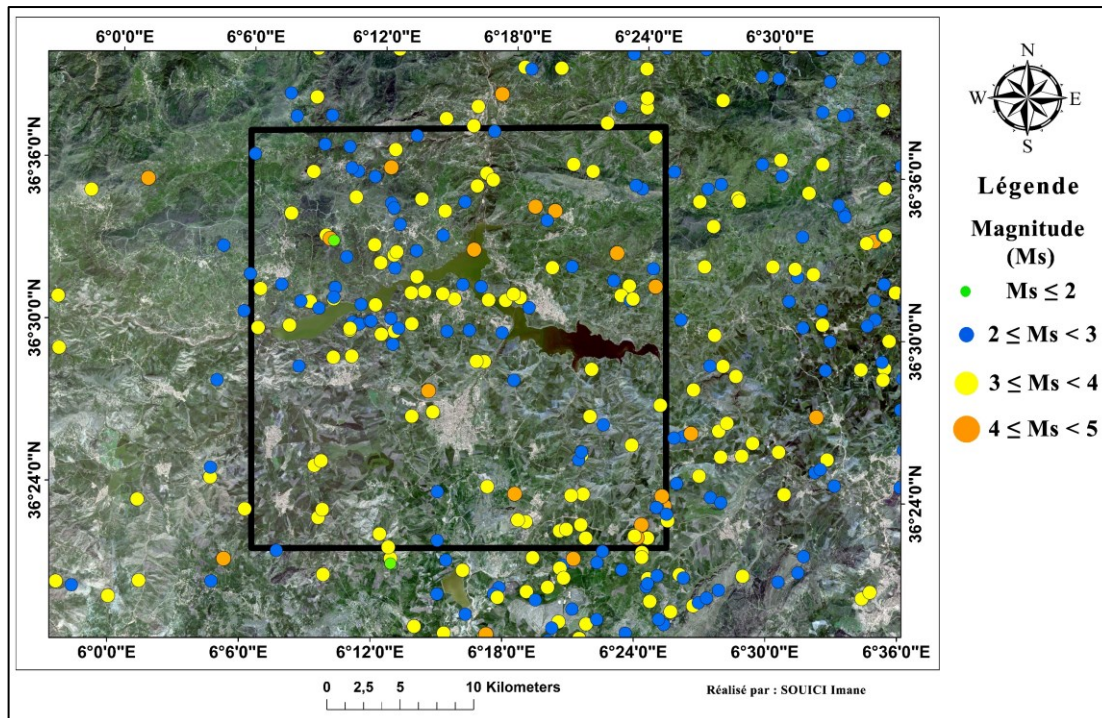


Figure.5.6 Sismicité instrumentale de la région d'EL Aria.
(Source : Auteure)

5.3.2.2 Sismicité instrumentale de la région de Mila

Le bassin néogène de Mila, situé dans le nord-est de l'Algérie, se trouve dans un contexte géodynamique particulier, marqué par la convergence des plaques africaine et eurasienne. Cette configuration tectonique en fait une zone sismiquement active, comme en attestent les nombreux séismes enregistrés au cours des siècles passés, principalement de faible à moyenne magnitude (Ayadi et Bezzeghoud, 2015). Les données instrumentales récentes confirment une activité sismique persistante (Figure 5.7), bien que généralement modérée, soulignant ainsi l'importance d'une surveillance continue. Certains événements récents, notamment le séisme du 7 août 2020 ($M_w = 4,9$), cas d'étude majeur, ont mis en évidence le potentiel de risques géotechniques secondaires, tels que le glissement de terrain d'El Kherba, même en présence de magnitudes relativement modestes. Actuellement, grâce à un réseau national dense, constitué de 35 stations télémétrées et 45 stations digitales, la sismicité de la région est précisément documentée. Le séisme du 7 août 2020, localisé à une profondeur de 10 km, a causé d'importants dégâts matériels, des fissurations et des glissements de terrain dans la ville de Mila et ses environs. Il a été suivi par plusieurs répliques, notamment celles du 17 août 2020 ($M_w = 4,5$) et du 1^{er} avril 2021 ($M_w = 4,4$), témoignant de l'activité continue des failles locales. L'analyse sismotectonique montre que la région est soumise à un régime compressif nord-sud, lié à la dynamique de convergence Afrique-Eurasie, générant principalement des séismes peu profonds, souvent associés à des effets géologiques secondaires.



**Figure.5.7 Sismicité instrumentale de la région de Mila.
(Source : Auteure)**

5.3.3 Micro sismicité (2004–2020) dans la région Constantine-Mila

L'analyse de l'évolution de la sismicité dans la région de Constantine entre 2004 et 2020 met en évidence des tendances significatives. La période historique, notamment avant 2004, a été marquée par des séismes de magnitude modérée mais aux effets destructeurs, à l'image des événements de 1908, 1947 et 1985, généralement associés au système de failles orienté NE-SO (Bezzeghoud et Buforn, 1999 ; Aoudia et al., 2000). Ces failles occupent une position structurale majeure et interviennent activement dans la dynamique tectonique de la région.

L'évolution de l'activité sismique dans la région de Constantine entre 2004 et 2020 révèle des caractéristiques distinctes par rapport à celles observées durant les périodes historiques précédentes. Traditionnellement marquée par des séismes modérés mais destructeurs (1908, 1947, 1985), cette région montre aujourd'hui une activité plus diffuse mais toujours significative, témoignant de la persistance des contraintes tectoniques.

En revanche, la région de Mila, bien qu'elle fasse partie du même contexte géodynamique, ne présente pas un grand nombre de séismes historiques répertoriés. Ce constat ne signifie pas nécessairement une absence de risque sismique, mais pourrait s'expliquer par un manque de documentation ancienne ou par une sismicité plus diffuse et moins fréquente. Toutefois, certains séismes récents, bien que de faible à moyenne magnitude, montrent que ce secteur

reste potentiellement actif, notamment dans des zones de transition tectonique où les contraintes peuvent se réactiver.

De l'examen de la Figure.5.8, représentant la distribution spatiale de l'activité sismique dans la région de Constantine-Mila et ses environs entre 2004 et 2020, plusieurs observations significatives peuvent être dégagées. Les épicentres sismiques, figurés par des cercles dont le rayon est proportionnel à la magnitude, mettent en évidence une concentration non homogène de la sismicité.

On note tout d'abord une forte densité d'événements sismiques autour de la ville de Constantine, en relation avec le système de failles actives orientées NE-SO, traduisant une activité tectonique soutenue et persistante dans cette zone. Ce secteur semble particulièrement affecté par des microséismes, mais également par des séismes modérés enregistrés au fil du temps, confirmant le potentiel sismique latent du bassin continental Constantine–Mila. Ensuite, la région de Mila présente une activité sismique plus dispersée et globalement moins intense, mais non négligeable. Bien que peu de séismes historiques y soient répertoriés, un événement récent notable s'est produit le 07 août 2020, avec une magnitude $M_s = 4.9$. Ce séisme, qui a causé des dégâts matériels importants et une vive inquiétude au sein la population locale. Il a surtout été à l'origine d'un méga glissement de terrain à El Kherba, causant des dommages majeurs à l'environnement bâti. Cet événement a confirmé que cette région reste sismiquement active, même si elle était considérée comme modérément exposée. Il témoigne d'une possible réactivation tectonique locale, probablement en lien avec un système de failles mal cartographié ou sous-estimé. Il rappelle également que même des séismes de magnitude modérée peuvent engendrer des effets secondaires destructeurs, en particulier dans les zones instables ou urbanisées sans prise en compte adéquate des risques géotechniques. Ce constat souligne l'importance de renforcer la cartographie tectonique et les études de vulnérabilité locale.

Enfin, certains événements sismiques sont situés en périphérie du bassin de Constantine, ce qui suggère l'implication de structures secondaires ou de failles profondes encore peu étudiées. L'ensemble de ces observations met en évidence la complexité géodynamique de la région Constantine-Mila, nécessitant une approche intégrée combinant données historiques, instrumentales et géotechniques pour affiner la cartographie du risque sismique et améliorer les politiques d'aménagement du territoire, notamment pour les zones urbaines et à fort enjeu socio-économique.

L'analyse de cette carte fait ressortir plusieurs éléments significatifs relatifs à la sismicité générale de la région étudiée :

- La distribution spatiale des épicentres révèle un essaim sismique (ou nuage d'épicentres) organisé selon deux directions préférentielles : l'une orientée Nord-Est–Sud-Ouest (NE–SW), l'autre selon un axe Nord–Sud (N–S).
- Aux alentours du village d'El-Aria, au sud-est de Constantine, présente une activité sismique notable marquée par le séisme historique le plus puissant de la région ($M_s=6$). Les épicentres, localisés autour du village, s'alignent selon une direction NE-SW, correspondant à des structures géologiques actives, probablement des failles décrochantes.
- Une activité microsismique marquée est observée dans la région d'Ouled Rahmoune, localisée au sud-ouest de la zone d'étude.
- La zone localisée au sud du village d'El-Khroub présente une concentration sismique notable, avec plus d'une dizaine d'épicentres recensés autour des localités d'El-Guerrah et Sigus. Bien que les magnitudes exactes de ces événements n'aient pu être déterminées,
- Le secteur sud-est de Constantine, plus précisément près d'Oued Hamimine au nord d'El-Khroub, présente une activité sismique significative matérialisée par un essaim d'épicentres. Cette zone a enregistré deux séismes majeurs de magnitude $M_s=5$, dont le notable tremblement de terre de 1947.
- Plusieurs épicentres sont localisés le long de l'Oued Hamimin, avec une concentration particulièrement marquée dans la portion méridionale de cette structure. Cette activité sismique soutenue semble étroitement liée à la présence d'un accident tectonique orienté globalement selon un axe Nord–Sud (N–S).
- Cet accident tectonique, déjà identifié comme une structure active par Coiffait (1994) et Benabbas (2006), semble s'étendre plus largement vers le sud. Cette extension confirmerait l'existence d'un alignement sismique préférentiel selon une direction nord–sud dans cette partie de la région.
- Le secteur Sud-Est de Constantine, particulièrement autour d'Oued Hamimine au nord d'El-Khroub, se caractérise par une activité sismique intense marquée par un essaim d'épicentres et deux séismes majeurs de magnitude $M_s=5$, dont celui de 1947. L'analyse de la distribution spatiale révèle une concentration accrue des événements dans la partie méridionale de cette zone, suggérant un contrôle structural par un accident orienté N-S. Cette faille active, identifiée précédemment par Coiffait (1994) et Benabbas (2006),

présenterait une extension méridionale plus importante qu'estimée initialement, confirmant ainsi l'existence d'une direction sismique préférentielle nord-sud dans cette région

- Au nord du Djebel Kellal, ainsi qu'au niveau de l'Oued El Hdjar, on observe une sismicité anormalement élevée. Bien que la forte densité de carrières dans ce secteur puisse en partie contribuer à cette concentration, elle ne saurait, à elle seule, en rendre totalement compte. Par ailleurs, cette zone se distingue par la présence de grands mouvements gravitaires, susceptibles d'influencer l'activité sismique locale.
- Dans le secteur du Djebel Oum Settas, et plus particulièrement en direction du sud, une nette diminution de la sismicité est constatée.
- À l'Est du Djebel El Ouahch, l'activité sismique demeure faible et relativement dispersée.
- La zone située à l'est du village de Didouche Mourad, plus précisément sur le versant nord-est du Djebel el-Ouach, présente une activité sismique notable caractérisée par un essaim d'épicentres localisés sur le flanc septentrional de ce massif. Ces événements sismiques, dont les magnitudes sont comprises entre 3 et 4 sur l'échelle de Richter, révèlent une activité tectonique localisée dans ce secteur.
- La région à l'est de Djebel El Ouahch, et plus précisément sur le versant nord-est près de Didouche Mourad, montre une activité sismique localisée mais significative. Un essaim d'épicentres, correspondant à des séismes de magnitude modérée ($3 < M_s < 4$), a été enregistré sur le flanc septentrional du massif. Bien que l'activité globale de la zone reste faible, cette concentration d'événements suggère une activité tectonique localisée, potentiellement liée à des structures géologiques secondaires ou à des réajustements crustaux dans ce secteur.
- Nord du village de Sidi-Merouane : Un ensemble d'épicentres sismiques est principalement situé le long des oueds Iter et Enndja. L'activité sismique dans cette zone est diffuse, mais certains séismes ont atteint des magnitudes supérieures à $M_s 4$.
- Au Nord-Ouest de la ville de Mila, les épicentres présentent une dispersion marquée le long des vallées et des reliefs de la région. Un événement sismique significatif s'est produit en amont de la vallée de l'Oued Enndja, avec une magnitude estimée entre $M_s 4,0$ et $4,5$.

- Sud-ouest de la ville de Mila : Un groupe d'épicentres est localisé dans les zones élevées marquant la partie amont de la vallée d'Oued Melah. Ces séismes ont des magnitudes variantes entre Ms 3 et 4.

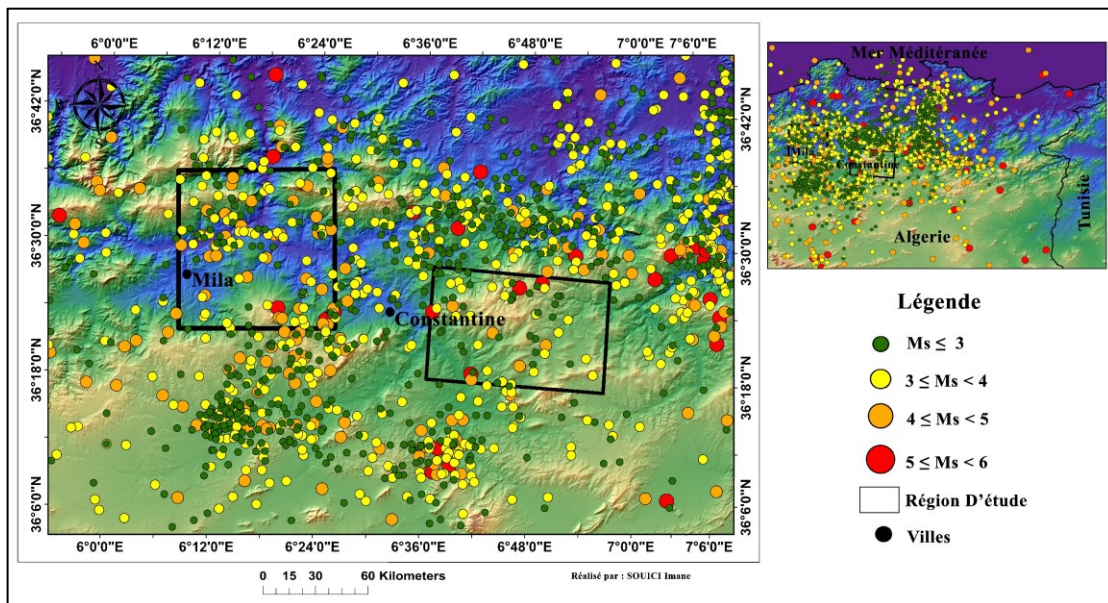


Figure.5.8 Répartition spatio-temporelle de la micro sismicité Entre 2004 et 2020. (Constantine-Mila). (Source : Auteure)

5.3.4 Les séismes étudiés

Les sections suivantes de ce chapitre examinent les déformations associées à deux types d'événements sismiques affectant la région d'étude citées dans le tableau.5.4.

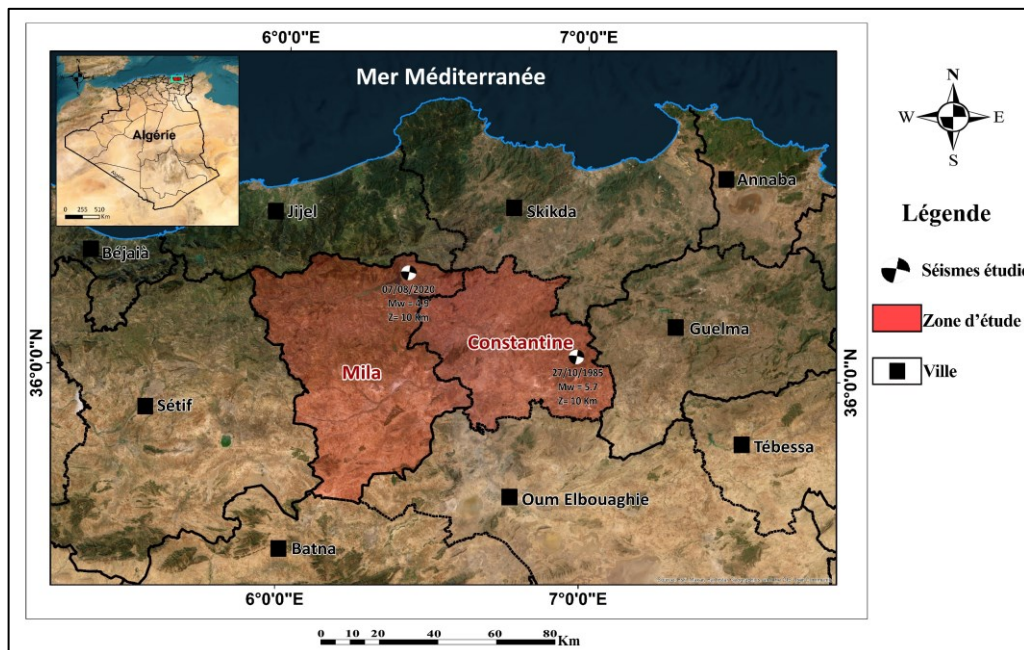


Figure 5.9 Localisation géographique des événements sismiques étudiés. A. Localisation des événements sismiques étudiés en Algérie. B. Localisation des événements sismiques étudiés (séismes de Constantine et Mila) (Source: C.R.A.A.G, USGS/NEIC, IGN (2020), Bounif, 1990)

Le premier est un séisme historique majeur survenu le 27 octobre 1985, d'une magnitude de 5.7 Mw, dont l'épicentre était situé à environ 24 km du centre-ville de Constantine, dans la région d'El Aria (Bounif., 1990). Cet événement significatif, qui reste l'un des plus importants enregistrés dans la région au cours des dernières décennies, a provoqué des dégâts considérables et permis de mettre en évidence les particularités tectoniques de cette zone.

Le second type d'événements regroupe une série de séismes récents ayant secoué la région de Mila au cours de l'été 2020. Cette séquence sismique d'août-septembre 2020 centrée autour des localités de Grarem et Hammala. Cette dernière séquence, initiée le 17/07/2020 par un séisme de Ms 4.5, a culminé avec l'événement principal du 7 août 2020 (Mw 4.9) suivi d'une réplique significative de Ms 4.5 le même jour, puis de plusieurs répliques de magnitude modérée (Mw 3.0-3.5) jusqu'au 1er septembre 2020. La distribution spatiale de ces séismes, particulièrement concentrée entre Grarem et Hammala, ainsi que leur magnitude croissante suivie d'une décroissance progressive, suggère un processus de réactivation tectonique locale potentiellement lié à un système de failles mal contraint (Tableau.5.4).

L'analyse de ces événements, permettra de mieux comprendre la dynamique sismotectonique de cette région et d'affiner l'évaluation de l'aléa sismique dans ce bassin de Constantine-Mila.

Tableau.5.4 Liste des séismes étudiés

Événement	Date	Heure	Magnitude (Ms)	Localisation
1°	27/10/1985	19 :34	5.7	24 km du centre-ville de Constantine (région d'El Aria)
2°	17/07/20	9:12	4,5	1 Km Nord Sidi Marouane
	17/07/20	9:51	3,4	6 Km Nord-Est Sidi Marouane
	17/07/20	10:45	3,2	4 Km Nord-Est Sidi Marouane
	17/07/20	10:49	3,4	8 Km Nord-Est Sidi Marouane
	17/07/20	11:17	3,4	7 Km Nord-Est Sidi Marouane
	17/07/20	13:48	3,4	7 Km Sud Sidi Marouane
	20/07/20	5:56	3,2	9 Km Sud-Est de Hammala
	01/08/20	13:38	3,3	5 Km Nord-Est de Grarem
	07/08/20	7:15	4,9	2 Km Sud-Est de Hammala
	07/08/20	12:13	4,5	3 Km Sud de Hammala
	10/08/20	11:31	3,2	2 Km Nord-Est de Grarem
	11/08/20	14:50	3,5	5 Km Nord-Ouest de Grarem
	23/08/20	15:24	3,3	3 Km Ouest de Grarem
	23/08/20	18:14	3,3	2 Km Sud de Hammala
	31/08/20	14:09	3,3	2 Km Nord-Ouest de Grarem
	01/09/20	21:57	3	9 Km Ouest de Grarem

(Source: C.R.A.A.G, USGS/NEIC, IGN (2020), Bounif, 1990)

L'analyse des déplacements co-sismiques repose sur une méthode inverse visant à identifier les failles actives responsables des séismes et à déterminer leur mécanisme de rupture (sens

de mouvement, rejet, etc.). Cette approche permet de reconstituer la géométrie des structures tectoniques impliquées et d'évaluer leur potentiel sismogène. Théoriquement, une relation empirique bien établie relie la magnitude d'un séisme à plusieurs paramètres mécaniques, notamment la longueur de la faille activée, l'amplitude du déplacement sur cette faille, ainsi que la durée de la rupture. Par exemple, un séisme de magnitude $M_s = 9$ est généralement associé à une faille d'environ 800 km de long et un déplacement de l'ordre de 8 mètres, avec une durée de rupture avoisinant 250 secondes. À l'inverse, un séisme modéré de magnitude $M_s = 5$ correspond typiquement à une faille d'environ 3 km, un déplacement d'environ 0,5 mètre et une durée de rupture proche d'une seconde. Ainsi, l'analyse des déplacements co-sismiques permet non seulement de caractériser les failles actives, mais aussi d'estimer indirectement la magnitude et les paramètres dynamiques des séismes. Le tableau ci-dessous résume ces relations pour différentes magnitudes :

Tableau.5.5 Relation empirique Magnitude, déplacement

Longueur de la faille activée (Km)	Déplacement (m)	Magnitude M_w	Durée de la rupture (sec.)
800	8	9	250
250	5	8	85
50	1	7	15
10	0,2	6	3
3	0,5	5	1
1	0,02	4	0,3

(Source : Larroque et Virieux, 2001)

L'étude précise des déplacements co-sismiques a connu une révolution avec l'avènement des données Sentinel de l'Agence Spatiale Européenne (ESA). Ce programme fournit gratuitement des images radar (SAR) de haute résolution temporelle et spatiale, permettant une surveillance fine des déformations tectoniques.

5.3.4.1 Séisme du 27 Octobre 1985 (Constantine)

Le séisme du 27 octobre 1985 à 19h34'59", d'une magnitude de 6 sur l'échelle de Richter, constitue l'un des événements sismiques majeurs enregistrés dans l'Atlas tellien depuis le séisme d'El Asnam (1980, $M=7.3$). Localisé par un réseau de 288 stations sismologiques internationales, son épicerne a été précisément déterminé à $36^{\circ}24'N$ et $6^{\circ}39'E$, correspondant à la région d'El Aria située à 24 km à l'est de Constantine, avec un foyer à 10 km de profondeur (Bounif, 1990). Les données consolidées du C.R.A.A.G (Alger), du C.S.E.M (France) et de l'U.S. Geological Survey (Colorado) confirment les paramètres de

ce séisme significatif, survenu dans le contexte tectonique complexe de la convergence des plaques africaine et eurasienne.

Tableau.5.6 Caractéristiques du séisme du 27 octobre 1985

Heure GMT	Épicentre instrumental		Épicentre macrosismique		Intensité max	Magnitude (Ms)	Rayon Perception	Profondeur (h)
	Lat	Long	Lat	Long				
19 :34 :59	36°40' N	6°65' E	36°39' N	6°85' E	I ₀ =VIII (El Aria)	Ms = 5.7	R=130 Km	H=10Km

(Source : CRAAGauteure)

Légende : **Heure GMT** : Heure du choc principal en temps universel ; **Épicentre instrumental** : Localisation par données sismologiques ; **Épicentre macrosismique** : Localisation basée sur les observations de terrain ; **Intensité max (I₀)** : Intensité maximale observée (échelle MSK) ; **Magnitude (M_s)** : Magnitude des ondes de surface ; **Rayon perception** : Zone de perception des secousses ; **Profondeur (h)** : Profondeur hypocentrale.

Note : Les coordonnées instrumentales et macrosismiques présentent un léger écart (0.01° en latitude, 0.20° en longitude), reflétant la différence entre la localisation instrumentale et la zone de dommages maximaux.

Sur le plan géographique, la wilaya de Constantine, - zone d'étude de notre recherche sismologique - située dans le nord-est de l'Algérie (Figure 5.10), occupe une position géographique stratégique entre les montagnes de l'Atlas tellien et la vallée du Haut Tell, à environ 430 km de la capitale Alger. Elle est traversée par l'Oued Rhumel, une rivière qui façonne son relief escarpé, contribuant à la formation de profondes gorges et de ravins. Cette région se distingue par une morphologie unique marquée par un relief particulièrement accidenté. La ville elle-même, édiflée sur un plateau rocheux calcaire culminant à 650 mètres d'altitude, est encerclée par les impressionnantes gorges de l'oued Rhummel, dont les parois verticales atteignent localement 200 mètres de profondeur.

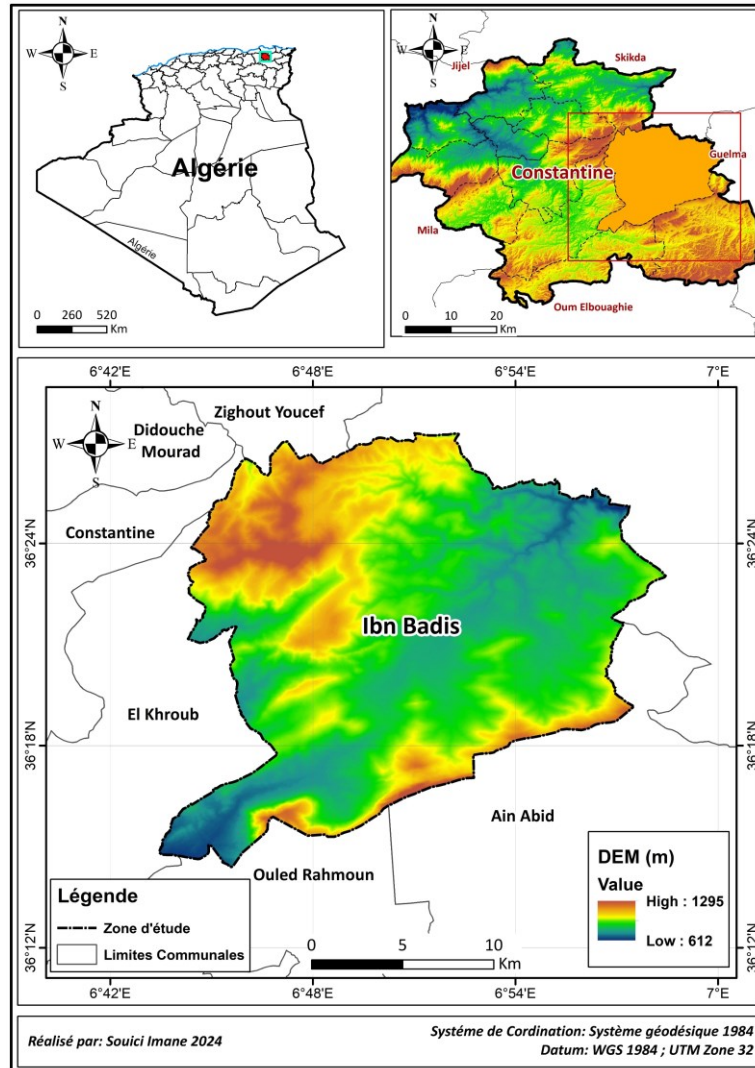


Figure.5.10 Situation géographique et limites administratives de la zone d'étude.

(Source : Auteure)

Sur le plan géologique, le séisme du 27 octobre 1985 a révélé des caractéristiques structurales remarquables. Bien que les observations de terrain n'aient mis en évidence qu'une rupture superficielle limitée à 4,5 km de longueur, l'analyse de la distribution spatiale des répliques par a permis d'identifier une zone de faille active s'étendant sur environ 36 km, correspondant vraisemblablement à la portion nord de la faille de Ain Smara (Bounif., 1990). Cette structure présente une segmentation en trois tronçons de longueur comparable et se caractérise par une direction moyenne N55°, un mécanisme de décrochement senestre pur et des marqueurs quaternaires attestant d'une activité tectonique récente (Bounif., 1990). L'analyse du choc principal révèle un mécanisme focal typique du système de failles NE-SO de l'Atlas tellien, avec une profondeur hypocentrale comprise entre 8 et 12 km, caractéristique d'un séisme crustal superficiel. Les différentes agences sismologiques ont rapporté des magnitudes variantes entre 5,7 et 6,0 (échelle de Richter) (Tableau.5.7),

confirmant l'importance de cet événement qui a activé préliminairement le segment nord de la faille de Ain Smara, avec une longueur de rupture estimée à 15 ± 5 km selon la distribution des répliques.

Tableau 5.7 Magnitudes calculées par différentes institutions sismologiques

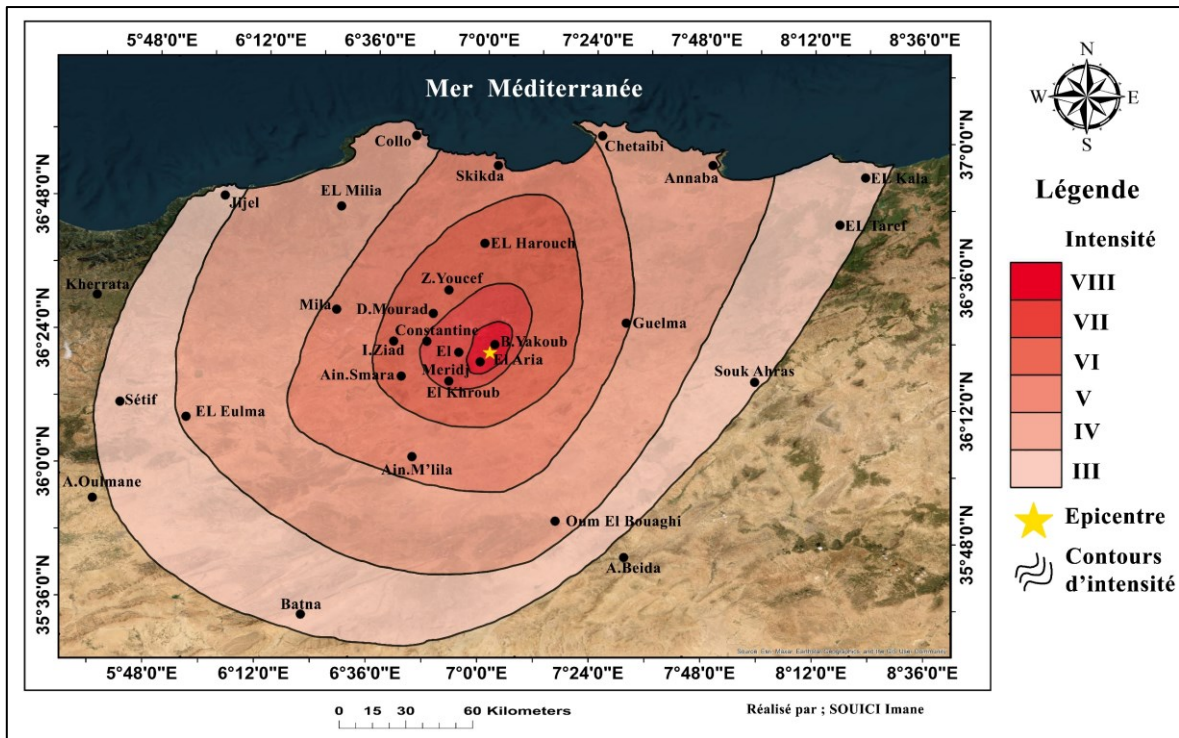
Station/Organisme	mb	Ms	Observations
LDG	-	5.2	-
NEIC	5.5	5.9	-
PEK	6.0	6.0	-
ISC	5.4	5.9	-
CRAAG	-	6.0	Valeur officielle retenue

(Source : Auteure)

La Figure.5.11 illustre la carte macrosismique établie à la suite des enquêtes de terrain menées auprès de la population locale et dans les zones environnantes, peu après le séisme (Bounif., 1990). Cette carte a été construite en traçant des courbes isoséistes, représentant les zones d'intensité sismique équivalente, à partir de données ponctuelles recueillies sur les effets ressentis et les dommages observés. Elle permet de visualiser la répartition spatiale des intensités macrosismiques dans l'ensemble de la région affectée (Bounif, 1990).

L'analyse de cette carte révèle une décroissance progressive des intensités en s'éloignant de l'épicentre, ce qui est cohérent avec la magnitude du séisme et la distance aux zones sources. Toutefois, le resserrement marqué des courbes isoséistes autour de la région d'El Aria met en évidence l'intensité des secousses et l'ampleur des dégâts dans cette zone, soulignant son activité sismique significative.

Par ailleurs, l'orientation générale des lignes isoséistes suit une direction préférentielle nord-est / sud-ouest (NE-SO), avec une extension de la zone macrosismique atteignant jusqu'à 105 km (Bounif., 1990). Cette distribution indique que les dommages les plus importants se sont concentrés le long de cet axe, suggérant une propagation de l'énergie sismique selon cette direction dominante.



**Figure.5.11 Carte des isoséistes du séisme de Constantine du 27/10/1985
(Source : Bounif, 1990)**

La Figure.5.12 illustre la distribution spatiale des répliques enregistrées entre le 2 et le 21 novembre 1985 suite au séisme principal du 27 octobre. Cet ensemble de plus de 1200 événements (magnitudes comprises entre 1,3 et 4,1) (Bounif, 1990) ; présente une organisation géométrique remarquable, avec une concentration d'épicentres alignés selon une direction NE-SO sur environ 36 km de longueur et 3 km de largeur, traversant la région d'El Aria. Cette configuration spatiale, qui coïncide avec l'orientation des isoséistes de la carte macrosismique, suggère fortement que la séquence sismique a été générée par l'activation d'un segment de faille crustale présentant ces caractéristiques directionnelles. La bonne corrélation entre l'allongement des courbes isoséistes et la distribution des répliques confirme l'existence d'une structure tectonique active orientée NE-SW, et permet de mieux contraindre les paramètres géométriques de la zone de rupture. Cette cohérence entre données macrosismiques et distribution des répliques renforce notre compréhension des mécanismes tectoniques à l'origine de ce séisme majeur.

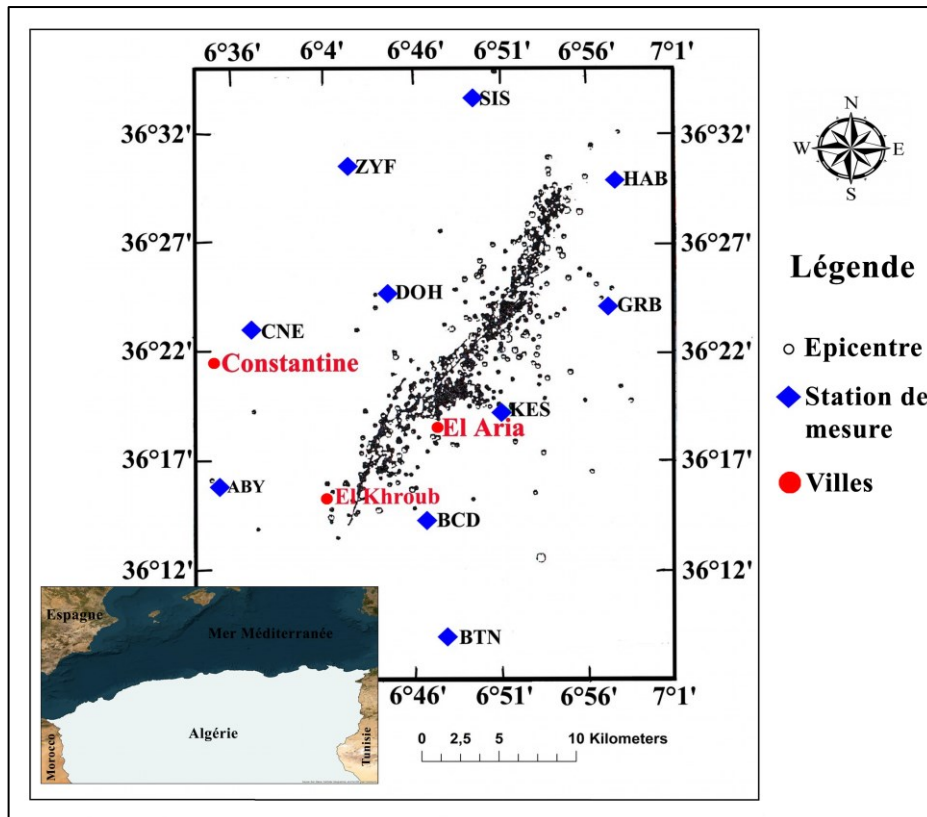


Figure.5.12 Répartition spatiale des répliques du séisme de Constantine du 27/10/1985.

(Source : Bounif ; 1990)

- **Les effets engendrés par le séisme : cas de la région d'El Aria**

L'analyse des données relatives au séisme du 27 octobre 1985 révèle une gradation des dommages en fonction de la proximité à l'épicentre. La zone triangulaire formée entre El Khroub, Constantine et Beni Yacoub a été la plus durement touchée, enregistrant près de 80 % de destructions parmi les constructions anciennes, avec un bilan humain lourd de 10 morts et plus de 300 blessés. Bien que située à environ 25 km au sud-est de Constantine, la localité d'El Aria a paradoxalement subi des dégâts considérables, notamment au niveau des infrastructures agricoles, causant à elle seule cinq victimes. À Beni Yacoub, des manifestations tectoniques majeures ont été observées, avec une fissure de 700 mètres de long révélant des déplacements crustaux importants, mesurant jusqu'à 18 cm horizontalement et 28 cm verticalement. En revanche, à El Abid, des fissures plus modestes, de l'ordre de 1 cm, témoignent d'une activité sismique modérée mais significative.

Dans la région de Beni Yacoub, la fragilité des constructions a accentué les dégâts, tandis qu'à El Meridj, situé à 17 km au sud-ouest, des fissures sont apparues sur les piliers et les murs, affectant aussi bien les bâtiments anciens que récents. À Constantine et El Khroub, les dommages sont restés limités, ne touchant que légèrement les habitations (Bounif, 1990).

La cartographie des intensités MSK démontre une décroissance exponentielle des effets sismiques avec la distance. L'isoséiste VIII, limitée à 8 km autour de l'épicentre, correspond aux zones de rupture de surface et d'effondrements complets. L'isoséiste VII (15 km) englobe le centre urbain de Constantine où les dommages concernent principalement les faiblesses structurales des bâtiments. La zone d'intensité VI (30 km) montre des pathologies constructives typiques (fissures), tandis que les intensités V et IV au-delà de 60 km n'ont provoqué que des désordres mineurs. Cette distribution reflète à la fois l'atténuation naturelle des ondes sismiques et les effets d'amplification locale dans les bassins sédimentaires (Tableau.5.8).

Tableau.5.8 Classification des intensités sismiques (échelle MSK)

Intensité	Zones concernées	Rayon	Caractéristiques des dégâts
VIII	El Aria, Beni Yacoub	8 km	Effondrements totaux, fissures tectoniques
VII	Constantine, El Khroub	15 km	Dégâts structurels majeurs
VI	Ibn Ziad, Hamma Bouziane	30 km	Dégâts modérés (Fissures importantes)
V	Skikda, Guelma	60 km	Chutes de cheminées
IV	Batna, Sétif	120 km	Secousse fortement ressentie

(Source : Auteure)

La distribution spatiale des intensités du séisme du 17 octobre 1985 révèle une décroissance typique depuis l'épicentre ($I_0=VIII$) vers les zones périphériques ($I_0=III$), reflétant à la fois l'atténuation naturelle des ondes sismiques et l'influence des conditions locales. Les intensités maximales (VII-VIII) concentrées entre El Aria et Beni Yacoub correspondent aux zones de rupture directe de la faille où les déplacements co-sismiques (jusqu'à 18 m horizontalement) et la nature des sols ont amplifié les destructions. La vulnérabilité différentielle des constructions apparaît clairement : les bâtiments traditionnels en pisé ont subi des effondrements totaux ($I_0 \geq VII$), tandis que les structures modernes résistaient mieux. L'extension des dommages jusqu'à Skikda et Guelma ($I_0=V$) témoigne de la propagation préférentielle des ondes le long des bassins sédimentaires, alors que les zones montagneuses (Batna, Sétif, $I_0=III$) ont atténué le signal sismique.

- **Les déformations de surface**

La cartographie détaillée des déformations du sol générées par le séisme a été entreprise très rapidement par Meghraoui et Bounif en 1986 et 1987, avant que leurs traces superficielles ne soient effacées par l'érosion (Bounif, 1990). Selon les mêmes auteurs, ces déformations sont représentées par des ruptures ou des ouvertures de fêlures (fissures). Elles ont une longueur totale de 4.5 km et sont apparues en échelon dans une zone très déformée, située entre l'extrémité Est du Massif de Djebel El Ouahch et Oued El Aria.

Cette zone est caractérisée par un réseau hydrographique très perturbé (Oued Touile, Oued Dardar, Oued El Meguetta, Oued Tassenga), avec des escarpements orientés généralement NE-SW qui se ressortent nettement dans les grès numidiens, essentiellement au niveau du Djebel Sethal El Maida et la bordure Est de Djebel El Ouahch.

Selon la cartographie réalisée, il existe trois sous zones où les déformations de surface sont assez importantes. On a du Nord vers le Sud :

- **Aioun Dardar**

C'est une zone montagneuse à pentes raides et vallées profondes. La présence des éboulements dans cette région favorise l'instabilité des pentes qui se traduit le plus souvent par des glissements de terrain. Cependant, un grand affaissement de terrain sous forme de grabens a été généré par le séisme, son mouvement vertical maximum est d'environ 1 m. L'analyse des photographies aériennes et les observations de terrains qui ont été effectuées par l'équipe de cartographie, ont indiqué qu'un glissement de terrain antérieur (en forme de grabens) s'est produit dans cette région avec la même direction que l'actuel. La direction des ruptures est globalement N 55° E.

- **Koudiat Ben Ghourara-Kef Tassenga**

Les ruptures de surface sont alignées suivant un segment principal de 3.8 km de longueur et de direction N 55° E. Ce segment de largeur variable, entre 5 et 10 m, s'étend entre Kef Tassenga et Koudiat Ben Ghourara. Les ruptures ont un mouvement décrochant sénestre, bien que le rejet vertical soit négligeable (de l'ordre de 10 cm), le compartiment NW est le plus souvent affaissé.

L'ouverture maximale des fissures atteint 8 cm et le déplacement horizontal maximum est de 11 cm. En plus des fissures, des glissements de terrain apparaissent dans les pentes instables.

- **Koudiat Beni Yakoub :**

Les ruptures qui se trouvent près de Beni Yakoub ayant une longueur totale de 700 m selon une direction E-W. Ces ruptures sont de formes courbées et atteignent une ouverture maximale de 18 cm. Des ruptures en échelon, avec des mouvements sénestres et dextre apparaissent en fin de ces courbes. Le déplacement horizontal maximum est de 16 cm alors que le déplacement vertical atteint 28 cm.

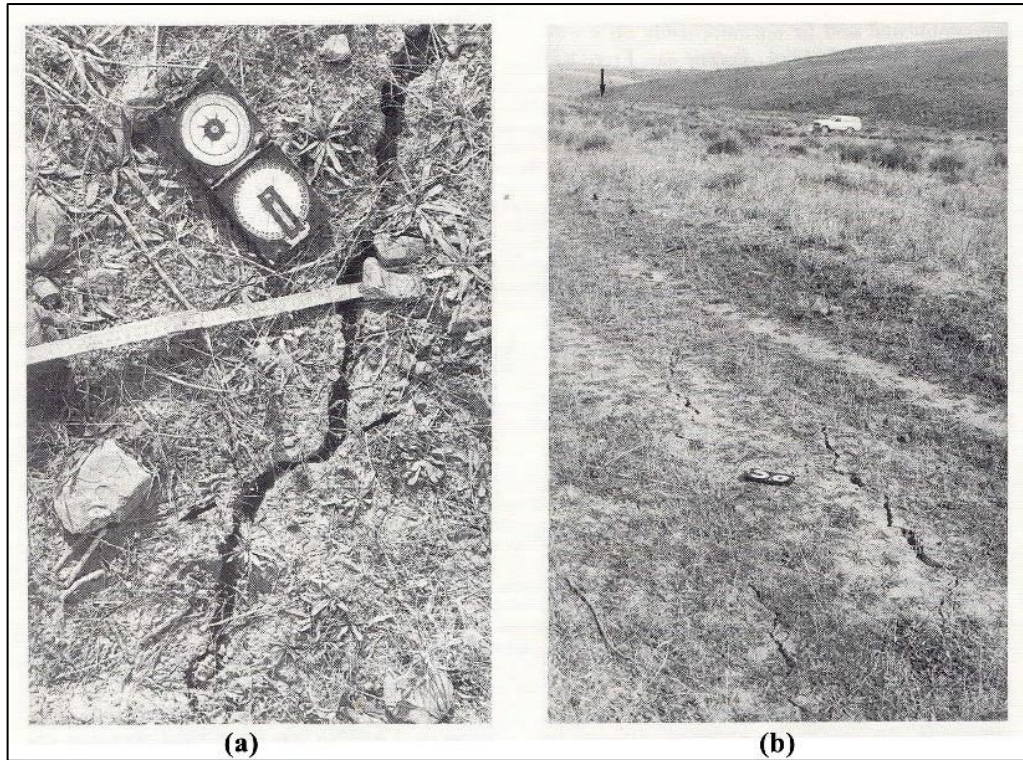


Figure.5.13 Photo détaillée et générale des fissures : a). Fissure de tension (N055°) à Koudiat Ben Ghorara, montrant un glissement sénestre de ~5 cm et une ouverture de ~2 cm, avec un vecteur de déplacement N12 ; b) Segment de fissures en échelon (800 m de long) à Kef Tassenga, direction NE. (Source : Bounif ; 1990).

Les déformations superficielles observées à la suite du séisme du 27 octobre 1985 ont été documentées par Meghraoui et Bounif (1986, 1987), permettant une cartographie précise avant leur effacement par l'érosion. Ces déformations prennent la forme de ruptures ou de fissures en échelon, s'étendant sur environ 4,5 km dans une zone très déformée entre le Djebel El Ouahch et l'Oued El Aria. Deux clichés illustrent ces phénomènes : la Figure. 06.13 (a) montre une fissure de tension à Koudiat Ben Ghorara orientée N055°, avec un vecteur de glissement en direction N129°, un déplacement horizontal sénestre de 5 cm et une ouverture de 2 cm. La Figure .06.13 (b) présente une vue d'ensemble des fissures en échelon à Kef Tassenga, atteignant une longueur de 800 m. Ces ruptures superficielles traduisent des contraintes tectoniques majeures et s'alignent globalement selon une direction NE-SW, en

cohérence avec la distribution des répliques et l'orientation des isoséistes. Elles affectent notamment les grès numidiens visibles dans les escarpements du Djebel Sethal El Maida et de la bordure est du Djebel El Ouahch, dans un contexte de réseau hydrographique très perturbé (Oued Touile, Dardar, Meguetta, Tassenga) (Bounif, 1990).

- **Conclusion**

Le séisme du 17 octobre 1985 a mis en évidence une configuration géodynamique complexe dans la région de Constantine, caractérisée par une concentration des dégâts dans un rayon de 15 km autour de l'épicentre, le long d'un axe NE-SO correspondant à l'orientation de la faille d'Aïn Smara. Les données de terrain ont montré une forte corrélation entre l'intensité des dommages (jusqu'à VIII sur l'échelle MSK) et la vulnérabilité des constructions, notamment les effondrements totaux des bâtiments en maçonnerie traditionnelle dans les localités d'El Aria et de Beni Yacoub. Dans cette dernière, une fissure tectonique de 700 m de long, avec un déplacement horizontal de 18 m et vertical de 28 cm, témoigne d'un mouvement décrochant senestre significatif. La distribution spatiale des intensités, décroissant de VIII à IV entre El Aria et les régions de Sétif et Batna, illustre à la fois l'atténuation naturelle de l'énergie sismique et l'influence d'effets de site dans les bassins sédimentaires. Ces observations sont corroborées par les enregistrements instrumentaux (magnitude Ms 5.9 à 6.0) et les modélisations de source, qui estiment une longueur de rupture de 15 ± 5 km, suggérant une activation partielle du système de failles régional et une accumulation de contraintes crustales depuis le dernier séisme majeur.

Les désordres en surface observés après le séisme du 27 octobre 1985 montrent que les déformations ont principalement affecté les dépôts Mio-plio-quadernaires situés à l'est du Djebel El Ouahch. À Aïoun Dardar, une réactivation marquée des glissements de terrain a été constatée dans des formations meubles constituées essentiellement de marnes et d'argiles du bassin continental Mio-pliocène. À Koudiat Ben Ghorara, Kef Tassenga et Koudiat Beni Yakoub. Les dépôts quadernaires présentent des déformations significatives, se manifestant par des fissures ouvertes ainsi que par des mouvements de terrain affectant des glacis d'épandage. Ces derniers sont constitués de blocs remaniés, enchâssés dans une matrice limoneuse dérivée de la dégradation des barres gréseuses sus-jacentes.

L'analyse structurale met en évidence un contrôle tectonique actif, avec des segments de faille NE-SW entre le Djebel El Ouahch et l'Oued El Aria à l'origine du séisme. Ce système principal coexiste avec d'autres orientations structurales actives, notamment les accidents N-S (Oued El Hamimin) et E-O (faille de Sigus), témoignant de la complexité géodynamique

de la région d'El Aria. Ces observations corroborent le caractère structuré de la sismicité régionale, loin d'être aléatoire dans sa distribution spatiale.

5.3.4.2 Séisme du 7 août 2020 (Mila)

Les principaux événements étudiés dans cette séquence incluent le séisme du 17 juillet 2020 (Mw 4,6) survenu à 08h12 UTC, le séisme principal du 7 août 2020 (Mw 4,8) à 06h16 UTC, ainsi que la réplique du même jour à 11h13 UTC (Mw 4,4), en plus de plusieurs autres répliques ressenties, notamment à la suite de l'événement du 7 août 2020 (Mw 4,8) selon le Centre Sismologique Euro-Méditerranéen EMSC-CSEM.

Ce séisme a induit plusieurs mouvements de terrain, notamment des chutes de blocs (observées à Ségdal et Séliana) ainsi que des glissements de terrain (relevés à El-Kherba, Azzaba, Marchou et Ségdal). Le glissement de terrain le plus étendu a été identifié à El-Kherba, où il couvre une superficie de 1,42 km², avec une longueur atteignant 9 625 mètres et une largeur d'environ 2 259 mètres.





Figure 5.14 Dégâts du séisme du 07/08/2020
(Source : Auteure 2020-2025)

La wilaya de Mila est située dans le nord-est de l'Algérie, comme illustré à la figure A6, entre les latitudes $36^{\circ}27'01''$ Nord et les longitudes $6^{\circ}15'51''$ Est, à environ 73 km de la mer Méditerranée. Elle s'étend sur une superficie de 3 480,54 km² et compte une population résidente de 779 300 habitants. Établie comme entité (division) administrative en 1984, la wilaya de Mila comprend 13 daïras (districts) et 32 communes. La commune de Mila, qui constitue la zone d'étude, est située dans l'est algérien, au sein de la région tellienne, plus précisément dans le bassin de Mila. Elle se trouve à environ 391 km au nord-est d'Alger, 80 km au sud de Jijel, et 40 km au nord-ouest de Constantine. Depuis 1984, Mila a été érigée en chef-lieu de wilaya (voir Figure 5.15).

La ville de Mila présente un paysage urbain contrasté, marqué par son riche patrimoine historique et les défis d'une urbanisation récente. Avec une population d'environ 63 000 habitants. Depuis 1984, la ville a connu une croissance démographique accélérée, avec des taux de croissance annuels dépassant souvent la moyenne nationale. Cette expansion a entraîné une urbanisation informelle dans plusieurs quartiers urbains, notamment dans le quartier d'El-Kherba (Figure.5.16), récemment construit sur les hauteurs (colline d'El-Kherba). Cette zone, reconnue pour sa vulnérabilité aux mouvements de terrain, illustre les défis posés par l'occupation de sols instables.

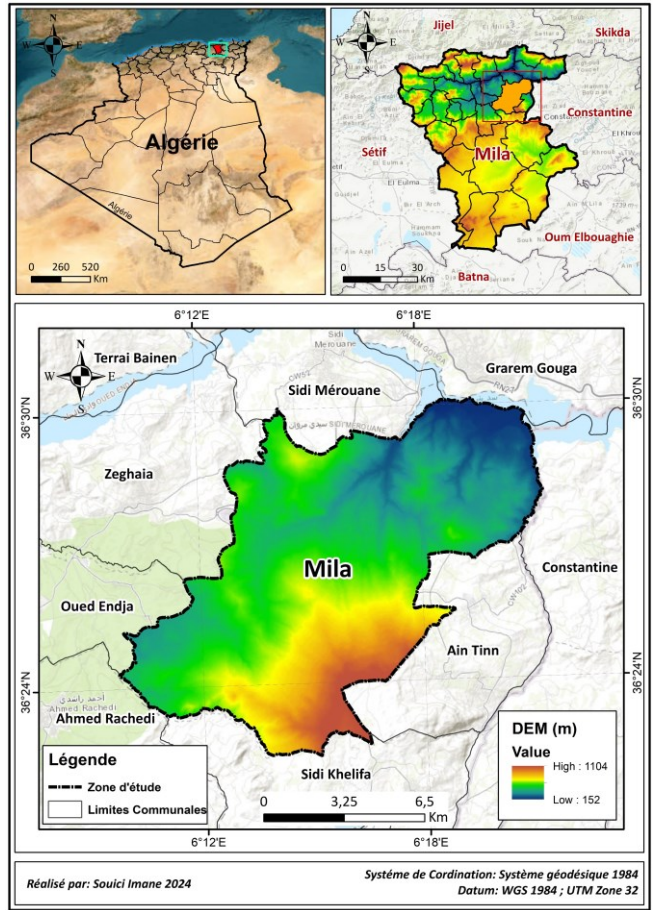


Figure.5.15 Situation géographique et limites administratives de la zone d'étude (Source : Auteure)



Figure.5.16 Vue panoramique du quartier EL Kherba (Mila). (Source : Auteure)

5.3.4.3 Glissement d'El Kherba déclenché par le séisme du 7 août 2020

Le séisme du 7 août 2020 et sa réplique, d'une magnitude respective de 4.9 et 4.5, enregistrés à 07h15 et 12h13 UTC (CRAGG), bien que considérés comme modérés à l'échelle nationale, ont déclenché un glissement de terrain majeur dans la commune d'El Kherba (colline El Kherba), illustre de façon frappante la vulnérabilité des zones urbanisées face aux aléas sismiques, même modérés (Figure.5.18).



Figure.5.17 Impacts du glissement de terrain sur le bâti et les constructions (séisme du 7 août 2020)

(Source : Protection Civile de Mila ; 2020)

Malgré leurs magnitudes modérées, ces événements sismiques comptent parmi les plus puissants enregistrés dans le bassin de Mila, les dégâts occasionnés ont été considérables, et les effets induits demeurent complexes à interpréter et à analyser. L'évaluation de l'impact a permis de localiser l'épicentre dans la région de Hamala (Figure.5.18). Les premières estimations ont révélé des dommages mineurs à l'épicentre et dans le secteur situé sur la rive droite de l'oued Rhumel. En revanche, plusieurs zones environnantes ont subi des effets induits notables. De nombreuses constructions situées dans ce périmètre ont été endommagées (Figure.06.19), ou sont actuellement exposées à un risque de glissements de terrain futurs. En particulier, dans la zone nord-est de Mila, un alignement visible de fissures s'étend sur plus de 550 mètres, avec des ouvertures dépassant 1,5 mètre de largeur, tandis qu'un escarpement de 2 mètres de hauteur sectionnait des voies routières (Figure.06.19).

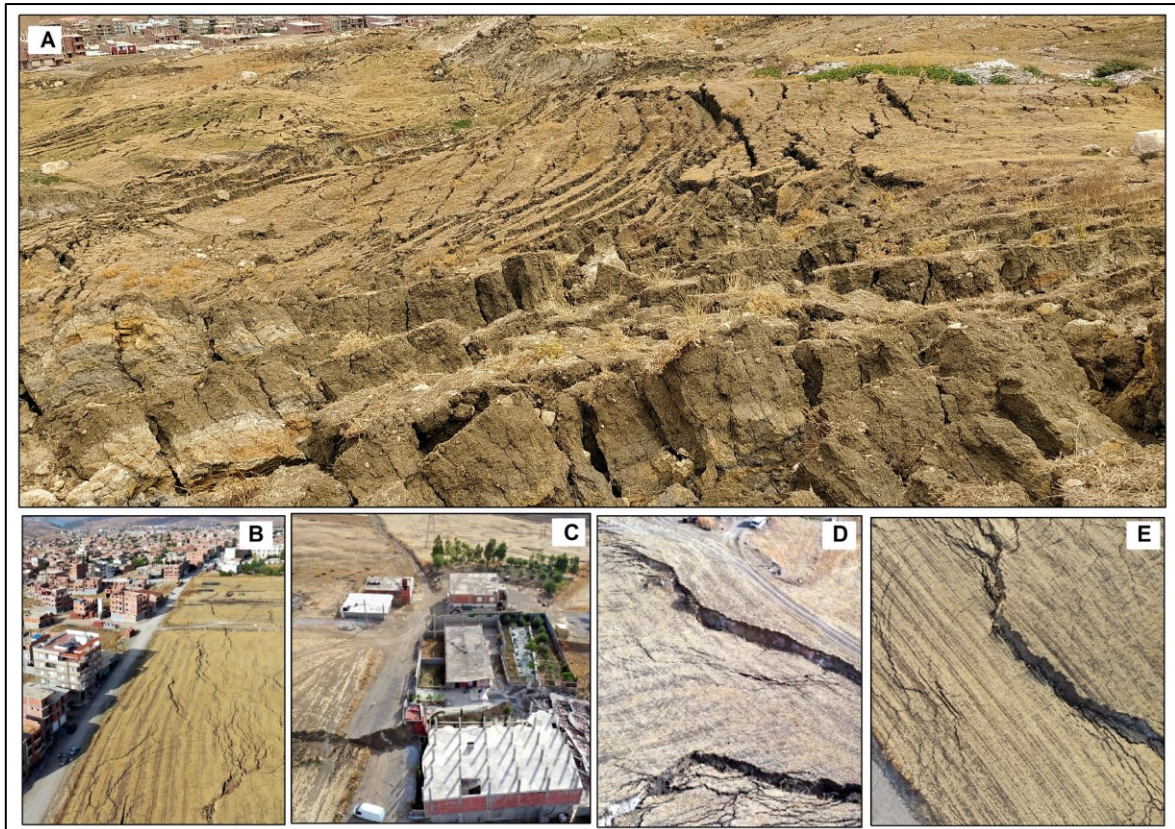


Figure.5.18 Glissement de terrain d'El Kherba causé par le séisme du 7 août 2020 (Mw 4.8) : A) Vue générale du glissement avec fissures et déplacements du sol ; B-C) Vues aériennes montrant la proximité des habitations et les défaillances des structures ; D-E) Fissures et escarpement de 2 mètres traversant la route, avec gros plan sur les dégâts routiers.

(Source : Photographies aériennes du LNHC (2020))

Les investigations aériennes menées par le LNHC révèlent l'étendue des dégâts causés par le méga-glissement de terrain du quartier El-Kherba sur les infrastructures urbaines (Figure .5.19). Les images haute résolution mettent en évidence plusieurs phénomènes caractéristiques : un escarpement spectaculaire de 2 mètres de dénivelé coupant net une route principale, des fissures de tension parcourant les zones bâties, et des déformations différentielles du sol affectant les fondations des habitations. Ces observations, obtenues par drone civil, permettent une modélisation fine de la géométrie du glissement et une quantification précise des mouvements de terrain. L'analyse détaillée des clichés aériens montre clairement comment ce phénomène géologique a transformé brutalement le paysage urbain, créant des obstacles infranchissables et isolant certains quartiers. Ces données visuelles constituent une base essentielle pour évaluer les risques résiduels et planifier les mesures de mitigation nécessaires, tout en documentant de manière irréfutable les impacts des mouvements de terrain en milieu urbanisé.

La cartographie analytique révèle avec précision les liens entre l'activité sismique et le glissement de terrain d'El Kherba (Figure.06.18). La carte associée met en évidence une dissociation spatiale remarquable : l'épicentre (localisé près de Hamala) et la zone de glissement (située à El Kherba) sont séparés par plusieurs kilomètres, soulignant l'importance des effets de site. L'analyse des paramètres environnementaux identifie clairement les facteurs aggravants : une variation altimétrique brutale (950-250 m), la présence d'infrastructures hydrauliques majeures (barrage Beni Haroun) et l'existence probable d'une faille active. La superposition des données sismiques, topographiques et hydrologiques permet d'établir un modèle prédictif fiable des zones à risque. Cette approche intégrée démontre comment un événement sismique modéré (Mw 4.9) a pu déclencher des mouvements de terrain disproportionnés en raison de la conjugaison de facteurs géologiques et anthropiques.

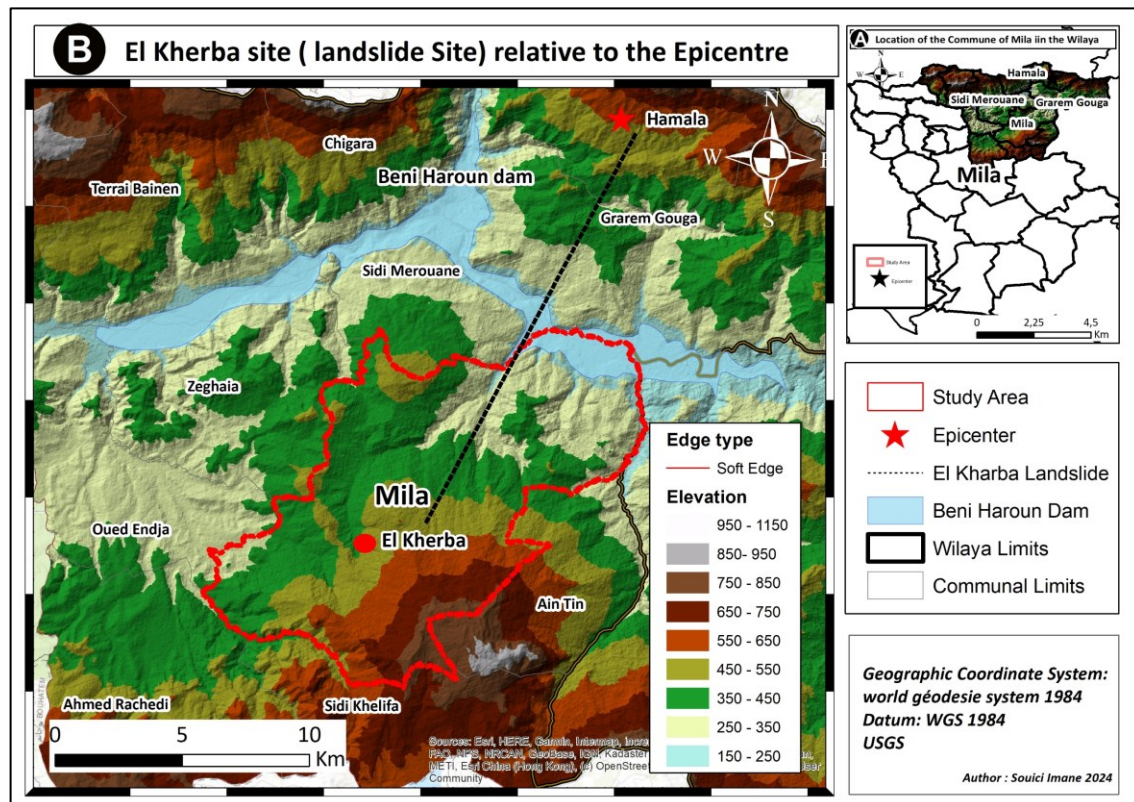


Figure.5.19 Localisation géographique du glissement de terrain d'El Kherba déclenché par le séisme du 7 août 2020.

Cette analyse met en évidence la forte corrélation entre l'activité sismique et la survenue du glissement de terrain, démontrant comment les secousses ont déclenché l'instabilité du sol dans cette région vulnérable. Paradoxalement, alors que l'épicentre situé à Hamala ne subissait que des dommages mineurs, les effets induits sur les pentes d'El Kherba se sont révélés dévastateurs, endommageant des bâtiments et menaçant toute une zone résidentielle.

Cette situation souligne cruellement les risques liés à l'urbanisation incontrôlée sur des terrains instables, où même des séismes modérés peuvent avoir des conséquences disproportionnées. Les études menées par le par le Laboratoire National de l'Habitat et de la Construction (LNHC), chargé de l'étude géotechnique du site sinistré, combinant analyses aériennes par drone et investigations de terrain, mettent en lumière l'urgence d'une meilleure prise en compte des aléas sismiques dans l'aménagement du territoire.

L'étude des glissements de terrain dans la région de Mila a mobilisé diverses approches méthodologiques complémentaires. L'analyse sismologique (Benfedda et al., 2021) a permis de localiser avec précision les épicentres des séismes déclencheurs, tandis que l'interférométrie radar (InSAR et MT-InSAR) a été utilisée par de nombreuses chercheurs, notamment Benfedda et al. (2021), Smail et al. (2022), et Medhat et al. (2022) pour détecter et délimiter les zones instables. La méthode HVSR d'analyse du bruit de fond sismique (Tebbouche et al., 2022) a contribué à identifier les facteurs de prédisposition et à caractériser spécifiquement le glissement d'El Kherba. Parallèlement, des approches statistiques comme le rapport des fréquences et la valeur informative (Bounemeur et al., 2022) ont permis d'établir des cartes de susceptibilité, alors que des travaux de classification (Hamidatou et al., 2022) ont évalué les dommages aux habitations dans les localités d'El Kharba, Grarem Gouga et Azzaba. Cette combinaison de méthodes offre une compréhension globale des mécanismes des glissements post-sismiques dans cette région particulièrement exposée.

5.4 LA TÉLÉDÉTECTION

5.4.1 Apport de l'imagerie optique

L'imagerie optique, captée par des satellites comme Sentinel-2 ou Landsat, joue un rôle clé en télédétection grâce à sa capacité à analyser la réflexion de la lumière solaire par la Terre. Elle permet de cartographier les surfaces terrestres avec une précision élevée, en exploitant des bandes spectrales variées (visible, proche infrarouge, etc.). Ses applications couvrent l'agriculture, la foresterie, la gestion urbaine et bien d'autres domaines.

5.4.1.1 La classification d'image satellitaire

La cartographie géologique en milieu désertique, végétalisé ou difficile d'accès représente traditionnellement un défi majeur. L'avènement de l'imagerie multispectrale a révolutionné cette discipline en permettant l'identification des minéraux et des roches à distance. Cette approche s'appuie sur la signature spectrale unique de chaque matériau, résultant de son interaction avec le rayonnement électromagnétique. Pour les formations rocheuses, cette

signature varie en fonction de plusieurs paramètres clés : composition minéralogique, épaisseur.

Le traitement des images satellitaires s'appuie sur différentes approches permettant d'exploiter les données spectrales, parmi lesquelles la classification des pixels et le calcul d'indices spectraux occupent une place centrale. La classification supervisée, utilisant des algorithmes tels que les machines à vecteurs de support (SVM) et les forêts aléatoires (Random Forest), se base sur des échantillons de référence pour entraîner le modèle à distinguer les classes d'intérêt. Ces méthodes offrent une grande précision dans la discrimination des caractéristiques du paysage et sont particulièrement adaptées aux données multispectrales et hyper-spectrales. À l'inverse, en l'absence de données de terrain, la classification non supervisée permet de regrouper automatiquement les pixels selon leur similarité spectrale, sans nécessiter d'apprentissage préalable.

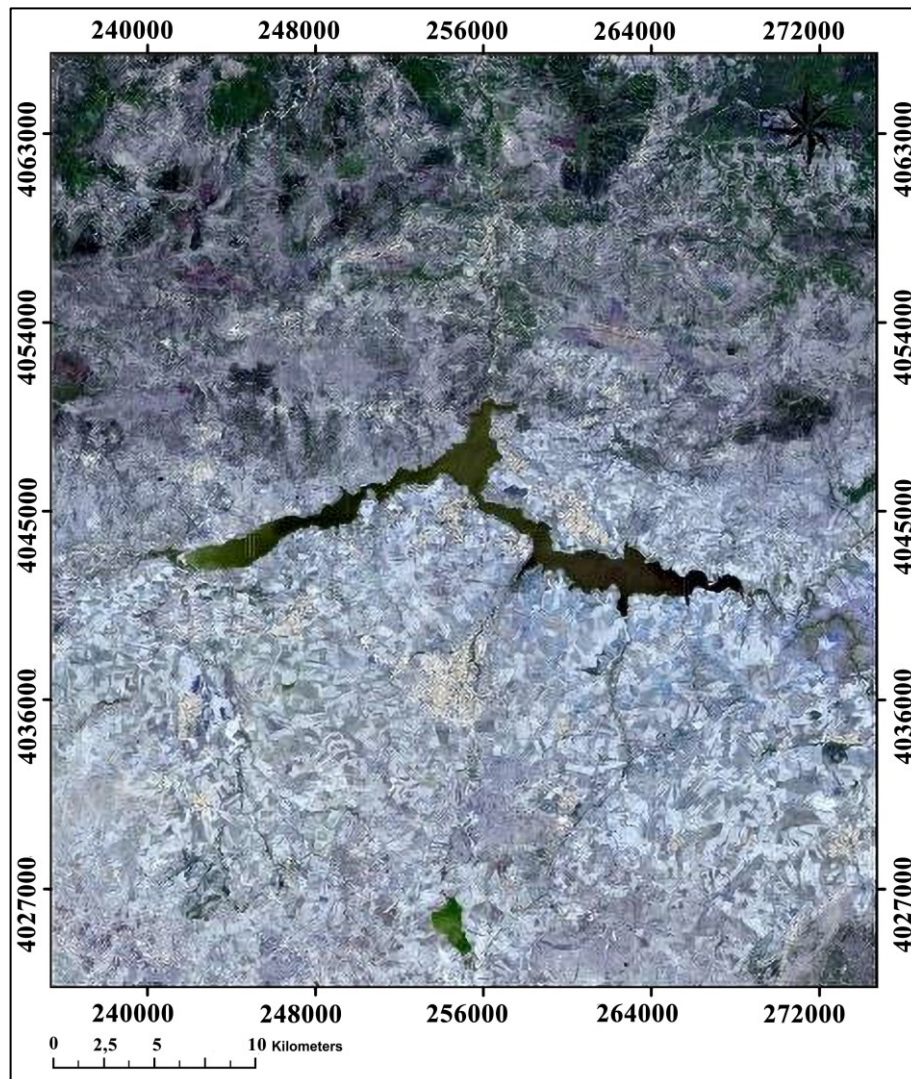


Figure.5.20 Image satellitaire Sentinel 2 multispectrale de la région étudiée.
(Source : Copernicus, de l'Agence spatiale européenne (ESA))

Dans le cadre de notre étude de la région de Constantine-Mila, nous avons appliqué une classification automatique non supervisée à une image Sentinel-2 (Figure.5.21), utilisant l'algorithme k-means via l'outil "Iso Cluster Unsupervised Classification" du logiciel libre SNAP, développé par l'Agence spatiale européenne (ESA). Cette méthode a permis de discriminer sept classes spectrales distinctes, offrant ainsi une première approche objective de la diversité lithologique régionale. Cette technique démontre tout son potentiel pour les reconnaissances géologiques préliminaires dans les zones difficiles d'accès.

L'utilisation de l'imagerie satellitaire classifiée a révolutionné la cartographie géologique dans la région de Constantine-Mila, offrant une approche novatrice pour l'identification des faciès. En s'appuyant sur les signatures spectrales de l'image Sentinel-2 traitée par l'algorithme Iso Cluster, cette méthode a permis d'établir une première discrimination des unités lithologiques sur l'ensemble du territoire d'étude. Les sept classes spectrales obtenues ont servi de base objective pour guider les investigations de terrain, en ciblant particulièrement les zones de transition entre faciès et les anomalies minéralogiques. Cette approche hybride, combinant télédétection et vérification terrain, s'est avérée particulièrement adaptée au contexte géologique complexe de Mila, où les affleurements sont souvent masqués par une couverture végétale ou des formations superficielles. Les résultats démontrent que la classification non supervisée, bien que nécessitant des validations in situ, représente un outil puissant pour les levés géologiques préliminaires, réduisant considérablement les temps d'acquisition des données tout en améliorant la précision des cartes produites. Cette méthodologie ouvre ainsi de nouvelles perspectives pour la cartographie géologique dans les régions au relief accidenté ou difficile d'accès.

5.4.1.2 La cartographie des linéaments

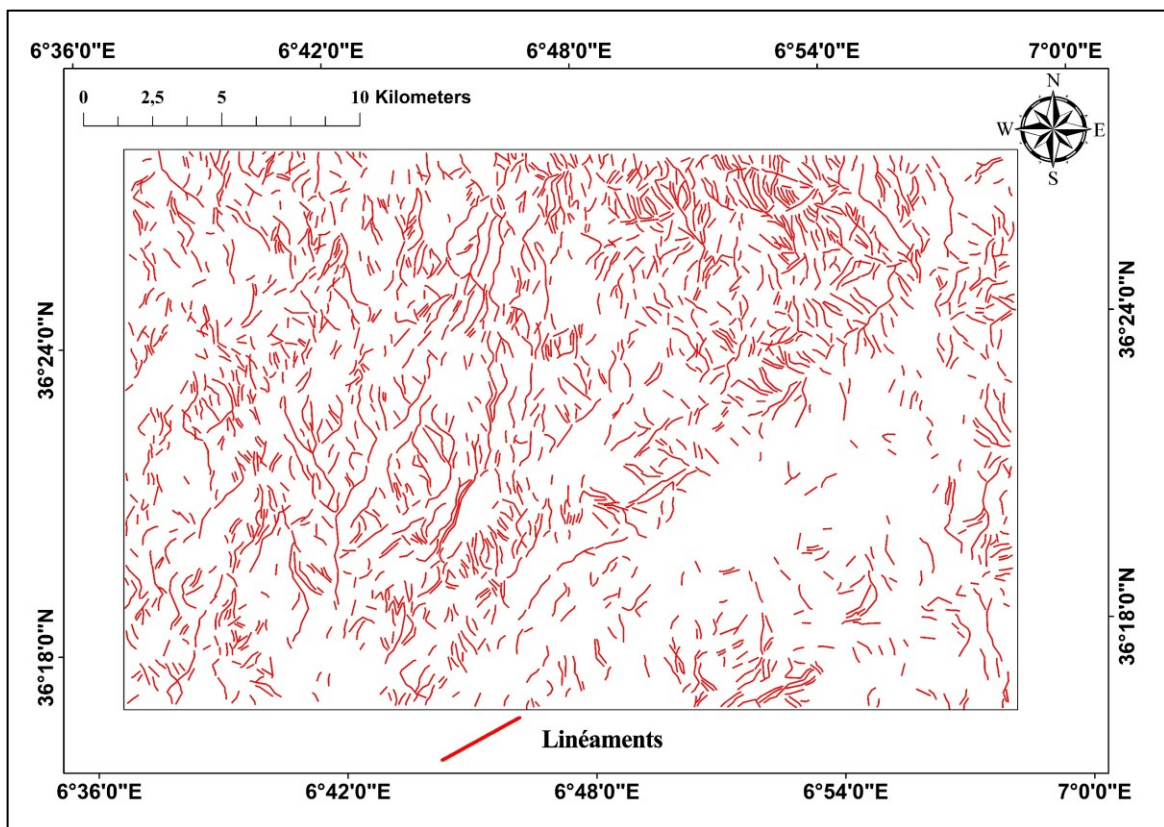
L'extraction des linéaments géologiques repose principalement sur deux approches méthodologiques distinctes (Sukumar et al., 2014) :

- Extraction automatique : Méthode algorithmique utilisant des traitements mathématiques (filtres directionnels, détection de contours, transformée de Hough) pour identifier automatiquement les discontinuités linéaires. Plus objective et reproductible, cette technique permet le traitement systématique de grandes surfaces.
- Extraction visuelle : Méthode traditionnelle basée sur l'interprétation manuelle par un expert, qui identifie les alignements morphologiques directement sur les images satellitaires ou les modèles numériques de terrain. Cette approche, bien que subjective, bénéficie de l'expertise géologique de l'interprète.

Dans notre étude, nous avons combiné ces deux approches pour maximiser les avantages de chacune : l'extraction automatique a permis un premier balayage exhaustif de la zone d'étude, tandis qu'une relecture visuelle critique a permis d'éliminer les artefacts et de valider les linéaments géologiquement pertinents. Cette méthodologie hybride s'est avérée particulièrement efficace pour cartographier les structures tectoniques de la région Constantine-Mila.

5.4.1.2.1 La cartographie automatique

L'extraction automatique des linéaments a été réalisée à l'aide du module LINE du logiciel PCI Geomatica (Figure 5.21), reconnu comme l'outil le plus largement utilisé pour cette application (Hung et al., 2005). La qualité et la quantité des linéaments détectés dépendent fortement des paramètres d'entrée du module, qui doivent être ajustés en fonction des caractéristiques géomorphologiques et structurales de la zone d'étude. La procédure d'extraction suit trois étapes principales (Thannoun, 2013) :



**Figure.5.21 Linéaments cartographiés automatiquement de la feuille d'El Aria.
(Source : Auteure)**

- Reconnaissance des bords : Application de filtres directionnels (tels que l'algorithme de Sobel ou Prewitt) pour détecter les discontinuités dans l'image.

- Seuillage : Élimination des pixels de faible contraste afin de ne conserver que les discontinuités les plus marquées.
- Extraction de courbes : Conversion des segments détectés en linéaments vectoriels, suivie d'une éventuelle fusion des segments colinéaires.

Dans notre étude, les paramètres ont été optimisés pour maximiser la détection des structures géologiques tout en minimisant les artefacts liés au bruit ou aux variations topographiques. Cette approche permet une cartographie objective et reproductible des linéaments, servant de base à l'analyse structurale et tectonique de la région.

5.4.1.2.2 La cartographie manuelle

L'interprétation visuelle des photos aériennes et images satellitaires de la région de Constantine- Mila nous a permis d'établir la carte morpho-structurale de la région (Figure 5.22, Figure 5.23). Cette cartographie détaillée des linéaments est basée sur plusieurs critères basés sur plusieurs critères complémentaires : variations brutales de signature spectrale (photo ton), changements d'orientation des structures géologiques, terminaisons abruptes de formations, et distribution des repères morphologiques (lignes de crête, replats, escarpements).

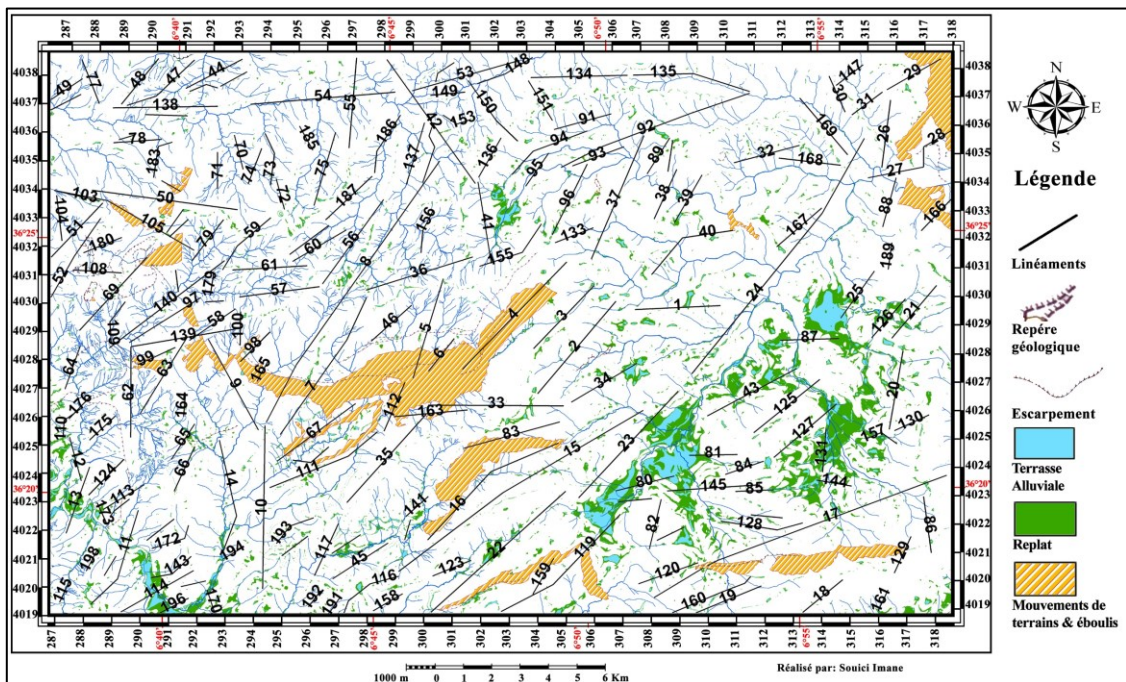


Figure.5.22 Linéaments cartographiés manuellement de la feuille d'El Aria.
(Source : Auteure)

L'analyse a particulièrement mis en évidence les déformations plicatives à travers le plissement des bancs gréseux, tandis que la répartition spatiale des éboulis et coulées à blocs révèle une concentration nette le long des accidents tectoniques majeurs.

Cette approche a permis de discriminer les zones d'altération dominante des secteurs marqués par une activité tectonique récente, fournissant ainsi une compréhension fine de l'évolution géodynamique de la région. La bonne corrélation observée entre les linéaments interprétés et les structures géologiques connues valide la pertinence de cette méthode d'analyse morpho-structurale manuelle, particulièrement adaptée aux études néotectoniques.

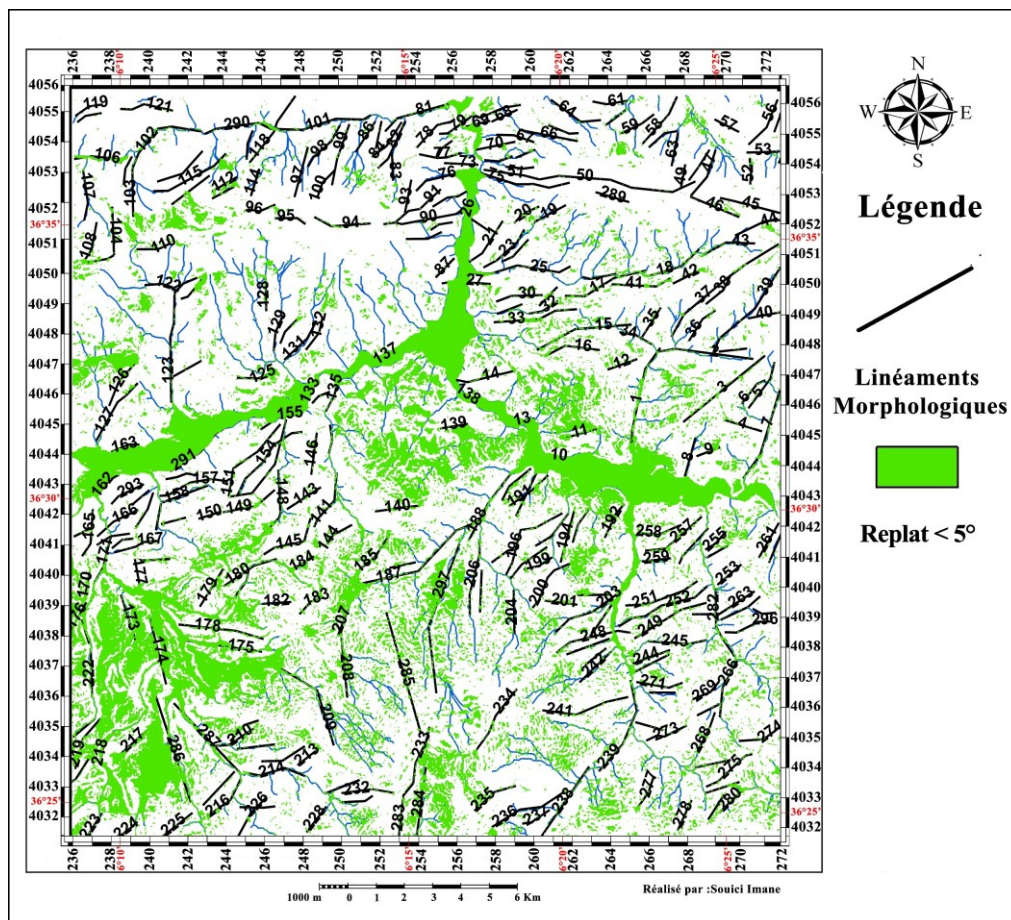


Figure 5.23 Linéaments cartographiés manuellement de la région de Mila. (Source : Auteure)

5.4.2 La corrélation des images optiques

La corrélation d'images est une technique pour mesurer le champ de déplacement d'une surface d'une image déformée par rapport à une image de référence. On suppose donc que toute différence entre l'image de référence et l'image déformée provient du seul effet du champ de déplacement de la structure observée.

Les images optiques contiennent grande quantité d'informations, chaque pixel du capteur apporte une information codée sur un nombre de bits définis par la sensibilité du capteur

(typiquement 8, 12 et 16 bits). Cette information correspond au flux lumineux reçu sur ce pixel. Par exemple, l'information sur un pixel d'un capteur 8 bits prendra une valeur comprise entre 0 (noir) et 255 (blanc). Chaque image brute est stockée sous la forme d'une matrice 2D dont chaque case a une valeur que l'on appelle niveau de gris. Ces matrices sont les données d'entrées de la corrélation d'images.

La quantification précise des déplacements co-sismiques constitue un enjeu fondamental en sismotectonique, permettant de caractériser la géométrie des failles actives et d'estimer l'énergie libérée lors des séismes (Van Puymbroeck et al., 2000). Les méthodes traditionnelles de mesures terrain, bien que précises, présentent des limitations importantes : difficultés d'accès aux zones de rupture, complexité des systèmes de faille, et possibilité de mesures uniquement là où les déplacements sont suffisamment marqués (Leprince et al., 2007). Les réseaux GNSS permanents offrent une alternative avec des mesures continues et précises, mais leur utilité reste limitée par leur couverture spatiale clairsemée et la nécessité d'une infrastructure préexistante. En effet, l'imprévisibilité des zones de rupture rend souvent impossible l'obtention de données pré-sismiques là où elles seraient les plus pertinentes. Ces contraintes expliquent le développement croissant de techniques complémentaires comme l'interférométrie radar et la corrélation d'images, permettant une couverture spatiale plus exhaustive des déformations Co-sismiques.

Les réseaux de stations GNSS (Global Navigation Satellite System) permanents constituent une méthode complémentaire pour la mesure des déplacements sismiques, bien que présentant des limitations notables. Ces systèmes offrent une précision millimétrique sur les trois composantes du mouvement et un suivi temporel continu, mais leur couverture spatiale reste généralement clairsemée, avec des zones blanches entre stations. Une contrainte majeure réside dans la nécessité d'une infrastructure préexistante : la zone de rupture étant imprévisible, les mesures antérieures au séisme font souvent défaut là où elles seraient les plus utiles. De plus, l'installation et la maintenance de ces réseaux représentent un investissement conséquent. Ces limitations expliquent pourquoi les mesures GNSS sont généralement combinées avec d'autres techniques comme l'InSAR et la corrélation d'images, permettant ainsi d'obtenir à la fois une couverture spatiale dense et une haute résolution temporelle. Cette approche intégrée s'avère particulièrement pertinente pour l'étude complète des mécanismes de rupture sismique, combinant la précision ponctuelle des GNSS avec la couverture synoptique des méthodes de télédétection.

Imagerie satellite utilisant un radar à synthèse d'ouverture (SAR) ou optique les satellites peuvent surmonter certaines des limites des techniques mentionné précédemment. Les images satellites couvrent une vaste zone – le la rupture du défaut est partiellement ou totalement visible.

Comparé au capteur optique, le SAR interférométrique peut être utilisée dans toutes les acquisitions météorologiques et nocturnes (Massonnet et Feigl, 1998). Cependant, cette technique est incapable de fournir des cartes de déplacement dans le champ proche de la faille car les grandes amplitudes des déplacements présents dans cette zone provoquer la décorrélation de la phase interférométrique, de sorte que le les déplacements ne peuvent être estimés. De plus, la corrélation SAR donne des résultats planimétriques à basse résolution et InSAR fournit principalement la composante quasi verticale.

L'imagerie satellitaire, qu'elle soit radar (SAR) ou optique, permet de surmonter plusieurs limitations des méthodes traditionnelles en offrant une couverture spatiale étendue qui englobe souvent la totalité de la zone de rupture. L'interférométrie SAR (InSAR) présente l'avantage majeur d'être opérationnelle quelles que soient les conditions météorologiques et d'effectuer des acquisitions de jour comme de nuit (Massonnet et Feigl, 1998). Cependant, cette technique rencontre des limites dans le champ proche de la faille où les grands déplacements entraînent une décorrélation des phases, rendant impossible la mesure des déformations les plus importantes. Par ailleurs, si la corrélation SAR fournit des résultats planimétriques à résolution modérée, l'InSAR ne mesure principalement que la composante quasi-verticale des déplacements.

En complément, l'imagerie optique haute résolution permet une analyse fine des déplacements près de la faille (Van Puymbroeck et al., 2000). La corrélation d'images optiques acquises avant et après le séisme offre une mesure précise du champ de déplacement, bien que cette méthode dépende crucialement de la disponibilité de couples d'images appropriés et soit sensible à la qualité des données (la base temporelle entre acquisitions constituant un paramètre critique). Ensemble, ces approches satellitaires fournissent une vision synoptique des déformations co-sismiques, comblant ainsi les lacunes des méthodes in situ et des réseaux GNSS permanents.

5.4.2.1 Méthodes

La télédétection est « l'ensemble des connaissances et techniques utilisées pour déterminer des caractéristiques physiques et biologiques d'objets par des mesures effectuées à distance, sans contact matériel avec ceux-ci » (COMITAAS, 1988).

La télédétection regroupe l'ensemble des connaissances et des techniques utilisées pour l'observation, l'analyse, l'interprétation et la gestion de l'environnement à partir de mesures et d'images obtenues à l'aide de plates-formes aéroportées, spatiales, terrestres ou maritimes. La télédétection moderne est née de la photographie aérienne, dont la vue générale et verticale a modelé nos habitudes d'inventaire, de cartographie et de surveillance de l'environnement et des ressources depuis plus d'un siècle.

- Les images Sentinel 2

Les satellites Sentinel-2, développés dans le cadre du programme « Copernicus » de l'Agence spatiale européenne (ESA), constitue une avancée majeure en télédétection. Le premier satellite, Sentinel-2A (S-2A), a été lancé avec succès en juin 2015, suivi de Sentinel-2B (S-2B) en mars 2017. Ces satellites jumeaux, placés sur une orbite héliosynchrone à 18h38 avec un déphasage de 108°, offrent une capacité d'observation inégalée avec une revisite de 5 jours (10 jours pour un seul satellite) et une fauchée de 290 km ; garantissant ainsi une couverture rapide et régulière de la surface terrestre.

Leur instrument multispectral acquiert des données dans 13 bandes spectrales réparties entre le visible et l'infrarouge, avec des résolutions spatiales adaptées à diverses applications : 10 m pour les bandes du visible et proche infrarouge (idéal pour la cartographie fine), 20 m pour les bandes Red Edge et moyen infrarouge (adaptées aux études de végétation), et 60 m pour les bandes dédiées à la détection des nuages (Tableau 5.9).

Cette combinaison unique de haute résolution temporelle, spatiale et spectrale, couplée à une politique d'accès libre aux données, fait de Sentinel-2 un outil indispensable pour le suivi de l'environnement, l'agriculture, la gestion des risques naturels et la recherche géologique. La mission répond particulièrement bien aux besoins des études nécessitant à la fois une couverture globale et une fréquence d'acquisition élevée.

Le tableau (Tableau.06.09) suivant présente en détail les spécifications des 13 bandes spectrales de l'instrument MSI (Multi-Spectral Instrument) embarqué sur les satellites Sentinel-2 :

Tableau.5.9 Caractéristiques des bandes spectrales d'images Sentinel 2

Bande spectrales	Désignation	Longueur d'onde (nm)	Résolution spatiale (m)
1	Aérosol	443	60
2	Bleu	490	10
3	Vert	560	10
4	Rouge	665	10

5	Végétation Red Edge 1	705	20
6	Végétation Red Edge 2	740	20
7	Végétation Red Edge 3	783	20
8	Proche infrarouge (PIR)	842	10
8A	Red Edge 4	865	20
9	Vapeur d'eau	945	60
10	Cirrus (MIR)	1375	60
11	Moyen infrarouge (MIR) 1	1610	20
12	Moyen infrarouge (MIR) 2	2190	20

(Source : Copernicus, de l'Agence spatiale européenne (ESA))

- Le logiciel MicMac

Développé depuis 2003 par l'Institut National de l'Information Géographique et Forestière (IGN) en collaboration avec l'Ecole Nationale des Sciences Géographiques (ENSG), MicMac (acronyme de "Multi-Images Correspondances par Auto-Correlation", "Multi-Image Correspondances pour la Modélisation Architecturale et Cartographique") représente aujourd'hui une solution complète et performante pour le traitement d'images et l'analyse géospatiale. Initialement conçu pour répondre aux besoins internes de production cartographique de l'IGN, le logiciel a connu une transformation importante. En 2010 avec le passage à une interface en ligne de commande unifiée. Cette refonte architecturale, centrée autour de la commande "mm3d", a considérablement amélioré l'ergonomie et l'accessibilité du logiciel, favorisant son adoption par la communauté scientifique internationale. Depuis 2010, MicMac a connu des avancées majeures grâce à son intégration dans divers projets scientifiques et techniques. Ces développements ont permis d'enrichir son code source, d'élargir sa compatibilité avec de nouvelles distributions pour Windows, macOS et Linux, et d'introduire l'accélération GPU pour optimiser le traitement de certaines opérations intensives.

Structuré en une collection de modules spécialisés, MicMac est piloté via une commande unique "mm3d", offrant une interface unifiée et efficace. Cette architecture présente deux avantages principaux :

- Optimisation du développement : la factorisation du code partagé entre modules maintient une base logicielle compacte et cohérente ;
- Expérience utilisateur simplifiée : l'accès immédiat à toutes les fonctionnalités via une commande centrale facilite la prise en main et l'exécution des workflows complexes.

Depuis 2011, MicMac s'est enrichi d'un module spécialisé dans l'analyse des déformations sismiques, se positionnant comme une alternative open-source aux solutions propriétaires comme Cosi-corr et MEDISIS. Ce développement répond à deux objectifs principaux : fournir à la communauté scientifique un outil librement accessible et offrir une grande flexibilité paramétrique pour s'adapter aux besoins spécifiques des recherches en tectonique. Contrairement aux logiciels commerciaux, cette approche open-source permet non seulement une transparence méthodologique complète mais aussi une amélioration continue par la communauté. Le module sismique de MicMac permet une analyse fine des déplacements co-sismiques grâce à des algorithmes optimisés, tout en laissant aux chercheurs la possibilité d'ajuster précisément les paramètres d'analyse.

Le module MM2DPosSism de MicMac constitue un outil performant pour la quantification précise des déplacements tectoniques. À partir d'une paire d'images satellites ortho-rectifiées et parfaitement co-registrées - l'une acquise avant l'événement sismique et l'autre après - ce module calcule automatiquement deux cartes de déformation raster :

- **Px1** : représente la composante horizontale Est-Ouest des déplacements ;
- **Px2** : capture la composante Nord-Sud.

Cette approche basée sur la corrélation d'images permet une évaluation fine des mouvements du sol à l'échelle du pixel, offrant aux chercheurs des données quantitatives essentielles pour : Caractériser la géométrie des failles actives ; Quantifier l'ampleur des déplacements co-sismiques ; et Comprendre les mécanismes de rupture.

La sortie raster facilite ensuite l'intégration des résultats dans des systèmes d'information géographique (GIS) pour une analyse spatiale approfondie. La précision métrique à sub-métrique obtenue fait de MM2DPosSism un outil particulièrement adapté à l'étude des séismes modérés à forts, complétant avantageusement les mesures GNSS et les données InSAR.

5.4.2.2 Calcul des déplacements horizontales

L'étude des déplacements horizontaux à partir des cartes Px1 (Est-Ouest) et Px2 (Nord-Sud) permet une caractérisation fine des failles actives, particulièrement des décrochements. Ces structures apparaissent comme des discontinuités linéaires marquées par des changements brutaux de valeur ou des gradients différentiels de part et d'autre de la faille. L'analyse séparée puis combinée des deux composantes - via le calcul de l'amplitude ($d = \sqrt{(Px1^2 + Px2^2)}$) et de la direction ($\theta = \arctan (Px2/Px1)$), permet de reconstituer le champ de déformation

complet. Les failles sont identifiées par l'alignement cohérent de ces discontinuités dans les deux composantes, après validation géologique et analyse de continuité spatiale.

Un prétraitement soigneux (filtrage, lissage sélectif) s'avère souvent nécessaire pour atténuer le bruit tout en préservant les signatures tectoniques. Cette approche, bien que limitée par la résolution spatiale et la qualité des corrélations dans certaines zones, fournit des informations cruciales sur la localisation des failles actives, leur cinématique et l'ampleur des déplacements co-sismiques, constituant ainsi un outil essentiel pour l'évaluation de l'aléa sismique.

En adoptant une autre approche, l'analyse des déplacements horizontaux constitue une étape majeure pour la détection et la caractérisation des failles actives. En particulier, dans les contextes tectoniques où prédominent des décrochements, la composante horizontale du mouvement s'exprime de manière marquée. Sur les cartes de déplacement Est-Ouest (Px1) et Nord-Sud (Px2), sont identifiables sous forme de linéaments marqués, révélés par l'analyse corrélative d'images satellitaires acquises avant et après l'événement sismique. De part et d'autre de ces lignes de faille, les déplacements présentent soit des directions opposées (typique d'un décrochement pur), soit des directions similaires mais avec des vitesses différentielles, traduisant un mouvement de cisaillement. Le traitement consiste à interpréter séparément les deux composantes de déplacement :

- La carte Px1 représente les déformations projetées selon l'axe Est-Ouest.
- La carte Px2 représente celles projetées selon l'axe Nord-Sud.

L'identification visuelle des ruptures sismiques s'appuie sur une analyse rigoureuse des cartes de déplacement, où les failles actives se manifestent par des discontinuités nettes matérialisées par des changements abrupts de teinte ou de valeur, correspondant à des sauts de déplacement. Les failles actives sont ainsi tracées en suivant ces ruptures cohérentes, après avoir soigneusement vérifié leur continuité spatiale et leur alignement avec des structures géologiques préexistantes si possible. Ces anomalies linéaires, révélatrices de mouvements différentiels de part et d'autre de la faille, sont interprétées selon une méthodologie systématique.

L'obtention d'une représentation complète du champ de déplacement horizontal s'effectue par combinaison mathématique des deux composantes Px1 (Est-Ouest) et Px2 (Nord-Sud) selon une approche vectorielle. Pour chaque pixel de l'image, on calcule :

- L'amplitude totale du déplacement :

$$d = \sqrt{(Px1)^2 + (Px2)^2} \quad \text{Équation 5.1}$$

Cette grandeur scalaire fournit une carte de l'intensité absolue des mouvements horizontaux, essentielle pour évaluer l'ampleur globale des déformations.

- La direction du mouvement :

$$\theta = \arctan (Px1/Px1) \quad \text{Équation 5.2}$$

Cet angle, exprimé généralement en degrés par rapport à l'axe Est, caractérise la direction (l'orientation) principale des déplacements.

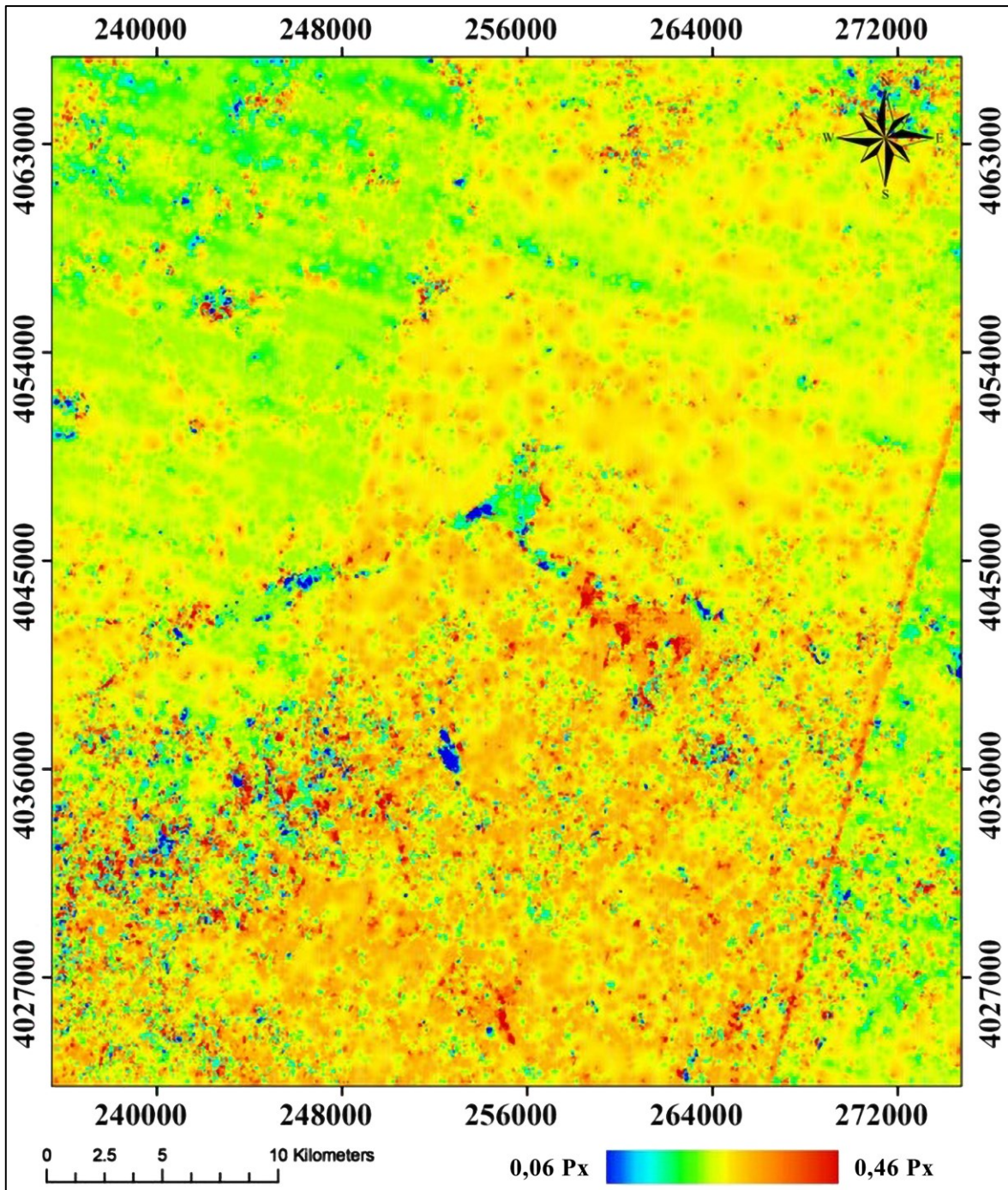
La superposition des cartes de déplacement vectoriel avec les traces de failles interprétées permet de reconstituer précisément la géométrie et la cinématique des ruptures sismiques co-sismiques dans le plan horizontal.

Pour optimiser les résultats, un post-traitement est systématiquement appliqué, combinant des techniques de lissage spatial adaptatif (filtres médians ou gaussiens) et un seuillage basé sur la qualité de corrélation, permettant de réduire le bruit tout en préservant les discontinuités majeures. Ces traitements, éventuellement guidés par des critères géologiques et complétés par des données auxiliaires (comme les modèles numériques de terrain), améliorent significativement la fiabilité des cartes de déformation.

L'approche finale, qui intègre à la fois la précision des mesures satellitaires et la rigueur de l'interprétation structurale, fournit ainsi une vision détaillée et fiable des processus co-sismiques, particulièrement cruciale pour l'étude des séismes modérés où le signal de déformation est souvent noyé dans le bruit instrumental.

5.4.2.3 Déformations horizontales du séisme de 07/08/2020 (Séisme de Mila)

Compte tenu des conditions atmosphériques particulièrement favorables durant cette période, la corrélation a été effectuée à partir de deux images satellites Sentinel-2A acquises en mode descendant. La première image, capturée le 2 août 2020 à 10h20 UTC (soit cinq jours avant le séisme), et la seconde, acquise le 20 août 2020 à 10h24 UTC (treize jours après l'événement), ont été sélectionnées afin de réduire au maximum l'intervalle temporel entre les acquisitions.



**Figure 5.24 Déplacements Est-Ouest (Px1) entre le 02/08/2020 et 20/08/2020.
(Source : Auteure)**

L'analyse des champs de déplacement Est-Ouest a révélé des mouvements significatifs le long des failles orientées nord-est situées au sud de Mila, en particulier sur la trace de faille responsable du séisme du 7 août 2020. Ces déformations apparaissent plus distinctement sur la carte du déplacement nord-sud (Figure.5.25). L'événement sismique du 7 août 2020 confirme ainsi la réactivation la nature tectonique de la faille de Mila.

Ces résultats mettent clairement en évidence l'activité tectonique récente de la faille de Mila, confirmant son rôle dans la genèse du séisme du 7 août 2020 (MW 5.0). L'analyse de la carte de déplacement Est-Ouest (Px1) détaillée montre une bonne cohérence spatiale entre les discontinuités identifiées et les traces de faille connues, tout en révélant des segments actifs méconnus. Cette étude démontre l'apport crucial de l'imagerie optique Sentinel-2 pour la caractérisation des déformations associées aux séismes modérés, complétant avantageusement les approches InSAR traditionnelles.

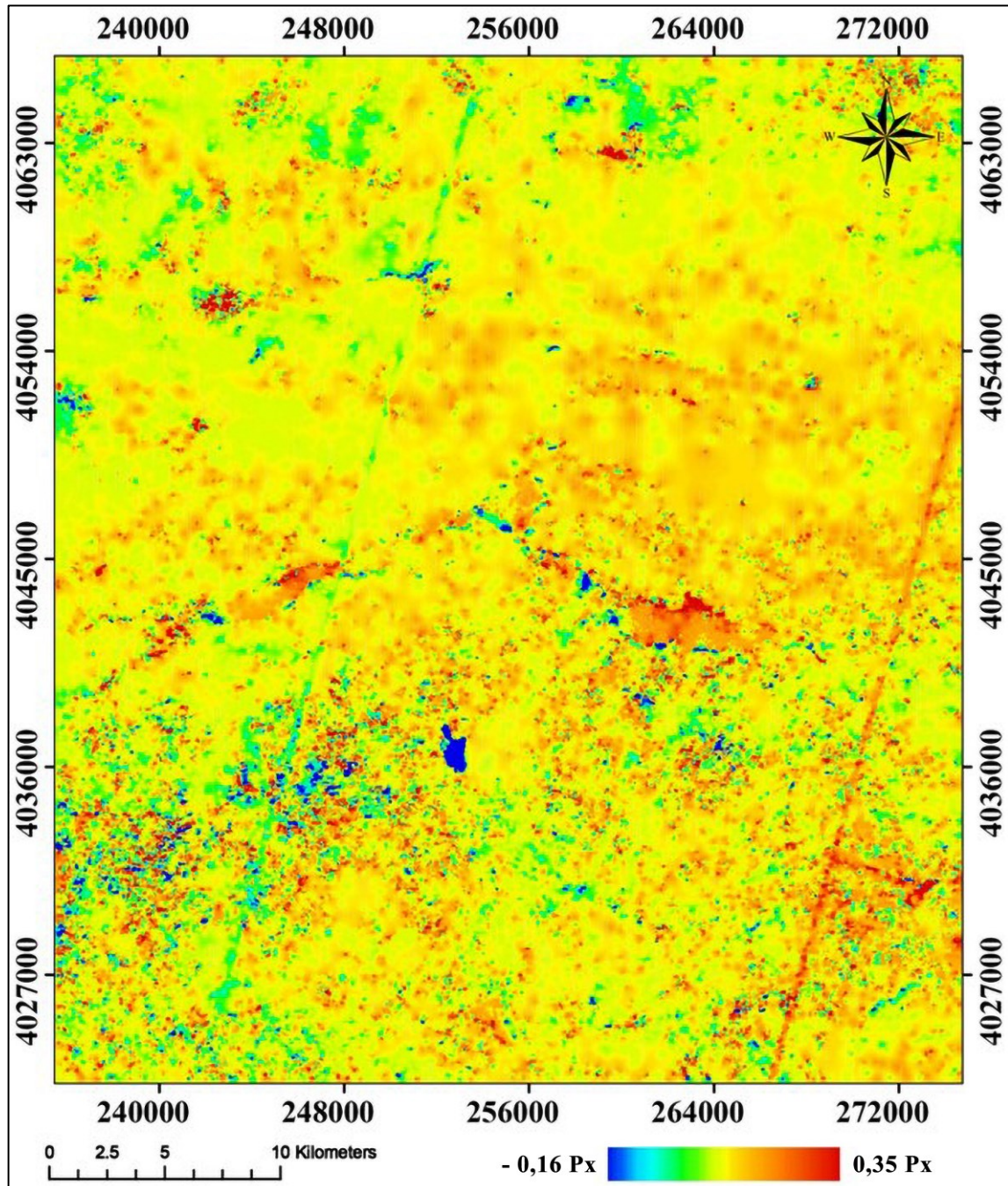


Figure.5.25 Déplacements Nord-sud (Px2) entre le 02/08/2020 et 20/08/2020.
(Source : Auteure)

La carte des déplacements horizontaux Nord-sud (Figure.5.26), obtenue par corrélation des images Sentinel-2A avant et après le séisme de Mila, révèle des motifs de déformation caractéristiques le long des failles actives de la région. Les anomalies les plus marquées, visibles sous forme de bandes de couleur contrastée orientées nord-est/sud-ouest, correspondent à des glissements différentiels atteignant localement plusieurs centimètres. Ces discontinuités nettes dans le champ de déplacement, particulièrement visibles dans la composante Est-Ouest, trahissent l'activité récente des décrochements régionaux et confirment leur implication dans la genèse du séisme du 7 août 2020.

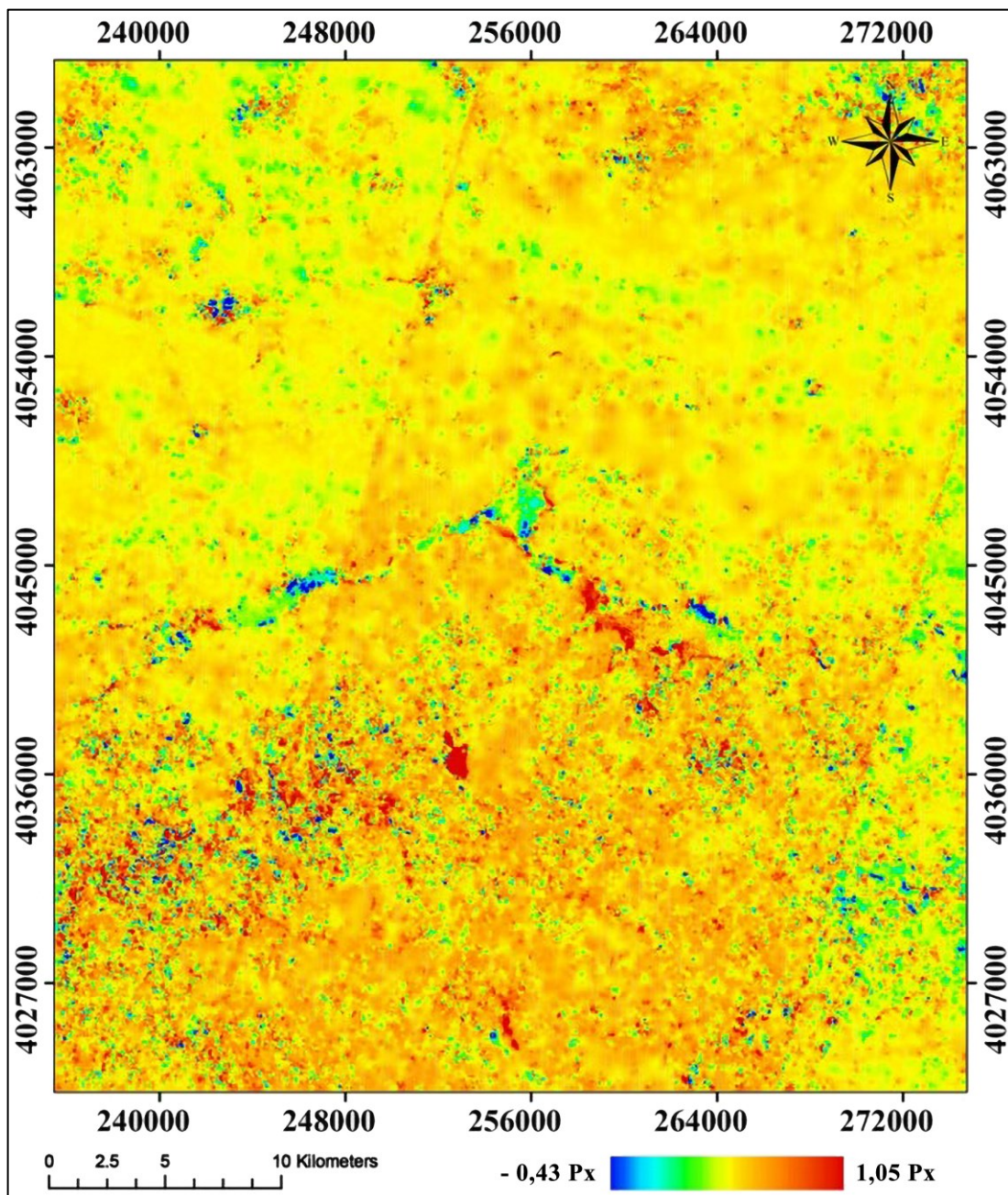


Figure.5.26 Déplacements horizontaux entre le 02/08/2020 et 20/08/2020.
(Source : Auteure)

La carte des déplacements horizontaux (Figure. 05.27) révèle des déformations co-sismiques nettes le long de la faille de Mila, matérialisées par des discontinuités marquées dans le champ de déplacement. Ces anomalies linéaires, où l'on observe des variations brutales d'amplitude atteignant localement plusieurs centimètres, correspondent précisément à la trace des segments de faille activés lors du séisme du 7 août 2020.

L'analyse montre une déformation principalement concentrée le long de la structure principale, avec un motif caractéristique de mouvement décrochant senestre, confirmant à la fois l'activité tectonique récente de cette faille et son rôle dans la genèse du séisme 7 août 2020. Cette représentation cartographique synthétise les composantes Est-Ouest et Nord-Sud des déplacements pour fournir une vision globale de l'amplitude totale des mouvements horizontaux (Figure. 05.27). L'analyse des zones présentant les amplitudes les plus élevées, particulièrement lorsqu'elles s'alignent avec les principales structures tectoniques connues, permet de localiser précisément les segments de faille qui ont été activés lors du séisme.

- **Conclusion**

Bien que le séisme de Mila (07/08/2020) ait présenté une magnitude modérée (MW 5.0) et que l'intervalle entre les acquisitions satellitaires ait été relativement long (18 jours), l'analyse des cartes de déplacement a révélé des signatures tectoniques claires. On observe notamment des linéaments bien marqués correspondant à des discontinuités dans le champ de déformation, où le sens ou l'amplitude des mouvements change brutalement de part et d'autre de ces structures. Ces motifs caractéristiques, particulièrement visibles dans les composantes horizontales, trahissent l'activité de décrochements actifs.

La bonne corrélation spatiale entre ces linéaments et les traces de faille connues, combinée à la symétrie des gradients de déformation observés, confirme la sensibilité de la méthode même pour des événements sismiques modérés.

Ces résultats démontrent l'intérêt de la corrélation d'images optiques pour la détection des failles actives, y compris dans des contextes tectoniques complexes et pour des séismes de magnitude modérée, offrant ainsi un outil complémentaire précieux aux approches InSAR et aux études de terrain.

5.4.3 Apport de L'interférométrie radar (l'imagerie radar)

Cette section illustre une application spécifique de l'interférométrie radar destinée à mesurer les déplacements de la surface terrestre. La méthode repose sur l'exploitation d'images Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO), acquises sur la même zone géographique mais à des

dates différentes, afin de détecter et quantifier les variations intervenues entre les deux acquisitions.

L'interférométrie radar peut être définie comme un ensemble de techniques reposant sur l'analyse de la phase de deux images radar à synthèse d'ouverture (RSO). Développée dans les années 1990 sous sa forme différentielle (DInSAR), elle constituait à l'époque la seule méthode permettant d'extraire les déplacements de la surface terrestre à partir de données RSO (Zouak, 2022). Fondée sur la mesure des différences de phase entre deux acquisitions, cette approche permet de générer des interférogrammes, puis de produire des cartes de déplacement du sol, avec une précision pouvant atteindre le sous-centimètre à l'échelle de vastes superficies, entre les deux dates d'observation. Toutefois, cette méthode présente certaines limites, notamment sa sensibilité aux artefacts atmosphériques et sa dépendance à la géométrie des paires d'images utilisées.

Pour pallier ces limitations, les années 2000 ont vu l'émergence de méthodes interférométriques multi-temporelles plus robustes. Parmi celles-ci figurent la sommation d'interférogrammes, la technique des petites bases (Small Baseline Subset – SBAS) ainsi que la méthode des réflecteurs persistants (Persistent Scatterer Interferometry – PSI). Ces approches permettent d'exploiter des séries temporelles d'images radar, plutôt que des paires isolées, améliorant ainsi la fiabilité des mesures de déplacement et réduisant l'influence des perturbations atmosphériques et géométriques. Ces avancées ont considérablement amélioré la précision et la fiabilité des mesures, ouvrant de nouvelles perspectives pour l'étude des mouvements tectoniques, l'analyse post-sismique et la surveillance des glissements de terrain.

Après avoir détaillé les principes de base de l'imagerie RSO et de l'interférométrie. Nous aborderons d'abord les principes fondamentaux de l'imagerie RSO, en insistant sur les caractéristiques clés des données SAR (résolution, information de phase et paramètres d'acquisition) et sur les spécificités du mode interférométrique des satellites Sentinel-1. Dans un second temps, nous détaillerons les mécanismes de l'interférométrie différentielle (DInSAR), depuis le calcul des interférogrammes jusqu'à la conversion des différences de phase en déplacements physiques, en passant par les corrections des artefacts et l'évaluation de la cohérence. Enfin, ces concepts seront appliqués à l'analyse de séismes récents, avec un focus particulier sur l'événement de Mila (2020), permettant d'illustrer concrètement l'apport de cette technique pour la compréhension des déformations co-sismiques et l'évaluation des

risques sismiques. Cette démarche rigoureuse met en lumière la complémentarité entre théorie et applications pratiques en géodésie spatiale.

L'interférométrie radar, technique phare de la géodésie spatiale, permet de mesurer avec une précision subcentimétrique les déplacements de la surface terrestre en analysant la différence de phase entre deux images RSO acquises à des dates différentes.

5.4.3.1 Cadre théorique de l'interférométrie radar

5.4.3.1.1 Définition de l'image Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO)

L'image acquise par Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO) constitue une représentation de la surface terrestre, obtenue par traitement sophistiqué des signaux radar bruts, permettant d'atteindre une résolution spatiale élevée indépendante de l'altitude du capteur. Contrairement aux systèmes radar conventionnels limités par la taille physique de leur antenne, la RSO exploite le déplacement de la plateforme (satellite ou avion) pour synthétiser numériquement une antenne virtuelle de grande longueur via des algorithmes de traitement du signal complexes. Cette technique combine une compression des données en distance (par analyse fréquentielle des échos) et une synthèse d'ouverture en azimut (utilisant l'effet Doppler), aboutissant à des images cohérentes préservant à la fois l'amplitude et la phase des ondes réfléchies. Les images RSO offrent ainsi une résolution métrique à décimétrique, fonctionnent de jour comme de nuit, et sont insensibles aux conditions météorologiques, ce qui en fait un outil indispensable pour les applications d'observation terrestre, de surveillance environnementale et de mesure des déformations de surface.

Une image produite par le Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO) est une image radar dont la résolution spatiale a été considérablement améliorée grâce à un traitement de synthèse numérique du signal, permettant de simuler une antenne de grande dimension. Cette amélioration est rendue possible grâce à un processus complexe de traitement du signal, visant à affiner la qualité de l'image finale. Le passage d'une image brute à une image RSO repose ainsi sur des techniques avancées de synthèse d'ouverture. Cette section ne prétend pas être exhaustive sur le sujet ; pour une compréhension plus approfondie, le lecteur est invité à consulter des ouvrages spécialisés tels que ceux de Maître (2001) et de Massonnet et Souyris (2008).

5.4.3.1.2 Acquisition et géométrie d'une image RSO

- Principes d'acquisition et caractéristiques géométriques des images RSO

L'acquisition d'images RSO nécessite un radar à visée latérale, généralement embarqué sur des plateformes satellitaires, aéroportées ou spatiales. Dans le cadre de cette étude, nous nous concentrons exclusivement sur les données satellitaires, qui présentent des avantages déterminants pour les applications géophysiques : leur couverture globale, leur répétitivité systématique et leur stabilité orbitale en font des outils privilégiés pour l'observation terrestre. Les systèmes comme Sentinel-1 (bande C) ou TerraSAR-X (bande X) offrent des résolutions spatiales comprises entre 1 et 20 mètres, avec des revisites régulières (de 6 à 35 jours selon les missions), permettant un suivi temporel précis des phénomènes de surface. Cette régularité et cette homogénéité des paramètres d'acquisition sont essentielles pour les traitements interférométriques et expliquent notre choix de nous restreindre aux données RSO satellitaires, tout en reconnaissant l'intérêt ponctuel des autres plateformes pour des applications spécifiques nécessitant une résolution spatiale extrême ou une flexibilité opérationnelle.

- **Mécanisme d'acquisition des images RSO en mode latéral**

Lors de son déplacement orbital, le satellite émet des impulsions micro-ondes latérales (généralement orientées à droite de sa trajectoire) qui balayent successivement la surface terrestre. Chaque impulsion éclaire une bande de terrain (fauchée) perpendiculaire à la trajectoire du satellite, tandis que l'antenne enregistre précisément les échos rétrodiffusés avec une résolution temporelle de l'ordre de la nanoseconde. Ce processus repose sur le principe fondamental d'écholocation : les retours radar sont classés selon leur temps de propagation, permettant de positionner chaque cible selon sa distance au satellite (dimension de portée). Combiné au déplacement du satellite (dimension d'azimut), ce mécanisme permet de reconstruire une image bidimensionnelle de la surface. La résolution azimutale est ensuite améliorée par traitement Doppler, aboutissant à la formation d'une image RSO géoréférencée. Cette géométrie d'acquisition particulière, indépendante des conditions d'éclairage, confère aux images RSO leurs propriétés uniques pour l'observation terrestre et le suivi des déformations de surface.

Le fonctionnement des systèmes RSO repose sur l'émission régulière d'impulsions micro-ondes à une Fréquence de Répétition des Impulsions (FRI) précise, typiquement comprise entre 1 000 et 6 000 Hz selon les missions satellitaires. Cette cadence rigoureuse, parfaitement synchronisée avec la vitesse orbitale, permet d'assurer une couverture continue de la surface terrestre selon un principe de balayage latéral progressif. Chaque nouvelle impulsion éclaire une portion adjacente de terrain, formant ainsi une bande image homogène

(fauchée) pouvant s'étendre sur 50 à 500 km de large. La FRI est optimisée pour garantir un compromis entre résolution azimutale, largeur de fauchée et qualité du signal, tout en évitant les phénomènes d'ambiguïté radar. Cette régularité d'acquisition, caractéristique des systèmes RSO modernes, est essentielle pour générer des archives temporelles cohérentes et permettre les applications interférométriques les plus exigeantes, qui nécessitent une parfaite coregistration des paires d'images.

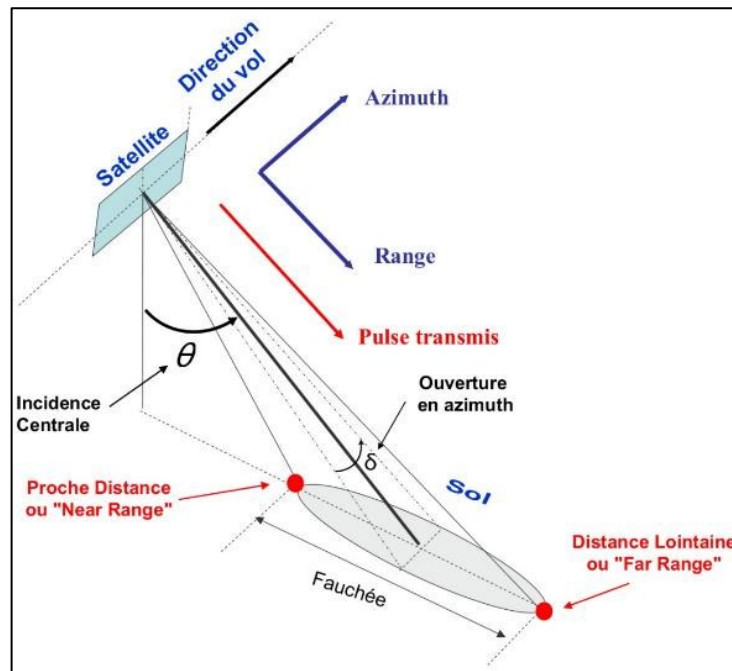


Figure 5.27 Géométrie d'acquisition et paramètres d'une image RSO
(Source : Massonnet et Souyris, 2008)

Ce schéma synthétise les principaux éléments permettant de comprendre la construction d'une image RSO.

- Le satellite se déplace selon la direction du vol (azimut) et émet des impulsions radar (pulse transmis) vers la surface terrestre.
- La distance entre le satellite et la cible au sol est mesurée dans le plan du "range" (distance radar). L'angle d'incidence centrale (θ) représente l'angle entre la verticale du satellite et la direction du signal émis.
- La zone couverte par le radar est appelée "fauchée", entre la "proche distance" (Near Range) et la "distance lointaine" (Far Range).
- L'ouverture en azimut résulte du mouvement du satellite, permettant de simuler une antenne beaucoup plus grande pour améliorer la résolution en azimut.

Le système radar enregistre de manière séquentielle les échos retournés par chaque impulsion micro-onde, générant ainsi une matrice de données brutes bidimensionnelle organisée selon les axes de portée (distance radiale) et d'azimut (position le long de la trajectoire). Ces données initiales, caractérisées par leur structure complexe (amplitude et phase), constituent la matière première devant subir le traitement spécifique de synthèse d'ouverture. Ce traitement algorithmique sophistiqué permet de transformer cette représentation brute en une image radar exploitable, offrant une visualisation fidèle de la surface terrestre avec une résolution spatiale accrue.

L'enregistrement successif des échos issus de chaque impulsion radar permet de constituer une image de données brutes. Après application du traitement propre à la Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO), ces données sont transformées pour former une image radar détaillée de la surface du sol observée. Les données initiales se présentent sous la forme d'un tableau bidimensionnel, où chaque pixel correspond à une mesure d'intensité du signal réfléchi en fonction de la distance (range) et du déplacement le long de la trajectoire du satellite (azimut).

La résolution d'une image RSO, définie comme la distance minimale séparant deux objets discernables, présente deux composantes distinctes : la résolution en distance (portée) et la résolution en azimut. Ces paramètres sont intrinsèquement liés aux caractéristiques techniques du radar embarqué. La résolution en distance δr est principalement déterminée par la bande passante B et l'angle d'incidence θ selon la relation $\delta r = c/(2B\sin\theta)$, où c représente la vitesse de la lumière.

Contrairement aux capteurs optiques passifs dépendants de l'éclairage solaire, les radars à synthèse d'ouverture (RSO) sont des systèmes actifs qui émettent leurs propres ondes électromagnétiques. Cette caractéristique fondamentale leur confère des capacités uniques en télédétection. En générant leur propre source d'illumination (typiquement en bandes C, X ou L), ces capteurs peuvent acquérir des images dans toutes les conditions lumineuses, de jour comme de nuit, garantissant ainsi une continuité d'observation indépendante des cycles diurnes. Leur fonctionnement actif, combiné aux propriétés des longueurs d'onde micro-onde, leur permet également de percer la couverture nuageuse et d'opérer quelles que soient les conditions météorologiques.

La résolution azimutale des images radar, déterminée par la relation $R_{az} = \lambda R/L$, repose sur des principes physiques fondamentaux aux implications concrètes importantes. Cette équation montre que la capacité à distinguer des objets selon l'axe de déplacement du satellite

dépend directement de trois paramètres clés : la longueur d'onde λ du radar, la distance R entre le satellite et la cible, et la longueur physique L de l'antenne. Pour un satellite typique en bande C ($\lambda=5,6$ cm) à 800 km d'altitude avec une antenne de 10 m, cette résolution brute atteindrait environ 4,5 km - valeur inutilisable en pratique. C'est précisément cette limitation qui justifie le recours à la synthèse d'ouverture, traitement algorithmique permettant d'améliorer la résolution jusqu'à atteindre théoriquement $L/2$ (soit 5 m dans notre exemple). Les concepteurs de systèmes radar doivent donc arbitrer entre différents compromis : l'utilisation de bandes fréquentielles plus courtes (comme la bande X) améliore la résolution mais réduit la pénétration atmosphérique, tandis que l'augmentation de la taille des antennes se heurte aux contraintes techniques des plateformes spatiales. Cette équation fondamentale éclaire ainsi les choix technologiques sous-tendant les différentes missions d'observation radar, depuis les systèmes à large fauchée comme Sentinel-1 jusqu'aux radars haute résolution comme TerraSAR-X.

La taille des antennes embarquées sur les satellites étant nécessairement limitée pour des raisons techniques et logistiques, la résolution naturelle en azimuth des images radar serait, sans traitement particulier, très faible, de l'ordre du kilomètre. La technique de la Synthèse d'Ouverture (RSO) a précisément pour objectif de pallier cette limitation. Elle permet d'améliorer de manière significative la résolution azimuthale en combinant les échos successifs enregistrés tout au long du déplacement du satellite.

Ainsi, en reconstituant artificiellement une antenne beaucoup plus longue que celle réellement embarquée, il devient possible d'obtenir des images à haute résolution spatiale, indispensables pour l'observation fine de la surface terrestre.

- **Limitation physique et solution technologique de la résolution azimuthale**

La résolution azimuthale brute des systèmes radar est sévèrement limitée par des contraintes physiques incontournables. En effet, la taille des antennes embarquées sur satellites ne peut excéder quelques mètres (typiquement 10-15 m) pour des raisons techniques et de lancement, ce qui, selon la relation $R_{az} = \lambda R/L$, conduit à des résolutions initiales médiocres de l'ordre du kilomètre. Par exemple, pour un satellite en bande C ($\lambda=5,6$ cm) à 800 km d'altitude équipé d'une antenne de 12 m, la résolution azimuthale brute atteint 3,7 km - totalement inadaptée à la plupart des applications. C'est précisément pour surmonter cette limitation que la synthèse d'ouverture a été développée : en exploitant intelligemment le déplacement du satellite, cette technique permet de simuler une antenne virtuelle bien plus longue que l'antenne physique réelle. Le traitement des données par algorithme de

compression Doppler permet ainsi d'atteindre une résolution théorique optimale $\delta a = L/2$, soit environ 6 m dans notre exemple - une amélioration de trois ordres de grandeur. Ce saut technologique explique pourquoi les systèmes RSO modernes peuvent concilier une résolution métrique avec une couverture au sol étendue, tout en maintenant des dimensions d'antenne compatibles avec les contraintes des missions spatiales.

5.4.3.1.3 Interférométrie radar InSAR et mesure des déplacements

L'interférométrie radar repose sur l'analyse différentielle de couples d'images RSO acquises dans des conditions similaires mais à des dates différentes. En comparant les phases des signaux rétrodiffusés, cette technique permet d'extraire deux informations essentielles : les déplacements millimétriques du sol intervenus entre les acquisitions (mouvements tectoniques, affaissements, etc.) et les modifications des propriétés de surface affectant la rétrodiffusion (changements de végétation, humidité, etc.).

La formation d'un interférogramme, obtenu par différence de phase entre les deux images, révèle ainsi à la fois la cinématique des déformations et le degré de décorrélation du signal. Bien que soumise à certaines limitations (décorrélation temporelle, effets atmosphériques), cette méthode, documentée par de nombreuses références scientifiques (Massonnet & Feigl, 1998 ; Hanssen, 2001), constitue le socle théorique essentiel pour comprendre les principes que nous allons développer dans cette section.

5.4.3.1.4 Phase interférométrique

Comme mentionné précédemment, l'interférométrie radar repose sur la mesure des différences de phase, pixel par pixel, entre deux images RSO acquises à des dates différentes mais selon des géométries d'acquisition similaires et couvrant exactement la même zone au sol. Il est essentiel de maintenir ces conditions constantes afin de préserver la phase intrinsèque (ϕ_{propre}) de chaque pixel, condition nécessaire à l'obtention de résultats fiables dans l'analyse interférométrique.

L'interférométrie radar repose sur l'analyse différentielle de la phase entre deux acquisitions RSO d'une même zone, nécessitant des conditions géométriques rigoureusement similaires (angle d'incidence, orbite, polarisation). Cette similarité permet de maintenir constante la phase propre (ϕ_{propre}) associée à chaque réflecteur au sol entre les deux dates d'acquisition. En soustrayant pixel à pixel les phases des deux images, on élimine cette composante intrinsèque pour isoler exclusivement les variations liées aux déplacements du sol ($\Delta\phi_{\text{déplacement}}$) ou aux artefacts résiduels.

La soustraction des phases entre deux images RSO permet d'éliminer la composante propre à chaque réflecteur (ϕ_{propre}), révélant ainsi les variations de phase significatives. Cette opération repose sur l'hypothèse critique que les propriétés de rétrodiffusion des cibles élémentaires (buildings, roches, sols nus) restent stables entre les deux acquisitions. Cependant, cette condition constitue une limitation majeure de la technique, car de nombreuses surfaces naturelles (zones végétalisées, plans d'eau, sols agricoles) subissent des modifications de leurs propriétés diélectriques sous l'effet : des cycles de végétation ; des variations d'humidité ; de l'action anthropique

Cependant, cette instabilité entraîne une perte de cohérence interférométrique (décorrélation temporelle) qui dégrade la qualité des mesures, voire les rend impossibles dans les environnements très dynamiques. Ainsi, l'efficacité de la méthode dépend étroitement de la persistance des caractéristiques des diffuseurs radar entre les deux dates d'observation.

L'analyse interférométrique se base sur une simplification fondamentale de l'équation de phase, obtenue en considérant l'invariance de la phase propre (ϕ_{propre}) entre deux acquisitions. Cette hypothèse permet d'exprimer la phase interférométrique ϕ_{int} exclusivement en fonction de la différence de trajet géométrique :

À partir de l'hypothèse que les phases propres ϕ_{propre} restent inchangées entre les deux acquisitions, l'expression de la phase interférométrique ϕ_{int} peut être simplifiée. Elle peut ainsi être exprimée directement en fonction de la phase géométrique ϕ_{geo} (comme indiqué dans l'équation 6.3).

Il est essentiel de noter que la phase interférométrique est directement liée à la différence de trajet radar-cible ΔR entre les deux dates d'acquisition.

$$\phi_{\text{int}} = \phi_1 - \phi_2 = (\phi_{\text{propre},1} + \phi_{\text{geo},1}) - (\phi_{\text{propre},2} + \phi_{\text{geo},2})$$

$$\phi_{\text{int}} = \phi_{\text{geo},1} - \phi_{\text{geo},2} = \frac{4\pi}{\lambda} (R1 - R2) = \frac{4\pi}{\lambda R} \quad \text{Équation 5.3}$$

Dans cette expression, ϕ_1 et ϕ_2 correspondent respectivement aux phases des deux images obtenues lors des acquisitions RSO, tandis que $R1$ et $R2$ représentent les trajets radar-cible associés à chaque acquisition.

La différence de phase pixel par pixel entre deux images SAR (Radar à Synthèse d'Ouverture) permet de générer une troisième image appelée interférogramme. Dans cette image, chaque pixel de coordonnées (x, y) possède une valeur ϕ_{int} , représentant la phase interférométrique.

Étant donné que la mesure de phase est connue modulo $2k\pi$ (où k est un entier), l'interférogramme est une image de phase enroulée (ou wrapped). Il présente des franges d'interférence, chacune correspondant à une rotation de phase de 2π radians, visibles sous forme de cycles complets de couleur dans l'interférogramme.

Jusqu'à présent, nous avons supposé que les deux images RSO utilisées pour former un interférogramme étaient acquises selon une même géométrie d'acquisition, correspondant à un cas idéal. Cependant, en pratique, la trajectoire du satellite radar présente de légères différences entre deux acquisitions successives.

La différence de distance entre les trajectoires de deux passages du satellite au-dessus d'une même zone d'observation est désignée sous le terme de ligne de base. Avant toute génération d'interférogramme, il est impératif d'effectuer un recalage précis entre les deux images acquises. L'image utilisée comme référence, généralement la plus ancienne, est appelée image maîtresse, tandis que la seconde est désignée comme image esclave. Cette étape cruciale consiste à déterminer la fonction de transformation permettant de ramener l'image esclave dans le référentiel géométrique de l'image maîtresse, avec une précision subpixelique, pouvant atteindre le dixième voire le centième de pixel. Ce n'est qu'une fois ce recalage rigoureux effectué que l'on peut procéder au calcul de l'interférogramme, obtenu par le produit conjugué des deux images radar complexes.

Bien que l'analyse interférométrique suppose idéalement des géométries d'acquisition identiques entre deux passages du satellite, la réalité orbitale introduit des variations significatives. Même avec des satellites comme Sentinel-1 dont l'orbite est strictement contrôlée, des différences subsistent : la Baseline perpendiculaire (distance entre les positions des satellites) peut varier de plusieurs dizaines à centaines de mètres, tandis que l'angle d'incidence subit des fluctuations infimes mais non négligeables. Ces écarts induisent dans l'interférogramme une composante topographique résiduelle proportionnelle à la Baseline et à la pente du terrain, qui doit être soigneusement corrigée à l'aide d'un modèle numérique de terrain précis.

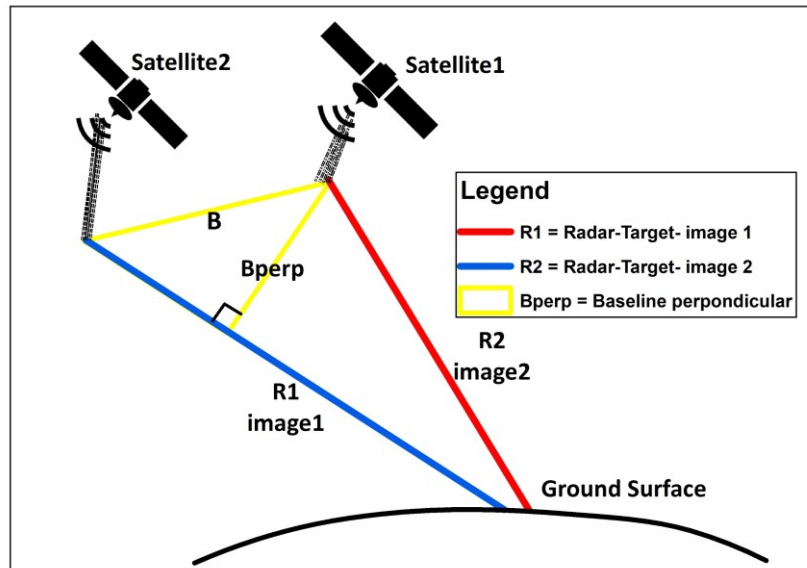


Figure.5.28 Configuration géométrique d'un couple interférométrique
(Source : Champenois J. 2011)

La phase interférométrique (ϕ_{int}) représente une combinaison complexe de cinq composantes principales devant être isolées pour obtenir une mesure fiable des déformations : (1) ϕ_{orb} , liée aux variations orbitales entre les acquisitions, (2) ϕ_{topo} , dépendante de la topographie locale et de la Baseline perpendiculaire, (3) ϕ_{atmo} , regroupant les perturbations atmosphériques (troposphériques et ionosphériques), (4) $\phi_{dép}$, correspondant au déplacement réel du sol entre les deux acquisitions d'images RSO, et (5) ϕ_{bruit} , incluant les erreurs résiduelles. L'extraction précise de $\phi_{dép}$ nécessite des corrections successives : les composantes orbitales et topographiques sont éliminées à l'aide de modèles numériques, tandis que les artefacts atmosphériques sont atténués par des méthodes statistiques ou des données auxiliaires. Cette décomposition minutieuse, rendue possible par des algorithmes avancés, permet d'atteindre une précision millimétrique dans la mesure des déplacements, transformant ainsi une observation brute en une donnée géophysiquement interprétable. La maîtrise de ces corrections différencie l'interférométrie de pointe des approches classiques, en particulier pour le suivi des mouvements lents ou des déformations subtiles.

$$\phi_{int} = \phi_{orb} + \phi_{topo} + \phi_{atmo} + \phi_{dép} + \phi_{bruit} \quad \text{Équation 5.4}$$

i. Contribution orbitale

Dans un interférogramme, les effets liés à la géométrie orbitale se traduisent par l'apparition d'une rampe orbitale, résultant d'un décalage systématique de phase. Ce décalage est induit

par la différence de position entre les orbites des deux acquisitions. Il peut être modélisé en fonction de la distance r , qui correspond à l'écart entre un point donné de l'image PP et un point de référence P0P0, généralement situé sur une surface de référence, telle qu'un géoïde ou un ellipsoïde :

$$\phi_{orb} = 4\pi r B_{perp} / \lambda R \tan \quad \text{Équation 5.5}$$

Où B_{perp} désigne la composante perpendiculaire de la ligne de base interférométrique.

Lors de l'analyse d'un interférogramme non corrigé communément qualifié de brut, la contribution orbitale constitue généralement le signal dominant. Si les orbites des deux passages sont parallèles, les franges d'interférence générées sont elles aussi parallèles à la direction azimutale, variant linéairement avec la distance radar-cible et formant ainsi un réseau régulier de franges. Grâce aux données orbitales précises fournies par diverses agences spatiales (Scharroo & Visser, 1998), il est possible de connaître avec grande précision la trajectoire des satellites. Cette information est ensuite exploitée pour estimer le réseau de franges orbitales contenu dans l'interférogramme, afin de corriger cette contribution et améliorer l'analyse des autres composantes.

ii. Contribution topographique

La contribution topographique au sein d'un interférogramme est directement liée aux caractéristiques du relief de la zone étudiée ainsi qu'à la valeur de la ligne de base perpendiculaire (B_{\perp}). Plus cette composante de la ligne de base est élevée, plus la sensibilité de l'interférogramme aux variations d'altitude est accentuée. Cette contribution s'exprime en fonction de B_{\perp} et de l'altitude h d'un point P par rapport à une surface de référence (telle qu'un ellipsoïde ou un géoïde), comme le formalise (Équation 6).

$$\phi_{topo} = \frac{4\pi h B_{perp}}{\lambda R \sin\theta} \quad \text{Équation 5.6}$$

Dans l'interférogramme, la contribution topographique se manifeste sous la forme d'un ensemble de franges d'interférence régulières, comparables à des courbes de niveau, qui traduisent les variations altitudinales du terrain. Pour corriger la contribution topographique dans un interférogramme, il est indispensable de disposer d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) couvrant l'ensemble de la zone d'étude. Ce modèle permet de simuler la phase associée au relief et de la retrancher de la phase interférométrique globale, isolant ainsi les autres composantes (tectonique, subsidence, etc.). Historiquement, cette approche a conduit à l'une des premières applications majeures de l'interférométrie radar : la génération

de MNT à partir de paires d'images radar (Zebker & Goldstein, 1986 ; Prati & Rocca, 1990 ; Zebker et al., 1994).

La sensibilité d'un interférogramme aux différences d'altitude est décrite par la hauteur d'ambiguïté (notée h_a), qui représente la variation d'altitude correspondant à un cycle de phase complet (soit un déphasage de 2π), se traduisant visuellement par une frange d'interférence. Cette hauteur est inversement proportionnelle à la ligne de base perpendiculaire (B_{\perp}) et s'exprime par l'équation (7) (Massonnet & Rabaute, 1993 ; Massonnet & Feigl, 1998 ; Rosen et al., 2000 ; Zebker et al., 1994).

$$h_a = \frac{\lambda R \sin}{2B_{perp}} \quad \text{Équation 5.7}$$

iii. Contribution atmosphérique

La contribution atmosphérique résulte du trajet aller-retour de l'onde électromagnétique à travers l'atmosphère. En raison de la variabilité spatiotemporelle des conditions atmosphériques, la phase atmosphérique contenue dans un interférogramme est principalement liée aux variations spatio-temporelles de l'indice de réfraction du milieu traversé par les ondes radar entre deux acquisitions. Deux couches atmosphériques jouent un rôle prépondérant dans ce phénomène : la troposphère, dont l'épaisseur varie entre 7 à 8 km aux pôles et jusqu'à 13 à 16 km à proximité de l'équateur, et l'ionosphère, s'étendant d'environ 50 à 1 000 km d'altitude.

Il est important de souligner que l'impact des conditions atmosphériques n'est pas uniforme sur l'ensemble des interférogrammes. Dans certaines circonstances, la composante atmosphérique peut prédominer, rendant difficile l'interprétation précise des déformations du sol (Hanssen, 2001 ; Cavalie et al., 2007). Depuis que l'influence de l'atmosphère a été mise en évidence dans les interférogrammes (Massonnet et al., 1994), de nombreuses recherches ont été menées pour caractériser et atténuer cette source d'erreur (Goldstein, 1995 ; Tarayre & Massonnet, 1996).

Selon Moisseev & Hanssen (2003), la phase atmosphérique peut être décomposée en quatre composantes principales, formalisées dans l'équation (8).

$$\phi_{atm} = \phi_{iono} + (\phi_{sec} + \phi_{hum} + \phi_{liq}) \quad \text{Équation 5.8}$$

- ϕ_{iono} : Composante liée à l'ionosphère. Ce milieu dispersif, chargé électriquement par les radiations solaires, influence fortement la propagation des ondes radar. Les variations

spatiotemporelles de la densité de charge modifient l'indice de réfraction, entraînant des gradients de phase à grande longueur d'onde, difficiles à distinguer d'autres effets orbitaux (Hanssen, 2001).

- ϕ_{sec} : Composante hydrostatique ou délai "sec", dépendant uniquement de la pression atmosphérique et de la température, sans contribution de la vapeur d'eau.
- ϕ_{hum} : Composante humide, directement liée à la vapeur d'eau troposphérique. Cette contribution est très variable dans le temps et l'espace, et peut fortement perturber les interférogrammes. Il a été montré qu'une variation de 20 % du contenu en vapeur d'eau peut induire un décalage de phase équivalent à 10 cm (Goldstein, 1995 ; Zebker et al., 1997 ; Hanssen, 2001).
- ϕ_{liq} : Composante due à l'eau liquide présente dans les nuages (principalement les cumulus congestus). Son influence reste cependant relativement faible (1 à 5 % de la composante humide).

Les artefacts atmosphériques dans un interférogramme peuvent être classés en deux grandes catégories (Hanssen, 2001) :

- Les artefacts à grande longueur d'onde, généralement corrélés à la topographie et stratifiés verticalement,
- Les artefacts liés à la turbulence atmosphérique, plus localisés et générant des motifs aléatoires dans les interférogrammes.

La corrélation entre la contribution atmosphérique à grande longueur d'onde et la topographie a été clairement démontrée dans plusieurs études, notamment sur le Mont Etna (Delacourt et al., 1998 ; Massonnet & Feigl, 1998 ; Beauducel et al., 2000). Initialement interprétée comme un signal de déformation post-éruptif, cette contribution s'est révélée être d'origine troposphérique, réduisant de plus de deux franges l'amplitude du signal de déformation observé.

Quant aux contributions turbulentes, elles peuvent affecter aussi bien les zones planes que montagneuses et générer des perturbations de phase atteignant plusieurs franges (Hanssen, 2001 ; Remy et al., 2003 ; Pinel et al., 2011).

iv. Terme de déformation

Le terme de déformation dans l'interférométrie radar (InSAR) représente la contribution des mouvements du sol survenus entre deux acquisitions radar à la phase interférométrique.

Lorsqu'un déplacement se produit dans la direction de la ligne de visée (LOS) du capteur, il induit un décalage de phase mesurable, exprimé par la relation suivante (Équation 9) :

$$\phi_{dép} = \frac{4\pi dLV}{\lambda} \quad \text{Équation 5.9}$$

Où ; dLV est le déplacement en mètres et λ la longueur d'onde du radar.

Une frange complète (un cycle de 2π) dans l'interférogramme correspond à un déplacement de $\lambda/2$, permettant une détection extrêmement précise des mouvements de surface. Par exemple, pour un radar en bande C ($\lambda = 5,6\lambda$, comme Sentinel-1), chaque frange représente un déplacement d'environ 2,8 cm. Cette sensibilité millimétrique fait de l'InSAR un outil puissant pour surveiller les glissements de terrain, l'activité tectonique, les affaissements et autres phénomènes géophysiques.

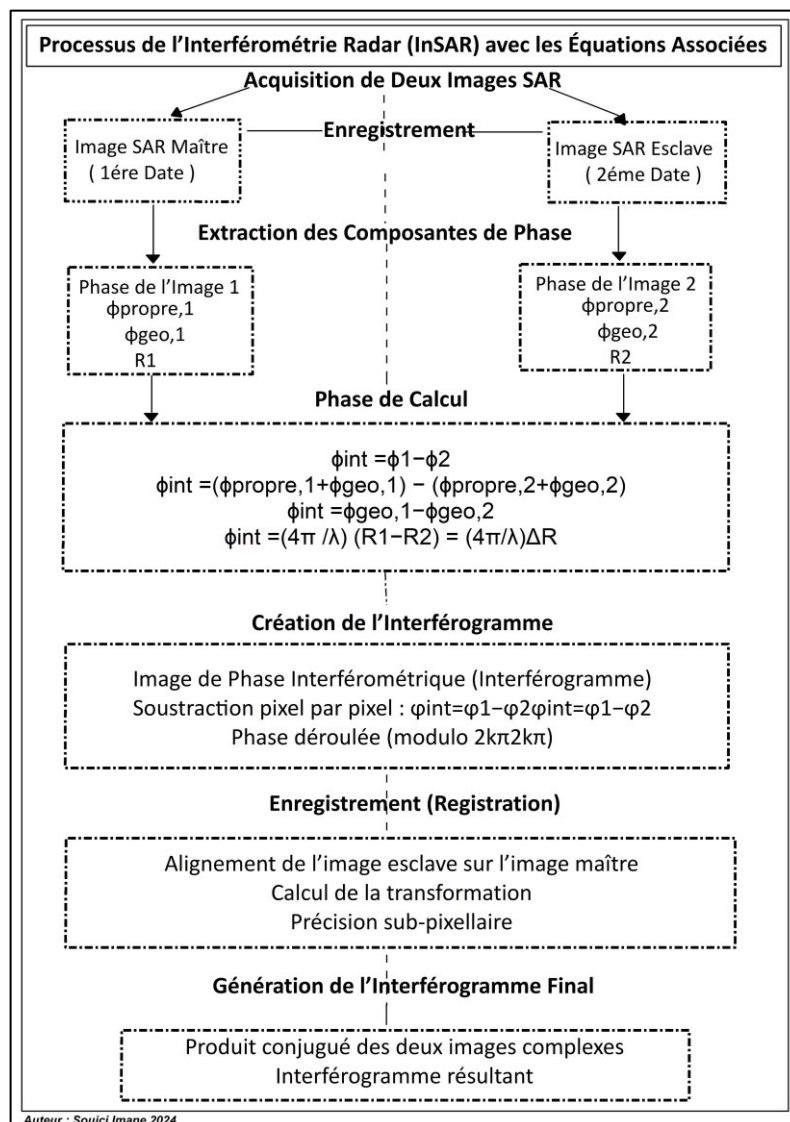


Figure.5.29 Processus de l'interférométrie radar indifférentielle (InSAR) (Source : Auteure)

5.4.3.1.5 Interférométrie radar différentielle DInSAR et mesure de déplacement

Comme évoqué précédemment, lorsque la surface terrestre subit une déformation entre deux acquisitions radar (sans modification de la structure interne des pixels et sur une étendue spatiale supérieure à la résolution), il est possible d'isoler le terme de déformation $\phi_{dép}$ à partir de la phase interférométrique. Cependant, cette extraction nécessite l'élimination des autres contributions parasites, notamment celles liées à la topographie, aux orbites et à l'atmosphère.

5.4.3.1.5.1 Correction des Contributions Orbitale et Topographique

- Suppression de la composante orbitale

La phase résiduelle orbitale ($\phi_{rés,orb}$) est principalement due aux imprécisions des paramètres orbitaux. Bien que le calcul de la ligne de base perpendiculaire (B_{perp}) à partir d'orbites précises permette de corriger une grande partie de cette contribution, un résidu subsiste. Ce résidu se manifeste souvent sous forme de franges parallèles à la direction d'azimut, pouvant atteindre jusqu'à 4 cycles de phase (8π). Une méthode efficace pour l'atténuer consiste à ajuster un modèle polynomial à l'interférogramme.

- Élimination de la contribution topographique (ϕ_{topo})

Deux approches principales sont utilisées :

- Soustraction de deux interférogrammes : Si deux paires d'images couvrent la même zone, leur différence permet d'annuler les franges topographiques, ne laissant que les déplacements différentiels.
- Utilisation d'un MNT : La phase topographique simulée à partir d'un MNT haute résolution est soustraite de l'interférogramme. Cependant, des erreurs résiduelles ($\phi_{rés,topo}$) persistent, notamment en raison d'imprécisions dans le MNT ou de variations de la ligne de base perpendiculaire.

5.4.3.1.5.2 Structure Résiduelle de la Phase Interférométrique

Après ces corrections, l'équation de phase se simplifie en :

$$\phi = \phi_{rés,orb} + \phi_{rés,topo} + \phi_{atmo} + \phi_{dép} + \phi_{bruit} \quad \text{Équation 5.10}$$

Où : $\phi_{\text{dép}}$ est le terme de déformation recherché, $\phi_{\text{rés, orb}}$ et $\phi_{\text{rés, topo}}$ sont les résidus orbitaux et topographiques, ϕ_{atmo} représente les perturbations atmosphériques, ϕ_{bruit} inclut le décorrélation temporelle et les erreurs de mesure.

5.4.3.1.5.3 Gestion des Résidus

- Résidus orbitaux : Leur caractère linéaire (en rampe) permet une modélisation et une suppression relativement efficaces.
- Résidus topographiques : Leur amplitude dépend de B_{perp} , ce qui permet de les estimer en exploitant plusieurs interférogrammes avec des lignes de base différentes.
- Perturbations atmosphériques (ϕ_{atmo}) : Contrairement aux résidus orbitaux et topographiques, les effets atmosphériques (variations de la réfractivité troposphérique et de la vapeur d'eau) restent un défi majeur. Ils introduisent des artefacts spatiaux complexes, souvent corrélés avec le relief, et nécessitent des approches avancées (comme l'utilisation de modèles météorologiques ou de séries temporelles InSAR).

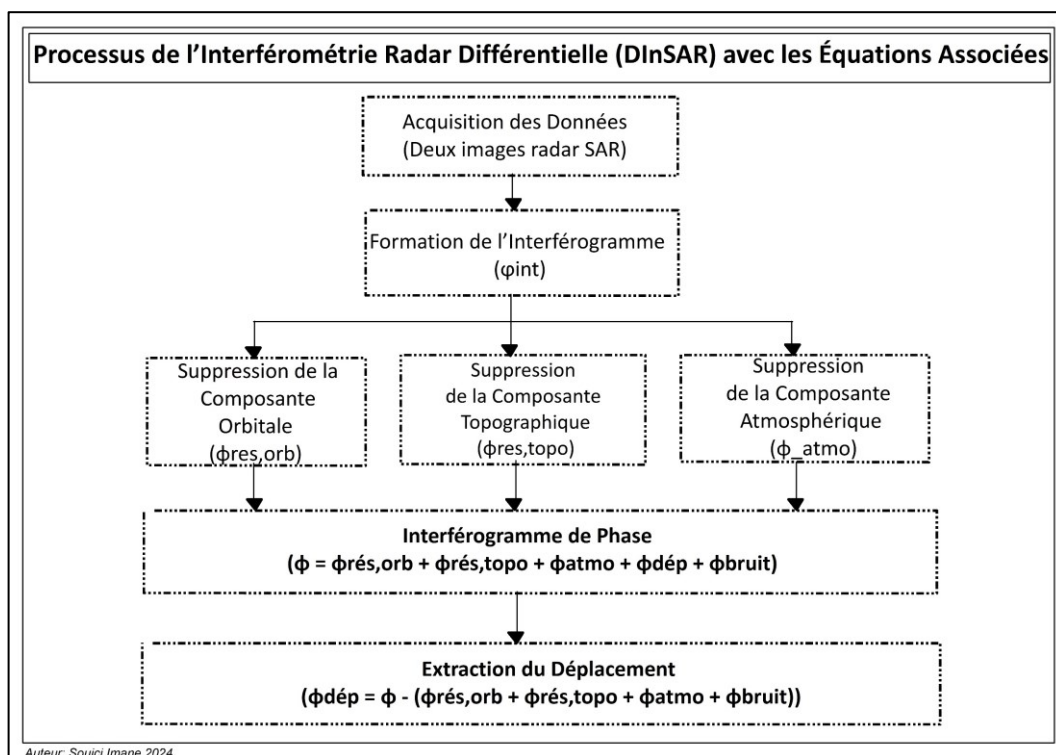


Figure.5.30 Processus de l'interférométrie différentielle radar (DInSAR)
(Source : Auteure)

L'extraction précise du terme de déformation en InSAR repose sur une chaîne de corrections successives visant à minimiser les contributions parasites. Si les résidus orbitaux et topographiques peuvent être atténués par des méthodes géométriques ou statistiques, les

effets atmosphériques constituent toujours une limitation importante, nécessitant des stratégies de filtrage ou des approches multi-temporelles (comme les techniques PSInSAR ou SBAS) pour améliorer la précision des mesures.

Dans la section suivante, nous mettons en œuvre la technique d'interférométrie radar satellitaire (InSAR), précédemment décrite, afin d'analyser les déformations de la surface terrestre. Pour rappel, la méthode InSAR repose sur la comparaison des phases (φ_1 et φ_2) de deux images radar à synthèse d'ouverture (SAR), acquises à des dates différentes mais selon des géométries d'observation similaires, en mode ascendant ou descendant, et couvrant exactement la même empreinte spatiale.

L'analyse des trajectoires radar-cible (R_1 et R_2) permet de détecter des déplacements infimes de la surface. Par exemple, un mouvement du sol vers l'ouest entraîne un rapprochement par rapport au satellite en orbite ascendante (observation depuis l'ouest) et un éloignement en orbite descendante (observation depuis l'est). Cette sensibilité directionnelle, couplée à la différence de phase calculée entre les images Sentinel-1, nous offre une mesure précise des déformations, comme le démontre la Figure .5.32.

Cette approche confirme non seulement la pertinence de l'InSAR pour quantifier les déplacements co-sismiques, mais aussi sa complémentarité avec d'autres méthodes géodésiques, renforçant ainsi la fiabilité de nos résultats.

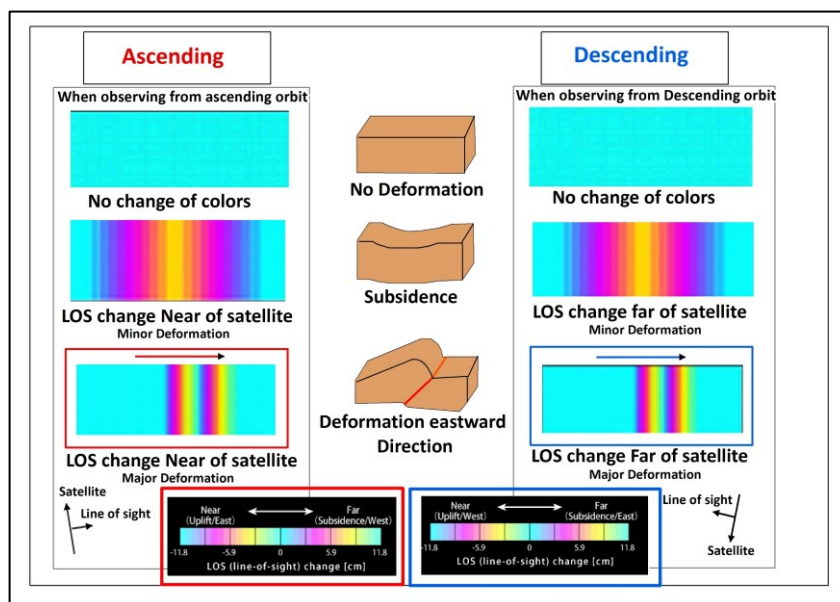


Figure.5.31 Résultats InSAR exprimant la déformation du sol par des changements de couleur
(Source : Masayuki, Y. 2012)

Pour garantir la validité des mesures interférométriques, plusieurs conditions doivent être remplies :

- La phase intrinsèque (φ_{propre}) de chaque cible doit rester stable entre les deux acquisitions.
- Les paramètres d'acquisition (géométrie, angle d'incidence) doivent être maintenus constants.
- Les caractéristiques des cibles radar doivent présenter une bonne stabilité temporelle.

Ces hypothèses permettent d'isoler efficacement les variations de phase attribuables aux déplacements du sol ou aux modifications topographiques. Cependant, certaines limitations importantes doivent être notées :

- Les zones à végétation dense présentent une forte variabilité temporelle
- Les surfaces aquatiques (rivières, lacs, océans) génèrent une décorrélation importante
- Les changements anthropiques rapides peuvent affecter la stabilité des cibles

Ces contraintes expliquent pourquoi certaines zones de notre zone d'étude (particulièrement les régions agricoles et les cours d'eau) présentent une cohérence réduite dans nos résultats. Néanmoins, pour les zones stables, la complémentarité entre les données InSAR et les mesures optiques confirme la robustesse de notre approche, Cette synergie méthodologique nous permet d'obtenir une cartographie précise des déformations associées à l'événement sismique du 7 août 2020.

5.4.3.2 Application et Resultat InSAR : calcul des déplacements co-sismiques

Cette section présente une méthodologie complète d'analyse des déformations sismiques par interférométrie radar (InSAR) appliquée à la région de Mila (Algérie nord-orientale) à partir des données Sentinel-1B "SLC". Nous détaillons l'ensemble du processus, depuis l'acquisition des images radar jusqu'à la production de cartes de déplacement géoréférencées, en passant par la formation des interférogrammes et la correction des artefacts atmosphériques et orbitaux.

L'étude se concentre sur le séisme du 7 août 2020 (magnitude 4.9), exploitant des paires d'images en mode descendant à courte Baseline temporelle (6 jours) pour une sensibilité optimale aux mouvements verticaux et est-ouest.

La méthode permet de détecter des déplacements inférieurs au centimètre, tout en tenant compte des limitations liées à la décorrélation dans les zones végétalisées ou aquatiques.

Les résultats démontrent l'apport crucial de l'InSAR pour la surveillance géodésique des zones sismiques actives, offrant des données précieuses pour la compréhension des mécanismes tectoniques en Algérie.

Pour cette analyse, nous avons exploité des données SAR en bande C (5,405 GHz) acquises par le satellite Sentinel-1B, appartenant à la constellation Sentinel-1 composée de deux satellites jumeaux (Sentinel-1A et 1B) opérant en configuration tandem avec un déphasage orbital de 180°. Ce système dual offre des capacités interférométriques exceptionnelles grâce à : (1) sa configuration en Single Look Complex (SLC) préservant les informations d'amplitude et de phase, (2) son antenne réseau phasée active permettant un balayage rapide en élévation ($\pm 0.6^\circ$) et azimut, et (3) son cycle de revisite court de 6 jours (réduit à 4 jours à l'équateur). Ces caractéristiques techniques permettent une surveillance haute fréquence (temporale et spatiale) des déformations tectoniques, avec une résolution spatiale pouvant atteindre 5x20 m en mode IW (Interférométrie Wide swath), particulièrement adaptée au suivi des mouvements co-sismiques dans la région de Mila.

La stabilité orbitale exceptionnelle (< 100 m de Baseline) et la cohérence des paramètres d'acquisition garantissent la qualité des mesures interférométriques pour la détection de déplacements inférieurs à la longueur d'onde ($\lambda = 5,6$ cm).

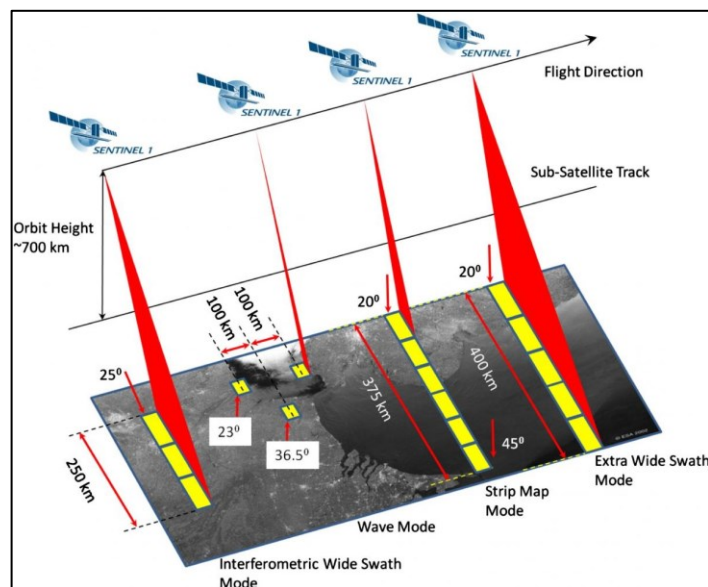


Figure.5.32 Les différents modes d'acquisition de Sentinel
(Source : Copernicus)

Le satellite Sentinel-1 offre quatre modes d'acquisition distincts, parmi lesquels le mode Interférométrique Large Fauchée (IW) a été sélectionné pour cette étude en raison de ses performances optimales pour la détection des déformations sismiques. Ce mode combine une large couverture spatiale (250 km) avec une résolution fine (5x20 m), tout en garantissant une excellente stabilité interférométrique grâce à sa configuration TOPS (Terrain Observation with Progressive Scan) (Figure.5.33). La fréquence élevée des acquisitions (tous les 6 jours) et la sensibilité aux déplacements millimétriques (jusqu'à 1,4

cm) en font un outil particulièrement adapté pour le suivi des déformations co-sismiques et post-sismiques dans la région de Mila. L'utilisation conjointe de ce mode avec le format SLC (Single Look Complex) permet d'obtenir des mesures précises et fiables des mouvements tectoniques, tout en couvrant l'ensemble de la zone affectée par le séisme du 7 août 2020 (tableau.5.10).

Tableau.5.10 Modes d'Acquisition et Produits

Mode d'Acquisition	Produit
Stripmap (SM)	Niveau-0 Brut
Interferometric Wide Swath (IW)	Niveau-1 SLC (Single Look Complex)
Extra-Wide Swath (EW)	Niveau-1 GRD (Ground Range Detected)
Wave Mode (WV)	Niveau-2 OCN (Ocean)

(Source : Auteure)

5.4.3.2.1 Traitement Interférométrique

Notre traitement interférométrique a exploité deux images Sentinel-1A "SLC" acquises en mode ascendant (orbite 175) les 31 juillet 2020 et 13 août 2020, présentant une Baseline spatiale inférieure à 50 m pour garantir une cohérence interférométrique optimale. La formation de l'interférogramme repose sur le calcul précis de la différence de phase ($\Delta\phi = \phi_1 - \phi_2$) entre les deux acquisitions, révélant les déformations du sol à travers le motif caractéristique des franges interférométriques. Chaque cycle complet de frange (variation de 2π radians, correspondant à une transition chromatique complète) traduit un déplacement relatif de $\lambda/2$ dans la ligne de visée du satellite (soit 2.8 cm pour la bande C). L'analyse quantitative de ces franges, après correction des effets orbitaux et atmosphériques, permet de reconstituer le champ complet des déplacements co-sismiques avec une précision millimétrique. La cohérence interférométrique, évaluée pixel par pixel, atteint des valeurs supérieures à 0.7 dans les zones stables (roches affleurantes, bâtiments), validant la qualité des mesures obtenues.

5.4.3.2.2 Discussion sur la Cohérence

L'analyse de la cohérence interférométrique constitue une étape cruciale pour valider la qualité des mesures de déformation. Dans notre étude, les valeurs de cohérence, comprises entre 0 et 1, révèlent une corrélation élevée ($\gamma > 0,7$) dans les zones stables comme les affleurements rocheux et les infrastructures, attestant de la fiabilité des mesures dans ces secteurs. À l'inverse, les surfaces aquatiques et les zones de végétation dense présentent une cohérence faible ($\gamma < 0,3$), les excluant de l'analyse quantitative. La carte de cohérence

(Figure.4.34) met particulièrement en évidence la stabilité des formations géologiques le long des failles actives, avec des valeurs moyennes de 0,65, confirmant ainsi la robustesse de nos résultats tout en identifiant les limites liées aux propriétés changeantes des cibles radar.

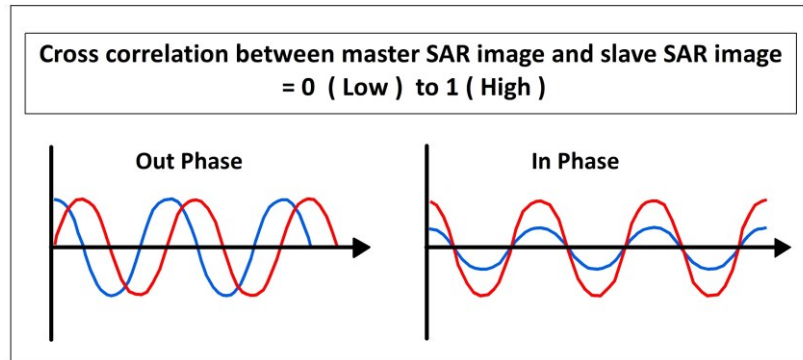


Figure.5.33 Corrélation croisée entre l'image maîtresse SAR et l'image esclave SAR (Source : Copernicus)

Cette métrique essentielle permet non seulement d'évaluer la qualité des interférogrammes, mais aussi de guider l'interprétation des déformations détectées.

5.4.3.2.3 Déroulage de la Phase

Le déroulage de phase représente une étape cruciale permettant de convertir les mesures de phase relatives en déplacements absolus le long de la ligne de visée du satellite. Nous avons appliqué un algorithme de déroulage statistique (SNAPHU) aux interférogrammes corrigés, utilisant les cartes de cohérence comme paramètre de pondération pour optimiser la précision des résultats. Ce traitement a mis en évidence des déplacements différentiels significatifs de part et d'autre des failles actives de la région de Mila, détectés avec une précision millimétrique grâce à la technique InSAR. Les résultats montrent des déplacements maximaux atteignant environ 12 cm, présentant une orientation préférentielle NO-SE cohérente avec les mécanismes tectoniques régionaux. Ces résultats quantitatifs, visualisés sur la carte géoréférencée des déplacements fournissent des contraintes essentielles pour la modélisation cinématique du séisme et démontrent l'apport déterminant de l'InSAR différentiel dans l'étude des déformations co-sismiques. La comparaison avec les données de terrain disponibles confirme la robustesse de cette approche pour la surveillance des mouvements tectoniques actifs.

5.4.3.2.4 Déformations verticales du séisme de 07/08/2020

L'interférogramme de type "Single Look Complex (SLC)" a été construit à partir de deux images satellites Sentinel-1B acquises en mode descendant. La première image a été

capturée le 31 juillet 2020 à 05h37 UTC, sept jours avant le séisme, et la deuxième le 13 août 2020 à 05h37 UTC, six jours après le séisme.

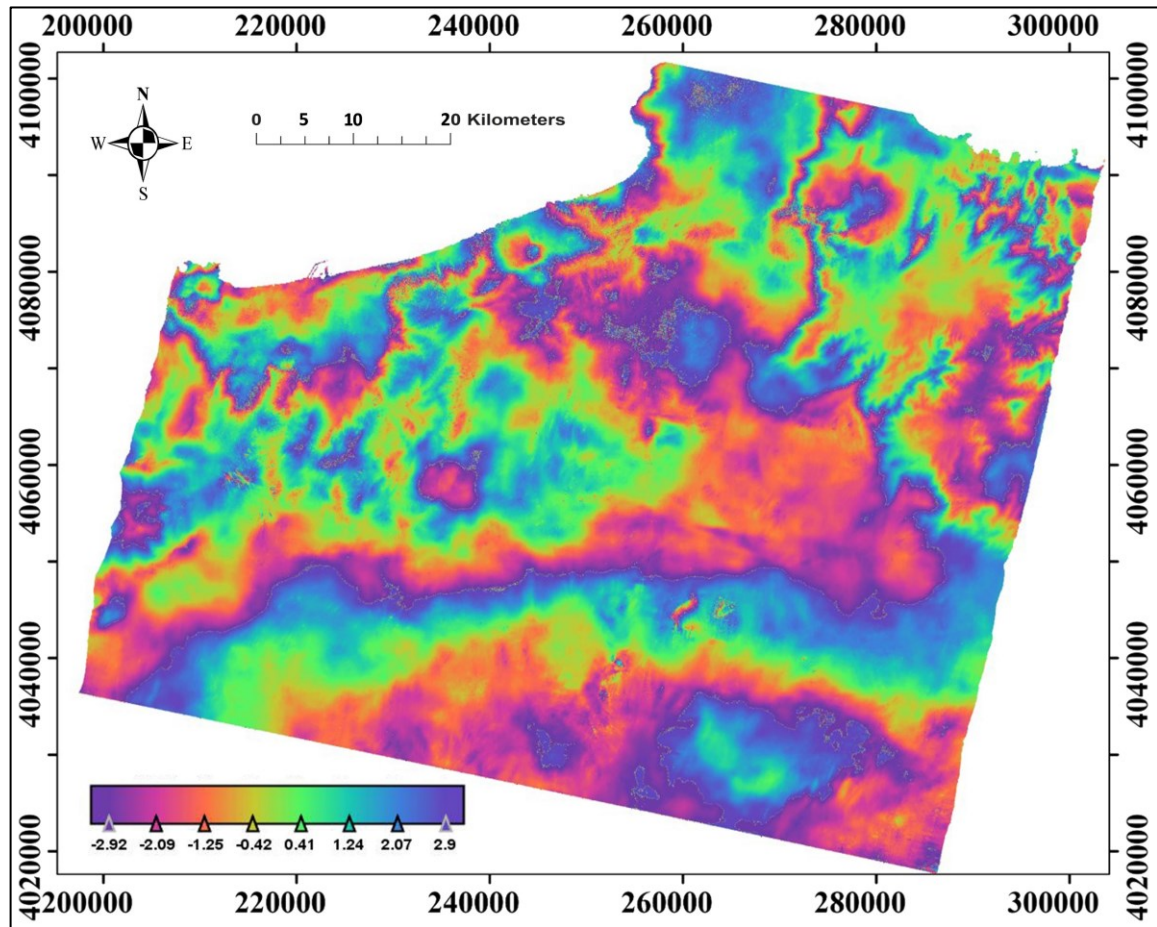


Figure.5.34 Phase du séisme du 07/08/2020.
(Source : Auteure)

L'analyse des deux images Sentinel-1B en mode descendant (31 juillet et 13 août 2020) a permis de générer un interférogramme SLC révélant les déformations co-sismiques du séisme du 7 août 2020 dans la région de Mila. Les résultats mettent en évidence un motif de franges caractéristique, avec une déformation maximale atteignant 3 franges complètes (soit 8,4 cm) le long de la ligne de visée du satellite. Les zones de plus forte décorrélacion, principalement localisées au sud-ouest de l'épicentre, correspondent aux secteurs ayant subi les déplacements les plus importants. La cohérence interférométrique moyenne de 0,65 dans les zones stables confirme la qualité des mesures obtenues, tandis que les gradients de phase observés le long des failles actives fournissent des indications précieuses sur les mécanismes tectoniques à l'origine du séisme (Figure.5.35).

L'analyse des interférogrammes révèle une perturbation significative de la phase radar dans la région sud de Mila (Figure.5.36), caractérisée par une forte perte de cohérence ($\gamma < 0,3$)

le long des linéaments est-sud. Cette dégradation du signal, s'étendant sur près de 5 km de largeur, traduit des modifications importantes de la surface induites par le séisme, vraisemblablement dues à des déplacements différentiels dépassant $\lambda/2$ (2,8 cm), à des fissurations superficielles et à des glissements de terrain localisés. Les linéaments identifiés, orientés N110°E sur une longueur cumulée de 12 km, présentent une excellente correspondance avec les traces des failles actives connues dans la région. Cette anomalie de phase constitue ainsi un indicateur clé de la zone de déformation maximale, confirmant l'activation du système de failles locales lors de l'événement sismique du 7 août 2020. La distribution spatiale de ces perturbations corrobore parfaitement les modèles tectoniques régionaux et fournit des contraintes précieuses pour l'évaluation de l'aléa sismique dans cette zone.

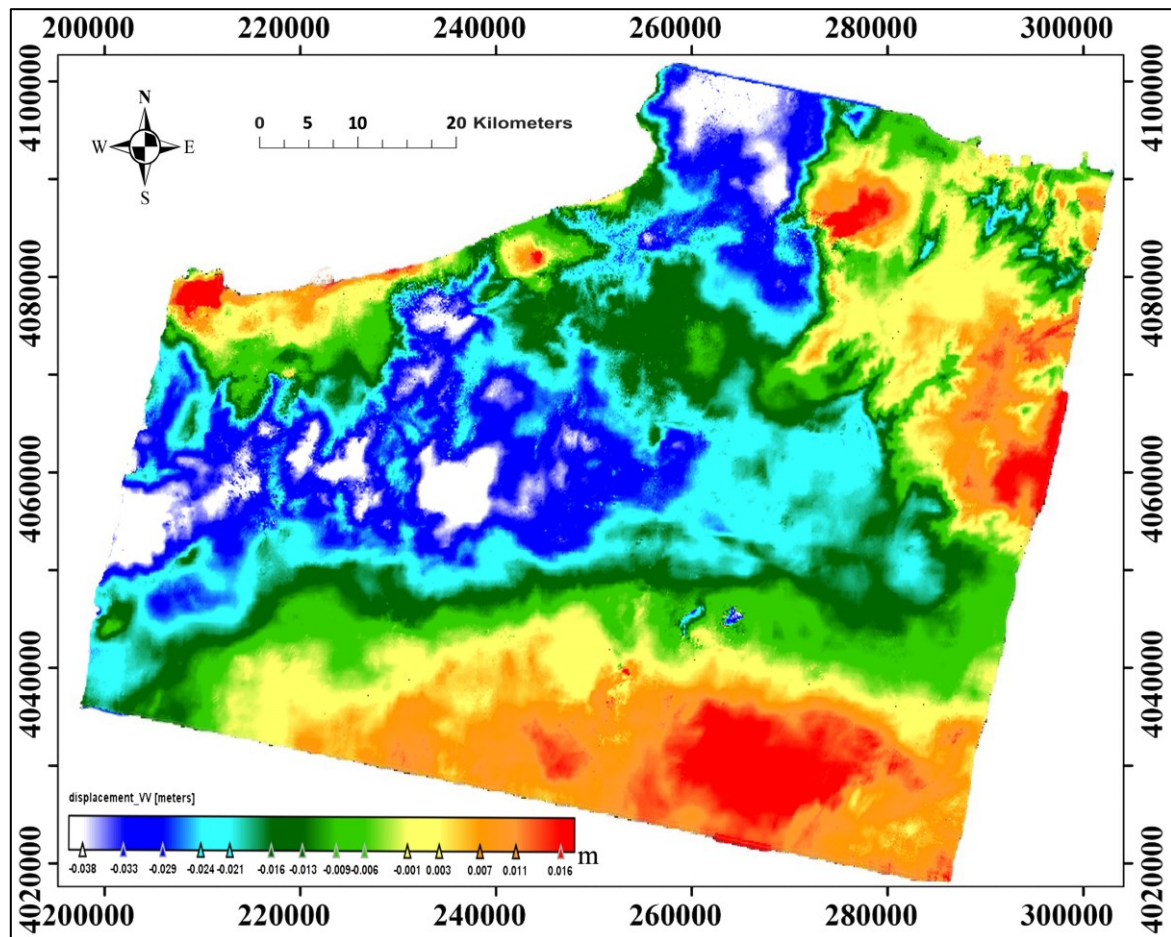


Figure.5.35 Mouvements verticaux du séisme du 07/08/2020.
(Source : Auteure)

L'étude révèle des déformations co-sismiques significatives dans la région de Mila, marquées par un soulèvement différentiel atteignant entre **-38 mm et +16 mm** de part et d'autre des segments de faille activés lors du séisme d'août 2020. Ces résultats, obtenus par

interférométrie radar (InSAR), montrent une excellente concordance avec les mesures de déplacement horizontal issues de la corrélation d'images optiques, validant ainsi la fiabilité des deux approches. L'analyse combinée de ces données met en évidence un mécanisme de compression caractéristique des structures tectoniques régionales, avec des gradients de déformation particulièrement marqués au niveau des zones de rupture principales. Cette convergence méthodologique permet non seulement une caractérisation précise des paramètres de la source sismique, mais offre également des contraintes quantitatives essentielles pour l'évaluation du risque sismique résiduel dans cette région active. La complémentarité de ces techniques démontre leur potentiel pour la surveillance systématique des déformations tectoniques en zones sismogènes.

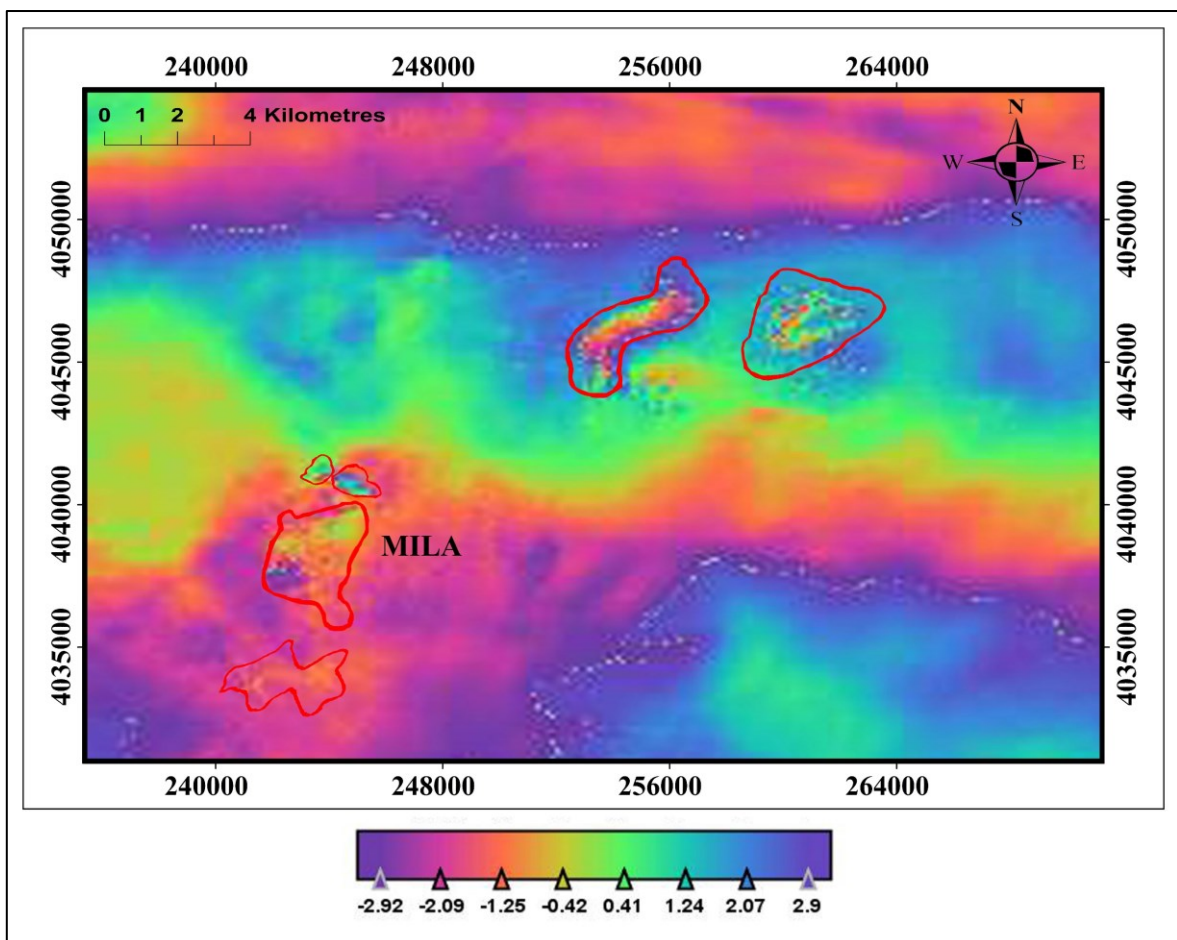


Figure.5.36 Déformation du sol et principaux glissements de terrain induits par le séisme de Mila du 07 août 2020.



Figure.5.37 Vue d'ensemble et observations de terrain du glissement de terrain d'El Kherba (région de Mila) déclenché par le séisme de 2020, montrant la déformation du versant, des fissures au sol (décalage de 2,5 m) et des dommages structurels aux bâtiments.

L'analyse des interférogrammes Sentinel-1A (Figures 5.34 et 5.36) a permis de mettre en évidence les déformations superficielles et les principaux glissements de terrain induits par le séisme de Mila du 07 août 2020 (Mw 4.9). L'échelle colorimétrique des images InSAR illustre des variations allant du négatif (bleu/violet : affaissement ou éloignement du satellite) au positif (rouge/jaune : soulèvement ou rapprochement du satellite). Une zone de déformation marquée s'organise le long d'une faille réactivée. Le zoom sur la zone épiscopale permet d'identifier six zones principales de déformation. La disposition des zones de soulèvement et d'affaissement traduit une déformation complexe, combinant mouvements tectoniques et instabilités superficielles telles que glissements et tassements différentiels.

L'alignement des épicentres sismiques correspond aux zones où les interférogrammes révèlent des franges distinctes et des zones de forte décohérence de phase, associées aux ruptures superficielles, aux glissements et aux déformations du sol comprises **entre -38 mm et +16 mm**. Malgré cette décohérence localisée, la cohérence globale reste suffisante pour assurer la fiabilité de la cartographie des déformations.

La distribution des franges interférométriques indique un mécanisme de faille inverse avec composante décrochante, en accord avec le régime tectonique compressif régional.

Les interférogrammes montrent des franges concentriques au sud de Mila, correspondant à des déplacements verticaux significatifs le long des segments de faille réactivés. Ces mouvements sont spatialement corrélés aux zones à risque de glissements et s'alignent sur le corridor sismique orienté NE–SW, confirmant la réactivation des systèmes de failles locaux. La symétrie des franges observée de part et d'autre de la faille renforce son caractère sismogène et souligne son rôle tectonique actif dans la région.

L'intégration des données InSAR, de la corrélation d'images optiques et des observations de terrain a permis de détecter avec précision les glissements et les déformations post-sismiques. Dans la zone la plus affectée, El Kherba, des schémas de déformation complexes ont été observés, caractérisés par des déplacements millimétriques verticaux et horizontaux. La perte de cohérence InSAR et la décohérence observée sur les images Sentinel-2 ont mis en évidence les mêmes zones de déformation, confirmant la fiabilité des mesures satellitaires. Les enquêtes de terrain ont corroboré ces résultats, révélant des fissures au sol, des routes endommagées et des structures effondrées. Les glissements les plus importants se concentrent dans des secteurs à forte pente et sur des formations géologiques meubles, en accord avec les observations de terrain. Ces cartes interférométriques fournissent une représentation précise des déplacements Co sismiques et illustrent l'impact localisé mais significatif de ce séisme modéré sur la surface topographique.

5.5 CONCLUSION

L'analyse du séisme de Constantine du 27 octobre 1985 (Mw 5.9) et de sa faille source a mis en évidence des caractéristiques sismotectoniques majeures pour la compréhension de l'aléa sismique dans le Nord-Est algérien. Les travaux de Benouar (1994) et Harbi et al. (2003) ont montré que cet événement résultait de la réactivation de la faille de Constantine, une structure active à mécanisme inverse avec composante décrochante senestre (Bounif, 1990), typique du régime compressif NW–SE régional. Les données instrumentales ont permis de définir précisément les paramètres de la rupture : magnitude Mw 5.9, profondeur focale de 10 km et énergie libérée de $1,2 \times 10^{18}$ Nm (Bezzeghoud et al., 1996). L'étude macrosismique a révélé une intensité maximale de VII–VIII (EMS-98), avec des dommages concentrés dans les zones bâties sur sols meubles, soulignant l'importance des effets de site (Bezzeghoud et al., 1996 ; Yelles-Chaouche et al., 2006). Les recherches paléosismologiques (Meghraoui et al., 2004) indiquent que cette faille possède un potentiel sismogène capable de produire des séismes de magnitude ≥ 6.0 , avec des périodes de retour estimées entre 200 et 500 ans. Ces résultats, renforcés par des modélisations InSAR récentes, ont contribué à une réévaluation

de l'aléa sismique dans la région, intégrée aux révisions récentes des normes parasismiques algériennes (CRAAG, 2020 ; RPA, 2024).

La faille de Mila, autre structure active majeure du Nord-Est algérien, est associée à plusieurs séismes historiques et instrumentaux. Dès le XIV^e siècle, les sources historiques (Rothé, 1950 ; Benouar, 1994) décrivent des séismes destructeurs, dont celui de 1365. Au XVIII^e siècle, le séisme de 1716 (Ambraseys et Vogt, 1988) causa de lourds dégâts à Mila et dans ses environs. Plus récemment, des études instrumentales (Bouhadad, 2001 ; Ayadi et Bezzeghoud, 2015) ont confirmé l'activité persistante de cette faille à travers plusieurs séismes modérés, dont la séquence d'août 2020, initiée par un choc principal de Mw 4.9 (Benaïssa et al., 2021). Les données InSAR (Benfadda et al., 2021 ; Boughacha et al., 2022 ; CRAAG) montrent un mécanisme décrochant-compressif cohérent avec la cinématique de la faille. Les preuves géologiques de déplacements quaternaires (Meghraoui et al., 1988) confirment l'activité récurrente de cette structure, classée parmi les plus actives du domaine tellien. Les modélisations récentes (Yelles-Chaouche et al., 2023) estiment qu'elle peut générer des séismes de magnitude supérieure à 6.0, justifiant une surveillance sismologique, géodésique et paléosismologique renforcée.

Le séisme de Mila du 07 août 2020 (Mw 4.9) a été analysé en intégrant télédétection et mesures géodésiques. Les travaux de Benfedda et al. (2021) ont mis en évidence l'importance de l'imagerie satellitaire pour cartographier les glissements de terrain induits, répartis le long d'un corridor NE-SO, en accord avec l'orientation de la faille sismogène (Chen et al., 2017).

L'analyse InSAR basée sur les données Sentinel-1 a permis de caractériser les déformations co-sismiques comprises entre **-38 mm et +16 mm**, cohérents avec les observations sur terrain. L'inversion des données interférométriques indique un mécanisme principal en faille inverse avec composante décrochante, une profondeur focale de 8–10 km et un plan de rupture estimé à 12 km × 8 km. La concordance avec les solutions focales et les mesures GNSS confirme la robustesse du modèle.

L'intégration des différents jeux de données met en évidence une forte corrélation entre : les zones de gradient de déplacement détectées par InSAR, les glissements de terrain identifiés par photo-interprétation, et les failles actives cartographiées sur le terrain. La comparaison avec les données historiques (Meghraoui et al., 1988) confirme le caractère récurrent de l'activité le long de cette structure, avec des séismes similaires survenant à des intervalles de quelques siècles. Ces résultats montrent que la faille de Mila constitue une structure

crustale majeure du Tell oriental, susceptible de générer des effets géologiques significatifs même pour des séismes modérés.

L'utilisation combinée de la corrélation d'images optiques et de l'InSAR offre des perspectives importantes : détection précoce des déformations pré-sismiques, amélioration des modèles d'aléa, optimisation des stratégies de mitigation, renforcement des techniques de construction parasismique (RPA 2024) et élaboration de plans de prévention adaptés aux zones densément peuplées. Ces avancées, associées à une meilleure compréhension des mécanismes tectoniques régionaux, permettent à l'Algérie de développer une surveillance sismique proactive, essentielle pour réduire la vulnérabilité des populations et des infrastructures.

Les résultats obtenus confirment enfin le rôle structurant des principales failles actives de la région. Ils permettent l'élaboration d'une carte néotectonique hiérarchisée et améliorent la compréhension des mécanismes de déformation en cours. Cette validation géodésique renforce les conclusions issues des analyses morphostructurales et morphométriques (chapitres 3, 4 et 5). Ensemble, ces approches fournissent une vision dynamique et cohérente des sources sismiques locales, constituant une base solide pour passer de l'évaluation de l'aléa à une analyse intégrée du risque. Le chapitre suivant s'appuie ainsi sur ces résultats pour les articuler aux dimensions urbaines et sociales, en vue d'une modélisation complète du risque tenant compte de la vulnérabilité des territoires et des populations.

6. CHAPITRES VI. VULNERABILITE SISMIQUE DANS LA REGION DE CONSTANTINE ET EXPANSION URBAINE

Ce sixième chapitre élargit la focale en croisant l'aléa tectonique caractérisé précédemment avec les dimensions urbaines, sociales et institutionnelles du bassin Constantine-Mila. L'événement sismique de Mila en août 2020 (Mw 4,9), bien que de magnitude modérée, a rappelé la forte vulnérabilité des structures bâties et des populations locales, en provoquant d'importants dégâts matériels et des déplacements d'habitants. À partir de ce constat, l'objectif de ce chapitre est de produire une cartographie intégrée du risque sismique et des glissements de terrain induits, en tenant compte à la fois des dynamiques d'urbanisation, de l'exposition croissante des enjeux et de la vulnérabilité structurelle et sociale des territoires. L'approche repose sur des méthodes multicritères et l'utilisation d'outils géospatiaux permettant de combiner aléa, vulnérabilité et exposition dans une perspective systémique.

6.1 INTRODUCTION

La ville de Mila, implantée dans une région caractérisée par un relief fortement accidenté et une complexité géologique notable, se trouve particulièrement exposée aux mouvements de terrain, notamment sous forme de glissements récurrents. Ces aléas naturels représentent une menace sérieuse pour les populations locales ainsi que pour les infrastructures urbaines et rurales. Leur genèse résulte d'une interaction synergique entre divers facteurs, tant naturels qu'anthropiques : instabilité des versants, nature lithologique fragile, précipitations intenses et concentration d'une activité sismique significative, en lien avec la proximité de failles actives. Dans ce cadre, la méthodologie adoptée repose sur deux volets complémentaires : le premier volet porte sur l'analyse de l'aléa sismique et effets induits, tandis que le second s'attache à l'étude de la vulnérabilité des éléments (des enjeux) exposés. Cette méthodologie permettra de mieux anticiper les risques sismiques, d'adapter l'aménagement du territoire et de renforcer la résilience de la région face à ces aléas naturels.

À la suite de la modélisation de l'aléa sismique réalisée dans le chapitre précédent, basée sur deux approches complémentaires la corrélation d'images optiques et l'interférométrie radar (InSAR) ainsi que de la cartographie de la faille principale, ce chapitre présente une méthodologie novatrice combinant l'Analyse Hiérarchique Multicritère (AHP) et la modélisation sismique. L'AHP est une méthode largement utilisée dans le domaine de l'évaluation des risques naturels. Elle permet de structurer l'analyse en intégrant, hiérarchisant et pondérant plusieurs facteurs déterminants de la susceptibilité aux glissements de terrain, tels que la pente, la lithologie, l'occupation du sol et les conditions hydrogéologiques.

L'intégration de cette approche multicritère avec les données issues de la modélisation d'aléa sismique permet de mieux localiser les zones les plus vulnérables aux glissements de terrain, tout en offrant une compréhension approfondie des mécanismes de déclenchement, notamment ceux liés à l'activité sismique.

6.2 ANALYSE DE LA VULNERABILITE URBAINE

L'étude de la vulnérabilité se concentre principalement sur les agglomérations urbaines de la commune de Mila, en particulier les secteurs ayant été directement affectés par les glissements de terrain déclenchés à la suite du séisme du 7 août 2020. Cette analyse vise à identifier et à délimiter les zones selon différentes classes de vulnérabilité. Elle constitue une étape essentielle pour le développement de stratégies de prévention et d'adaptation spécifiques à la région de Mila, dans le but de réduire au maximum le risque sismique et ses effets induits sur la population et les infrastructures.

6.2.1 Contexte géographique et analyse urbaine

6.2.1.1 Limites administratives de la commune de Mila

La commune de Mila est située dans le nord-est de l'Algérie, au sein de la wilaya de Mila, dont elle constitue le chef-lieu. La commune de Mila, située dans le nord-est de l'Algérie à environ 350 km à l'est d'Alger et 70 km au sud-ouest de Constantine (Figure.6.1). Elle s'inscrit dans une zone de transition entre les Hautes Plaines et la région montagneuse du Tell oriental, lui conférant une topographie contrastée composée de reliefs accidentés et de vallées encaissées. Cette configuration géographique influe fortement sur les dynamiques urbaines et sur la vulnérabilité de la région aux risques naturels, notamment sismiques et liés aux glissements de terrain.

Administrativement, la commune de Mila relève de la daïra du même nom et s'étend sur un territoire d'environ 130,6 km², selon les découpages administratifs récents, et se caractérise par une délimitation mixte entre frontières naturelles et limites administratives. Elle est délimitée par plusieurs communes voisines : au Nord, elle est bordée par Ferdjioua, avec laquelle elle partage des reliefs accidentés et des zones agricoles, traversés par l'oued Rhumel ; à l'Est, elle jouxte Oued Endja, une région caractérisée par des plaines alluviales propices à la culture céréalière et dotée d'axes de transport stratégiques tels que la Route Nationale 79 (RN79) ; enfin, au Sud et à l'Ouest, elle est limitrophe d'Aïn Tine, sur un relief plus montagneux dominé par les contreforts des Babors. La commune de Mila compte près de 70 000 habitants selon le recensement de 2020, avec une forte densité de population particulièrement concentrée dans le

centre-ville. Elle occupe une position centrale et stratégique au sein de la wilaya, tant sur le plan administratif qu'économique, en concentrant de nombreuses infrastructures publiques, des équipements structurants et une population en croissance continue (Souici et al,2024).

Sur le plan organisationnel, la commune est divisée en 12 circonscriptions, comprenant à la fois des zones urbaines comme le centre-ville, Bouhatem et Sidi Khelifa, ainsi que des zones rurales notamment Sidi Merouane, illustrant la diversité géographique et fonctionnelle de son territoire. Sur le plan urbain, la ville de Mila présente une structure morcelée, marquée par une extension progressive vers les zones périphériques. Cette croissance, parfois non maîtrisée, accentue la pression sur le foncier et sur les équipements collectifs, tout en augmentant l'exposition des quartiers récents aux aléas naturels. L'analyse de cette configuration spatiale est donc essentielle pour évaluer la vulnérabilité de la commune face aux risques sismiques et orienter les choix d'aménagement futur.

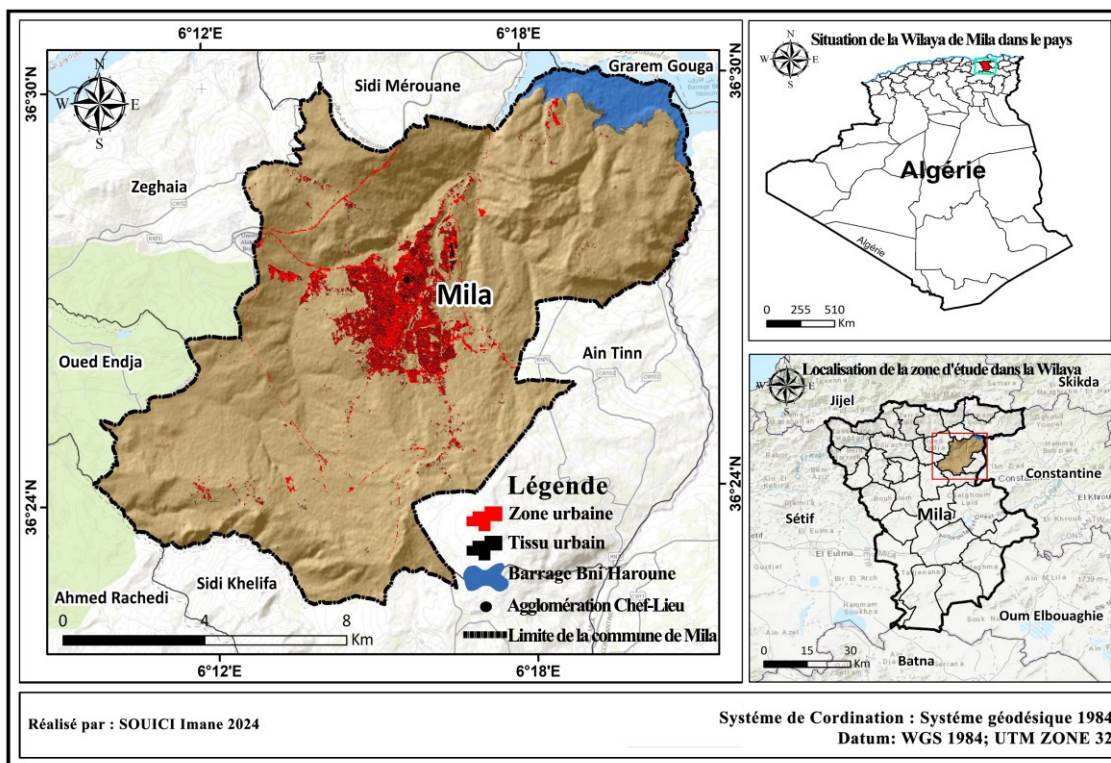


Figure.6.1 Localisation de la commune de Mila
(Source : Auteure)

Devenue chef-lieu de wilaya à la suite du découpage administratif de 1984, la ville de Mila a connu, depuis cette date, une transformation urbaine rapide et significative. Implantée dans une cuvette enclavée entre le djebel Marechou et le djebel Sgaou, son développement s'est opéré malgré un relief fortement accidenté, marqué par des pentes variantes entre 5 % et 15 %. En l'espace de quelques décennies, la ville s'est étendue sur une superficie avoisinant les 2 000 hectares, accueillant aujourd'hui une population estimée à environ 75 000 habitants, dont la

majorité s'y est installée après 1984. Cette promotion au rang de chef-lieu de wilaya a constitué un levier essentiel de croissance urbaine, favorisant un étalement spatial marqué, principalement le long des axes routiers structurants. Toutefois, cet étalement reste fortement conditionné par les contraintes naturelles, telles que la présence de ravins profonds et de déclivités abruptes, qui limitent les possibilités d'expansion continue. Parallèlement à cette dynamique d'urbanisation, un réseau de transport collectif s'est progressivement mis en place. Bien que son développement ait été plus ou moins planifié, il vise à répondre aux exigences croissantes en mobilité d'une population en constante augmentation.

L'évolution urbaine de Mila, profondément ancrée dans une histoire pluriséculaire remontant à l'Antiquité, illustre ainsi les tensions persistantes entre développement territorial, contraintes topographiques et enjeux contemporains d'aménagement local.

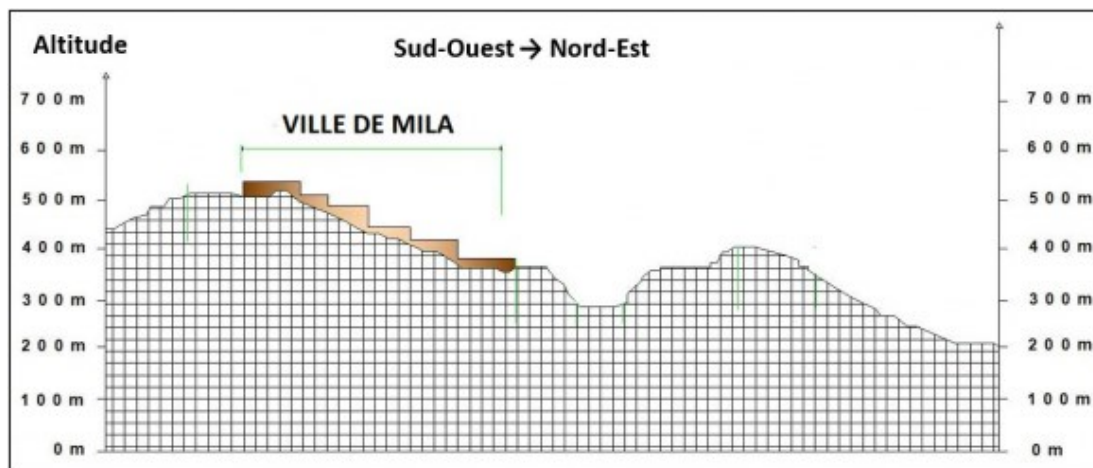


Figure 6.2 Coupe topographique de la ville de Mila
(Source : PDAU 2008)

6.2.1.2 Evolution urbaine de la commune de Mila

Les différentes phases d'expansion urbaine révèlent une croissance progressive et soutenue de la ville au fil du temps. Cette dynamique s'est amorcée à partir du noyau central, hérité de l'ancien tissu urbain de Mila, avant de s'étendre progressivement vers les périphéries, cette zone a été intégrée au Plan Permanent de Sauvegarde et de Mise en Valeur des Sites Sauvegardés (P.P.S.M.V.S.S.). L'évolution urbaine de la commune de Mila s'inscrit dans une dynamique de croissance spatiale continue, jalonnée de plusieurs phases d'expansion successives (Figure.6.3).

6.2.1.2.1 Période précoloniale et coloniale (Avant 1962)

Avant la colonisation française, la ville de Mila présentait une organisation urbaine typique des cités islamiques d'Afrique du Nord. Le tissu urbain s'articulait autour de citadelle et de lieux

de culte majeurs, notamment la Grande Mosquée de Mila, l'un des plus anciens édifices religieux de la région. Vieux Mila (La médina), cœur historique de la ville, se caractérisait par une structure dense, un réseau de ruelles étroites, souvent irrégulières, et un habitat traditionnel construit en pierre et en brique, répondant aux besoins climatiques et sociaux de l'époque.

6.2.1.2.2 Période coloniale française (1837 – 1962)

Avec l'entrée de Mila dans le giron colonial à partir de 1837, une rupture urbaine majeure s'opère. Les autorités coloniales instaurent un urbanisme rationnel, caractérisé par un plan orthogonal appliqué aux nouveaux quartiers, tels que Bab El-Ahmar. Cette logique d'aménagement, inspirée des modèles européens, se traduit également par le développement d'infrastructures routières structurantes, dont l'actuelle RN79, qui facilite l'accès à la ville et renforce le contrôle du territoire. Cette période voit coexister deux logiques spatiales distinctes : d'un côté, le Vieux Mila, avec sa médina historique aux formes organiques et à l'organisation traditionnelle (environ 50 hectares), et de l'autre, les extensions coloniales planifiées, telles que Bab El-Ahmar (environ 100 hectares), marquant une nette distinction entre les espaces urbains et les terres agricoles environnantes. Avant 1962, l'urbanisation reste donc cantonnée à un noyau urbain compact d'environ 150 hectares, reflet d'une dualité héritée du contexte colonial.

6.2.1.2.3 Période post-indépendance (1962-1990)

Après l'indépendance en 1962, la commune de Mila entre dans une phase d'extension urbaine planifiée, principalement en réponse à l'exode rural massif et à l'augmentation rapide de la population urbaine. Pour faire face à ces besoins croissants en logement, des cités de logements sociaux telles que Bouhatem et Sidi Khelifa sont créées, structurant de nouveaux pôles résidentiels et traduisant une volonté d'organiser rationnellement l'espace urbain. En parallèle, le centre-ville se densifie, avec la transformation progressive d'anciennes zones agricoles en quartiers d'habitation, contribuant à la consolidation du tissu urbain central. Cette période, s'étendant de 1962 à 1990, est marquée par une politique volontariste d'aménagement, combinant équipements publics et développement résidentiel, et aboutissant à une superficie bâtie d'environ 550 hectares (PDAU). Elle illustre une volonté affirmée de maîtriser l'expansion urbaine tout en accompagnant une croissance démographique soutenue.

6.2.1.2.4 Période contemporaine (1990 à aujourd'hui)

Depuis les années 1990, la commune de Mila connaît une phase d'urbanisation rapide et souvent désordonnée, alimentée par une croissance démographique soutenue. Cette dynamique s'est traduite par un étalement urbain vers les périphéries, souvent au détriment de terres

agricoles et sur des terrains instables ou à forte pente, accentuant ainsi la vulnérabilité de certains quartiers comme Hay El Badr ou Douar Ezzaytoun, où les extensions non planifiées se sont développées sans raccordement adéquat aux réseaux d'assainissement ni aux infrastructures de base. Entre 1990 et 2020, la superficie urbanisée a connu une expansion significative de près de 1 200 hectares, atteignant environ 1 750 hectares (PDAU). Le séisme de 2020 a révélé les faiblesses structurelles du tissu urbain, notamment dans les zones exposées aux glissements de terrain, incitant les autorités à mettre en œuvre des opérations de relogement vers des secteurs plus sûrs et à engager une révision du Plan d'Occupation des Sols (POS) afin de renforcer les normes de construction et mieux encadrer l'expansion urbaine. Entre 2020 et 2023, la croissance urbaine a été plus contrôlée, ajoutant 150 hectares supplémentaires et portant l'emprise totale à 1 900 hectares. À l'horizon 2030, les projections estiment une extension à environ 2 500 hectares, portée notamment par des projets structurants comme la ville nouvelle de Mila-Est (PDAU), mais soumise à la nécessité de préserver les terres agricoles et de maîtriser les risques naturels.

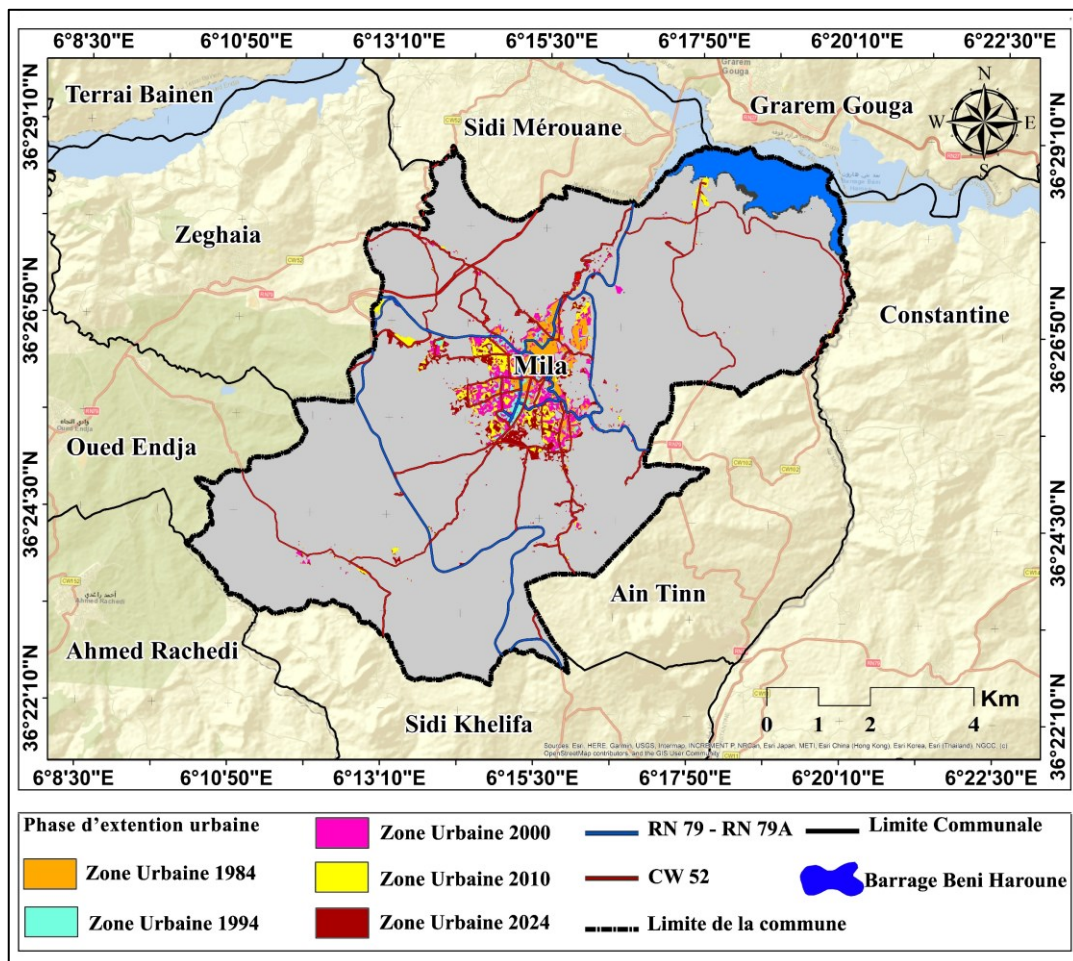


Figure.6.3 Expansion urbaine de Mila, sur différentes périodes.
(Source : Auteure)

6.2.1.2.5 Perspectives d'évolution urbaine à l'horizon 2030

À l'horizon 2030, la commune de Mila est appelée à poursuivre sa dynamique d'expansion urbaine, mais dans un cadre davantage maîtrisé et stratégique. La superficie urbanisée devrait atteindre environ 2 500 hectares, avec une croissance orientée vers l'est, notamment en direction d'Oued Endja, et vers le sud, vers Aïn Tine, dans le cadre d'une extension planifiée.

Le projet de ville nouvelle de Mila-Est, inscrit dans les priorités d'aménagement du territoire, représente un axe majeur de développement, avec près de 300 hectares prévus, dont 50 déjà partiellement aménagés. Parallèlement, les autorités locales prévoient une reconversion de 100 hectares de friches urbaines afin de réduire la pression sur les zones agricoles et les espaces naturels. Ces orientations s'inscrivent dans une logique de durabilité, soutenue par les outils réglementaires tels que le Schéma Régional d'Aménagement du Territoire (SRAT), qui vise à concilier développement urbain, protection des ressources et gestion des risques. Toutefois, la réussite de cette projection dépendra de la capacité à freiner l'urbanisation anarchique, à renforcer la résilience face aux aléas naturels, et à assurer une répartition équilibrée des équipements et des services à l'échelle de la commune.

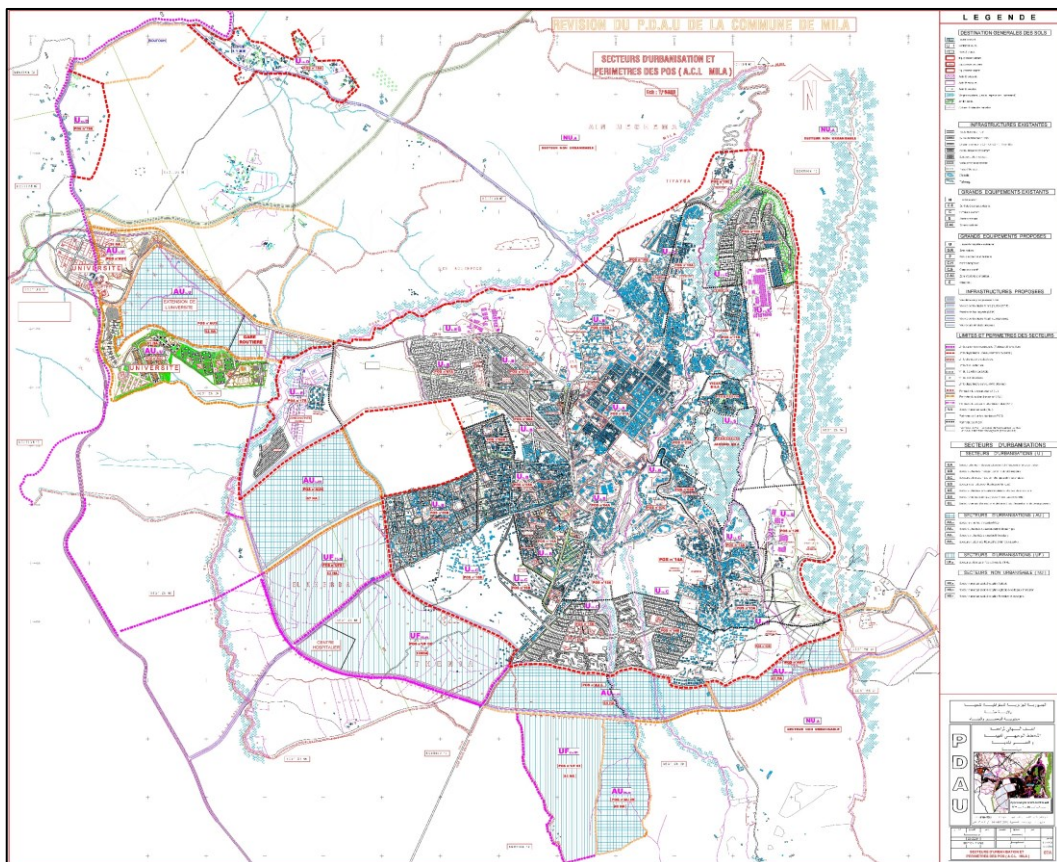


Figure.6.4 Aménagement urbain ACL. Mila
(Source : PDAU 2013)

6.2.1.3 Croissance Démographique de la Commune de Mila

La dynamique démographique d'un territoire constitue un facteur déterminant de son développement, dans la mesure où ce sont les populations qui modèlent l'environnement, structurent les réseaux de mobilité, stimulent l'économie locale et organisent le tissu social. Pour analyser cette évolution de manière rigoureuse, il est indispensable de s'appuyer sur les données issues des Recensements Généraux de la Population et de l'Habitat (RGPH) réalisés en Algérie depuis l'indépendance. Dans ce cadre, la population de la région de Mila a été actualisée en 2013 lors de la révision du Plan Directeur d'Aménagement Urbain (PDAU), sur la base des données du RGPH de 2008 couvrant la période de 1977 à 2013 (Figure.7.6). Selon ces estimations, la wilaya de Mila comptait, au 31 décembre 2019, une population de 991 493 habitants, avec une densité moyenne de 291 habitants/km². Le groupement intercommunal de Mila, comprenant les communes de Mila, Sidi Merouane, Zeghaia et Aïn Tinn, a connu une croissance démographique notable accompagnée d'une augmentation significative de la densité de population. En 1977, cette zone comptait environ 52 000 habitants, chiffre porté à 126 410 en 2013, soit une progression de 74 410 personnes en 36 ans. Selon les dernières données, ce groupement intercommunal regroupe plus de 15,24 % de la population totale de la wilaya, tout en n'occupant que 7,41 % de sa superficie, ce qui porte la densité à 453 habitants/km² en 2013 (Tableau.6.1). Cette croissance démographique soutenue illustre un processus d'urbanisation intense et de concentration humaine dans le périmètre étudié, révélateur des dynamiques de développement urbain en cours.

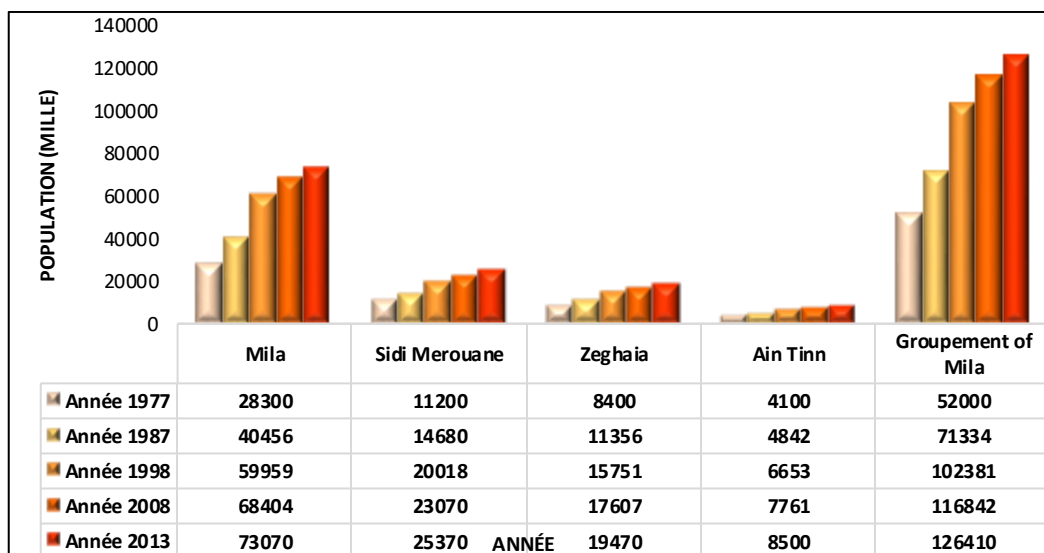


Figure.6.5 Croissance démographique du groupe intercommunal de Mila (1977–2013) (PDAU 2013 + Auteurs)

En 2013, le district métropolitain de Mila regroupait 73 070 habitants, représentant ainsi 9 % de la population totale de la wilaya et environ 59 % de la population du groupe intercommunal. Entre 1977 et 2013, la population de ce district a augmenté de 28 300 à 73 070 habitants, soit une hausse de 44 770 personnes sur 36 ans, correspondant à un taux de croissance annuel moyen de 1,33 % (Tableau.6.1).

Tableau.6.1 Evolution démographique de la population de Mila

Commune	Population RGP (1977)	Population RGP (1987)	Population RGP (1998)	Population RGP (2008)	Population RGP (2013)	Estimation PDAU (2020)
Mila	28300	40456	59959	68404	73 070	991 493

(Source : RGP 2008 + PDAU 2013)

La densité de population au sein du groupement intercommunal de Mila a connu une progression constante tout au long de la période d'étude, comme l'illustre la carte de la densité de 2013 (Figure.6.6). Parmi les quatre communes concernées, Aïn Tinn affiche la densité la plus faible avec 208 habitants/km², suivie de Zeghaia avec 309 habitants/km². En revanche, les communes de Mila et Sidi Merouane présentent des niveaux de densité nettement plus élevés, atteignant respectivement 624 et 693 habitants/km², traduisant une forte concentration de la population dans ces pôles urbains.

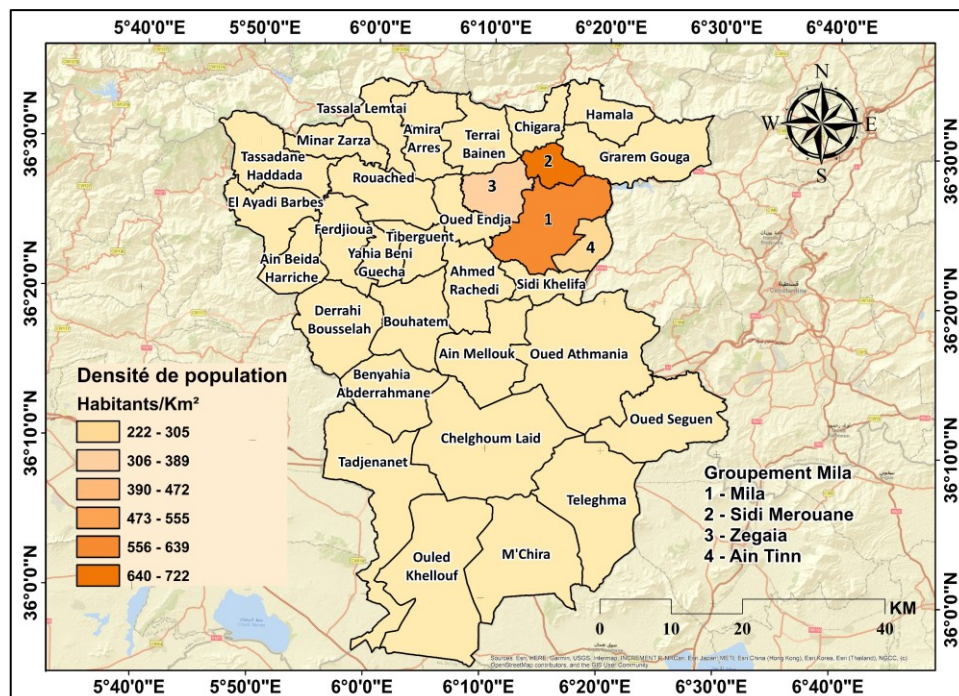


Figure.6.6 Évolution de la densité de population (hab/km²) de la wilaya de Mila (Source : RGP 2008, PDAU 2013)

Cette tendance reflète un processus général d'urbanisation croissante dans la région. Parallèlement, le taux d'urbanisation du groupement intercommunal a lui aussi connu une

évolution ascendante sur la même période. La commune de Mila se distingue avec un taux de concentration urbaine de 91,65 % en 2013, suivie de Zeghaia (77,48 %) et Sidi Merouane (67,93 %), tandis qu'Aïn Tinn reste majoritairement rurale avec un taux d'urbanisation limité à 34,45 % (Tableau.6.2). Ces données révèlent une dynamique différenciée d'urbanisation au sein du territoire intercommunal : Mila et Sidi Merouane s'affirment comme des centres de croissance urbaine, tandis qu'Aïn Tinn conserve un caractère rural marqué. Ces écarts traduisent des disparités territoriales notables en matière de développement urbain et soulignent l'importance d'une planification spatiale cohérente pour accompagner la croissance démographique, renforcer l'équité territoriale et améliorer l'accès aux infrastructures de base.

Tableau.6.2 Analyse des indicateurs démographiques et urbains dans le groupe intercommunal de Mila

Communes	Superficie (Km ²)	Population	Densité de population (hab/km ²)	Taux de concentration urbaine (%)
Mila	130,6	68404	624	91,65
Sidi Merouane	33,27	25370	693	67,93
Zeghaia	56,91	19470	309	77,48
Ain Tinn	37,25	8500	208	34,45
Groupe intercommunal-Mila	258,03	116842	453	80,96

(Source : PDAU 2013)

Le taux d'urbanisation dans la commune de Mila a enregistré une progression constante (Tableau.6.3). Entre 1998 et 2013, la commune a vu son taux de concentration urbaine passer de 91,26 % à 91,65 %, confirmant ainsi son statut de pôle urbain principal au sein du district.

Tableau.6.3 Variation spatio-temporelle des taux d'urbanisation (%) dans la commune de Mila (1998 - 2013)

		Population			Taux de concentration urbaine (%)		
Année		1998	2008	2013	1998	2008	2013
Mila	Zone urbaine	54719	62607	66970	91.26	91.53	91.65
	Zone Rurale	5240	5797	6100	8.74	8.47	8.35
	Ville	59959	68404	73070	100	100	100

(Source : PDAU 2013)

Cette évolution témoigne d'un processus soutenu de densification et de renforcement de la centralité urbaine. En tant que noyau actif structurant de la région, la commune de Mila exerce une influence territoriale notable sur l'ensemble du groupe intercommunal. Elle bénéficie de conditions socio-économiques, commerciales et institutionnelles favorables, qui favorisent l'attraction de populations et d'activités à forte valeur ajoutée. Cette dynamique se traduit par

une densité démographique plus élevée par rapport aux communes périphériques, consolidant ainsi la polarisation de l'espace au profit du centre urbain. Cependant, cette urbanisation accélérée soulève des enjeux majeurs en matière de vulnérabilité aux aléas naturels, notamment face aux risques sismiques. La concentration de la population et des infrastructures dans un espace restreint accroît l'exposition aux aléas naturels. D'où la nécessité d'adopter des stratégies de planification urbaine résiliente, intégrant des normes parasismiques et une gestion rationnelle de l'expansion territoriale, afin de préserver la durabilité et la sécurité du tissu urbain milanais.

La compréhension des dynamiques démographiques observées nécessite une analyse détaillée des variables explicatives majeures, en particulier le solde naturel (différence entre naissances et décès) et le solde migratoire (écart entre les arrivées et les départs). Ces deux indicateurs jouent un rôle central dans l'évolution, qu'elle soit positive ou négative, de la population d'un territoire.

6.2.1.3.1 Evolution du parc de logement de la commune de Mila

Avec une population de 73 070 habitants et un parc résidentiel de 15 869 logements, la commune de Mila présente un taux d'occupation brut de 4,60 personnes par logement. Ce ratio, en baisse par rapport à 2008 (5,09), témoigne d'une amélioration notable des conditions d'habitat. L'analyse des données du PDAU met en évidence une transformation marquée du tissu résidentiel entre 2008 et 2013 : le nombre de logements est passé de 13 438 à 15 869, soit une augmentation de 18 %, bien supérieure à la croissance démographique de 6,8 % enregistrée sur la même période (Tableau.6.4). Cette dynamique est particulièrement manifeste dans les zones urbaines, qui concentrent 91,6 % de la population en 2013, avec un parc ayant évolué de 12 354 à 14 588 logements, accompagnée d'une baisse de 9,5 % du taux d'occupation moyen.

Tableau.6.4 Évolution du parc dans la commune de Mila (2008-2013)

		2008		Taux % 2008	2013		Taux % 2013
		Population	Logements Résidentiels		Population	Logements Résidentiels	
Mila	Zone urbaine	62607	12354	5.07	66970	14588	4.59
	Zone rurale	5797	1084	5.35	6100	1281	4.76
	Ville	68404	13438	5.09	73070	15869	4.60

(Source : PDAU 2013)

Ce phénomène traduit non seulement l'attractivité croissante du centre urbain, mais également des mutations socio-spatiales profondes, telles que la réduction de la taille des ménages, la

diversification des formes d'habitat, ainsi que l'impact des politiques publiques de logement, notamment les programmes LPA (Logement Promotionnel Aidé) et LSP (Logement Social Participatif). Dans les zones rurales, représentant 8,4 % de la population, une évolution similaire est observée : le nombre de logements passe de 1 084 à 1 281, avec une diminution de 11 % du taux d'occupation. Toutefois, cette croissance s'est accompagnée d'un étalement spatial significatif, facilité par l'amélioration des infrastructures et la réhabilitation des franges urbaines. Le rythme annuel moyen de construction, estimé à 486 logements (soit plus de 3,6 %), impose aujourd'hui des défis majeurs de planification territoriale. Face à la rareté croissante du foncier disponible, la commune est contrainte d'envisager une extension vers les localités voisines pour répondre aux futurs besoins en logements et équipements.

6.2.1.3.2 Analyse de l'infrastructure routière de la commune de Mila

Le réseau routier de la commune de Mila (Figure.6.7) constitue un levier essentiel du développement territorial, conditionnant l'accessibilité intra- et intercommunale, la mobilité des personnes et des biens, ainsi que l'intégration des espaces ruraux à la dynamique urbaine. L'analyse des données issues de la Direction des Travaux Publics (DTP) met en lumière une structuration contrastée du réseau, marquée à la fois par une prédominance des axes revêtus et par des disparités importantes en matière d'état et de couverture spatiale (Tableau.06.05).

Tableau.6.5 État du réseau routier communal de Mila

Commune	État des CC Revêtus			CC Non Revêtus	Pistes	CC Revêtus	Total
	Bon	Moyen	Mauvais				
MILA	18,500 km	/	1,600 km	/	12,400 km	20,100 km	32,500 km

(Source : Direction des Travaux Publics, DTP)

En 2013, la commune de Mila disposait d'un réseau routier de 66,8 km, dont environ 74,4 % étaient revêtus. Ce réseau se répartissait entre routes nationales (27,5 %), chemins de wilaya (23,8 %) et voiries communales (30,1 %), traduisant un effort significatif d'équipement, notamment sur les axes structurants comme la RN 79 et les liaisons intercommunales. Toutefois, la qualité des infrastructures reste inégale. Le tronçon de la RN 79 traversant Mechta Boufouh présente, par exemple, une dégradation partielle sur 600 m, soit 20 % de sa longueur. D'autres segments, tels que le chemin communal Boufouh–CW 52, comptent encore 40 % de linéaire non revêtu, entravant l'accès à certaines zones enclavées ou agricoles. En parallèle, les 12,4 km de pistes, représentant 18,6 % du réseau, jouent un rôle essentiel dans la desserte des zones rurales et montagneuses, bien qu'ils soient fortement exposés aux risques naturels (érosion, glissements de terrain, inondations), vulnérabilités accentuées par le séisme de 2020.

Ces pistes, cruciales pour l'activité agricole locale, nécessitent des travaux urgents de stabilisation et de réhabilitation. En outre, des incohérences entre les données officielles et les constats de terrain ont été relevées : par exemple, l'axe Mila–Thenia–Source Thermale est officiellement déclaré long de 9,6 km, mais 10 km y sont indiqués comme revêtus. L'absence de linéaires non revêtus dans certaines catégories pourrait résulter d'un déficit de déclaration ou d'une catégorisation technique inadéquate, mettant en lumière la nécessité d'une actualisation exhaustive et cartographiée du réseau. La commune de Mila doit hiérarchiser ses interventions en fonction de la criticité des tronçons (état, trafic, usage), et clarifier les compétences respectives sur les routes communales et traversantes, afin de rationaliser la gestion et d'optimiser les efforts d'entretien.

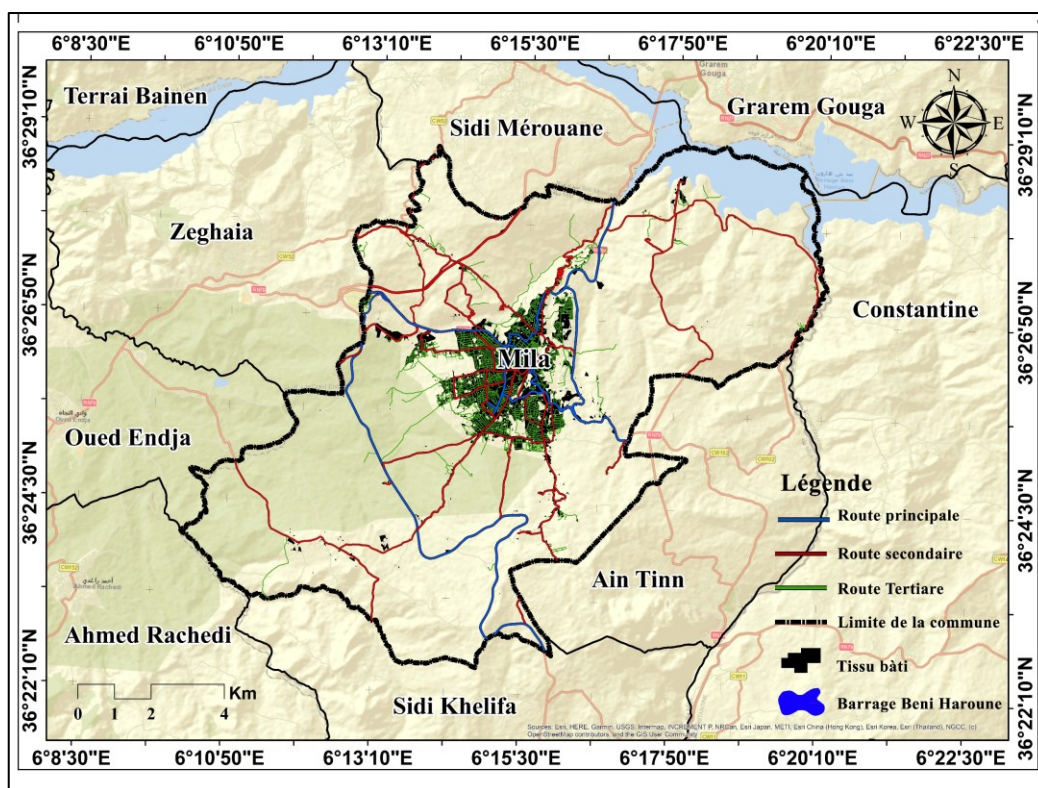


Figure.6.7 L'infrastructure routière de la commune de Mila
(Source : Auteure)

6.2.2 Occupation et couverture du sol de la commune de Mila (1994-2024)

✓ Analyse spatio-temporel (1994-2024)

La classification de l'occupation du sol à partir d'images satellitaires, initiée dans les années 1970 avec l'analyse visuelle des images Landsat, a considérablement évolué grâce au développement de diverses techniques de traitement d'image. Parmi celles-ci, les méthodes de classification supervisée, non supervisée (Phiri & Morgenroth, 2017) et orientée objet (Weih & Riggan, 2010) se sont imposées comme des outils majeurs, cette dernière étant particulièrement

adaptée aux zones de petite taille. La classification supervisée utilisant l’algorithme des machines à vecteurs de support (SVM – Support Vector Machine) s’est affirmée, depuis les années 1980, comme une méthode de référence pour la cartographie à partir d’images Landsat (Kafy et al., 2021 ; Lu & Weng, 2007), notamment en raison de sa précision dans le traitement de grandes étendues (Gislason et al., 2006 ; Ma et al., 2017). Dans le cadre de l’étude sur la région de Mila, cet algorithme SVM a été mobilisé pour classifier les bandes optiques issues des images Landsat, en vue de générer des cartes d’occupation du sol (Land Use/Land Cover – LULC) permettant d’analyser les dynamiques d’urbanisation à travers le temps (Kafy et al., 2020b ; Maulik & Chakraborty, 2017).

Nous avons appliqué une méthode de classification supervisée de nouvelle génération, intégrée au logiciel ENVI 5.3, qui repose sur la définition de polygones d’apprentissage ou signatures spectrales représentatives des principales classes d’occupation (Qiu et al., 2018). La classification a été effectuée en conformité avec le Land Cover Classification System (LCCS) de la FAO (FAO, 2012 ; Latham et al., 2002), garantissant une typologie rigoureuse. Les images ont été classées en cinq grandes catégories : (1) Zones urbaines : englobant les zones résidentielles, industrielles, commerciales et les infrastructures routières ; (2) Végétation dense : incluant forêts, parcs boisés et arbres de grande taille ; (3) Terrains agricoles ; (4) Étendues d’eau : rivières, canaux, marécages, barrages ; (5) Terrains nus : sols en jachère, surfaces sableuses ou non cultivées (Tableau.6.6). Cette classification a permis de produire des cartes thématiques détaillées, essentielles pour l’analyse diachronique des changements d’occupation du sol dans la région.

Tableau.6.6 Types d’occupation du sol/ couverture du sol dans la commune de Mila

Types	Type d’occupation du sol	Comprend
1	Zone urbaine	Zones urbaines et rurales, y compris les zones industrielles, résidentielles, commerciales et les réseaux de transport
2	Terrain Agricole	Terres cultivées avec des arbres pérennes, cultures annuelles, terres de blé et de céréales
3	Terrain nue	Terres inutilisées et terres montagneuses non exploitées
4	Végétation dense	Forêts, parcs densément plantés, ou zones avec des arbres très denses et de grande hauteur
5	Plan d’eau	Comprend les rivières, réservoirs, zones humides, canaux et cours d’eau

(Source : Auteure)

Pour réduire les biais dus à la variabilité saisonnière, les images utilisées ont été sélectionnées à des dates proches (moins d’un mois d’écart) pour les trois années retenues (Tableau.6.7).

L'évaluation de la précision des classifications a été réalisée à partir d'un échantillon aléatoire de 350 points de contrôle, vérifiés à l'aide de données de terrain disponibles et d'images issues de Google Earth, en utilisant le logiciel ERDAS Imagine.

Tableau.6.7 Caractéristiques des images Landsat utilisées

Capteur	Date d'acquisition	ID Scène	Résolution	Path/Row	Saison	Source
Landsat 5 TM	23/09/1994	LT51930351994266FUI00	30m	193/035	Automne	USGS
	30/09/1994	LT51940351994273FUI00	30m	194/035		
Landsat 5 TM	28/10/2010	LT51940352010301MPS00	30m	194/035	Automne	USGS
	13/11/2010	LT51940352010317MPS00	30m	194/035		
Landsat 8 OLI/TIRS	30/09/2024	LC81940352023273LGN00	30m	194/035	Automne	USGS
	16/10/2024	LC81940352023289LGN00	30m	194/035		

(Source : Auteure)

Le classificateur SVM, de nature non paramétrique, voit ses performances largement dépendre de la qualité des données d'apprentissage fournies. Dans le cas où les classes sont linéairement séparables, le SVM détermine leur séparation à l'aide de deux hyperplans parallèles définis par les équations suivantes (Osuna, 1998) :

$$WX_i + b \geq +1 \text{ for all } y = +1, \quad (\text{classe 1})$$

$$WX_i + b \leq -1 \text{ for all } y = -1, \quad (\text{classe 2})$$

Cependant, lorsque les classes ne peuvent être séparées linéairement, des fonctions noyaux (kernels) sont utilisées pour permettre une discrimination plus fine dans un espace à dimensions supérieures. Dans cette étude, la fonction noyau retenue est la fonction à base radiale (RBF). Les paramètres du noyau ont été configurés dans ENVI 5.3 comme suit : Gamma = 0,07 ; Pénalité (C) = 120,00 ; Seuil de classification de vraisemblance = 0,05 ; Niveau de pyramide = 0 (valeur par défaut). Ces réglages visent à optimiser la précision de la classification. Pour valider chaque carte classifiée, une évaluation rigoureuse a été menée en croisant les résultats avec des données de terrain et des images satellites issues de Google Earth. Un échantillon aléatoire de 350 points a été sélectionné afin de comparer les classes attribuées par le modèle à la réalité observée sur le terrain.

L'évaluation quantitative de la performance repose sur plusieurs indicateurs essentiels : Exactitude globale (Overall Accuracy) : proportion de pixels correctement classifiés sur l'ensemble de l'image, offrant une mesure synthétique de la qualité du modèle ; Matrice

d'erreur (Confusion Matrix) : permet d'identifier les erreurs spécifiques à chaque classe. Elle comprend :

- Exactitude du producteur (Producer's Accuracy) : mesure la capacité du modèle à correctement reconnaître les pixels d'une classe donnée, du point de vue de la classification.
- Exactitude de l'utilisateur (User's Accuracy) : indique la fiabilité des classes attribuées, du point de vue de l'utilisateur final.

Et l'indice de Kappa : mesure statistique de la concordance entre la classification obtenue et les données de référence, tenant compte du hasard (Congalton & Green, 2008). Cette démarche d'évaluation approfondie permet non seulement d'améliorer la précision des classifications, mais aussi d'accroître la fiabilité des modèles spatiaux dans la simulation des dynamiques d'occupation du sol (Zhang et al., 2023).

6.2.2.1.1 Évolution des types d'occupation et couverture du sol

Les tendances passées des variations de l'occupation du sol entre 1994 et 2024 ont été estimées à partir d'images Landsat (1994, 2010, 2024) (Tableau.6.8), en appliquant la méthode de classification par machine à vecteurs de support (SVM). Les résultats de cette classification sont présentés dans la Figure.6.8. L'exactitude globale de la classification obtenue avec le classificateur SVM dépasse les 95 % pour les années 1994, 2010 et 2024 (Tableau.6.9).

Tableau.6.8 Répartition en surfaces des types d'occupation du sol/ couverture du sol dans la commune de Mila

Classes LULC	Land use (1994)	(%)	Land use (2010)	(%)	Land use (2024)	(%)
	Surface (Km ²)		Surface (Km ²)		Surface (Km ²)	
Zone Urbaine Urban Area (Built Up)	7,76	5,94	10,62	8,13	16,97	12,98
Terrain Agricole (Active Agriculture)	69,56	53,27	65,5	50,15	63,47	48,57
Terrain Nu (Bare Land)	31,62	24,21	44,67	34,20	30,43	23,28
Végétation dense (Dense Vegetation)	21,04	16,11	5,35	4,10	14,83	11,35
Plan d'eau (Water Body)	0,61	0,47	4,46	3,42	4,99	3,81
Total Surface (Km ²)	130,6	100	130,6	100	130,6	100

(Source : Auteure)

Tableau.6.9 Résumé des précisions de classification (%) de l'occupation du sol pour les années 1994, 2010 et 2024.

Accuracy Assessment of 1994				
Types de LULC	Producers Accuracy	Users Accuracy	Overall, Kappa Statistics	Overall classification Accuracy
Zone urbaine	100.00%	95.00%	0.973	96.21%
Végétation dense	100.00%	100.00%		
Terre nue	98.66%	91.01%		
Terrain Agricole	94.04%	95.00%		
Plan d'eau	100.00%	100.00%		
Accuracy Assessment of 2010				
Types de LULC	Producers' Accuracy	Users' Accuracy	Overall, Kappa Statistics	Overall classification Accuracy
Zone urbaine	95.00%	100.00%	0.983	97.02%
Végétation dense	100.00%	100.00%		
Terre nue	100.00%	100.00%		
Terrain Agricole	92.00%	96.00%		
Plan d'eau	100.00%	100.00%		
Accuracy Assessment of 2024				
Types de LULC	Producers' Accuracy	Users' Accuracy	Overall, Kappa Statistics	Overall classification Accuracy
Zone urbaine	100.00%	100.00%	0.989	97.33%
Végétation dense	100.00%	95.00%		
Terre nue	98.40%	100.00%		
Terrain Agricole	96.21%	100.00%		
Plan d'eau	100.00%	100.00%		

(Source : Auteure)

L'analyse de l'évolution de l'occupation du sol (LULC) entre 1994, 2010 et 2024 révèle des changements significatifs, principalement liés à la dynamique des terres agricoles, des terrains nus et des zones urbaines (bâties). La proportion de terrains nus a diminué, passant de 23 % en 1994 à 24 % en 2024. Parallèlement, les zones urbaines, qui représentaient une faible portion limitée au centre-ville en 1994, ont connu une expansion notable, atteignant 8 % en 2010 puis 13 % en 2024. Les zones rurales, particulièrement dans les parties nord et nord-est de la commune, dominaient avant la mise en eau du barrage de Beni Haroun.

L'expansion urbaine à Mila s'est faite progressivement à partir du centre-ville, dans toutes les directions. En 2010, une augmentation des surfaces bâties a été observée : la part des zones urbaines est passée de 7 % en 1994 à 8 % en 2010, soit une hausse de 1%. En 2024, cette part

atteint 13 %, confirmant une expansion urbaine marquée au cours des 30 dernières années, notamment dans la zone centrale de la commune (Figure.6.9).

Les résultats de l'analyse d'occupation/couverture de sol (Figure.6.8) montrent que les transformations majeures de l'utilisation des terres sont principalement dues à une réduction des sols nus et à une augmentation marquée des zones bâties, lesquelles représenteront 13 % de la surface totale en 2024. On observe également une progression significative des terres agricoles et des étendues d'eau, qui représentent respectivement 49 % et 4 % de la superficie en 2024. Cette évolution est en grande partie attribuable à la construction du barrage de Beni Haroun, dont la mise en eau a commencé en août 2003. Ce barrage a permis de fertiliser les terres environnantes et de faciliter les opérations d'irrigation dans la région. Ces transformations sont principalement liées à l'étalement urbain, à la croissance démographique, au développement économique et à l'influence des politiques de gestion territoriale mises en œuvre durant cette période.

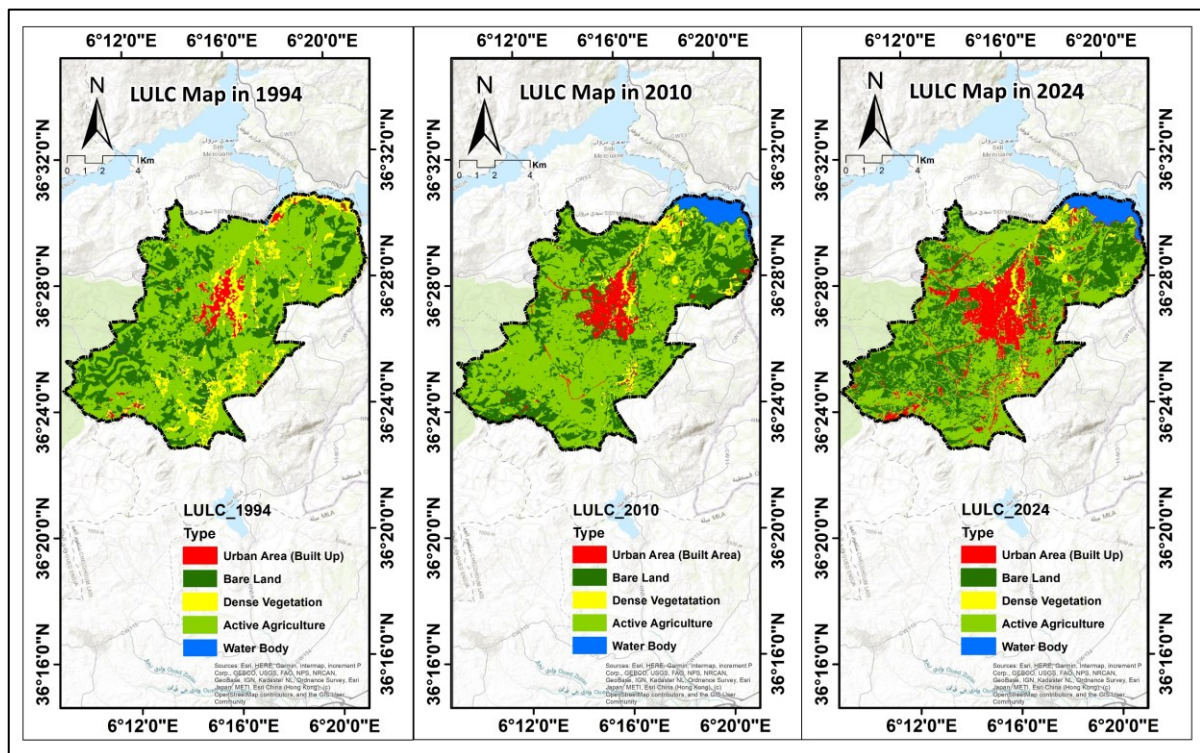


Figure.6.8 Résultats de la classification de l'occupation du sol dans la commune de Mila en 1994, 2010 et 2024 (Source : Auteure)

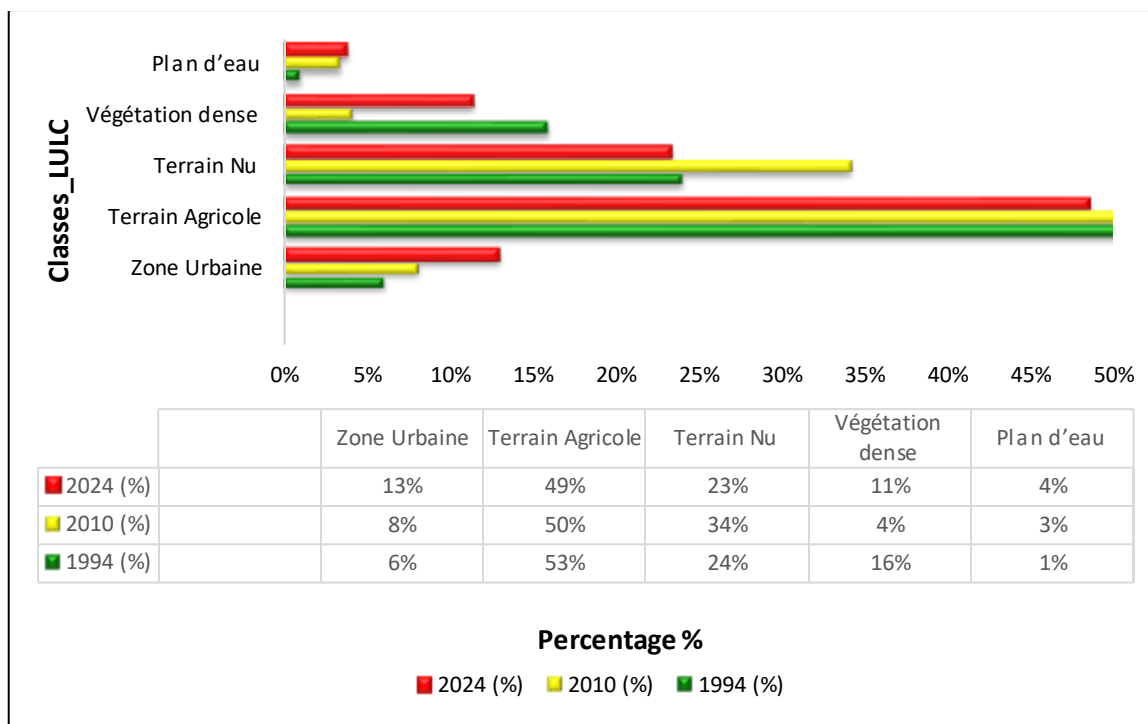


Figure.6.9 Évolutions temporelles des cinq types d’occupation du sol en proportion (Source : Auteure)

6.2.2.1.2 Analyse directionnelle d’évolution des Types d’occupation du sol

6.2.2.1.2.1 Évolution des zones urbaines

Depuis sa désignation en tant que wilaya en 1984, la ville de Mila a connu un développement initialement structuré. Cependant, à partir de cette date, l’urbanisation accélérée et la croissance démographique ont engendré un développement plus désorganisé, marqué par des changements significatifs dans l’utilisation du sol, reflétant l’évolution des politiques urbaines et des stratégies d’aménagement du territoire. Bien que l’expansion urbaine se soit étendue dans toutes les directions (Figure.6.10), les axes ouest, nord-ouest, sud et sud-est ont été les plus affectés par ces transformations. Les zones résidentielles se sont principalement étendues vers le nord-ouest, le sud et le sud-est, stimulées par la concentration d’équipements administratifs, commerciaux, d’infrastructures, de télécommunications et de transports dans ces secteurs. Cette dynamique a fait de ces zones de véritables pôles d’attraction, particulièrement prisés par les populations issues de l’exode rural, souvent marginalisées, qui sont attirées par le développement des activités économiques et administratives.

La Figure 6.10 illustre la dynamique spatiale de l’expansion urbaine dans la commune de Mila à l’aide d’un graphique radar (ou diagramme en toile d’araignée) intégré à une carte, réalisé sous Excel. Ce graphique analyse 16 directions radiales autour du centre-ville et couvre trois

périodes clés : 1994 (rouge), 2010 (jaune) et 2024 (violet). Il met en évidence une croissance urbaine particulièrement marquée dans les secteurs Nord-Ouest (NNW à WNW) et Sud-Est (SSE à ESE), reflétant une urbanisation influencée par des facteurs économiques et infrastructurels.

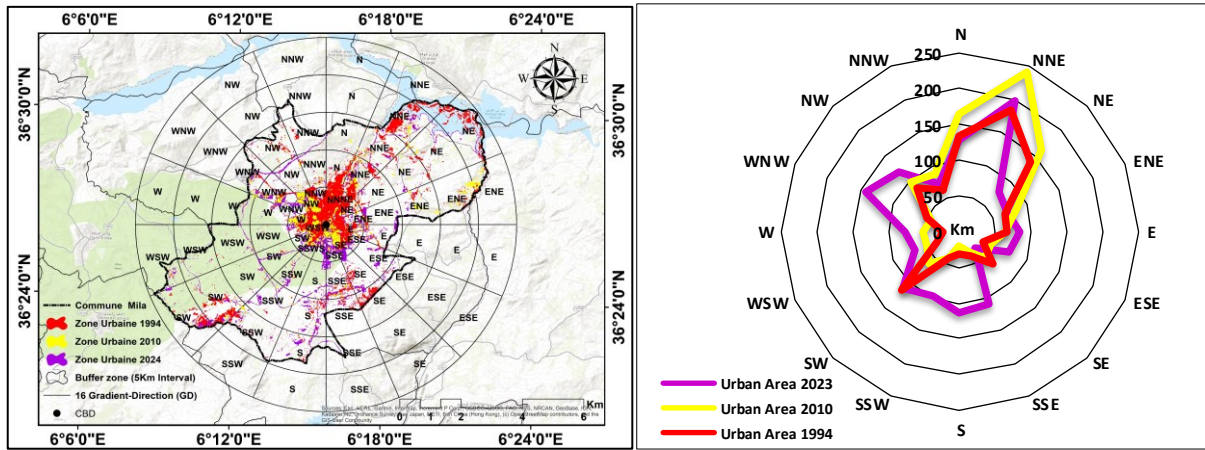


Figure.6.10 Cartographie directionnelle de l’expansion urbaine à Mila en 1994, 2010 et 2024
(Source : Auteure)

Les zones tampons, tracées tous les 5 km à partir du centre, montrent l’étalement progressif du tissu bâti et soulignent l’expansion continue de la ville. Cette cartographie directionnelle offre une vision claire des axes préférentiels de développement urbain, constituant un outil précieux pour la planification territoriale. En identifiant les zones soumises à une pression urbaine accrue, elle facilite la prise de décisions stratégiques pour encadrer et gérer cette expansion de manière durable. Le graphique confirme ainsi l’analyse spatiale préalable, en mettant en évidence les directions NW et SE comme principales voies d’extension urbaine à Mila.

6.2.2.1.2.2 Évolution des Terrain agricoles

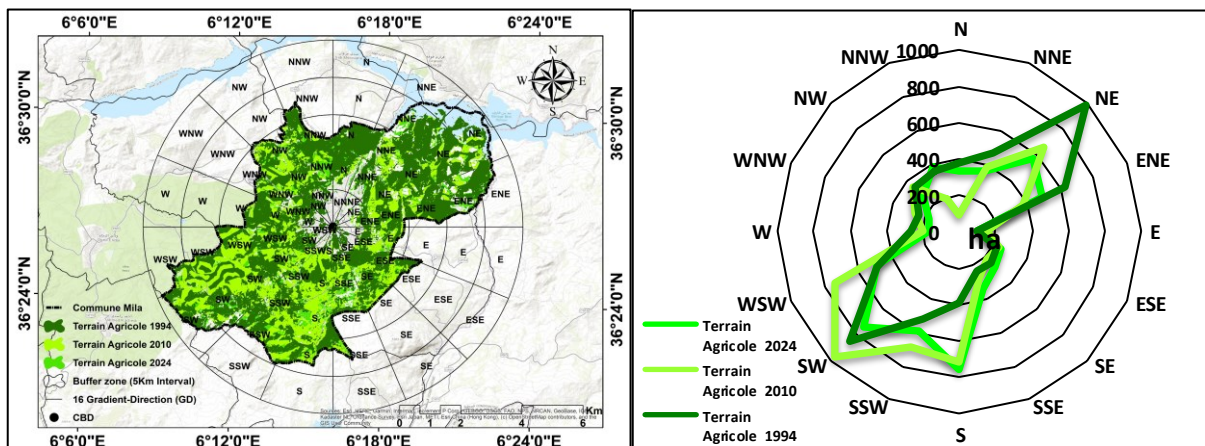


Figure.6.11 Cartographie directionnelle de l’expansion des terrains agricoles à Mila en 1994, 2010 et 2024
(Source : Auteure)

La Figure.6.11 illustre la dynamique spatiale de l'expansion des terrains agricoles dans la commune de Mila entre 1994, 2010 et 2024, selon 16 directions radiales, à travers un graphique radar intégré à une carte. Cette cartographie directionnelle met en évidence une croissance anisotrope, avec des contrastes nets selon les orientations. La direction nord-est (NE) enregistre la plus forte progression, dépassant les 1000 hectares en 2024, grâce à la combinaison de conditions topographiques favorables, de sols limoneux fertiles et surtout à la disponibilité accrue en eau due au barrage de Beni Haroun. Le sud-est (SE) et le sud-ouest (SW) affichent également une croissance marquée, en lien avec des travaux de terrassement et la reconversion de terres nues. À l'inverse, les directions nord (N) et est-nord-est (ENE) montrent une stagnation, voire un recul, imputable à la pression urbaine croissante et aux contraintes physiques du terrain. Ces tendances révèlent une reconfiguration des pratiques agricoles, avec une valorisation des zones à fort potentiel mais aussi de nouveaux défis, tels que la pression sur les ressources en eau, la fragmentation écologique ou les conflits d'usage avec l'expansion urbaine. Une gestion différenciée et durable est donc nécessaire, articulant modernisation agricole, protection des ressources naturelles et planification territoriale adaptée aux spécificités directionnelles du territoire.

6.2.2.1.2.3 Évolution des Terrain nus

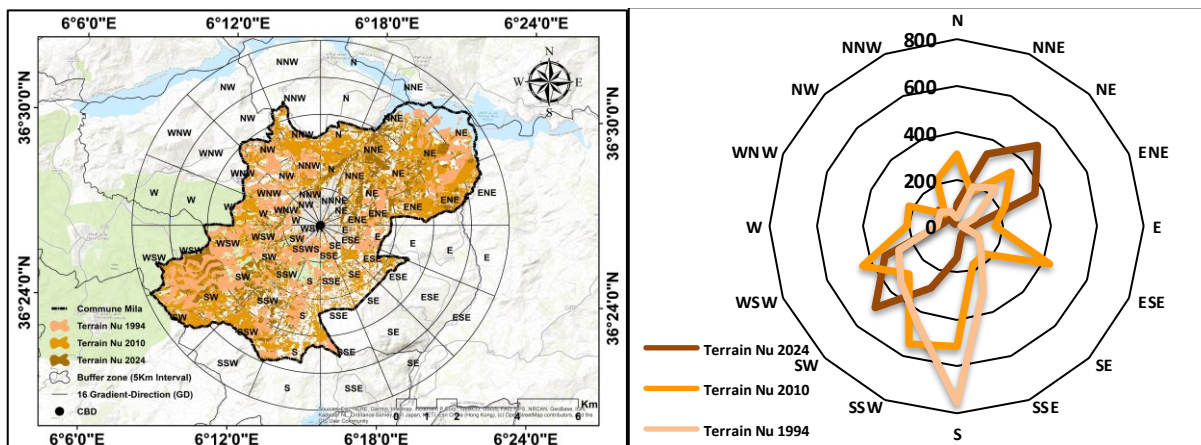


Figure.6.12 Cartographie directionnelle (GD) de l'évolution des terrains nus dans la commune de Mila entre 1994, 2010 et 2024

(Source : Auteure)

La Figure.6.12 montre l'évolution spatiale des terrains nus à Mila selon 16 directions cardinales, entre 1994, 2010 et 2024. Cette analyse met en évidence une réduction générale des terrains nus dans la plupart des directions, traduisant une reconversion progressive de ces zones en terres agricoles ou urbanisées. En 1994, les surfaces nues étaient particulièrement importantes dans les directions sud (S), sud-sud-ouest (SSW) et sud-est (SE), dépassant parfois les 600 hectares. En 2024, ces valeurs ont nettement diminué, notamment dans les secteurs sud et sud-ouest, où

la pression urbaine et le développement agricole sont les plus marqués. La direction Est (E) conserve une certaine stabilité dans la superficie des terrains nus, probablement en raison de contraintes topographiques ou de faible attractivité économique. Cette diminution globale reflète une meilleure valorisation des sols, notamment à travers les politiques d'aménagement rural et la mise en culture de zones autrefois marginalisées. Cependant, cette dynamique soulève également des enjeux majeurs en matière de gestion durable des sols et de préservation des espaces naturels résiduels.

6.2.2.1.2.4 Évolution des plans d'eaux

La Figure.6.13 montre l'évolution spatiale des plans d'eau à Mila selon 16 directions cardinales, entre 1994, 2010 et 2024. Une transformation majeure liée aux aménagements hydrauliques, aux pressions climatiques et aux activités humaines. En 1994, le réseau hydrographique naturel était dominé par des oueds saisonniers, avec une faible densité de retenues d'eau permanentes (< 5%). En 2010, après la construction du barrage de Beni Haroun, les plans d'eau artificiels ont explosé (plus de 300% dans le NNE et NW), accompagnés de canaux d'irrigation et de l'assèchement des zones sud (SSW/SSE). En 2024, bien que les réservoirs du NNE soient stabilisés, une fragilisation écologique est observée, notamment une réduction de 40% des mares temporaires dans l'ESE. Les principaux facteurs de ces changements incluent l'influence du barrage Beni Haroun sur les flux d'eau, les sécheresses récurrentes, et l'irrigation intensive qui a réduit les nappes dans certaines régions. L'urbanisation a également contribué à la disparition des zones humides, en particulier dans l'ouest. Les enjeux en 2024 concernent la sédimentation des barrages dans le NNE/NW, la concurrence agriculture/urbanisation dans le W/WNW, l'assèchement et la perte de biodiversité dans le SSE/SSW, et la fragilité des mares temporaires dans l'ENE.

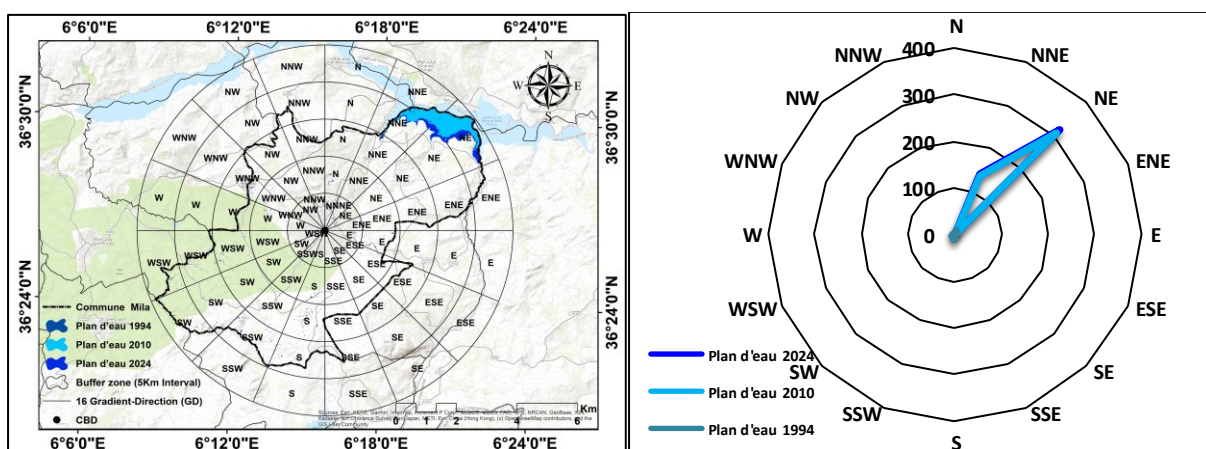


Figure.6.13 Cartographie directionnelle (GD) de l'évolution des plans d'eau dans la commune de Mila entre 1994, 2010 et 2024 (Source : Auteure)

Les recommandations incluent l'optimisation des infrastructures existantes, la création de bassins de rétention dans le SSE, la protection des mares de l'ENE, et l'adaptation des cultures face aux conditions climatiques. En conclusion, la gestion des plans d'eau doit concilier efficacité agricole, résilience écologique et équité spatiale, avec une mise à jour des données pour affiner les stratégies de gestion.

6.3 MODELISATION DE LA VULNERABILITE SPATIALE AUX ALEAS SISMIQUES (ANALYSE HIERARCHIQUE MULTICRITERE-AHP)

En complément de la modélisation d'aléa sismique, une Analyse Hiérarchique Multicritère (AHP) a été appliquée afin d'évaluer la susceptibilité aux glissements de terrain dans la région de Constantine plus particulièrement de la ville de Mila. Cette méthode permet d'intégrer de manière structurée et pondérée un ensemble de facteurs géophysiques et socio-environnementaux ayant une influence significative sur les processus de déstabilisation des versants. Cette analyse a permis d'identifier les facteurs les plus déterminants dans la genèse des mouvements de terrain. Ces données ont été traitées à l'aide des Systèmes d'Information Géographique (SIG), qui ont servi d'outil pour la génération de cartes thématiques et pour l'estimation de l'étendue des zones à risque, facilitant ainsi une visualisation précise des secteurs les plus exposés et vulnérables.

L'évaluation de la susceptibilité aux glissements de terrain dans la commune de Mila repose sur plusieurs facteurs. Parmi les critères considérés figurent notamment :

- L'altitude constitue un paramètre fondamental qui influence à la fois la topographie et les processus d'érosion. La carte altimétrique de la commune a été élaborée à partir de la digitalisation des courbes de niveau extraites des cartes topographiques au 1:25 000. Ces données ont ensuite été interpolées à l'aide du logiciel ArcGIS 10.8.2 afin de générer un Modèle Numérique de Terrain (MNT) à haute résolution, avec une précision spatiale de 10 mètres.
- Le facteur pente, extrait du MNT, joue également un rôle crucial dans la stabilité des versants. Une pente élevée accentue les risques de glissements, en particulier lorsque des facteurs aggravants comme une géologie instable ou une saturation en eau sont présents. La pente a été classifiée en différentes catégories pour faciliter l'intégration dans l'analyse multicritère AHP.
- L'exposition des versants (ou Aspect) a aussi été prise en compte, car elle influence la répartition de l'humidité et l'insolation, éléments qui affectent la stabilité du sol. À l'aide de l'outil "Aspect" du logiciel ArcMap 10.8.2, l'orientation des versants a été cartographiée.
- La géologie de la région d'étude, est digitalisée à partir de la carte géologique à l'échelle 1/500 000 (Vila. ; 1980), afin d'identifier les unités lithologiques et les structures tectoniques

majeures. Cette digitalisation a permis d'intégrer les données géologiques dans un système d'information géographique (SIG) pour une analyse spatiale précise.

- La carte géologique au 1/500 000 de la région de Vila a servi de base pour la digitalisation et l'analyse des unités lithologiques présentes dans la zone d'étude. La nature géologique des terrains constitue un facteur déterminant dans la susceptibilité aux glissements de terrain. En effet, certaines formations, telles que les marnes, argiles ou schistes altérés, présentent une faible cohésion et une forte sensibilité à la saturation en eau, ce qui augmente leur instabilité. À l'inverse, les roches compactes, comme les calcaires ou les grès, offrent une meilleure résistance mécanique, sauf lorsqu'elles sont intensément fracturées. L'identification et la spatialisation de ces unités ont permis de localiser les secteurs potentiellement instables sur le plan géotechnique.

- Les linéaments structuraux, comprenant principalement les failles, fractures et joints, représentent des zones de faiblesse au sein des massifs rocheux. Leur présence accentue la fragmentation des terrains et diminue leur cohésion, favorisant ainsi l'infiltration des eaux et le déclenchement d'instabilités. Dans le cadre de cette étude, les linéaments structuraux ont été digitalisés manuellement à partir de la carte géologique de la région d'études, et les linéaments morpho-structurelle ont été ainsi digitalisés manuellement à partir de la carte hypsométrique (10 m) de la région d'étude en s'appuyant sur l'interprétation visuelle des anomalies linéaires (qui présente une linéarité parfaite). Une carte de densité de linéaments a ensuite été produite à l'aide de l'outil "Line Density" dans le logiciel ArcMap 10.8.2, permettant de quantifier le nombre et la longueur cumulée de linéaments par unité de surface (km²). Les résultats ont permis d'identifier des zones à forte densité linéamentaire (2 km/km²), considérées comme critiques du point de vue de la stabilité des pentes. En effet, ces zones présentent une susceptibilité accrue à la déstabilisation des talus, en raison d'une diminution de la résistance mécanique des matériaux et d'une augmentation locale de leur perméabilité.

- La densité de population a été intégrée dans l'évaluation de la susceptibilité aux glissements de terrain afin de mieux quantifier les enjeux humains exposés aux aléas sismiques. Les données utilisées proviennent de la grille de population GHS (Global Human Settlement Layer – R2023), référencée selon le système ETRS89/LAEA Europe. Cette carte permet permis d'identifier les zones les plus peuplées, comme le quartier d'El Kherba

- La couverture et l'occupation du sol jouent un rôle essentiel dans l'analyse de la susceptibilité aux glissements de terrain. Elles influencent directement les processus d'infiltration, de ruissellement et d'érosion superficielle. Les données d'occupation du sol ont été extraites à

partir d'images satellitaires RapidEye à haute résolution (5 m) (Figure.07.16). Une classification supervisée a été réalisée dans le logiciel ArcMap 10.8.2, afin de cartographier les différentes classes d'occupation du sol, (les zones urbanisées, les terrains agricoles, les espaces forestiers et les sols nus).

- La distance aux cours d'eau a été évaluée à partir du réseau hydrographique digitalisé depuis les cartes topographiques 1/25 000 de Radjas Freda et Constantine. Les zones proches des rivières présentent une susceptibilité accrue, en raison de l'érosion fluviale à la base des pentes, de la saturation hydrique des sols, ainsi que de la perte de stabilité mécanique, particulièrement accentuée durant les épisodes de fortes précipitations.

- La distance aux infrastructures routières constitue ainsi un facteur déterminant dans l'analyse de la susceptibilité aux glissements de terrain. En effet, la construction de routes peut engendrer des perturbations mécaniques (déblais, remblais) et hydrologiques (modification du drainage), susceptibles de déstabiliser les versants. Pour cette étude, une carte de distance aux routes a été générée à partir de la digitalisation du réseau routier extrait des cartes topographiques au 1/25 000 de la région d'étude. Les zones situées à proximité immédiate des routes sont jugées plus sensibles.

6.3.1 Méthodologie et Application

Développée par Saaty en 1977, la méthode AHP (Analytic Hierarchy Process) repose sur une approche systématique permettant de décomposer un problème complexe en un ensemble hiérarchisé de critères et de sous-critères.

Cette structuration facilite les comparaisons et l'évaluation relative de l'importance de chaque facteur au moyen de jugements d'experts. Dans cette étude, l'AHP a été appliquée pour évaluer la vulnérabilité aux glissements de terrain déclenchés par l'aléa sismique dans la commune de Mila. Cette méthode a permis d'intégrer et de pondérer de manière rigoureuse l'ensemble des paramètres géologiques, topographiques, hydrologiques et anthropiques identifiés, en vue de produire une carte de susceptibilité représentant le degré de risque spatialisé sur le territoire étudié (Figure.6.15).

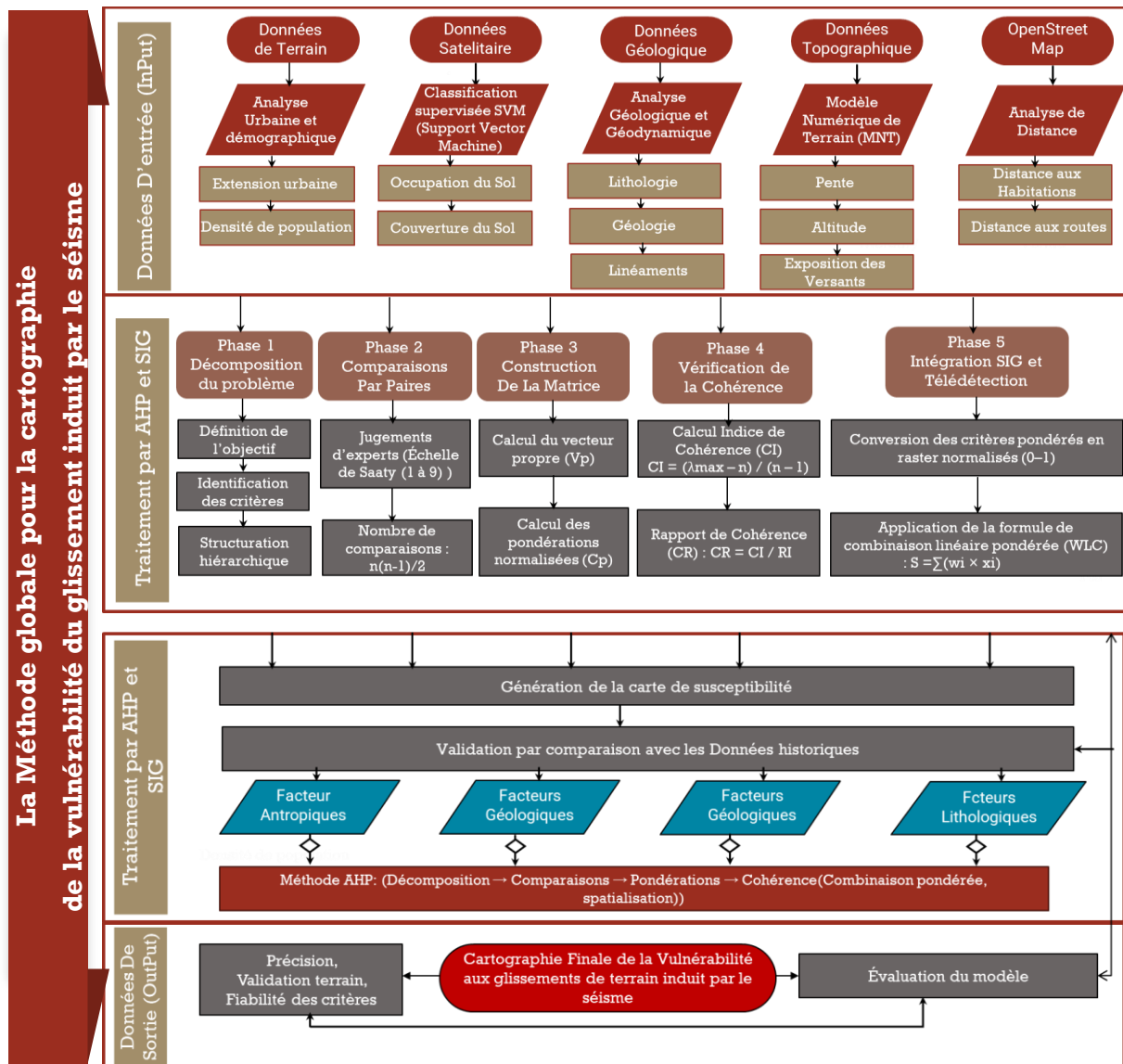


Figure.6.14 Organigramme de la méthodologie appliquée à l'évaluation de la susceptibilité aux glissements de terrain dans la commune de Mila. (Source : Auteure)

- Première Phase

La première étape consiste à diviser le problème complexe en critères et sous-critères qui reflètent les différentes dimensions de la problématique. Chaque sous-critère est ensuite organisé selon une hiérarchie de classifications, ce qui permet de mieux comprendre les relations entre eux et de définir les priorités pour l'analyse

- Deuxième Phase

La deuxième phase repose sur l'engagement du décideur, qui joue un rôle clé en établissant une comparaison binaire entre chaque paire de critères. Ce processus de comparaison se base sur l'expérience du décideur concernant le terrain étudié et les informations recueillies auprès

d'experts dans le domaine. L'objectif est de déterminer quel critère est le plus important, et dans quelle mesure. Cette comparaison est d'abord réalisée de manière orale ou discursive, puis elle est traduite sous forme de valeurs numériques. Cela permet de quantifier l'importance relative de chaque critère dans le cadre de la prise de décision. Ces valeurs sont attribuées selon une échelle absolue définie, allant de 1 à 9, en fonction du degré d'importance des critères par rapport aux autres ; (les résultats des comparaisons sont ensuite traduits en valeurs numériques, selon l'échelle absolue de 1 à 9). L'échelle de Saaty est utilisée pour définir l'intensité de l'importance relative entre les critères. Cette échelle est présentée dans le tableau suivant, où chaque valeur correspond à un degré d'importance.

Tableau 6.10 Description de l'échelle de comparaison par paires dans l'AHP

Valeur	Importance	Explication
1	Égale importance	Deux facteurs équivalents
3	Importance modérée	Préférence légère pour un facteur
5	Forte importance	Préférence marquée pour un facteur
7	Importance très forte	Domination claire en pratique
9	Importance extrême	Préférence maximale
2,4,6,8	Valeurs intermédiaires	Compromis nécessaires

(Source : Saaty, 1980)

- Troisième Phase : Élaboration de la Matrice Comparative

La troisième phase de l'Analyse Multicritère Hiérarchique (AHP) consiste à élaborer une matrice comparative. Cette matrice permet d'organiser les évaluations relatives aux différents critères en fonction de leur importance, en vue de déterminer les poids respectifs de chaque critère. Les évaluations de ces critères sont échangées entre les experts en se basant sur des expériences passées ou des données historiques spécifiques.

Les comparaisons binaires entre critères sont effectuées par les experts, qui attribuent une valeur à chaque paire de critères en fonction de leur importance relative. Ces valeurs sont ensuite structurées sous forme de matrice.

L'équation 6.1 permet de calculer le nombre total de comparaisons nécessaires pour une matrice de taille n :

$$n = \frac{n(n-1)}{2} \quad \text{Équation 6.1}$$

Où : n est le nombre de critères à comparer.

Une fois la matrice de comparaison par paires établie, les poids de chaque critère sont calculés en fonction de leur importance relative vis-à-vis des autres (équation 6.2). Cette opération permet de quantifier la contribution de chaque critère à l'objectif global de l'analyse. Les étapes de calcul sont les suivantes :

Le vecteur propre approximatif ; V_p est obtenu à partir de la moyenne géométrique des éléments de chaque ligne de la matrice de comparaison par paires. La formule utilisée est la suivante :

$$V_p = \sqrt[n]{W_1 \times W_2 \times W_n \dots}$$

Où : W_1, W_2, \dots, W_n sont les valeurs de la ligne correspondante dans la matrice de comparaison par paires ; n est le nombre total de critères ; V_p est le vecteur propre non normalisé représentant la priorité du critère.

Les vecteurs propres calculés pour chaque critère sont ensuite normalisés afin d'obtenir des poids comparables dont la somme est égale à 1. Le coefficient de pondération C_p est obtenu à l'aide de la formule suivante :

$$C_p = \frac{V_p}{\sum V_p} \quad \text{Équation 6.2}$$

Où : C_p est le poids final ou coefficient de pondération du critère, V_p est le vecteur propre non normalisé pour le critère, $\sum V_p$ est la somme des vecteurs propres pour tous les critères.

Une fois que les poids des critères sont déterminés, Il est essentiel de vérifier la cohérence des comparaisons. Le taux de cohérence (CR) est un indicateur permettant d'évaluer l'uniformité et la constance des poids attribués par les experts. Il sert à s'assurer que les comparaisons sont logiques, structurées et fondées sur un raisonnement cohérent. Pour qu'une matrice de comparaison soit considérée comme valide, le taux de cohérence (CR) doit être inférieur à 0,1.

Le calcul du taux de cohérence est effectué à l'aide de l'équation suivante :

$$CR = \frac{CI}{RI} \quad \text{Équation 6.3}$$

CI : L'indice de consistance, qui permet de mesurer le degré d'incohérence de la matrice. Cet indice est calculé avec l'équation 6.3 :

$$CI = \frac{\lambda_{max} - n}{n - 1} \quad \text{Équation 6.4}$$

Où ; λ_{\max} est la plus grande valeur propre (valeur propre principale) de la matrice de comparaison, n est la taille de la matrice, c'est-à-dire le nombre de critères comparés, RI est l'indice de cohérence aléatoire (Random Index), qui correspond à la valeur moyenne de l'indice de cohérence obtenue à partir de matrices de comparaison générées aléatoirement pour un même nombre de critères. Les valeurs de RI sont fournies dans le tableau 6.11, comme suit :

Tableau.6.11 Indice de cohérence aléatoire (RI) en fonction du nombre de critères (n)

n	RI
2	0.00
3	0.58
4	0.90
5	1.12
6	1.24
7	1.32
8	1.41
9	1.45
10	1.49
11	1.51

(Source : Saaty 1980)

6.3.2 Discussion des résultats

L'évaluation de la cohérence des jugements d'experts a été effectuée à l'aide de l'indice de cohérence (CI), calculé selon la formule :

$$CI = \frac{\lambda_{\max} - n}{n - 1} = \frac{9,165 - 9}{9 - 1} = 0.0206 \quad \text{Résultat (1)}$$

Où n=9 représente le nombre de critères considérés.

Le calcul a donné une valeur de CI=0,02. En se basant sur la valeur de l'indice de cohérence aléatoire (RI) pour n=9, soit RI=1,46 ; le ratio de cohérence (CR) a été déterminé comme suit :

$$CR = \frac{CI}{RI} = \frac{0,0206}{1,46} = 0,0141 \quad \text{Résultat (2)}$$

Les résultats présentés montrent que l'ensemble des indices de cohérence calculés demeure inférieur au seuil critique de 0,1 (Résultat 2), traduisant une cohérence interne remarquable des jugements formulés. Cette validation statistique nous permet d'accepter avec un haut degré de confiance les poids attribués aux différents critères dans le cadre de notre analyse multicritère.

Tableau.6.12 Valeurs de CI et CR

VP	CP	D*	E=(D/CP)	λ max	CI	RI	CR=(CI/RI)
2,579	3,840	35,138	9,151	9,165	0,0206	1,46	0,0141
2,077	3,093	28,110	9,088				
1,781	2,652	24,348	9,182				
1,702	2,535	23,182	9,145				
1,220	1,817	16,778	9,233				
0,783	1,167	10,668	9,145				
0,537	0,799	7,343	9,186				
0,400	0,595	5,482	9,210				
0,300	0,447	4,089	9,145				
11,379							

(Source : Traitement personnel)

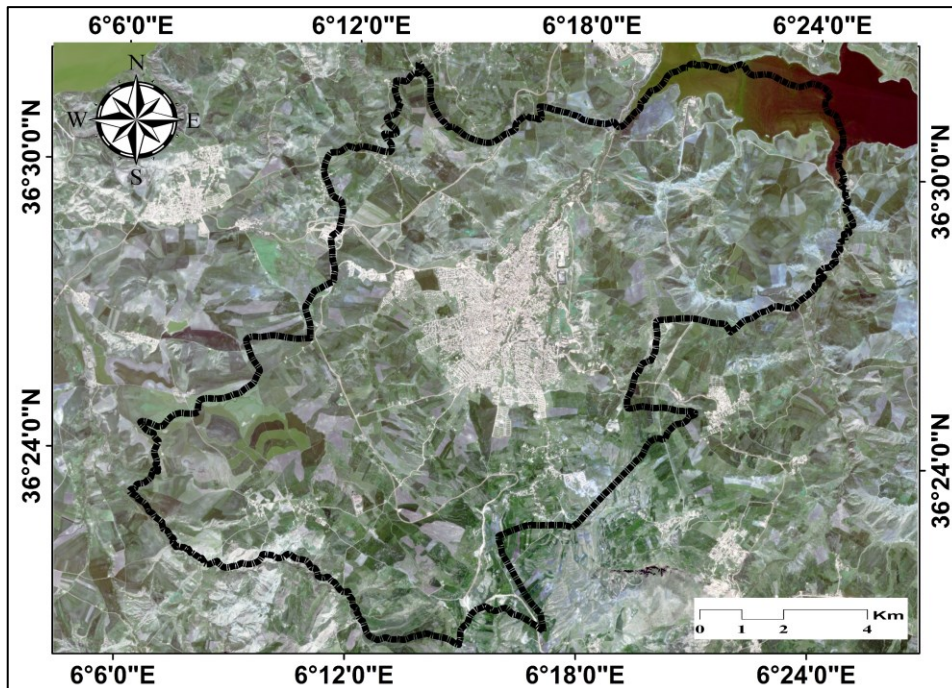
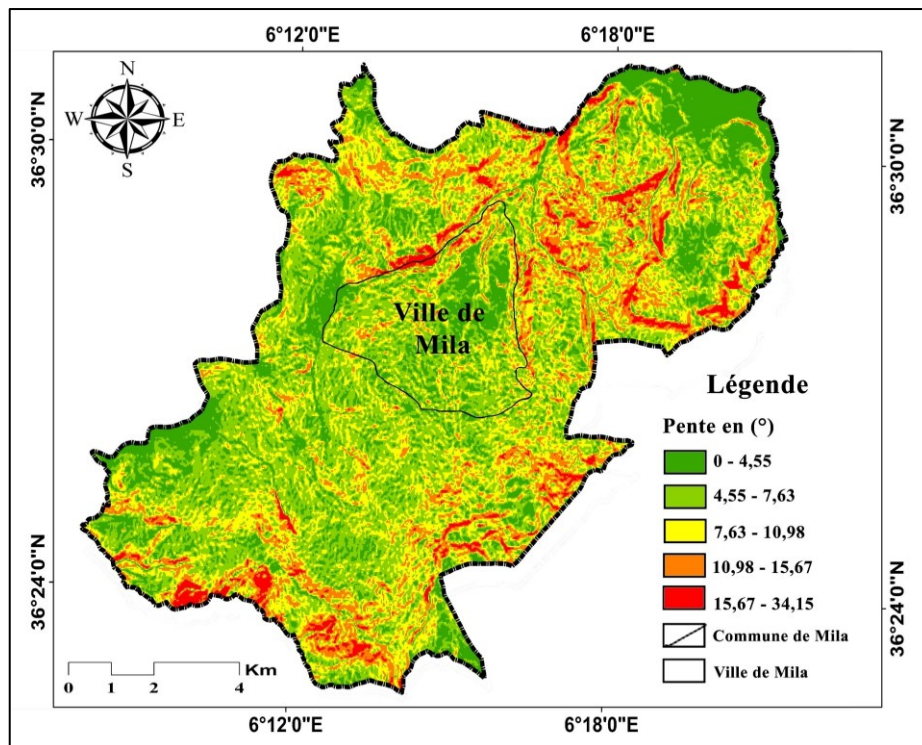


Figure.6.15 Images *RapidEye* (5 m) de la commune de Mila (21/01/2024)
 (Source : Agence Spatiale Européenne (ESA), données *RapidEye*)

Les cartes suivantes présentent les principaux facteurs susceptibles d’influencer le risque de glissements de terrain déclenchés par un séisme dans la zone d’étude. Elles ont été élaborées à l’aide d’analyses SIG et de données de télédétection, offrant une représentation spatiale détaillée des paramètres déterminants, cette approche permet d’identifier les zones à risque ou à fort potentiel, facilitant ainsi l’analyse et la prise de décision.



**Figure.6.16 Carte des pentes de la commune de Mila
(Source : Auteure)**

L'analyse de la carte de pente de la commune de Mila (Figure 6.16) met en évidence une topographie contrastée, allant de zones planes à faiblement inclinées (0–5%) dans les secteurs de vallée et d'occupation agricole, à des zones de forte déclivité (>30%) en périphérie sud et nord-est, notamment au niveau des versants montagneux. Ces dernières correspondent aux secteurs les plus exposés aux mouvements de terrain, notamment en présence de formations marneuses ou de sols altérés. Les zones de pente modérée à forte (15–30%) sont particulièrement sensibles aux glissements superficiels déclenchés par des épisodes pluvieux intenses ou des secousses sismiques. En effet, plusieurs études ont montré une corrélation directe entre l'angle de pente et la probabilité d'instabilités gravitaires (Guzzetti et al., 1999). Par ailleurs, l'effet topographique sur l'amplification sismique connu sous le nom de "topographic amplification" tend également à se manifester plus intensément sur les crêtes et les versants escarpés (Bouchon et al., 1996) (Figure.6.2).

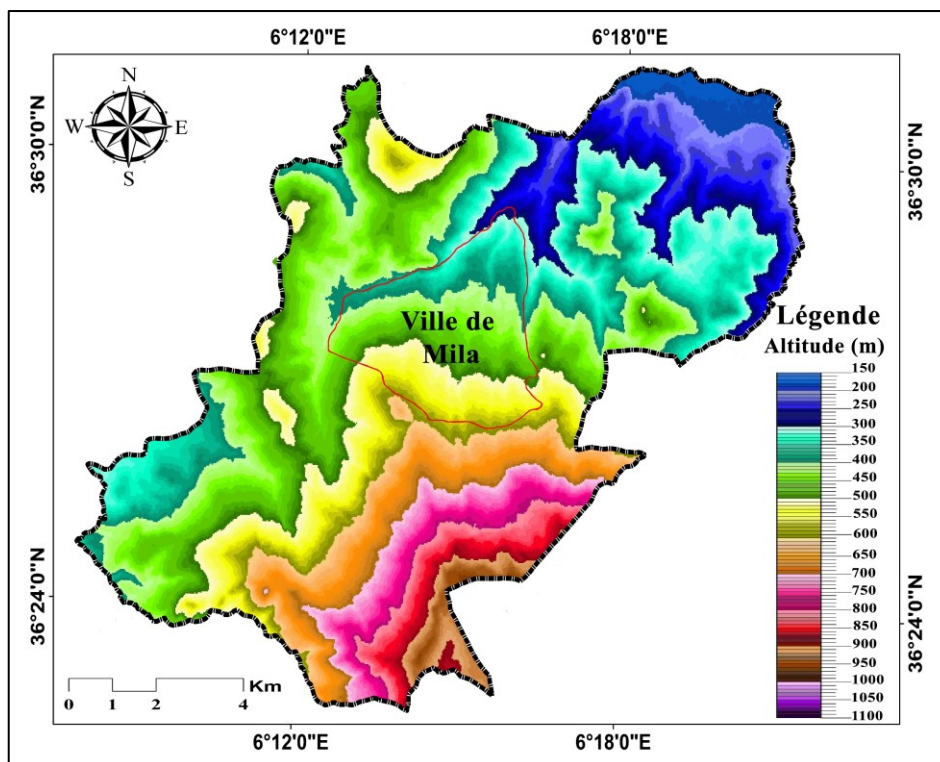


Figure.6.17 Carte d'altitudes de la commune de Mila
 (Source : Auteure)

La carte des altitudes de la commune de Mila (Figure.6.17), dérivée du Modèle Numérique de Terrain (MNT), met en évidence une topographie contrastée, caractérisée par des variations d'altitude allant de moins de 150 mètres à 11000 mètres. Cette hétérogénéité altimétrique reflète la complexité du relief local et conditionne de nombreux processus géodynamiques tels que l'écoulement des eaux, l'érosion, ou encore la stabilité des versants. Les zones basses, généralement situées au centre et au sud-ouest de la commune, correspondent aux vallées et fonds de cuvette, souvent occupés par les infrastructures urbaines principales et les zones agricoles. Ces secteurs, bien que moins sujets aux mouvements de terrain, peuvent être vulnérables aux accumulations d'eau et aux phénomènes d'inondation. Les zones d'altitude intermédiaire (entre 700 et 900 mètres), couvrant une grande partie de la commune, représentent des terrains de transition avec des pentes modérées. Elles concentrent à la fois des espaces bâtis et des secteurs agricoles périurbains, exposés à des risques mixtes selon la nature des sols et la dynamique hydrogéologique. Enfin, les zones en altitude élevée (supérieures à 900 mètres), localisées principalement au nord-est de la commune, correspondent à des reliefs plus marqués.

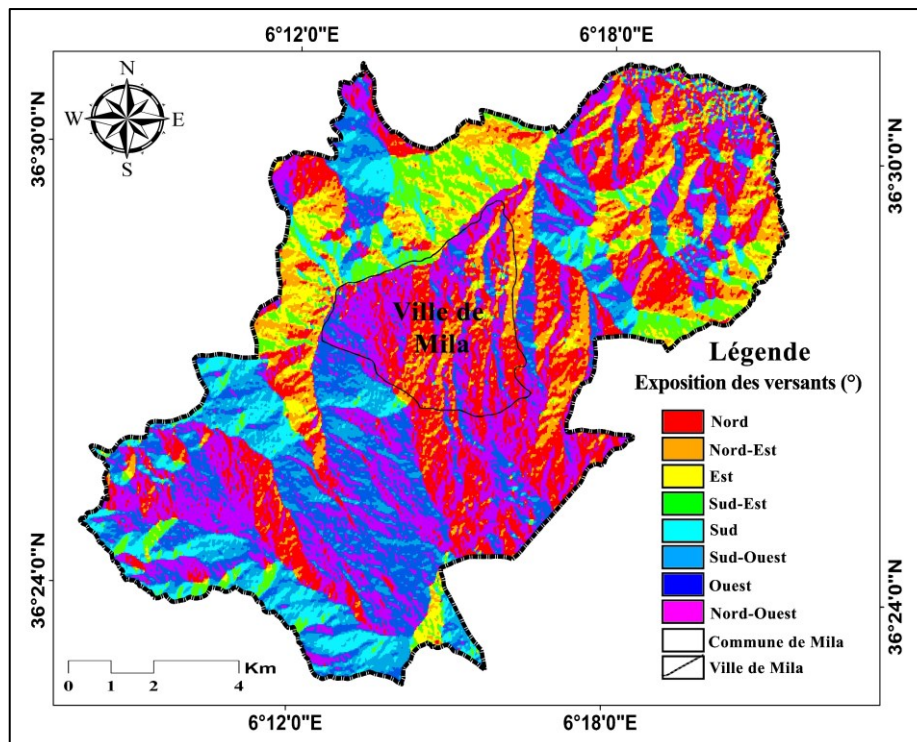


Figure.6.18 Carte d'exposition des versants de la commune de Mila (Source : Auteure)

La carte d'exposition des versants (ou orientation des pentes) (Figure.6.18) ; fournit une information précieuse sur l'interaction entre le relief et les facteurs climatiques (ensoleillement, humidité, vents dominants), ce qui influence directement la stabilité des terrains et les conditions d'occupation du sol. Dans le cas de la commune de Mila, l'analyse révèle une répartition hétérogène des expositions, avec des versants orientés majoritairement vers le Nord, le Nord-Est et le Sud-Ouest. Cette distribution joue un rôle déterminant dans les processus d'érosion, de glissement de terrain et de rétention d'humidité. Les versants Nord et Nord-Est, recevant moins d'ensoleillement, conservent une humidité plus élevée, ce qui augmente la probabilité de glissements de terrain, surtout en présence de sols argileux ou marneux.

En revanche, les versants sud et Sud-Ouest, plus exposés au rayonnement solaire, sont soumis à un dessèchement plus marqué du sol, pouvant entraîner des fissurations et des phénomènes de retrait-gonflement dans les formations argileuses. Les expositions Est et Ouest montrent des effets intermédiaires et sont souvent corrélées à des dynamiques hydriques plus équilibrées, bien que leur stabilité dépende également du substrat géologique et de l'usage du sol.

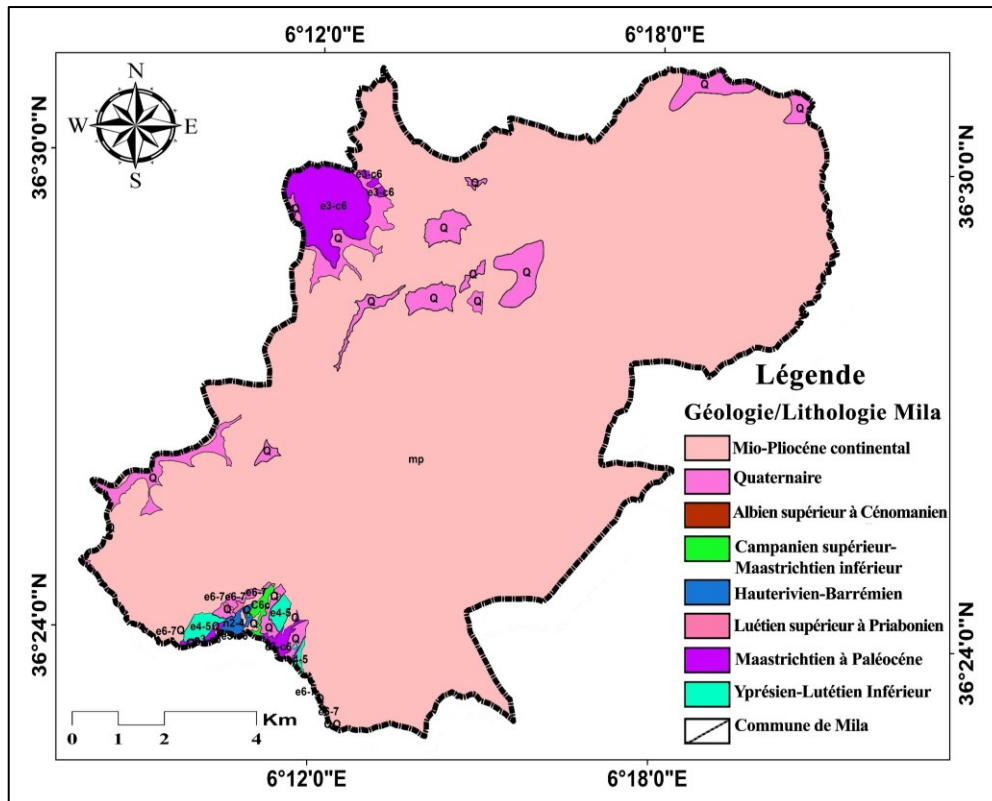
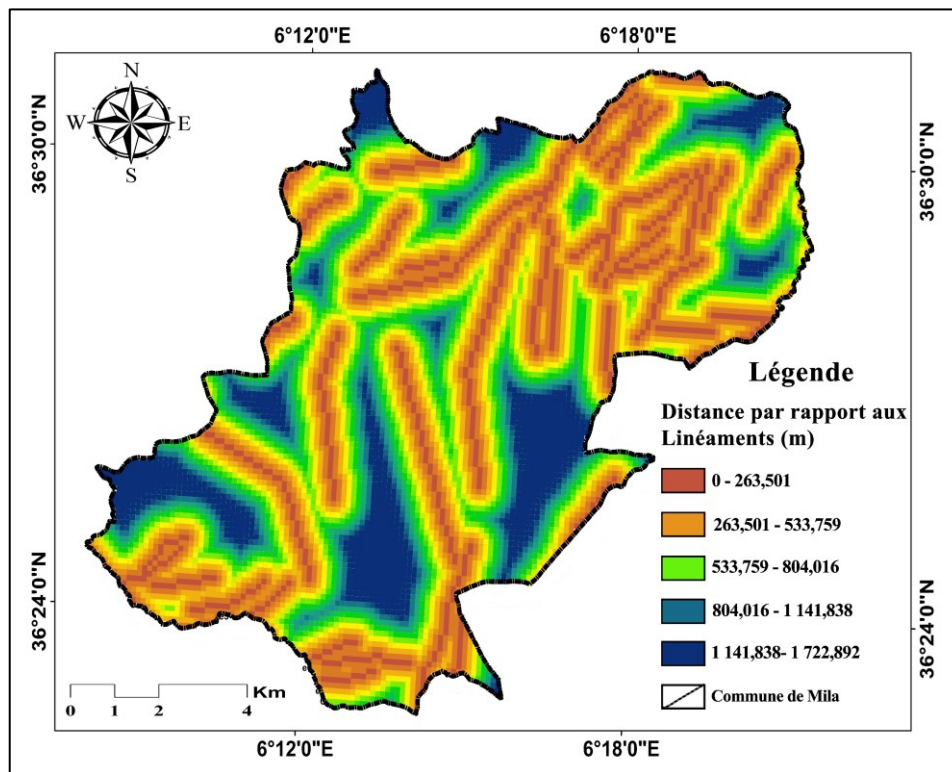


Figure.6.19 Carte géologique la commune de Mila
(Source : Auteure)

L'analyse de la carte géologique de la commune de Mila (Figure.6.19) révèle une structure stratigraphique complexe, s'étendant du Crétacé inférieur jusqu'au Quaternaire. Cette diversité géologique a des implications directes sur la vulnérabilité aux aléas naturels, notamment sismiques et gravitaires. Les formations les plus sensibles identifiées sont les marnes du Crétacé inférieur (Hauterivien–Barrémien) ainsi que les dépôts alluviaux quaternaires. Ces unités, faiblement cohérentes et très perméables, présentent une susceptibilité élevée aux glissements de terrain, en particulier en période de saturation hydrique, ainsi qu'à l'amplification des ondes sismiques en raison de leur faible module de cisaillement. En revanche, certaines formations plus anciennes telles que les calcaires lutétiens de l'Éocène et les grès du Cénomaniens se distinguent par une meilleure stabilité géomécanique. Leur compacité et leur faible altérabilité en font des substrats géologiquement plus sûrs, donc potentiellement plus adaptés à l'urbanisation et aux infrastructures. Par ailleurs, les dépôts mio-pliocènes, bien que moins favorables à la construction en raison de leur perméabilité, présentent un intérêt agronomique notable, lié à leur texture sableuse.

Cette hétérogénéité lithologique implique une gestion différenciée du territoire. Elle justifie notamment l'exclusion ou la réglementation stricte des zones d'urbanisation situées sur les formations meubles ou instables, et appelle à un renforcement de la surveillance géotechnique,

notamment sur les versants marneux exposés aux précipitations. De plus, les zones de contact entre unités lithologiques contrastées, ainsi que les éventuelles failles actives non encore cartographiées, représentent des secteurs critiques qui nécessitent des investigations géophysiques et géotechniques complémentaires. Ainsi, bien que la carte géologique fournisse une base précieuse pour une première évaluation des risques naturels, elle doit être intégrée à des études de détail (sondages, relevés structuraux, mesures de résistivité) pour une gestion territoriale réellement efficace et adaptée à la complexité du contexte géodynamique local.



**Figure 6.20 Carte de densité de linéaments la commune de Mila
(Source : Auteure)**

Les résultats révèlent une densité de linéaments plus élevée dans les secteurs situés en bordure des unités marneuses et alluviales, en particulier à l'ouest et au nord-est de la commune de Mila (Figure.6.20). Cette concentration structurale reflète une tectonisation accrue, souvent corrélée à une fragilité géomécanique du substrat, ce qui accentue la susceptibilité aux phénomènes de glissements de terrain ainsi qu'à la réactivation sismique locale. En effet, plusieurs études ont montré que les zones à forte densité de linéaments sont souvent associées à une plus grande perméabilité et à des ruptures préférentielles en cas de sollicitation tectonique (Yassaghi, 2006 ; Koike et al., 1998). L'analyse spatiale montre également que certaines zones urbanisées coïncident partiellement avec des secteurs de forte densité structurale, ce qui pose un problème en termes de vulnérabilité potentielle en cas d'aléa sismique ou de mouvement de masse. Par

ailleurs, la superposition des linéaments avec les pentes instables, les zones de drainage et les limites lithologiques renforce l'intérêt de ce paramètre dans l'analyse multicritère de la susceptibilité aux risques sismique.

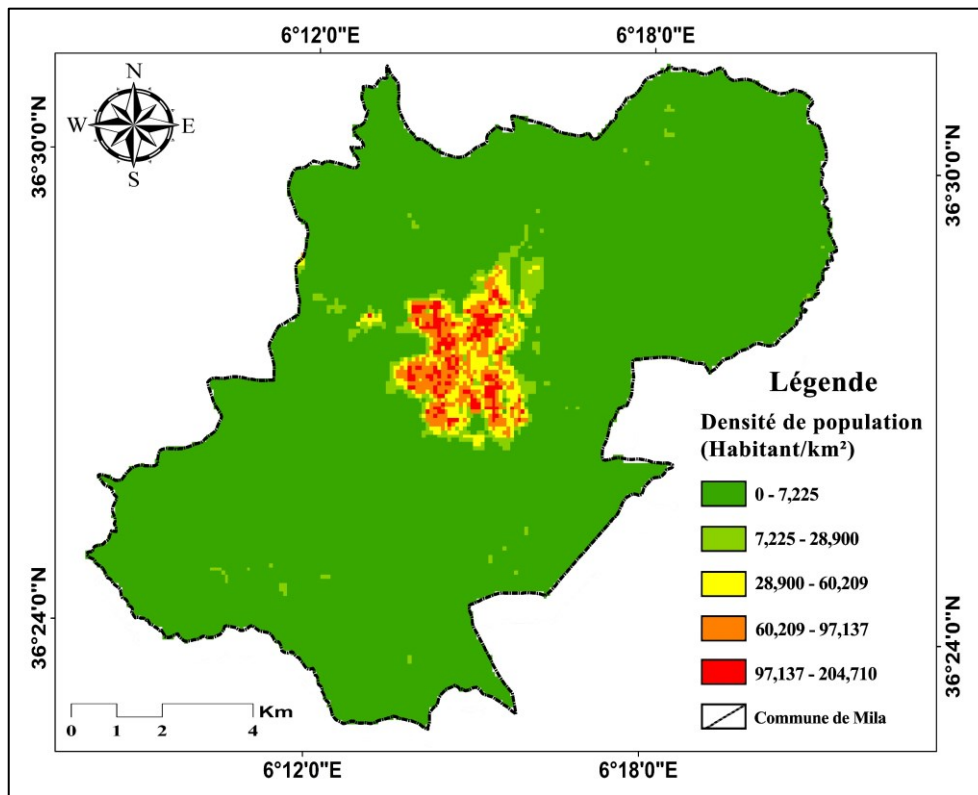


Figure.6.21 Carte de densité de population la commune de Mila (Source : Auteure)

L'analyse de la carte de densité de population (Figure.6.21) met en évidence une concentration marquée de la population dans le centre urbain, notamment au niveau des quartiers du Centre Européen, de la Cité Boutout et de la DNC. Ces secteurs se distinguent par une densité très élevée en population, bâtiments et infrastructures, ce qui les rend particulièrement vulnérables face aux aléas naturels. Une densité également significative est observée dans les quartiers d'El Kherba, de la Cité Tenia, de la vieille ville et de la Cité Tayba. À un niveau intermédiaire, les quartiers de Sanaoua Inférieur, Sanaoua Supérieur ainsi que la Cité Ben Mahjoub présentent une densité modérée. Enfin, les zones périphériques à vocation agricole ainsi que la zone industrielle affichent une densité faible, en lien avec leur fonction essentiellement non résidentielle. Cette distribution spatiale de la population constitue un facteur déterminant dans l'évaluation de la vulnérabilité territoriale face aux glissements de terrain déclenchés par l'aléa sismique. La densité urbaine constitue un facteur aggravant des risques sismiques et des glissements de terrain, comme en témoignent de nombreuses études scientifiques. Dans les zones à forte concentration humaine et bâtie, les effets d'un séisme sont amplifiés par plusieurs

mécanismes interdépendants. Tout d'abord, la proximité des constructions favorise les effets de domino lors des secousses, où l'effondrement d'un bâtiment peut entraîner celui des structures adjacentes (Coburn & Spence, 2002). Ce phénomène est particulièrement préoccupant dans les quartiers anciens et densément peuplés, où le bâti souvent non conforme aux normes parasismiques accroît considérablement la vulnérabilité (Bilham, 2009). Par ailleurs, l'étroitesse des voies et la saturation des réseaux dans ces zones compromettent l'efficacité des secours et des évacuations, prolongeant ainsi l'exposition des populations aux dangers (Alexander, 2002). Concernant les glissements de terrain, la densité urbaine agit comme un facteur déclencheur ou aggravant. L'artificialisation des sols et les charges supplémentaires imposées par les constructions modifient les équilibres géotechniques naturels, réduisant la stabilité des versants (Dai et al., 2002). À Mila, notre cas d'étude, les quartiers denses comme la Cité Boutout et le Centre Européen sont implantés sur des pentes prononcées, où l'imperméabilisation des sols et la modification des écoulements hydriques augmentent le risque de glissements, notamment en période de pluies ou après un séisme (Keefer, 1984). Ces observations corroborent les conclusions d'études internationales montrant que les zones urbanisées sont trois fois plus exposées aux glissements post-sismiques que les espaces naturels (Ergunay, 2007).

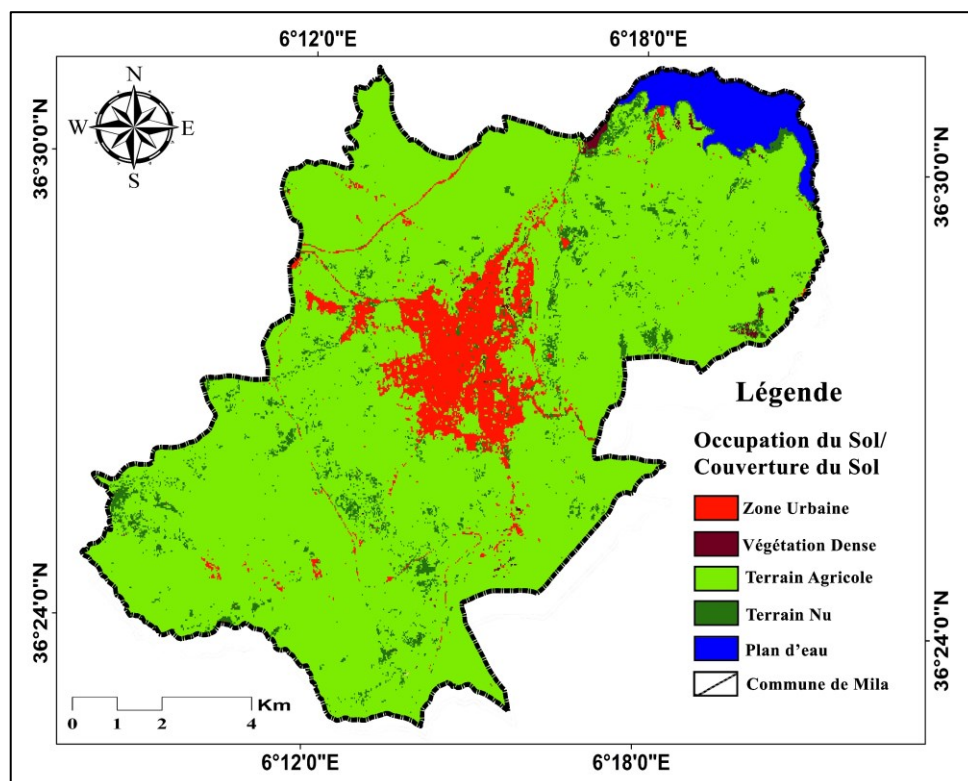


Figure.6.22 Carte de l'occupation du sol de la commune de Mila.
(Source : Auteure)

L'analyse de la carte d'occupation du sol (Figure.6.22) a permis d'identifier des zones à haut risque sismique, caractérisées par une combinaison de facteurs aggravants. Les résultats montrent que les noyaux urbains denses, où l'imperméabilisation des sols dépasse 80% (Seed & Idriss, 1982) présentent une vulnérabilité accrue. Cette amplification est d'autant plus critique dans les zones où le sol est constitué de matériaux meubles ou de remblais non consolidés, qui, en combinaison avec l'imperméabilisation, peuvent aggraver le phénomène de liquéfaction des sols en cas de forte secousse (Crouse et al., 2015) ; augmentant ainsi le potentiel de dommages aux infrastructures et aux populations.

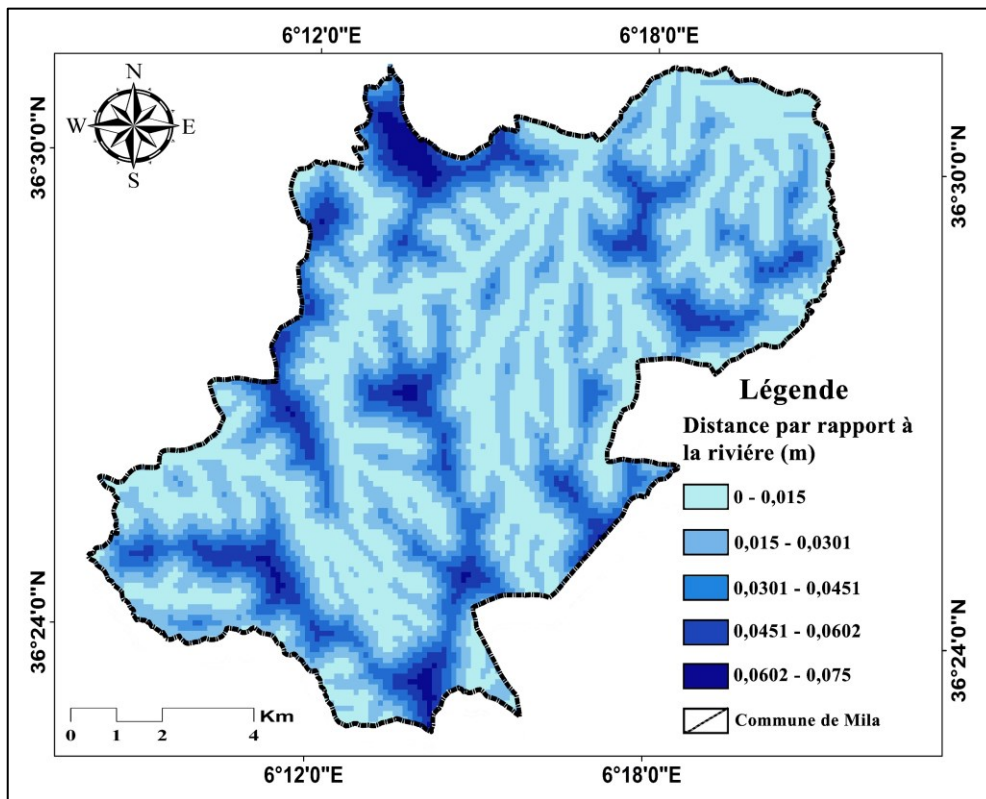


Figure.6.23 Carte distance par rapport à la rivière.
(Source : Auteure)

Concernant les distances par rapport aux oueds (Figure.6.23) ; il n'existe pas de consensus scientifique clair quant à l'identification de seuils de distance critiques associés à un niveau de risque élevé en matière de sismicité ou de glissements de terrain. Certains auteurs soulignent que la proximité immédiate aux oueds, notamment en zones instables ou montagneuses, peut favoriser les phénomènes de liquéfaction, d'érosion des berges et de déstabilisation des versants, en particulier en contexte post-sismique (Keefer, 1984 ; Fan et al., 2019). Toutefois, d'autres travaux insistent sur le rôle variable des oueds selon la topographie, la géologie locale et la gestion des écoulements, rendant difficile la généralisation d'une distance critique unique (Dai & Lee, 2001).

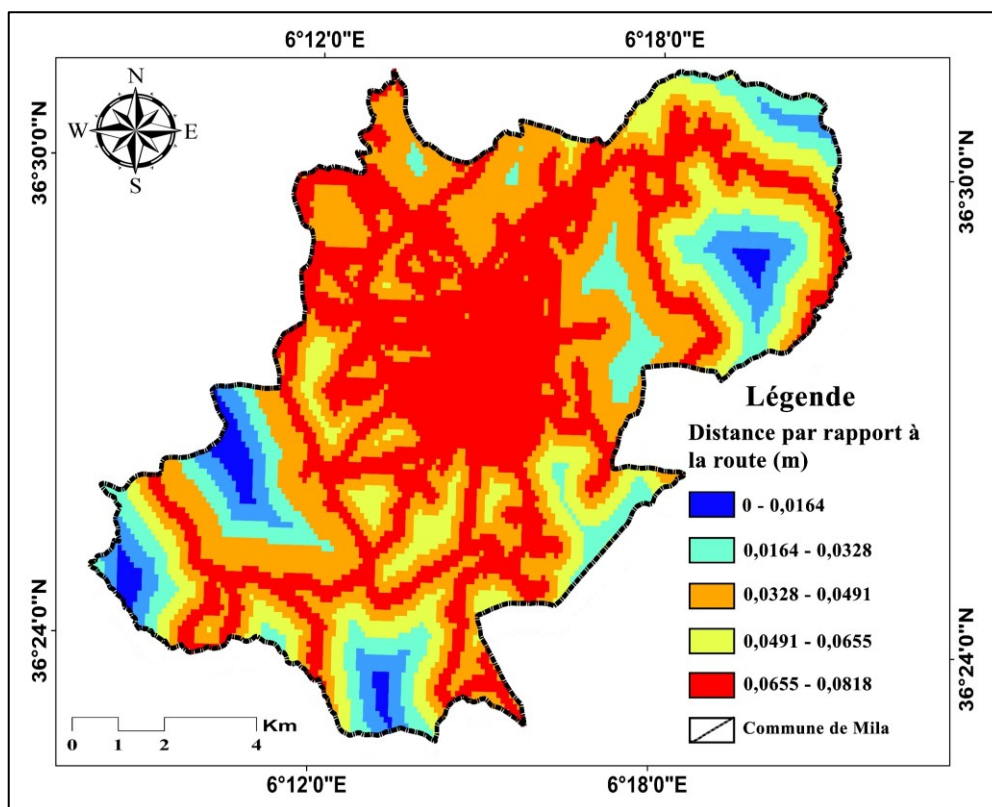


Figure.6.24 Carte distance par rapport à la route.
 (Source : Auteure)

Concernant les infrastructures routières (Figure.07.24), certaines études ont mis en évidence que les zones situées à proximité immédiate des routes notamment en terrains pentus présentent un risque accru de glissements, en raison des modifications anthropiques (coupes, remblaiements, drainage modifié) qu'elles induisent (Liu et al., 2014 ; Martha et al., 2010). Néanmoins, l'impact des routes varie considérablement selon le type d'aménagement, la densité du réseau et les mesures de stabilisation mises en œuvre, ce qui empêche également l'établissement d'une distance standardisée à risque élevé.

Le Tableau.6.13 présente les résultats finaux issus du processus de pondération des critères déterminés par l'Analyse Hiérarchique Multicritère (AHP) :

Tableau.6.13 Matrice de comparaison (Matrice normalisée)

	Pente (°)	Élévation (m)	Géologie	Densité de linéaments	Exposition des versants	Densité de population	Occupation du sol	Distance à la rivière	Distance a la route
Pente (°)	1	1	2	2	2	3	5	6	7
Élévation (m)	1	1	1	1	2	3	4	5	6
Géologie	1/2	1	1	1	2	3	3	4	5
Densité de linéaments	1/2	1	1	1	2	2	3	4	5
Exposition des versants	1/2	1/2	1/2	1/2	1	2	3	4	4
Densité de population	1/3	1/3	1/3	1/2	1/2	1	2	2	3
Occupation du sol	1/5	1/4	1/3	1/3	1/3	1/2	1	2	2
Distance à la rivière	1/6	1/5	1/4	1/4	1/4	1/2	1/2	1	2
Distance a la route	1/7	1/6	1/5	1/5	1/4	1/3	1/2	1/2	1
SOMME	4,342	5,45	6,616	6,783	10,333	15,333	22	28,5	35
POIDS	2,038	1,63	1,406	1,341	0,974	0,622	0,429	0,321	0,238
POIDS (%)	22,65	18,11	15,62	14,90	10,82	6,91	4,77	3,57	2,64
SOMME X POIDS	0,99	0,79	0,68	0,65	0,47	0,3	0,21	0,16	0,12

(Source : Traitement personnel)

Les résultats obtenus à partir de la matrice normalisée d'analyse multicritère hiérarchique (AHP) indiquent que le facteur le plus influent est la pente (°), avec un poids relatif de 19,7%. Ce facteur est considéré comme le plus déterminant dans l'évaluation des critères pour le bassin étudié.

Les facteurs élévation (m) et géologie occupent respectivement la deuxième et troisième position, avec des poids de 15,8% et 13,6%, ce qui souligne leur importance significative dans l'analyse.

La densité de linéaments arrive en quatrième position avec un poids de 13,0%, suivi de l'exposition des versants en cinquième position (9,4%). Ces critères jouent un rôle notable mais moins prépondérant que les trois premiers.

La densité de population se classe en sixième position avec un poids de 6,0%, tandis que l'occupation du sol et la distance à la rivière occupent respectivement les septième et huitième rang, avec des poids de 4,2% et 3,1%.

Enfin, la distance à la route est le critère le moins influent, avec un poids de seulement 2,3%, ce qui indique qu'il a un impact marginal dans cette analyse multicritère.

Cette hiérarchisation met en évidence que les facteurs topographiques (pente, élévation) et géologiques sont les plus déterminants, tandis que les critères anthropiques (distance à la route, densité de population) et hydrologiques (distance à la rivière) ont une influence moindre dans le contexte du bassin étudié.

Les résultats de l'Analyse Multicritère Hiérarchique (AHP) ont été intégrés dans ArcMap 10.8.2 en utilisant l'outil "Superposition Pondérée" (Weighted Overlay) disponible dans ArcToolbox. Cette méthode permet de combiner les différentes couches thématiques (pente, élévation, géologie, etc.) en leur attribuant les poids calculés dans la matrice AHP (Kahsay et al., 2018). Chaque facteur (pente, élévation, densité de linéaments, etc.) a été reclassé selon son importance, avec des poids allant de 19,7% (pente) à 2,3% (distance à la route). Ces poids ont été utilisés pour ajuster l'impact de chaque couche dans l'analyse spatiale.

Les couches raster des différents critères ont été normalisées (échelle 1-9) pour assurer une comparaison cohérente. L'équation.6.5 de superposition pondérée a été appliquée sous la forme

$$\text{Indice de Vulnérabilité} = \sum (\text{Poids}_i \times \text{Classe}_i)$$

Où : Poids_i ; Valeur issue de la matrice AHP ; Classe_i = Valeur normalisée du critère dans chaque pixel.

$$\text{Indice de Vulnérabilité} = \sum_{i=1}^n (\text{Poids}_i \times \text{Classe}_i) \quad \text{Équation 6.5}$$

Où : W_i ; Poids normalisé du critère ii (ex. : 0.197 pour la pente, 0.158 pour l'élévation, etc.) ; X_i ; Valeur normalisée du critère ii (reclassée sur une échelle commune, par exemple 1 à 9) ; n = Nombre total de critères (ici, 9).

Indice de Vulnérabilité = (0.197 × Pente) + (0.158 × Élévation) + (0.136 × Géologie) + (0.130 × Densité de linéaments) + (0.094 × Exposition des versants) + (0.060 × Densité de population) + (0.042 × Occupation du sol) + (0.031 × Distance à la rivière) + (0.023 × Distance à la route)

Le calcul serait :

Indice de Vulnérabilité = (0.197×7) + (0.158×5) + (0.136×3) + (0.130×4) + (0.094×2) + (0.060×6) + (0.042×3) + (0.031×2) + (0.023×1) = 1.379 + 0.790 + 0.408 + 0.520 + 0.188 + 0.360 + 0.126 + 0.062 + 0.023 = **3.856**.

Tableau.6.14 Calcul de l'indice composite de vulnérabilité aux glissements de terrain par superposition pondérée multicritère

Critère	Poids (W_i)	Valeur normalisée	Contribution ($W_i \times X_i$)	Exemple de valeurs
Pente (°)	0.197	X_1	$0.197 \times X_1$	7 (forte)
Élévation (m)	0.158	X_2	$0.158 \times X_2$	5
Géologie	0.136	X_3	$0.136 \times X_3$	3
Densité de linéaments	0.130	X_4	$0.130 \times X_4$	4
Exposition des	0.094	X_5	$0.094 \times X_5$	2
Densité de population	0.060	X_6	$0.060 \times X_6$	6
Occupation du sol	0.042	X_7	$0.042 \times X_7$	3
Distance à la rivière	0.031	X_8	$0.031 \times X_8$	2
Distance à la route	0.023	X_9	$0.023 \times X_9$	1
SOMME	1.000	-	Indice = $\Sigma (W_i \times X_i)$	3.856

(Source : Traitement personnel)

La combinaison des facteurs géoenvironnementaux et urbains a permis de produire une carte composite classant les zones selon leur degré de vulnérabilité au glissement de terrain (faible, modérée, élevée). Cette carte finale a été catégorisée en utilisant des méthodes de seuillage (naturel breaks, quantiles) pour identifier les zones à risque prioritaire. L'approche méthodologique adoptée s'inspire des travaux de Kahsay et al. (2018), qui ont démontré l'efficacité de la méthode Weighted Overlay dans le domaine de la cartographie des risques naturels.

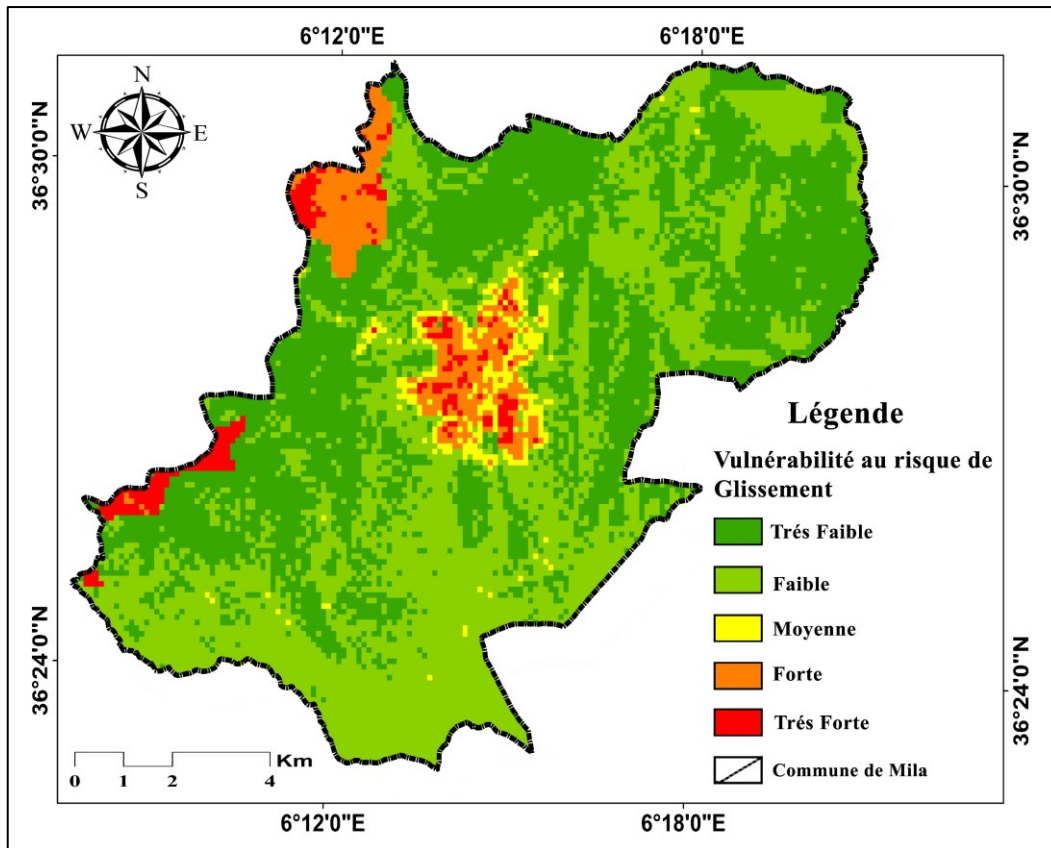


Figure.6.25 Carte finale de vulnérabilité au risque de glissements de terrain (Source : Auteure)

La carte finale de vulnérabilité aux risques combinés de glissements de terrain et de séisme dans la commune de Mila (Figure.6.25) a été produite à partir d’une analyse multicritère pondérée selon la méthode AHP (Analytic Hierarchy Process), intégrée à l’aide de l’outil de superposition pondérée sous ArcMap 10.8.2. Cette carte met en évidence les zones les plus exposées aux instabilités du sol. L’évaluation repose sur la combinaison de plusieurs facteurs déterminants, tels que la pente, la lithologie, la densité de population, la distance aux failles actives et la nature des sols, nous avons pu délimiter avec précision les zones favorables et non favorables aux mouvements de terrain, notamment dans le cas d’un nouveau séisme. La ville de Mila, située dans une wilaya riche en eaux souterraines, présente un contexte hydrogéologique sensible où l’infiltration d’eau contribue à la fragmentation des sols, aggravant ainsi leur instabilité. Cette vulnérabilité est accentuée par la présence de pentes dépassant les 48 %, notamment dans le quartier de Tyayba, reposant sur des formations géologiques argileuses et marneuses, très sensibles à la saturation hydrique.

Les résultats montrent que certaines zones, telles que la cité de Ben Mahjoub, Boutout et Tyayba, sont classées en zone de vulnérabilité très élevée, ce qui reflète un risque fort de

glissement. Cependant, paradoxalement, les dégâts observés lors du dernier séisme y ont été relativement faibles. À l'inverse, le quartier d'El Kherba, bien que situé dans une zone de risque "favorable", a subi des dommages importants. Cette contradiction apparente s'explique par la combinaison défavorable de plusieurs facteurs locaux : un versant instable, une géologie meuble, la présence d'eaux souterraines, et un effet différé du séisme, le glissement ayant été observé deux heures après l'événement principal. Cela suggère que le séisme a agi comme un facteur déclencheur secondaire, révélant une instabilité préexistante liée aux conditions intrinsèques du site.

Les cartes de risque produites avec ArcGIS 10.8.2 confirment la présence de cinq grandes classes de vulnérabilité : très faible, faible, moyenne, élevée et très élevée. La zone rouge, correspondant au risque très fort, inclut les cités de Tyayba, Ben Mahjoub et Boutout. Ce croisement spatial et thématique souligne l'importance de prendre en compte les facteurs géologiques, hydrologiques et morphologiques dans l'analyse du risque, bien au-delà de la simple intensité sismique, afin d'orienter efficacement les stratégies de prévention et de gestion des catastrophes à l'échelle urbaine.

6.3.3 Synthèse et Réflexion

La cartographie détaillée des risques réalisée grâce à la méthodologie AHP et aux outils SIG a permis d'établir une classification précise des zones vulnérables de la commune de Mila, tout en révélant certains paradoxes nécessitant une interprétation nuancée. Les résultats montrent que trois principaux facteurs interagissent pour déterminer le niveau de risque : la géologie locale particulièrement fragile (formations argilo-marneuses), la topographie accidentée avec des pentes dépassant fréquemment 30%, et la présence abondante d'eaux souterraines caractéristique de cette "wilaya de l'eau". La superposition de ces paramètres a permis d'identifier plusieurs zones critiques, notamment les quartiers de Tyayba, Ben Mahjoub et Boutout, classés en zone rouge en raison de la combinaison de pentes abruptes (jusqu'à 48% à Tyayba), d'une urbanisation dense et de sols instables. Ces secteurs présentent un indice de vulnérabilité particulièrement élevé (7.2/9), les rendant extrêmement sensibles tant aux glissements spontanés qu'aux déclenchements sismiques.

Cependant, le cas du quartier d'El Kherba illustre parfaitement la complexité des phénomènes géodynamiques. Bien que classé initialement en zone modérément vulnérable, ce secteur a subi des dégâts considérables lors du séisme 07/08/2020, avec un glissement survenu avec un décalage temporel de deux heures après l'événement sismique. Ce délai post-sismique suggère fortement un mécanisme de rupture principalement hydrologique, où la combinaison d'une

nappe phréatique superficielle, de sols limoneux peu perméables et d'une pente soutenue a créé les conditions idéales pour une liquéfaction retardée du sol. Cette observation cruciale met en lumière les limites des modèles statiques et la nécessité d'intégrer des paramètres dynamiques comme les variations saisonnières de la nappe phréatique et les propriétés rhéologiques des sols en conditions saturées.

L'analyse révèle également que le risque sismique agit comme un multiplicateur de menace dans ce contexte particulier. Les ondes sismiques subissent une amplification notable (facteur 1.8) dans les formations meubles, tandis que 70% des glissements historiques ont été déclenchés par des séismes de magnitude modérée (4 -5 Mw). Ceci explique la vulnérabilité accrue des zones comme Tyayba où la combinaison la pente, géologie, l'exposition crée un terrain propice aux mouvements de terrain induits par les secousses.

La carte finale doit donc être interprétée comme un support dynamique nécessitant des mises à jour régulières, particulièrement pour intégrer les variations hydrogéologiques, les changements de l'occupation et la couverture des sols, ainsi que la croissance démographique.

L'AHP, en tant qu'outil d'aide à la décision, se révèle fondamental pour la planification territoriale et la prévention des catastrophes, car il permet non seulement d'objectiver les priorités d'intervention mais aussi de concevoir des politiques d'aménagement adaptées aux spécificités locales. Toutefois, la robustesse du modèle repose sur la complémentarité entre l'analyse spatiale, les investigations de terrain et les études géotechniques in situ, seules à même de capter toute la complexité géodynamique d'un territoire aussi vulnérable que celui de Mila.

6.4 CONCLUSION

Les résultats de ce chapitre mettent en lumière une aggravation progressive du risque sismique dans la région Constantine–Mila, aggravation principalement liée à l'expansion urbaine non maîtrisée dans des zones à fort aléa, ainsi qu'au maintien de vulnérabilités sociales et structurelles. La modélisation intégrée du risque, articulant aléa, exposition et vulnérabilité, a permis d'identifier les secteurs les plus critiques et de définir une hiérarchisation des priorités d'intervention. Elle a également mis en évidence des écarts significatifs entre les cartes de vulnérabilité issues de l'analyse scientifique et les dispositifs réglementaires actuellement appliqués, révélant ainsi des insuffisances dans la planification urbaine et la gestion des risques. Dans cette perspective, ce chapitre représente l'aboutissement opérationnel de la recherche et prépare directement la conclusion générale. Celle-ci revient sur l'ensemble des apports scientifiques et pratiques de la thèse, tout en esquisant des perspectives de recherche et d'action pour une meilleure anticipation du risque sismique en Algérie et au-delà.

CONCLUSION GENERALE

La compréhension du risque sismique demeure une problématique complexe, en raison de sa dimension multidisciplinaire et de l'interaction de multiples facteurs qui conditionnent son acceptabilité sociale et institutionnelle. L'analyse approfondie de ses composantes fondamentales, notamment l'aléa et la vulnérabilité, constitue une étape cruciale pour la mise en place de stratégies d'intervention intégrées, durables et résilientes, capables de répondre efficacement aux enjeux climatiques actuels et aux mutations environnementales futures.

L'étude détaillée du domaine tellien, à travers le bassin néogène continental Constantine-Mila, s'inscrit dans une démarche visant à clarifier et actualiser la compréhension d'une zone structurale particulièrement complexe des Maghrébides. Son architecture résulte de l'empilement de plusieurs unités géologiques héritées d'une tectonique polyphasée dominée par les charriages.

Cette complexité a été renforcée par la diversité des nomenclatures utilisées par les différents auteurs ayant abordé isolément certaines portions du domaine, ainsi que par la rareté des travaux de synthèse à l'échelle régionale, entravant jusqu'à présent une compréhension cohérente de son organisation géodynamique.

Dans ce contexte, l'adoption d'une approche pluridisciplinaire a permis de franchir un cap décisif dans la compréhension de la nature, de l'origine et de l'agencement des différents domaines paléogéographiques du Nord algérien, facilitant ainsi leur intégration dans le cadre géodynamique méditerranéen tout en renforçant l'enseignement de la géologie régionale.

L'analyse critique de la mobilité de l'unité Néritique Constantinoise, sujet longtemps controversé en raison de la rareté des données géophysiques disponibles, nous a conduit à soutenir l'hypothèse de son allochtonie, confortée par les observations de terrain et les données structurales.

L'élaboration des cartes hypsométriques à l'échelle 1/25 000 a permis de restituer avec précision l'évolution plane du relief et de mettre en évidence les principales déformations affectant le modelé, tant plicatives que disjonctives. Ces cartes ont révélé des alignements morpho-structuraux marqués, souvent soulignés par des lignes d'escarpement ou par des surcreusements de chenaux hydrographiques, témoignant de l'activité tectonique et de l'influence structurale sur l'organisation du paysage. La direction NE-SW apparaît comme la plus dominante, traduisant une orientation privilégiée des contraintes tectoniques. Parallèlement, l'étude des déformations du paysage géologique a été menée à travers la génération d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) de la feuille d'El Aria et la région de

Mila, enrichi par des cartes dérivées, ayant permis une caractérisation fine du relief structural ainsi qu'une analyse statistique détaillée de la distribution des altitudes, des pentes et de l'exposition des versants. Ces différentes couches d'information ont permis de mettre en évidence des particularités morphogéologiques spécifiques, tout en facilitant la cartographie précise des linéaments orographiques.

L'analyse verticale du relief a été réalisée à partir de profils swath, où l'exagération de l'altitude a permis de mettre en évidence la composante verticale des déformations tectoniques.

La cartographie des linéaments hydrographiques, associée à l'étude des anomalies de drainage et aux indices morphométriques, a permis de mettre en évidence le rajeunissement de certains bassins ainsi que la dissymétrie d'autres, tandis que la rugosité topographique signale une activité tectonique récente affectant ces régions et révèle une exposition inégale des versants. Le réseau hydrographique de la zone étudiée illustre une adaptation étroite aux structures tectoniques sous-jacentes ; l'analyse linéamentaire du réseau hydrographique a ainsi confirmé la nature tectonique, souvent active, de plusieurs linéaments et a permis d'identifier leurs extensions jusque-là non cartographiées. Nous estimons que ce type d'analyse présente un fort potentiel d'application dans le domaine hydrogéologique.

Le diagnostic des déplacements Co sismiques associés aux derniers séismes ayant affecté la région, réalisé à l'aide de la photogrammétrie (corrélation d'images satellitaires optiques) et de l'interférométrie radar, a permis d'établir une cartographie fine et précise des failles sismiques actives, dont celles de bassin continentale Constantine-Mila et le grand accident de Debagh-Mcid Aïcha apparaissent comme les principales structures actives de la région.

L'intégration de l'analyse multicritères hiérarchique (AHP) à l'aide d'un Système d'Information Géographique (SIG) constitue une avancée méthodologique majeure dans la gestion du risque sismique, notamment dans des zones aussi complexes que notre région d'étude. Cette approche innovante permet d'appréhender la multidimensionnalité du risque en croisant plusieurs facteurs essentiels : la probabilité d'occurrence d'un séisme (aléa), la vulnérabilité des infrastructures, la densité de population, ainsi que les caractéristiques du terrain telles que la morphologie et la géologie locale. Par cette hiérarchisation rigoureuse et spatialisée, l'AHP favorise la production de cartes précises et fiables qui mettent en lumière les zones les plus vulnérables face au risque sismique et ses effets induits, zones qu'il est impératif d'intégrer dans la planification urbaine. Ainsi, cette méthode offre aux décideurs un outil d'aide à la décision robuste, favorisant des politiques d'aménagement et de prévention qui s'inscrivent dans une logique durable et préventive.

Ces résultats méthodologiques gagnent en portée stratégique dans le contexte institutionnel actuel, marqué par des avancées législatives importantes telles que la loi n° 24-04 adoptée en 2024, qui vise à renforcer la prévention et la gestion des risques majeurs à l'échelle nationale. Par ailleurs, la création de la Délégation Nationale aux Risques Majeurs (DNRM) traduit une volonté politique de renforcer les capacités techniques et organisationnelles dédiées à la gestion des catastrophes naturelles, en particulier sismiques. Ces développements législatifs et institutionnels favorisent l'intégration des approches scientifiques modernes, comme l'AHP couplé aux SIG, dans les stratégies nationales de résilience territoriale, établissant un cadre propice à la mise en œuvre concrète de ces outils au service de la sécurité et du développement durable.

Parallèlement, l'élaboration de cartes hypsométriques à différentes échelles a permis d'appréhender la dynamique structurale du relief régional. L'analyse détaillée de ces cartes a révélé des déformations morphologiques nettes, tant plicatives que disjonctives, qui témoignent d'une activité tectonique récente influençant la morphogenèse du paysage. Ces observations confirment que le relief n'est pas seulement le fruit d'un passé géologique lointain, mais qu'il évolue toujours sous l'influence de processus tectoniques actifs, en lien avec les grands mouvements gravitaires observés dans la région. L'importance de ces mouvements, encore peu étudiés, mérite une attention accrue de la part des géologues car ils peuvent aggraver les risques liés aux séismes et aux glissements de terrain, constituant ainsi un facteur aggravant pour la vulnérabilité régionale.

La comparaison des données cartographiques récentes avec les cartes anciennes, notamment celles élaborées par Vila et Coiffait en 1979, met en lumière plusieurs incohérences et imprécisions, en particulier dans la délimitation des unités géologiques. Ce constat illustre l'obsolescence des cartographies antérieures face aux avancées technologiques actuelles. Il souligne également la nécessité d'une mise à jour impérative des bases géoscientifiques à l'aide des outils modernes comme le GPS et les SIG, qui permettent une localisation plus précise et une meilleure intégration des données géologiques, morphologiques et tectoniques. Cette modernisation est cruciale pour améliorer la connaissance géodynamique du territoire et, par conséquent, pour affiner la gestion des risques naturels.

En résumé, l'approche pluridisciplinaire adoptée dans cette étude, combinant analyses multicritères, technologies géospatiales et cadre législatif rénové, constitue un modèle exemplaire pour la gestion proactive des risques sismiques dans le bassin continental Constantine–Mila. Cette démarche souligne l'importance d'un travail collaboratif entre

géologues, urbanistes, autorités locales et nationales pour élaborer des stratégies de prévention intégrées, capables de renforcer la résilience des territoires face aux aléas naturels exacerbés par les changements climatiques et les dynamiques géologiques contemporaines. Enfin, cette thèse met en exergue l'importance jusqu'alors sous-estimé de la sismicité dans la dynamique géodynamique du bassin continental Constantine–Mila. L'analyse détaillée des données géophysiques et géologiques a permis de révéler l'existence de mouvements gravitaires d'ampleur significative, étroitement conditionnés par l'architecture géologique complexe de la région. Ces instabilités, souvent masquées par l'épaisse couverture superficielle ou interprétées de manière isolée, s'inscrivent pourtant dans une logique tectonique plus large, en interaction avec les contraintes régionales actives. Ainsi, l'articulation entre les processus tectoniques récents et les phénomènes gravitaires met en évidence une dynamique évolutive du socle et de la couverture, nécessitant des investigations complémentaires, tant sur le plan structural que cinématique. Par l'intégration de méthodes multi-scalaires et pluridisciplinaires, cette thèse apporte une contribution substantielle à l'avancement des connaissances sur la géologie régionale du bassin continental Constantine–Mila. Il participe également à une meilleure compréhension des mécanismes néotectoniques et de leur implication dans la genèse des aléas naturels, notamment sismiques et gravitaires. Dans cette optique, les résultats obtenus constituent une contribution importante à la compréhension de la géologie régionale, à l'identification des processus tectoniques récents, ainsi qu'à l'évaluation et la gestion des risques naturels notamment le risque sismique, dans une perspective intégrée de prévention, d'adaptation et de planification territoriale durable.

La conclusion générale vient refermer le cheminement de cette recherche, amorcé par la construction d'un cadre conceptuel et théorique solide, puis enrichi par l'exploration géologique, méthodologique et enfin sociétale du risque sismique dans la région d'étude (le bassin néogène continental Constantine-Mila). Elle répond directement à la problématique tracée au départ, en montrant comment la combinaison de l'analyse bibliométrique, de l'approche multi-méthodes sur l'aléa et de la modélisation de la vulnérabilité urbaine permet de proposer une lecture intégrée et novatrice du risque.

Les différents chapitres, articulés comme les pièces d'un même puzzle, ont permis d'aboutir à plusieurs contributions majeures. Sur le plan scientifique, la thèse a mis en évidence une carte néotectonique affinée et hiérarchisée des failles actives du région d'étude, validée par des méthodes indépendantes et complémentaires. Elle a également montré l'ampleur de l'urbanisation récente dans des zones à forte exposition, confirmant que la vulnérabilité sociale

et physique amplifie considérablement le danger. Enfin, la modélisation intégrée du risque et la confrontation avec les politiques d'aménagement révèlent les écarts entre la connaissance scientifique et la gestion institutionnelle. Ces apports se distinguent par leur double portée : théorique et opérationnelle. D'un côté, la thèse contribue à la compréhension des dynamiques néotectoniques en contexte de convergence et illustre la pertinence d'une approche interdisciplinaire alliant géodynamique, géomorphologie, géodésie et sciences sociales. De l'autre, elle produit des outils concrets – cartes d'aléa, cartes de risque, recommandations stratifiées ; directement mobilisables par les décideurs locaux et nationaux pour renforcer la résilience.

Comme tout travail scientifique, cette recherche comporte des limites, liées notamment à la résolution des données disponibles ou à la subjectivité partielle de certaines méthodes multicritères. Cependant, elle ouvre plusieurs perspectives prometteuses : le développement d'un observatoire permanent des déformations et des mouvements de terrain, l'application de l'approche à d'autres régions algériennes, et l'intégration plus poussée des dimensions sociales, notamment à travers des enquêtes de terrain.

Au-delà de ces limites méthodologiques, ce travail met également en évidence l'étendue du risque sismique, qui ne peut être réduit à une simple **entité géologique isolée**. **Le choix du bassin continental Constantine–Mila** comme terrain d'étude se justifie pleinement, car il constitue **une entité géographique** de grande ampleur où **l'intensité sismique** et l'exposition humaine se conjuguent pour accentuer **la vulnérabilité régionale**. L'analyse conduite dans ce cadre montre ainsi la nécessité de dépasser les approches purement locales ou strictement géologiques pour adopter une perspective régionale et intégrée, indispensable à une compréhension globale et à une gestion efficace du risque sismique. (L'analyse menée ici démontre ainsi la nécessité de considérer l'échelle régionale, et non uniquement locale ou purement géologique, pour comprendre et gérer les risques).

En définitive, cette thèse démontre que le risque sismique ne peut être compris qu'à travers une lecture intégrée des aléas naturels et des vulnérabilités humaines. Elle plaide pour une articulation plus forte entre la recherche scientifique et la décision publique, afin que les connaissances produites irriguent les stratégies d'aménagement et de prévention. Ce message de fond, à la fois scientifique et citoyen, constitue l'horizon de ce travail et ouvre sur les défis futurs : urbanisation rapide, changement climatique et nécessité de bâtir des territoires véritablement résilients.

DISCUSSION DES RESULTATS

Les résultats obtenus au cours de cette recherche apportent des éclairages significatifs sur la dynamique géomorphologique et géodynamique du bassin continental Constantine–Mila. Ils s’inscrivent dans une perspective renouvelée de la compréhension régionale des processus morphotectoniques, en s’appuyant sur une démarche intégrative, mêlant cartographie, analyse morphométrique, interprétation linéamentaire, et confrontation avec les données historiques et récentes.

L’élaboration de deux cartes hypsométriques (échelle 1/25 000) constitue une première avancée méthodologique importante. Ces documents offrent une représentation synthétique de la topographie régionale et permettent de déceler avec une clarté remarquable les déformations du modelé induites par les structures tectoniques. L’observation d’un alignement préférentiel des morpho-structures, notamment le long de la direction NE-SW, suggère une activité tectonique différenciée selon les directions structurales. Ces observations rejoignent les conclusions de plusieurs études régionales (Vila, 1979) tout en les actualisant à la lumière d’outils modernes de traitement des données topographiques.

Le réseau hydrographique, quant à lui, se révèle être un traceur efficace des structures tectoniques sous-jacentes. L’analyse morpho-linéamentaire a permis de confirmer l’origine tectonique de plusieurs discontinuités, certaines encore actives, et d’en cartographier l’extension au-delà des limites précédemment établies. Cette approche offre des perspectives prometteuses, notamment en hydrogéologie structurale, où la localisation des zones fracturées actives peut conditionner l’écoulement des eaux souterraines. Toutefois, la reconnaissance de linéaments reste en partie subjective et dépend fortement de l’expertise de l’analyste, ce qui appelle à une standardisation plus rigoureuse des critères de détection.

La confrontation des données cartographiques produites dans ce travail avec les cartes géologiques antérieures (notamment celles de Deleau, 1943, et de Vila et Coiffait, 1979) a mis en évidence un certain nombre d’imprécisions et d’incohérences, notamment concernant les limites de formations géologiques. Ces constats justifient pleinement la nécessité d’une mise à jour de la cartographie géologique de la région, en s’appuyant sur des techniques de géolocalisation moderne (GPS différentiel, SIG, imagerie satellite haute résolution) et des méthodes de datation géochronologique fiables.

Concernant la sismicité, cette étude ouvre une réflexion importante sur son rôle sous-jacent dans la configuration actuelle du relief. Bien que cette approche demeure exploratoire, elle alerte sur la nécessité de considérer les séismes même de faible magnitude comme des agents

structurants dans l'évolution morphologique de la région. La faible résolution temporelle des archives sismiques et l'absence de réseaux de surveillance densifiés limitent cependant la portée de ces conclusions, qui nécessitent des recherches approfondies à l'échelle microtectonique.

Les mouvements gravitaires de grande ampleur identifiés dans certaines zones critiques soulèvent également des interrogations fondamentales sur l'interaction entre la tectonique active, les caractéristiques lithologiques, et les dynamiques gravitaires. Leur étude reste encore fragmentaire et mériterait des investigations géotechniques spécifiques pour caractériser les volumes mobilisés, les interfaces de glissement et les mécanismes déclencheurs. Ces mouvements, en plus de leur intérêt scientifique, représentent un enjeu de premier ordre en matière de gestion des risques naturels.

Par ailleurs, certaines limites méthodologiques doivent être soulignées. L'interprétation des données aéromagnétiques, bien que cohérente avec les résultats d'autres techniques géophysiques, souffre d'une incertitude inhérente liée aux multiples corrections nécessaires sur les données brutes. De même, la résolution des images satellitaires utilisées atteint les limites de détection des micro-déformations et rend difficile une interprétation fine des indices morphotectoniques subtils.

Enfin, l'analyse topographique, bien qu'efficace pour identifier certaines anomalies morphologiques, ne permet pas à elle seule de quantifier avec précision les taux de soulèvement tectonique. Les hétérogénéités lithologiques, les variations climatiques, ainsi que l'absence de modèles érosifs adaptés aux différentes unités géologiques régionales, rendent très incertaines les estimations basées uniquement sur la morphologie du terrain.

En somme, les résultats obtenus dans le cadre de cette thèse constituent une contribution précieuse à la connaissance de la géodynamique du bassin continental Constantine–Mila. Ils offrent des pistes de recherche claires et des bases solides pour de futures études approfondies, tout en soulignant les limites actuelles des outils et méthodes disponibles.

L'approche intégrée adoptée ici, alliant observation de terrain, analyse cartographique, modélisation géomorphologique et confrontation critique avec les données antérieures, s'inscrit dans une démarche scientifique rigoureuse et ouvre la voie à une compréhension plus fine des processus tectoniques récents et de leurs implications sur le milieu physique régional.

RECOMMANDATIONS

Au regard des résultats obtenus et des limites identifiées, plusieurs recommandations peuvent être formulées en vue d'améliorer la connaissance géologique du bassin continental Constantine–Mila et, plus largement, du Nord de l'Algérie :

Élaboration d'une synthèse géologique unifiée ; Il est impératif de concevoir une synthèse régionale intégrée qui tienne compte des nouvelles données issues des études récentes. Une telle synthèse devra proposer une nomenclature géologique harmonisée, permettant de dépasser les disparités terminologiques héritées des travaux antérieurs. Cela facilitera la compréhension de la configuration géologique complexe de la région, favorisera la transmission pédagogique aux futures générations de géologues et permettra d'établir des corrélations fiables avec les chaînes alpines européennes.

Reprise et mise à jour des cartographies géologiques locales ; La révision complète des feuilles géologiques comme celle de Constantine 1/50 000 s'impose, notamment dans les secteurs où les données existantes sont lacunaires, imprécises ou obsolètes. Ces mises à jour sont fondamentales pour les études de néotectonique et constitueront une base solide pour toute démarche synthétique à l'échelle régionale.

Actualisation du fond topographique ; L'exploitation de données topographiques à haute résolution (notamment issues du LIDAR ou de levés drone) permettra de détecter avec précision les instabilités de versants et les microformes associées à l'activité tectonique récente.

Analyse différenciée des facteurs morphogéniques ; Il est recommandé de mener une étude spécifique sur la contribution relative des facteurs lithologiques, climatiques et hérités dans le modelé topographique. Une telle démarche permettra de mieux isoler les signaux tectoniques des signaux exogènes, améliorant ainsi l'interprétation des indices morphométriques.

Extension géographique des investigations ; L'étude devrait être étendue à des zones analogues à El Aria sur les plans lithologique et climatique, afin de calibrer et de valider les indicateurs néotectoniques développées. Ces comparaisons régionales renforceront la robustesse des résultats et faciliteront la modélisation des processus tectoniques récents.

Renforcement des approches géophysiques et de terrain ; La mise en œuvre d'investigations géophysiques lourdes (sismique réflexion, gravimétrie, tomographie électrique) combinée à des forages profonds permettrait de caractériser la structure interne des unités, de trancher sur la mobilité de l'unité néritique constantinoise, et de valider la nature active des structures mises en évidence cartographiquement.

Utilisation d'images satellites à très haute résolution ; L'exploitation de photographies satellites à résolution centimétrique (type Pléiades, WorldView-3, etc.) offrira un outil précieux pour une cartographie fine, continue et précise des failles actives, contribuant ainsi à une meilleure évaluation des aléas tectoniques.

Intégration des données morphostructurales dans les outils d'aménagement du territoire ; Les informations issues de l'analyse morpho structurale doivent impérativement être prises en compte dans les documents réglementaires d'aménagement tels que les Plans de Prévention des Risques (PPR), les Schémas de Cohérence Territoriale (SCOT) et les Plans Locaux d'Urbanisme (PLU). Une meilleure intégration des structures actives, des zones instables et des indices de néotectonique permettrait non seulement d'optimiser la planification urbaine, mais aussi de réduire la vulnérabilité des populations face aux aléas naturels (glissements de terrain, séismes, effondrements karstiques, etc.).

Sensibilisation et formation des acteurs territoriaux ; Une stratégie de sensibilisation ciblée et de formation continue des acteurs locaux notamment les collectivités territoriales, les urbanistes, les ingénieurs de terrain et même les citoyens — est vivement recommandée. Cette démarche vise à leur transmettre les fondamentaux de la lecture géomorphologique des paysages, à identifier les signaux précurseurs d'instabilités, et à promouvoir une culture du risque fondée sur la connaissance scientifique. Une telle action contribuerait à une gouvernance territoriale plus éclairée et résiliente.

Valorisation hydrogéologique des structures géologiques ; Il serait également pertinent d'approfondir l'étude des liens entre les structures géologiques identifiées et les réservoirs aquifères. Cette orientation permettrait d'améliorer la gestion intégrée et durable des ressources en eau souterraine, notamment dans les zones karstiques et fracturées, où les structures tectoniques jouent un rôle déterminant dans la circulation et le stockage de l'eau. Une meilleure connaissance des relations entre géologie structurale et hydrogéologie est cruciale dans le contexte actuel de stress hydrique croissant.

BIBLIOGRAPHIE

- Abacha, I., 2015.** Étude de la sismicité de la région Nord-Est de l'Algérie. Ph.D. thesis, Université Ferhat Abbas Sétif 1. Available at: <http://dspace.univ-setif.dz:8888/jspui/handle/123456789/1802>
- Abidi, O., Inoubli, M.H., Sebei, K., Amiri, A., Boussiga, H., Nasr, I.H., Salem, A. and Elabed, M., 2016.** Geodynamic evolution of Northeastern Tunisia during the Maastrichtian–Paleocene time: Insights from integrated seismic stratigraphic analysis. *Surveys in Geophysics*, 38, pp.617–649.
- Adger, W.N., 2000.** Social and ecological resilience: Are they related? *Progress in Human Geography*, 24(3), pp.347–364. <https://doi.org/10.1191/030913200701540465>
- Adger, W.N., 2006.** Vulnerability. *Global Environmental Change*, 16(3), pp.268–281. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2006.02.006>
- Affian, K., 1986.** Incidence réciproque des structures océaniques et continentales sur l'évolution du domaine Ouest africain (Golfe de Guinée et Cote d'Ivoire méridionale): Analyse morphostructurale. Ph.D. thesis, Université de Bordeaux I.
- Aïté, M.O. and Gélard, J.P., 1997.** Distension néogène post-collisionnelle sur le transect de Grande Kabylie (Algérie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168, pp.423–436.
- Ajmlan, H.A., Ahmed, A., Rahman, M.M. and Chowdhury, M.T., 2023.** Global research trends on disaster resilience in civil engineering: A bibliometric analysis. *International Journal of Disaster Risk Reduction*, 86, 103664. <https://doi.org/10.1016/j.ijdrr.2023.103664>
- Alexandrescu, M., Gibert, D., Hulot, G., Le Mouël, J.-L. and Saracco, G., 1996.** Worldwide wavelet analysis of geomagnetic jerks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 101(B10), pp.21975–21994.
- Alquier, J.P., 1929.** Le Chettaba et les grottes à inscriptions latines du Chettaba et du Taya, Constantine. Constantine : Paulette et fils.
- Allen, P.A. and Allen, J.R., 2013.** Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment. 3rd ed. Chichester: Wiley-Blackwell.
- Amirèche, H. (1994).** *Formes et processus érosifs dans le Tell nord-constantinois : Cas des bassins des oueds Kotton et Fessa (Algérie)*. *Méditerranée*, 80(3–4), 41–50.
- Aeroservice Corporation, 1975.** Aero-magneto-spectrometric survey of Algeria: Final report. Houston and Philadelphia : Aeroservice Corp. (3 volumes).
- Aris, Y., 1994.** Étude tectonique et microtectonique des séries jurassiques à plioquaternaires du Constantinois central (Algérie nord-orientale) : Caractérisation des différentes phases de déformations. Ph.D. thesis, Université Nancy I.
- Asfirane-Haddadj, F. and Galdeano, A., 2000.** L'utilisation de la déconvolution d'Euler et du signal analytique pour la localisation des sources magnétiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 171, pp.77–81.
- Ayadi, A., Bezzeghoud, M., Benhallou, H. and Rigo, A., 2003.** Seismicity and tectonics in Northern Algeria: Seismotectonic synthesis. *Journal of Seismology*, 7(4), pp.399–414. <https://doi.org/10.1023/B:JOSE.0000005715.91852.71>
- Barbosa, V.C.F., João, B.C. & Medeiros, W.E., 1999.** Stability analysis and improvement of structural index estimation in Euler deconvolution. *Geophysics*, 64, pp.48–60.
- Barongo, J.O., 1984.** Euler's differential equation and identification of the magnetic point-pole and point-dipole source. *Geophysics*, 49, pp.1549–1553.
- Barracough, D.R., 1987.** International geomagnetic reference field – The fourth generation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 48, pp.279–292.
- Beauducel, F., Briole, P. & Froger, J.-L., 2000.** Volcano-wide fringes in ERS synthetic aperture radar interferograms of Etna (1992–1998): Deformation or tropospheric effect? *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B7), pp.16391–16402.

- Beck, U., 2001.** La société du risque : Sur la voie d'une autre modernité. Paris : Flammarion.
- Bellon, H. et al., 1977. L'activité éruptive dans l'algérois : Nouvelles données géochronologiques. *Géologie Méditerranéenne*, 4(4), pp.291–298.
- Benabbas, C., 2006.** Evolution mio-plio-quadernaire des bassins continentaux de l'Algérie nord-orientale : Apport de la photogéologie et analyse morphostructurale. Doctoral dissertation. Université de Mentouri, Constantine, Algérie.
- Benfedda, A., Bougrine, A., Yelles-Chaouche, A.K. & Benouar, D., 2021.** The Mw 6.0 Béjaia earthquake (northeast Algeria) of March 18, 2021: Seismotectonics and coseismic deformation. *Journal of Seismology*, 25(5), pp.1189–1206. <https://doi.org/10.1007/s10950-021-10011-z>
- Benfedda, A., Serkhane, A., Bouhadad, Y., Slimani, A., Abbouda, M. and Bourenane, H., 2021.** The main events of the July–August 2020 Mila (NE Algeria) seismic sequence and the triggered landslides. *Arabian Journal of Geosciences*, 14, 1083. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-08301-x>
- Benhallou, H., 1985.** Les catastrophes sismiques de la région d'Echéliff dans le contexte de la sismicité historique de l'Algérie. Doctoral dissertation. Université d'Alger, Algérie.
- Bendjama H., Yelles-Chaouche A., Boulahia O., Abacha I., Mohammedi Y., Beldjoudi H., Rahmani S., and Belheouane O. 2020.** The March 2017 earthquake sequence along the E-W Wtrending Mcid Aïcha-Debbagh Fault, northeast Algeria *Geosciences Journal* 2020. <https://doi.org/10.1007/s12303-020-0059-y>.
- Bezzeghoud M., Ayadi A., Sebaï A., Aït Messaoud A., Mokrane A. et Benhallou, H., 1996.** Seismicity of Algeria between 1365 and 1989: Map of maximum observed intensities (MOI), in *Advances en Geofísica y Geodesia*, Vol. 1, IGN, Madrid, Spain, 107–114.
- Bhattacharyya, B.K., 1969.** Bicubic spline interpolation as a method for treatment of potential field data. *Geophysics*, 34(3), pp.402–423.
- Biju-Duval, B., Rivereau, J.C. & Lopez, N., 1976.** Esquisse photogéologique du domaine Méditerranéen : Grands traits structuraux à partir des images du satellite Landsat1. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 31(3), pp.365–400.
- Blakely, R.J., & Simpson, R.W., 1986.** Approximating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies. *Geophysics* 51, 1494–1498.
- Blès, J.L. & Fleury, J.J., 1978.** Notice explicative de la carte géologique au 1/50 000, Morsott (178). Alger : Service de la Carte Géologique de l'Algérie.
- Boubaya, D., 2006.** Etude géophysique multiméthode du Nord-Est Algérien. Thèse de magister. Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene.
- Boubaya, D., Allek, K. & Hamoudi, M., 2011.** Is there a hidden near surface salt diapir in the Guelma Basin, north-east of Algeria? *Journal of Applied Geophysics*, 73(4), pp.348–356.
- Boudiaf, A., Philip, H. & Ritz, J., 1999.** Découverte d'un chevauchement d'âge quadernaire au Sud de la Grande Kabylie (Algérie). *Geodynamica Acta*, 12(2), pp.71–80.
- Bouillin, J.P., 1979.** La transversale de Collo et d'El Milia (petite Kabylie): Une région clef pour l'interprétation de la tectonique alpine de la chaîne littorale d'Algérie. *Mémoires de la Société Géologique de France, Nouvelle Série*, 57(135), pp.1–84.
- Bouillin, J.P., 1986.** Le bassin maghrébin : Une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8e série, 2(4), pp.547–558.
- Bouillin, J.P., Kornprobst, J. & Raoult, J.F., 1976.** Données préliminaires sur le complexe volcano-sédimentaire de Rekkada Metletine en petite Kabylie (Algérie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7e série, 19, pp.805–813.
- Bournas, N., 2001.** Interprétation des données aérogéophysiques acquises au-dessus du Hoggar oriental. Doctoral dissertation. USTHB, Alger.
- Bournas, N. et al., 2003.** Interpretation of the aeromagnetic map of the Eastern Hoggar (Algérie), using Euler deconvolution, analytic signal and local wavenumber methods. *Journal of African Earth Sciences*, 37, pp.191–205.

- Bournas, N. et al., 2022.** The August 7, 2020 (Mw 4.9) Mila earthquake (northeastern Algeria): Evidence for reverse faulting from focal mechanism and InSAR analysis. *Journal of African Earth Sciences*, 187, p.104456.
- Bourguignat, J.R., 1867–1870.** *Annales des Sciences Naturelles ; Souvenirs d'une exploration scientifique dans le nord de l'Afrique.*
- Bracène, R., 2001.** Géodynamique du Nord de l'Algérie : Impact sur l'exploration pétrolière. Doctoral dissertation. Université de Cergy Pontoise
- Bracène, R. & Frizon de Lamotte, D., 2002.** The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria: From rifting to Cenozoic–Quaternary inversion. *Tectonophysics*, 357, pp.207–226.
- Brando, P.M. et al., 2020.** Climate change and land-use intensification drive fire occurrence and impacts in Amazonia. *Science Advances*, 6(7), eaaz5213. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaz5213>
- Bravard, J.-P. & Petit, F., 2000.** *Les cours d'eau : Dynamique du système fluvial.* Paris: Armand Colin.
- Brice, J.C., 1964.** Channel patterns and terraces of the Loup River in Nebraska. (U.S. Geological Survey Professional Paper 422-D). U.S. Geological Survey.
- Broadus, R.N., 1987.** The literature of bibliometrics, scientometrics, and informetrics. *Scientometrics*, 12(5–6), pp.373–379.
- Burbank, D.W. & Anderson, R.S., 2011.** *Tectonic geomorphology.* 2nd ed. Chichester: Wiley-Blackwell.
- Burgmann, R., Rosen, P.A. & Fielding, E.J., 2000.** Synthetic aperture radar interferometry to measure Earth's surface topography and its deformation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28(1), pp.169–209.
- Burrus, J., 1984.** Contribution to a geodynamic synthesis of the Provençal Basin (North-Western Mediterranean). *Marine Geology*, 55(3–4), pp.247–269.
- Carminati, E., Wortel, M.J.R., Spakman, W. & Sabadini, R. (1998)** The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 160(3-4), pp.651-665.
- Casula, S., Shmukler, B.E., Wilhelm, S., Stuart-Tilley, A.K., Su, W., Chernova, M.N., Brugnara, C. & Alper, S.L. (2001)** A dominant negative mutant of the KCC1K-Cl cotransporter: both N-and C-terminal cytoplasmic domains are required for K-Cl cotransport activity. *J. Biol. Chem*, 276, pp.41870-41878.
- Cavalié, O., Doin, M.P., Lasserre, C. & Briole, P. (2007)** Ground motion measurement in the lake mead area, nevada, by differential synthetic aperture radar interferometry time series analysis: Probing the lithosphere rheological structure. *J. Geophys. Res.*, 112(B3), B03403.
- CHADI, M. (1991)** Etude géologique de monts de Ain Mila (Algérie orientale). Thèse de Doctorat de l'Université de Nancy1, 191p.
- Chadi, M. (2004)** Cadre géologique et structural des séries crétacées néritiques du constantinois (Est-Algérien). Thèse de doctorat d'état, Univ. Constantine, 219 p.
- Champenois, J., Fruneau, B., Pathier, E., Lin, K.-C. & Hu, J.C. (2001)** Monitoring of interseismic creep of the longitudinal valley fault (eastern taiwan) using persistent scatterer insar with alos alsar data.
- Champion, C., Bellier, O. & Terrier, M. (2001)** Synthèse des méthodes morphostructurale utilisées pour l'analyse des failles actives. *Rapport BRGM/RP-51353-FR*.
- Carretier, S., Nivière, B. & Winter, Th. (2006)** Do River profiles record along-stream variations of low uplift rate? *Journal of Geophysical Research*, 111, F02024. <https://doi.org/10.1029/2005JF000419>.

- Cherchi, A. & Montadert, L.** (1982) Oligo - Miocene rift of Sardinia and the early history of the Western Mediterranean basin. *Nature*, 298, pp.736-739.
- Chouabi, A.** (1987) Etude géologique de la région de Hammam N'Bails (SE de Guelma, Constantine, Algérie). Thèse sciences, Univ. Toulouse, 123p.
- Choukroune, P., Roure, F., Pinet, B. & Ecors Pyrenees Team** (1990) Main results of the ECORS Pyrenees profile. *Tectonophysics*, 173(1-4), pp.411-423.
- Coiffait, P.E. & Vila, J.M.** (1977) *Carte géologique de l'Algérie au 1/50.000 feuille d'El Aria avec notice explicative*.
- Coiffait, P.E.** (1992) Un bassin post-nappe dans son cadre structural l'exemple du bassin de Constantine (Algérie Nord Orientale). Thèse Sciences, Nancy I.P.502.
- Coiffait, P.E. & Vila, J.M.** (1979) *Carte géologique de l'Algérie au 1/50.000 feuille d'El Aria avec notice explicative*.
- Collina-Girard, J. & Griboulard, R.** (1990) La structuration profonde du plateau de Valensole (Alpes). Apport des analyses des réseaux d'entailles et des surfaces topographiques. *Géol. Médit.*, XVII, n°2, pp.153-171.
- Collinson, D.W.** (1983) *Methods in Rock Magnetism and Palaeomagnetism*. Chapman and Hall.
- Courtilot, V., Ducruix, J. & Le Mouël, J.-L.** (1978) Sure une accélération récente de la variation seculaire du champ magnétique terrestre. *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences*, 287, D, pp.1095-1098.
- Cox, R.T., Van Arsdale, R.B. & Harris, J.B.** (2001) Identification of possible Quaternary deformation in the north-eastern Mississippi Embayment using quantitative geomorphic analysis of drainage-basin asymmetry. *Geological Society of America Bulletin*, 113(5), pp.615-624.
- Cox, R.T.** (1994) Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. *Geological Society of America Bulletin*, 106, pp.571-581.
- Coburn, A.W. and Spence, R.J.S., 2002.** *Earthquake protection*. 2nd ed. Chichester: Wiley.
- Congalton, R.G. and Green, K., 2008.** *Assessing the accuracy of remotely sensed data: principles and practices*. 2nd ed. Boca Raton: CRC Press.
- Crouse, C.B., McGuire, J.W., Silva, W.J. and Pezeshk, S., 2015.** Ground motion modeling in the Eastern United States. *Earthquake Spectra*, 31(1), pp.91-110.
- Dareste, J. de la Chavanne** (1908) Sur la classification des terrains tertiaires de la région de Guelma (Algérie). *C. R. Ac. Sc.*, CXLVII, p.280.
- Dareste, J. de la Chavanne** (1910) Thèse, La région de Guelma ; étude spéciale des terrains tertiaires.
- Dai, F.C., Lee, C.F. and Ngai, Y.Y., 2002.** Landslide risk assessment and management: an overview. *Engineering Geology*, 64(1), pp.65-87.
- Demoulin, A.** (1998) Testing the tectonic significance of some parameters of longitudinal river profiles: the case of the Ardenne (Belgium, NW Europe). *Geomorphology*, 24, pp.189-208.
- Deffontaines, B.** (1990) Développement d'une méthodologie morphotectonique. Analyse des surfaces enveloppes du réseau hydrographique et des MNT. Thèse Université Paris 6, 225 p.
- Deffontaines, B., Lee, J.-C., Angelier, J., Carvalho, J. & Rudant, J.-P.** (1994) New geomorphic data on the active Taiwan orogen : a multisource approach. *J. Geo. Research*, 99, B10, pp.20243-20266.
- Delacourt, C., Briole, P. & Achache, J.A.** (1998) Tropospheric corrections of sar interferograms with strong topography. application to etna. *Geophys. Res. Lett.*, 25(15), pp.2849-2852.

- Delcaillau, B., Deffontaines, B., Floissac, L., Angelier, J., Deramond, J., Souquet, P., Chu, H.T. & Lee, J.F.** (1998) Morphotectonic evidence from lateral propagation of an active frontal fold; Pakuashan anticline, foothills of Taiwan. *Geomorphology*, 24, pp.263-290.
- Deleau, P.** (1935) Sur les facies du Crétacé inférieur de la région de Hammam Meskoutine (Constantine). *C. R. Ac. Sc.*, CC, 3 juin, pp.1959-1961.
- Deleau, P.** (1935) Rôle paléogéographique de la chaîne Numidique et de chaîne Kef Hahouner-Debar pendant l'Eocène inférieur. *C. R. S. G. F.*, n°12, 17 juin, pp.167-168.
- Deleau, P.** (1935) La chaîne Numidique et ses relations avec chaîne calcaire Kef Hahouner-Debar (département de Constantine). *C. R. S. G. F.*, n°13, 4 novembre, pp.202-204.
- Deleau, P.** (1937) *Carte géologique au 1/50 000, feuille de Hammam Meskoutine, Serv. Carte Geol, Algérie, not. Expl. Détaillée*.
- Deleau, P.** (1938) Etude géologique des régions de Jemmapes « Hammam Meskoutine » et du col des oliviers. *Ibid* (2), N°14, T.1, 55P, Alger.
- Delteil, J.** (1974) Tectonique de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du tell oranais oriental (Monts
- Delteil J.** 1974 : Tectonique de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du tell oranais oriental (Monts de la Mina, Beni Chougrane, Dahra). Thèse Sc. Univ. Nice, 294 pp., 117 fig.
- Demargne J. C., 2001** : Qualité des modèles numériques de terrain pour l'hydrologie. Application à la caractérisation du régime de crues des bassins versants. Sciences de l'environnement. Doctorat Sciences de l'Information Géographique, Université de Marne la Vallée.
- Dentith, M., et Mudge, S., 2014**: Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist. Cambridge University Press. Cambridge CB2 8BS, United Kingdom.
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I.M., Geysant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.-C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.-P. and Biju-Duval, B., 1986**: Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias, *Tectonophysics*, 123, 241-315.
- Devoti R., Luceri V., Sciarretta C., Bianco G., Di Donato G., Vermeersen L. L. A. and Sabadini R., 2001**: The SLR secular gravity variations and their impact on the inference of mantle rheology and lithospheric thickness. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 855- 858.
- Dewey, J.F., Helman, M, Turco, E., Hutton, D., and Knott, S., 1989**: Kinematics of the western Mediterranean, in *Alpine tectonics*, edited by M. Coward, D. Dietrich and R. Park, pp. 265-283, Geol. Soc. of London, London.
- Doglioni C., Gueguen E., Sàbat F., and Fernandez M., 1997**: The Western Mediterranean extensional basins and the Alpine orogen, *Terra Nova*, 9(3), 109-112.
- Domzig A., 2006** : Déformation active et récente, et structuration tectonosédimentaire de la marge sous-marine algérienne. Thèse de Doctorat-Université de Bretagne Occidentale, 343p.
- Dozet, S. et al., 1985** : Carte géologique de l'Algérie au 1/50 000, feuille (150) : El-Aouinet, Rudis, Inst. Nat. de cartographie, Alger.
- Durand Delga M., 1969** : Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, N. S., Bull. n°39, pp 89-131, 9 fig.
- Durozoy G., 1956** : Carte géologique de l'Algérie, feuille 1/50 000 de Tébessa, n° 206. Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, Alger.

El Dawi M. G., Liu Tianyou, Shi Hui and Luo Dapeng, 2004: Depth Estimation of 2-D magnetic anomalous sources by using Euler deconvolution method, *American Journal of Applied Sciences* 1 (3), 209–214.

El Kadiri K., El Kadiri K.-E. et Rahouti A. 2003 : Sédimentologie et ichnologie des calciturbidites du Crétacé supérieur –Oligocène inférieur de la série maurétanienne (nappe des Béni Ider, Rif septentrional, Maroc) : implications paléogéographiques. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre, n° 25, 73-91.*

Ergunay, O., 2007. Disaster management and seismic vulnerability in Turkey. *Disaster Prevention and Management*, 16(1), pp.51-61.

Evans, I. S. 1972: General Geomorphometry, Derivatives of Altitude, and Descriptive Statistics. In *Spatial Analysis in Geomorphology*; Chorley, R.J., Ed.; Methuen & Co., Ltd.: London, UK, pp. 17–90.

Farah A. S., 1991 : Etude du comportement hydro chimique d'un Oued en zone méditerranéenne semi-aride d'Afrique du Nord et de ses causes naturelles et anthropiques : l'Oued Rhumel, Constantinois Algérie. Thèse de Doctorat. Université d'Orléans. France.

Fenet B., Macoin P. et Magné J. 1969 : Mise en évidence d'une phase intra-lutétienne dans l'unité de Sidi el Hadri (Monts du Tessala, Algérie occidentale). *B11/l. oc. géol. Fr., (7), t. XI, p. 904-908, 1 fig.*

Fielding, E., Isacks B. L., Barazangiet M. and Duncan C. 1994: How flat is Tibet? *Geology* 22: 163-167.

Font, M. 2002 : Signature géomorphologique des déformations en domaine intraplaque : applications à la Normandie. *Terre solide et enveloppe superficielle. Caen, Caen: 444.*

FAO, 2012. Forestry paper: Guidelines for land-use planning. Rome: Food and Agriculture Organization of the United Nations.

Fan, X., Scaringi, G., Korup, O. and West, A.J., 2019. Earthquake-induced chains of geologic hazards. *Nature Reviews Earth & Environment*, 1, pp.26-39.

Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R., and Mercier, E., 2000: The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean, *Tectonics*, 19, 740-761.

Gaffin S. 1987: Ridge volume dependence on seafloor generation rate and inversion using long term sea-level changes. *Am. J. Sci.*, 287, 596-611.

Garrote J., Cox R. T., Swann C., and Ellis M., 2006: Tectonic geomorphology of the southeastern Mississippi Embayment in northern Mississippi, USA, *Geological Society of America Bulletin*, vol. 118, p. 1160-1170.

Garrote J., Heydt G. G., and Cox R. T., 2008: Multi-stream order analyses in basin asymmetry: A tool to discriminate the influence of neotectonics in fluvial landscape development (Madrid Basin, Central Spain), *Geomorphology*, vol. 102, p. 130-144.

Goldrick G., and Bishop P., 2007: Regional analysis of bedrock stream long profiles: evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form), *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 32, p. 649-671.

Goldstein, R. 1995: Atmospheric limitations to repeat-track radar interferometry. *Geophys. Res. Lett.*, 22(18), 2517–2520.

- Griboulard R. 1980** : Relation entre morphologie, tectonique et lithologie dans le domaine côtier et sous-marin de la meseta septentrionale Marocaine, Thèse 3 cycle, Bordeaux I.
- Groune D. 2019** : Application des Filtres Numériques aux Données Aérogéophysiques pour la Délimitation des Indices Uranifères dans le Hoggar Occidental. Thèse de Doctorat. Université M'hamed Bougara – Boumerdes. Pp.190.
- Grohmann, C.H., 2004**: Morphometric analysis in Geographic Information Systems: applications of free software GRASS and R. *Computers & Geosciences*, 30:1055-1067. DOI : 10.1016/j.cageo.2004.08.002
- Guardia P. 1975** : Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Ora-nie nord-occidentale. Thèse Sc., Nice : 289 p.
- Guellal S. Kazi Tani N., Sigal J., et Vila J. M.** : Permis d'Ain Reggada, rapport interne. (BEICIP BEICIPSONATRACH), 19 fig., 27 pl. 167p.
- Guellal S., Kazi Tani N., Lahondère J.-C., Sigal J., et Vila J. M. 1978** : Les formations de type péni-tellien dans l'Est de l'Algérie ; Faciès, position structurale et paléogéographie. *B.S.H.N.Afr.Nord.T.68. Fasc.1-2. PP.101-112.Alger.*
- Guiraud R., 1973** : Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. Thèse Sc. Univ. Nice, 270p.114 fig.12 pl.h.t.
- Guzzetti, F., Carrara, A., Cardinali, M. and Reichenbach, P., 1999.** Landslide hazard evaluation: a review of current techniques. *Geomorphology*, 31(1-4), pp.181-216.
- Hack, J. T. 1973**: Stream-profile analysis and stream-gradient index." *Jour. Research U.S. Geol. Survey* 1, 4: 421-429.
- Hallam A. and Wignall P.B. 1999**: Mass extinctions and sea-level changes. *Earth Sci. Rev.*, 48, 217–250.
- Hanssen R. 2001**: Radar interferometry: Data interpretation and error analysis. PhD thesis.
- Harbi A. Maouche S. Ayadi A. 1999**: Neotectonic and associate seismicity in the eastern Tellian. *Atlas of Algeria. J. Seismolog* 3(1):95–104.
- Harbi A., Sebaï M., Benmedjber F., Ousadou Y., Rouchiche A., Grigahcene, D., Aïni S., Bourouis S., Maouche A., Ayadi A. 2015**: The Algerian homogenized macroseismic database (267–1989): a deeper insight into the Algerian historical seismicity. *Seismol Res Lett* 86(6):1705–1716.
- Heller P.L. and Angevine Ch.L. 1985**: Sea-level cycles during the growth of Atlantic-type oceans. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 75, 417-426.
- Hobbs W.H. 1904**: Lineaments of the Atlantic Border Region. *Geological Society. American Bulletin*, 15, 483-506.
- Holbrook J. and Schumm S. A. 1999**: Geomorphic and sedimentary réponse of rivers to active deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancien settings. *Tectonophysics*, 305,287-306.
- Hood J.P., 1965**: Gradient measurements in aeromagnetic surveying, *Geophysics*, 30. 891-902.
- Horton R. E., 1932**: Drainage-basin characteristics doi.org/10.1029/TR013i001p00350
- Horton R.E., 1945**: Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bull. Geol. Soc. Am., New York*, 56 275- 370.

- Howard A. D. 1967:** Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, Tulsa, 51 (11) 2246-3428.
- Hung, L.Q., Batelaan, O., and De Smedt, F. 2005:** Lineament extraction and analysis, comparison of LANDSAT ETM and ASTER imagery. Case study: Suoimuoi tropical karst catchment, Vietnam. In *Remote sensing for environmental monitoring, GIS applications, and geology* Vol. 5983, pp. 59830T1-59830T12.
- Hurtrez J-E., Lucazeau F. and Avouac J. 1997:** Investigation of the relationships between basin morphology, tectonic uplift, and denudation from study of an active fold belt in the Siwalik Hills, central Nepal. *J. Geo. Research.*, 104, B6, 12779-12796.
- Ichim I., I., Bătuță D., Rădoane M., Duma D. 1989:** Morfologia și dinamica albiilor de râu, Editura Tehnică, București, 408p.
- Jenkyns H.C. 1988:** The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary and geochemical evidences. *Am. J. Sci.*, 288, 101-151.
- Johansson, M., Braakenburg, N.E., Stow, D.A.V., Faugeres J. C., 1998:** Deep-water massive sands: Facies, processes and channel geometry in the Numidian flysch, Sicily, *Sediment.Geol.*, 115, 233-266.
- Joleaud L. 1914 :** Hammam Meskoutine. *B. S. G. F.*, 4^e série, XIV, p. 423.
- Julian M. et Vernet M., 1988 :** Segments orientés du réseau hydrographique des Alpes-Maritimes, linéaments et tectonique. *Mappe monde* 88/3.
- Kaminsky, F., Romanko, Y., Kolesnikov, S., Salkhi, M., 1993:** Lamproites of northern Algeria. *International Geology Review* 35, 235–252 (translated from: *Izvestiya Akademii Nauk SSSR. Seriya Geologicheskaya*, 1992, issue 10, pp. 56–71).
- Kats I G., et Poletaev V. I., 1986 :** Les bases de la tectonique Linéament aire. Ed. Nedra. 149p.
- Kazi-Tani N., 1986 :** Evolution géodynamique de la bordure Nord-Africaine Le domaine intra plaque nord orientale. Approche méga séquentielle. Thèse.Sc.Univ. Pau. Et des pays de l'Adour. 886p.
- Keating P., and Sailhac, P., 2004:** Use of the analytic signal to identify magnetic anomalies du to kimberlite pipes, *Geophysics*, 69:180-190.
- Keller, E. A. and N. Pinter 1996:** Active tectonics: earthquakes, uplift, and landscape, Prentice Hall, 338 pp.
- Keller, E. A., Gurrola L. and Tierney T. E. 1999:** Geomorphic criteria to determine direction of lateral propagation of reverse faulting and folding. *Geology* 27: 515-518.
- Kennelly P. J. and Stewart A. J. 2006:** A uniform sky illumination model to enhance shading of terrain and urban areas. *Cartography and Geographic Information Science*, Vol. 33, No. 1, 2006, pp. 21-36.
- Khiari, A. (1991).** Étude comparative des structures du Nord-Est des Maghrébides et du Sud-Est du Caucase d'après les données des images satellites. Thèse de doctorat, Université Lomonossov, Moscou, 196 p.
- Kirby, E. and K. Whipple 2001:** Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology* 29 : 415-418.
- Kostenko N. P., 1972 :** La déformation dans les reliefs orogéniques. Edition Nedra, Moscou, 320p.

- Kuscser, D., Dozet S., Dular T., Orehek S. and Znidarcic M. 1985** : Carte Géologique de l'Algérie au 1/50 000, feuille 177, La Meskiana. Inst. National de Cartographie, Alger.
- Kafy, A.A., Al Rakib, A., Akter, K.S., Rahaman, Z.A., Sattar, G.S. and Faisal, A.A., 2020b.** Impact of vegetation cover loss on surface temperature and carbon emission in a fastest-growing city, Cumilla, Bangladesh. *Building and Environment*, 177, 106906.
- Kafy, A.A., Rahman, M.S., Hasan, M.M. and Islam, M., 2021.** Modelling future land use land cover changes and their impacts on land surface temperatures in Rajshahi, Bangladesh. *Remote Sensing Applications: Society and Environment*, 24, 100588.
- Keefer, D.K., 1984.** Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95(4), pp.406-421.
- Koike, K., Nagano, S. and Kawaba, K., 1998.** Construction and analysis of interpreted fracture planes through combination of satellite-image derived lineaments and digital elevation model data. *Computers & Geosciences*, 24(6), pp.573-583.
- Larue J.-P. et R. Étienne, 2011** : Contribution à l'étude des liaisons Loire-Seine : mise en évidence par l'étude des minéraux lourds de l'antécédence de la Loire en Sologne (Bassin parisien, France), *Physio-Géo, Géographie Physique et Environnement*, vol.5, p. 269-292.
- Larue J.-P. et R. Étienne, 2014** : Évolution quaternaire de la ligne de partage des eaux entre les bassins de la Seine et de la Loire, du Perche à la Puisaye : hydrographie, structure et tectonique. *Norois* 2014, <http://noiris.revues.org/5044>.
- Langbein W. B., 1964:** Profiles of rivers of uniform discharge, *United States Geological Survey Professional Paper 501 B*, p. 119-122.
- Laaziz O. 2009** : Etude géologique, sédimentologique et analyse structurale du Rocher de Constantine-Djebel Kellal. Thèse de Magister, Université de Tébessa, Algérie, 145p.
- Lacomblez, P. et Cornet M., 1973** : Méthodes Aéroportées, (rapport) Colloque de Géophysique Minière, revue de la société de l'industrie minière, Compagnie Générale de Géophysique, Mai 1973, pages : 29-34.
- Laghoug M. Y. 2014** : Etude des lamproïtes du Nord-Est algérien. Mémoire de Magister. UNIVERSITE SETIF 1. p. 194.
- Lahondere J. C. 1983** : La série ultra tellienne d'Algérie Nord orientale et les formations environnantes dans leur cadre structural. Thèse Sci Univ. Paul Sabatier Toulouse 242 p.
- Lahondere J.C. 1987** : Les séries ultratelliennes d'Algérie Nord orientale et les formations environnantes dans leur cadre structural. Thèse-es-sciences. Toulouse.
- Larroque et Virieux 2001** : *Physique de la terre solide, Observations et théories*, Edition Gordon and Breach. P. 362.
- Laville A., Pique A., Amrhar M. and Charroud M. 2004:** A restatement of the Mesozoic Atlasic Rifting (Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 38, 145-153.
- Latham, J., Cumani, R., Rosati, I. and Bloise, M., 2002.** *Global land cover (GLC-SHARE) database beta-release version 1.0.* Rome: FAO.
- Lu, D. and Weng, Q., 2007.** A survey of image classification methods and techniques for improving classification performance. *International Journal of Remote Sensing*, 28(5), pp.823-870.
- Le Mouël J. L., 1976** : *Traité de géophysique interne*, Masson Paris.

- Le Mouël, J. L., 1969** : Sur la distribution des éléments magnétiques de France. Thèse de Doctorat, Paris VII, 154p.
- Le Pichon, X., Bergerat, F., et Roulet, M.J., 1988**: Plate kinematics and Tectonics leading to the Alpine belt formation; a new analysis. Geological Society of America Bulletin, 218, 111-132.
- Leikine M. 1971** : Etude géologique des Babors occidentaux (Algérie), Thèse Sci Unive. Paris.
- Leopold et Wolman 1957**: River Channel Patterns: Braided, Meandering, and Straight. GEOLOGICAL SURVEY PROFESSIONAL PAPER 282 - B.
- Leopold, Wolman et Miller 1964**: Chronic Misapplication of the Relationship Between Magnitude and Frequency in Geomorphic Processes, as Illustrated in Fluvial Processes in Geomorphology. San Francisco 522 W. H.
- Leprince S., Ayoub F., Avouac J.-P. and Barbot S. 2007**: Automatic and Precise Orthorectification, Coregistration, and Subpixel Correlation of Satellite Images, Application to Ground Deformation Measurements. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing Volume: 45, Issue: 6. pp. 1529 - 1558.
- Maitre, H. 2001** : Traitement des Images de RSO. Paris: HERMES Science Publications.
- Maouche, S., Abtout A., Merabet N.-E., Aïfa T., Lamali A., Bouyahiaoui B., Bougchiche S., and Ayache M. 2013**: Tectonic and hydrothermal activities in Debagh, Guelma Basin (Algeria). Journal of Geological Research. <https://doi.org/10.1155/2013/409475>
- Marmi R., 1995** : Les bassins continentaux de l'avant-pays de la chaîne alpine d'Algérie nord orientale. Etudes stratigraphiques, sédimentaires, structurales et géochimiques. Thèse de Doctorat de l'université Henri Poincaré, Nancy1, 283p.
- Marre A., 1992** : Le Tell oriental algérien. 2 tomes, OPU, Alger. 624 p.
- Marson I., et Klingele E. E., 1993**: Advantages of using the vertical gradient of gravity for 3-D interpretation. Geophysics, 58, 1588-1595.
- Masce, G., Tricart P., Bouillin J.-P. and Torelli L. 2001**: Evolution of the Sardinia Channel (Western Mediterranean): new constraints from a diving survey on Cornacya seamount off SE Sardinia. Marine Geology, 179(3-4), 179-201.
- Masce, G., et Tricart, P., 2001** : Les escarpements sous-marins du canal de Sardaigne : réamincissement crustal et extension tardi-orogénique, premier stade d'une ouverture arrièrearc. Résultats des campagnes de plongées Cyana: SARCYA et SARTUCYA. Mém.Géol. Alpine, 32, 202p.
- Massonnet, D. and Feigl, K. L. 1998**: Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface. Rev. Geophys., 36(4), 441–500.
- Massonnet, D. and Rabaute, T. 1993**: Radar interferometry: limits and potential. Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, 31(2), 455–464.
- Massonnet, D. and Souyris, J. 2008**: Imaging with synthetic aperture radar. EPFL Press.
- Massonnet, D., Feigl, K., Rossi, M. and Adragna, F. 1994**: Radar interferometric mapping of deformation in the year after the lander's earthquake. Nature, 369(6477), 227–230.
- Massonnet, D. and J. Souyris 2008**: Imaging with synthetic aperture radar, Engineering sciences: Electrical engineering, EPFL Press.

- Mauffret, A., Frizon de Lamotte, D., Lallemand, S., Gorini, C., and Maillard, A. 2004:** E–W opening of the Algerian Basin (Western Mediterranean), *Terra Nova*, 16, 257–264.
- Maury R. C., Coulon C., Fourcade S. and El Azzouzi M. 2000:** Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin; a consequence of slab breakoff. *C. R. Acad. Sci.*, 331(3), 159-173.
- Maulik, U. and Chakraborty, D., 2017.** Remote sensing image classification: A survey of support-vector-machine-based advanced techniques. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Magazine*, 5(1), pp.33-52.
- Meghraoui, M. and Doumaz, F., 1996:** Earthquake-induced flooding and paleoseismicity of the El Asnam, Algeria, fault-related fold. *J. Geophys. Res.*, 101(B8), 17617-17644.
- Meghraoui, M. Morel, J.-L., Andrieux, J., et Dahmani, M. 1996 :** Tectonique plio-quaternaire de la chaîne tello-rifaine et de la mer d’Alboran. Une zone complexe de convergence continent–continent, *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 167(1), 141–157.
- Meigs, A.J., Vergés, J., and Burbank, D.W. 1996:** Ten-million-year history of a thrust sheet, *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 108, 1608-1625.
- Melton, M. A. 1958:** Geometric properties of mature drainage systems and their representation in a E4 phase space. *Journal of Geology* 66 : 35-54.
- Merle O. et Mahdjoub Y. 1990 :** Cinématique des déformations Tertiaires dans le massif de Petite Kabylie (Algérie Nord orientale). *Bull. Soc. Géol.Fr* (8).VI n°4, pp. 629-634.
- Merritts D. and Vincent K. R. 1994:** Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate and night rate of uplift, Mendocino triple junction region, northern California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101, 1373-1388.
- Meulenkamp, J.E., and Sissingh, W., 2003:** Tertiary palaeogeography and tectonostratigraphic evolution of the Northern and Southern Peri-Tethys platforms and the intermediate domains of the African-Eurasian convergent plate boundary zone. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 196(1-2), 209-228.
- Mitchell et Montgomery, 2006:** Influence of a glacial buzzsaw on the height and morphology of the Cascade Range in central Washington State, USA. *J. Quaternary Research*, Volume 65, Issue 1, January 2006, Pages 96-107.
- Moisseev, D. et Hanssen, R. 2003:** Influence of hydrometeors on insar observations. *Geoscience and Remote Sensing Symposium, IGARSS*.
- Mokrane A., Ait Messaoud A., Sébaï A., Ayadi A., Bezzeghoud M., and Benhallou H. 2014 :** Les séismes en Algérie de 1365 à 1992. Publication du Centre de Recherche en Astronomie, Astrophysique et Géophysique, Département : Etudes et Surveillance Sismique, ESS, C.R.A.A.G, Alger-Bouzaréah, p 277.
- Molliex S., 2010 :** Caractérisation de la déformation tectonique récente en Provence (Sud-Est France). Thèse de Doctorat. Univ. Paul Cezanne p. 351.
- Monier 1997 :** Caractérisation du terrain en vue de son traitement numérique. Application a la generalisation de l’orographie. Thèse Doctorat. Université Louis Pasteur, Strasbourg.
- Montgomery, D. R. and W. E. Dietrich 1988:** Where do channels begin? *Nature* 336: 232-234.
- Moretti E. Coccioni R., Guerrera F., Lahondère J.-C, Loiacono F. and Puglisi D. 1991:** The Numidian Sequence between Guelma and Constantine. (Eastern Tell, Algeria). 13 p.

- Munis M. B. 2009:** Caracterização geomagnética do Gráben Purus e suas implicações na evolução das bacias do Solimões e do Amazonas. Doctorate thesis, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 102 pp.
- Nicolas A., Hirn A., Nicolich R. and Polino R. 1990:** Lithospheric wedging in the western Alps inferred from the ECORS-CROP traverse. *Geology*, 18(7), 587-590.
- Nogueira F.C.C. 2008:** Estruturas tectônicas cenozoicas na porção leste da Bacia Potiguar-RN. Doctorate thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, Brasil, 136 pp.
- O'Connell, M. D., Smith, R. S. and Vallée, M. A., 2005:** Gridding aeromagnetic data using longitudinal and transverse gradients with the minimum curvature operator. *The Leading Edge*, 24, 142–145.
- Obert D. 1981 :** Etude géologique des Babors orientaux (Domaine tellien. Algérie), Thèse sciences. Paris 635p.
- Olivet, J.L., 1996 :** La cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine*, 20, 131-195.
- Ouddah A., 2009 :** Etude géologique, minéralogique et géochimique des chapeaux de fer du mole néritique constantinois (N-E algérien), Thèse de Magister, Université d'Annaba, p90.
- Osuna, J.L., 1998.** Remote sensing applications in urban planning. New York: Springer.
- Paola de Capoa, D'Errico M., Di Staso A., Perrone V. 2015:** The succession of the Val Marecchia Nappe (Northern Apennines, Italy) in the light of new field and biostratigraphic data. *Swiss J Geosci* 108:35–54.
- Phiri, D. and Morgenroth, J., 2017.** Developments in Landsat land cover classification methods: A review. *Remote Sensing*, 9(9), 967.
- Paštka R., 2000:** 2D Semi-automated interpretation methods in gravimetry and magnetometry, *Acta Geologica Universitatis Comenianae*, Nr.55,5-50.
- Pease, P. R. and Gomez B. 1992:** Landscape development as indicated by basin morphology and the magnetic polarity of cave sediment, Crawford upland, South-Central Indiana. *American Journal of Science* 297: 842-858.
- Pinel, V., Hooper, A., De la Cruz-Reyna, S., Reyes-Davila, G., Doin, M. P., and Bascou, P. 2011:** The challenging retrieval of the displacement field from insar data for andesitic stratovolcanoes: Case study of popocatepetl and colima volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 200(1-2), 49–61.
- Piqué A., Ait Brahim L., Ait Ouali R., Amrhar M., Charroud M., Gourmelen C., Laville E., Rekhiss F., and Tricart P. 1998 :** Evolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au Méso-Cénozoïque ; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. *Bulletin Société Géologique de France*, 6, 797-810.
- Pitman W.C. III. and Golovchenko X. 1983:** The effect of sea-level change on the shelf edge and slope of passive margins. *Soc. Econ. Palaeont. Mineral. (SEPM)*, 33, 41-58.
- Prati, C. and Rocca, F. 1990:** Limits to the resolution of elevation maps from stereo SAR images. *International Journal of Remote Sensing*, 11(12), 2215–2235.
- Prudhomme, R., 1972 :** Analyse morphostructurale appliquée à l'Aquitaine occidentale et au golfe de Gascogne. Définition d'une méthodologie cartographique interprétative. *Bulletin de l'Institut Géologique du Bassin d'Aquitaine, Bordeaux* 4 : 365 p.

- Qiu, C., Su, L., Wang, N. and Zhu, Y., 2018.** Object-oriented land cover classification of Shanghai high-rise megacity using Landsat ETM+ imagery. *Remote Sensing*, 10(8), 1230.
- Raoult J. F. 1969 :** données nouvelles sur les flyschs au nord du Kef Sidi Driss et dans la zone du col des oliviers (nord du Constantine) B.S.G.F, (7), t. 9, 516-522. Relations entre la dorsale kabyle et les flyschs sur la transversale du Djebel Rhed – phases tangentielles éocènes paléogéographie B.S.G.F, (7), t 9, p 523-543.
- Raoult, J.-F., et Velde, D., 1971 :** Découverte de trachytes potassiques à olivine et d'andésites en coulées dans le Miocène continental au Sud du Kef Hahouner (Nord du Constantinois, Algérie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, Série D* 272, 1051–1054.
- Raoult J. F. 1974 :** géologie de centre de la chaîne numidique (nord de Constantine, Algérie). Thèse, Paris, 163 pages.
- Ravart D., 1996:** Analysis of the Euler method and its applicability environmental magnetic investigations. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics* 1, 229-238.
- Rebahi N. 2008 :** La Série Néritique du Constantinois central, Massif du Chattabah et Djebel Felten : lithostratigraphie, Sédimentologie et caractérisation hydrogéologique région de Constantine. Mémoire de Magister, Université de Batna, Algérie, 170 p.
- Reid, A. B., 1980 :** Aeromagnetic survey design. Short note. *Geophysics*, v. 45, 973-976.
- Reid, A. B., Allsop J. M., Granser H., Millet A. J., and Somerton W. 1990:** Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, vol 55, No 1(January 1990), p. 80-91.
- Remy, D., Bonvalot, S., Briole, P., and Murakami, M. 2003:** Accurate measurements of tropospheric effects in volcanic areas from sar interferometry data: application to sakurajima volcano (japan). *Earth and Planetary Science Letters*, 213(3-4), 299–310.
- Roca, E., Frizon de Lamotte, D., Mauffret, A., Bracène, R., Vergés, J., Benaouali, N., Fernandez, M., Muñoz, J.A., and Zeyen, H. 2004:** TRANSMED Transect II, in *The TRANSMED Atlas – The Mediterranean region from crust to mantle*, edited by W. Cavazza, F. Roure, W. Spakman, G.M. Stampfli, and P.A. Ziegler, Springer, Berlin Heidelberg.
- Roest, W. R., Verhoef, J., and Pilkigton, M., 1992:** Magnetic interpretation using the 3-D signal analytic. *Geophysics*, 57:116-125.
- Roest, W.R., and Srivastava, S.P., 1991:** Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia and Africa in the North Atlantic from the late Cretaceous to present. *Geology*, 19, 613-616.
- Roman'ko, E.F., Roman'ko, A.E., and Meskhi, A.M., 1998:** The geology and geochemistry of Meso-Cenozoic magmatic formations in Northeastern Algeria. *Doklady Earth Sciences*, 362(7) 925-927.
- Rosen, P. A., Verhoef, J., and Pilkigton, M. 2000:** Synthetic aperture radar interferometry, volume 88. New York, NY, Etats-Unis: Institute of Electrical and Electronics Engineers.
- Rosenbaum, G. Lister, G.S., and Duboz, C., 2002:** Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics*, 539, p. 117-129.
- Rothé, J.-P. 1950 :** Les séismes de Kerrata et la séismicité de l'Algérie, *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie Géophys.*, 3, 3-40.

- Roure F., Choukroune P., Berastegui X., Munoz J. A., Villien A., Matheron P., Bareyt M., Seguret M., Camara P. and Deramond J. 1989:** ECORS Deep seismic data and balanced cross sections: geometric constraints on the evolution of the Pyrenees. *Tectonics*, 8(1), 41-50.
- Saaty, T.L., 1977.** A scaling method for priorities in hierarchical structures. *Journal of Mathematical Psychology*, 15(3), pp.234-281.
- Saaty, T.L. (1980).** The analytic hierarchy process. McGraw-Hill, New York.
- Salvany J. M., 2004:** Tilting neotectonics of the Guadiamar drainage basin, SW Spain, *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 29, p. 145-160.
- Savornin J., 1920 :** Etude géologique de la région du Hodna et du plateau setifien. *Bull. du S.C.G.A., 2ème série stratigraphie, descriptions régionales N° 7.*
- Scharroo, R. and Visser, P., 1998:** Precise orbit determination and gravity field improvement for the ers satellites. *J. Geophys. Res.*, 103(C4), 8113–8127.
- Schumm, S. A., 1956:** Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Geological Society of America Bulletin* 67: 597-646.
- Silva J.B.C., Barbosa V.C.F. and Medeiros W.E., 2001:** Scattering, symmetry, and bias analysis of source position estimates in Euler deconvolution and its practical implications. *Geophys.*, 66, 1149-1156.
- Skidmore, A.K., 1989:** A Comparison of Techniques for Calculating Gradient and Aspect from a Gridded Digital Elevation Model. *Int. J. Geogr. Inf. Syst.* 3, 323–334.
- Smith, W.H.F., and Wessel, P., 1990:** Gridding with continuous curvature splines in tension. *Geophysics* 55 (3), 293–305.
- Seed, H.B. and Idriss, I.M., 1982.** Ground motions and soil liquefaction during earthquakes. Berkeley : Earthquake Engineering Research Institute.
- Souici, I., Zouak, Z. & Benabbas, C., 2024.** Land-Use/Land-Cover Changes and Their Impacts on Ecosystem Services Values: A Spatio-Temporal Analysis in Mila, Algeria from 1994–2024. *Indonesian Journal of Social Science Research*, 5(2), pp.471–483. <https://doi.org/10.11594/ijssr.05.02.09>
- Souici, I., Zouak, Z. & Benabbas, C. (2025).** Contribution of remote sensing InSAR and optical imagery to the identification of seismic faults in northeastern Algeria. *Forum Geografic*, 14(1), 5–32. <https://doi.org/10.5775/fg.2025.1.3692>
- Soyer, C., et Tricart, P., 1987 :** La crise aptienne en Tunisie centrale : approche paléostratigraphique aux confins de l'Atlas et de « l'axe Nord-Sud ». *C. R. Acad. Sc., Paris*, 305,301-305.
- Stampfli, G., Marcoux J., and Baud A., 1991:** Tethyan margins in space and time. In *Paleogeography and paleoceanography of Tethys*. Channel, J.E.T., Winterer, E.L., Jansa, L.F. (Eds.). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87, 373-410.
- Stavrev P.Y., 1997:** Euler deconvolution using differential similarity transformations of gravity or magnetic anomalies. *Geophys. Prospect.*, 45 (2) (1997), pp. 207–246.
- Steenfelt J.S. and Schunk M. 2013:** Cavity remediation for pylon foundation of the Transrhmel Viaduct in Constantine. *Proceedings of the 18th International Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering*, Paris.
- Strahler A. N., 1952:** Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 63, 1117-1142.

- Strahler, A. N., 1957:** Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Geophysical Union Transactions* 38: 913-920.
- Strahler, A. N., 1964:** Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In: « Handbook of applied hydrology », Chow V. T. (Edit). Mac Graw- Hill, New-York, sect. 4-II, p 40- 76.
- Stromberg, S.G., and Bluck, B., 1998:** Turbidite facies, fluid-escape structures and mechanisms of emplacement of the Oligo-Miocene Aljibe Flysch, Gibraltar Arc, Betics, southern Spain. *Sedimentary Geology*, 115(1-4), 267-288.
- Sukumar Venkatesan, N. and Babu, C.N.K., 2014:** A review of various lineament detection techniques for high resolution satellite images. *International Journal of Advanced Research in Computer Science and Software Engineering*, 4(3), 72–78.
- Summerfield M. A. and Hulton N. J. 1994:** Natural controls of alluvial denudation rates in major world drainage basins. *J. Geo. Research*, 99, 13, 871-883.
- Tarayre, H. and Massonnet, D., 1996:** Atmospheric propagation heterogeneities revealed by ers-1 interferometry. *Geophys. Res. Lett.*, 23(9), 989–992.
- Telford, W. M., Geldart., L. P., and Sheriff, R. E., 1998:** *Applied Geophysics*, second edition, Cambridge University Press, 770 p.
- Thannoun, R. G., 2013:** Automatic extraction and geospatial analysis of lineaments and their tectonic significance in some areas of Northern Iraq using remote sensing techniques and GIS. *International Journal of Enhanced Research in Science Technology & Engineering Bulletin*, 2, 1–11.
- Thomas M. F. H., 2011:** Sedimentology and basin context of the Numidian Flysch Formation. PhD thesis. University of Manchester.
- Thomas M. D., Grieve R. A. F. and Sharpton V. L., 1992:** Structural fabric of the north American continent, as defined by gravity trends. *Basement tectonics*, 7, 257-276.
- Thomas, P. H., 1985 :** Sur la découverte de phosphates et de chaux dans le Sud de la Tunisie. *C. R. Acad. Sc.*, 101, 1184-1187.
- Thompson, D. T. 1982:** EUDPH, A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, 47, 31-37.
- Tricart P., Torelli L., Argnani A., Rekhiss F. 1994:** Extensional collapse related to compressional uplift in the Alpine Chain off northern Tunisia (Central Mediterranean). *Tectonophysics*, 238, 317-329.
- Van Puymbroeck N., Michel R., Binet R., Avouac J.-P., and Taboury J. 2000:** Measuring earthquakes from optical satellite images. *Appl. Opt.* 39 (20), 3486–3494.
- Vergés J., Millán H., Roca E., Muñoz J.A., Marzo M., Cirés J., Den Bezemer T., Zoetemeijer R. and Cloetingh S. 1995:** Eastern Pyrenees and related foreland basins: pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections. *Marine & Petroleum Geology*, 12, 903-915.
- Vila J. M., Busnardo R., Devries A., Mange J. et Sigal J. 1968 :** Données stratigraphiques sur la série renversée et charriée du Dj Bousba et étude de son cadre structural (région de Guelma, Constantinois, Algérie). *Bull. Soc. géol. France.* (7), T.X, pp. 206-212.
- Vila J. M., 1977 :** Carte de l'Algérie au 1/200 000, feuille de Constantine (P-Q ; 3-4), Publ. comm. Serv. Carte Geol, Algérie/SONATRACH, not. Expl. Détaillée, 45p.

- Vila J. M., 1977** : Carte de l'Algérie au 1/200 000, feuille de Sétif (N-Q ;3-4), Publ. Comm. Serv. Carte Geol, Algérie/SONATRACH, not. Expl. Détaillée, 45p.
- Vila J. M., 1980** : La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse Sc. Univ. Paris VI, 3 vol. 663 p., 199 fig., 40 pl., 7 pl.h.t.
- Vila, J.-M., Hernandez, J., and Velde, D., 1974** : Sur la présence d'un filon de roche lamproitique (trachyte potassique à olivine) recoupant le flysch de type Guerrouch entre Azzaba (ex-Jemmapes) et Hammam-Meskoutine, dans l'Est du Constantinois (Algérie). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, Série D 278, 2589–2592.
- Weih, R.C. and Riggan, N.D., 2010**. Object-based classification vs. pixel-based classification: Comparative importance of multi-resolution imagery. The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, 38(4/C7).
- Wildi W., 1983** : La chaîne tello rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. Rev. Géol. Dyn. géog. Phys., (24), 3, pp 201-297.
- Yaghoobian A., Boustead G. A., and Dobush T. M., 1992**: Object delineation using Euler's Homogeneity Equation', Proceedings of SAGEEP '92, San Diego, California.
- Yassaghi, A., 2006**. Integration of Landsat imagery interpretation and geomagnetic data on verification of deep-seated transverse fault lineaments in SE Zagros, Iran. International Journal of Remote Sensing, 27(19), pp.4529-4544.
- Yelles-Chaouche A., Boudiaf A., Djellit H. and Bracene R., 2006** : La tectonique active de la région nord-algérienne. C. R. Geoscience 338. 126–139.
- Zebker, H. A. and Goldstein, R. M., 1986**: Topographic mapping from interferometric synthetic aperture radar observations. J. Geophys. Res., 91(B5), 4993–4999.
- Zebker, H. A., Werner, C. L., Rosen, P. A., and Hensley, S. 1994**: Accuracy of topographic maps derived from ers-1 interferometric radar. Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on, 32(4), 823–836.
- Zebker, H. A., Rosen, P. A. and Hensley, S. 1997**: Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps. J. Geophys. Res., 102(B4), 7547–7563.
- Zhang, Y., Zhang, J. and Li, X., 2023**. Advances in earthquake-induced landslide prediction. Earth-Science Reviews, 238, 104335.
- Zouak, Z. Benzid Y. et Benabbas C., 2014** : Néotectonique, anomalies morpho-structurales et mouvements de terrain dans la région de Guelma. Sciences et Technologie D – N°40, pp. 73-81.
- Zouak, Z. and Benabbas, C. (2022)**. Déformations tardi-cénozoïques dans la région de Hammam Meskoutine : leurs manifestations et leurs implications. Thèse de doctorat de 3^e cycle, Faculté des sciences de la terre, de la géographie et de l'aménagement du territoire, Département des sciences géologiques, Université de Constantine, 237 p.

ANNEXE A

INDONESIAN JOURNAL OF SOCIAL SCIENCE RESEARCH

2024, Vol. 5, No. 2, 471 – 483

<http://dx.doi.org/10.11594/ijssr.05.02.09>

Research Article

LAND-USE/LAND-COVER CHANGES AND THEIR IMPACTS ON ECOSYSTEM SERVICES VALUES: A SPATIO-TEMPORAL ANALYSIS IN MILA, ALGERIA FROM 1994-2024

Imane Souici^{1*}, Zakaria Zouak², Chaouki Benabbas²

¹Department of Urban Techniques and Environment, Institute of Urban Techniques Management, University of Constantine3, Constantine, Algeria. Geo-prospective, Environment, and Development Laboratory

²Territory Planning Research Center, Constantine, Algeria

Article history:

Submission 19 June 2024

Revised 07 July 2024

Accepted 12 July 2024

*Corresponding author:

E-mail:

imene.souici@univ-constantine3.dz

ABSTRACT

Monitoring spatio-temporal changes in land use and land cover (LULC) and the value of ecosystem services (ESV) contributes significantly to sustainable development and management. Over the last 30 years, LULC has changed enormously in the Mila region of eastern Algeria, covering approximately 69,052 hectares. The Mila municipality, located on a minor affluent of the Oued Rhumel and dominated by the Marchau mountain, is one of the most crucial functional ecological and environmental zones in the country. Utilizing remote sensing, four satellite images of the study area, dated between 1994 and 2024, were visually interpreted to obtain LULC data classification and global value coefficients, which were then used to evaluate local spatio-temporal changes in ESV and LUC over this period.

Five LULC types were identified in the study area: Urban Area, Active Agriculture, Vegetation, Soil (bare land), and Water Body. These classifications were used in conjunction with ecosystem service value coefficients to analyze the changes. The results indicated that from 1994 to 2024, vegetation (shrubs and grasslands) decreased, while built-up land (urban areas), water bodies (due to the construction of the Beni Haroun dam), and cultivated land increased.

This study underscores the vital role of the wilaya of Mila in the regional system of maintaining landscape change and provides a scientific reference and cartographic tool for the sustainable development of land resources and ecosystem services in semi-arid regions.

Keywords: *Land use, Land cover analysis, Ecosystem service value coefficients, Temporal and spatial change, Landscape change, Remote sensing, Mila.*

How to cite:

Souici, I., Zouak, Z., & Benabbas, C. (2024). Land-Use/Land-Cover Changes and Their Impacts on Ecosystem Services Values: A Spatio-Temporal Analysis in Mila, Algeria from 1994-2024. *Indonesian Journal of Social Science Research*, 5(2), 471 – 483. doi: 10.11594/ijssr.05.02.09

Introduction

Remote sensing (RS) offers the advantages of being large-scale and real-time and is used extensively in various fields. Spatial and information technology, represented by remote sensing and geographic information systems (GIS), provides a practical and efficient method for studying LULC changes and the temporal and spatial dynamics of ESV. ESV has declined in many regions, posing crucial challenges to human well-being and livelihoods.

Sustainable management and conservation of ecosystems are fundamental to maintaining these services and, consequently, human well-being. Changes in land use and land cover and the degradation of natural habitats can affect the capability of ecosystems to provide these services, endangering the livelihoods and health of human populations. Therefore, a profound understanding and continuous assessment of ecosystem services, in relation to land use and land cover dynamics, are crucial to sustainable development and environmental management strategies.

On a global scale, changes in LULC are extremely important factors influencing the value of ESV. For this reason, since 1995, research related to LULC studies has become a major priority and a central subject in the domain of global environmental change. In 1997, Costanza proposed dividing ecosystem services into 17 types and was the first to quantitatively evaluate the value of ecosystem services, establishing the basis for research in this domain.

The quantification of ecosystem services using an ecosystem services database is commonly used with LULC analysis for various biomes (Costanza et al. 1997; Li et al. 2007; de Groot et al. 2012; Costanza et al. 2014; Kindu et al. 2016). Although these biomes are not exactly similar in their characteristics and functions to land cover types in our context, they can be used as surrogates to estimate the ecosystem service values (ESV) of cover types for our study area.

The study area, the commune of Mila, is located in eastern Algeria, less than 380 km from the capital Algiers and 53 km west of the wilaya of Constantine. Mila has a population of 69,052. The town lies on a minor affluent of the Oued Rhumel at an altitude of 1,104 meters. This

area represents an extremely important strategic agricultural zone, playing a major role in regulating the climate, preventing soil erosion, protecting the environment, and conserving water.

Due to its natural features, such as mountains and forests, and vast areas of agricultural land used for various types of cultivated products, this area is considered one of the country's most crucial functional ecological and environmental zones. The significant water resources, particularly the Beni Haroun dam, are essential for water conservation, providing potable water to five wilayas (Constantine, Jijel, Oum El Bouaghie, Khenchela, and Mila) and irrigating agricultural land. This has led to an increase in cultivated land and irrigation perimeters, enhancing the diversity of ecosystem services. Over the last 30 years, the Mila region has experienced substantial LULC changes. However, the effects of these changes on ecosystem services are not well understood.

Urban sprawl, accelerated urbanization, population growth, development of land for agricultural use, and overgrazing have driven a series of policies aimed at rational ecological management and environmental protection within the context of sustainable development. These policies and projects, implemented over the past 30 years, include reforestation initiatives, ecological soil conservation programs, and measures to improve the sustainable management of water and natural resources. These efforts have led to significant changes in land use and land cover in the commune of Mila.

Based on remote sensing data from 1994 to 2024 and previous research, this study used the revised method of equivalent factors to quantitatively evaluate changes in LULC, changes in ESV, and analyze the effects of LULC on ESV in the commune of Mila over this period. The study focused on three main objectives:

1. Reveal the temporal and spatial variations of LULC in the study area from 1994 to 2024;
2. Evaluate temporal and spatial changes in ESV in response to LULC;
3. Provide a scientific reference for the formulation of ecological protection measures and the sustainable management of natural resources in the Mila region.

Finally, the results of this research should be communicated to policymakers, resource managers, and local communities to facilitate informed and collaborative decision-making. Integrating scientific research into management practices and protection policies will help strengthen ecosystem resilience and ensure sustainable development for the city of Mila.

Material and Methods

Study area

The province (wilaya) of Mila is located in northeastern Algeria (Figure A6), between latitudes 36°27'01" North and longitudes 6°15'51" East, and is 73 km from the Mediterranean Sea. It covers an area of 3,480.54 km² and has a resident population of 779,300 inhabitants.

The wilaya of Mila, established as an administrative division in 1984, comprises 13 daïras and 32 communes (Figure 1). Mila city, the capital of the wilaya since 1984, is located around 391 km northeast of Algiers, about 80 km south of Jijel, and approximately 40 km

northwest of Constantine, in the middle of the Tellian region (Mila basin). The municipality of Mila includes several historic sectors and has a population of around 63,000 residents. Since 1984, the city has experienced remarkable demographic development, with annual growth rates often exceeding national levels.

The territory of the Mila region is predominantly agricultural, featuring a diversity of landscapes characterized by various types of relief, including mountain ranges with altitudes ranging from 1,400 m to 1,600 m, hills, foothills, and high plains.

The climate of the wilaya of Mila is divided into three microclimates, corresponding to the region's three main morphological features.

The study area is characterized by a humid climate, with annual precipitation ranging from 600 to 700 mm (ANRH, the National Water Resources Agency). These diverse microclimates strongly influence local ecosystem services and LULC, as well as agricultural practices in the region.

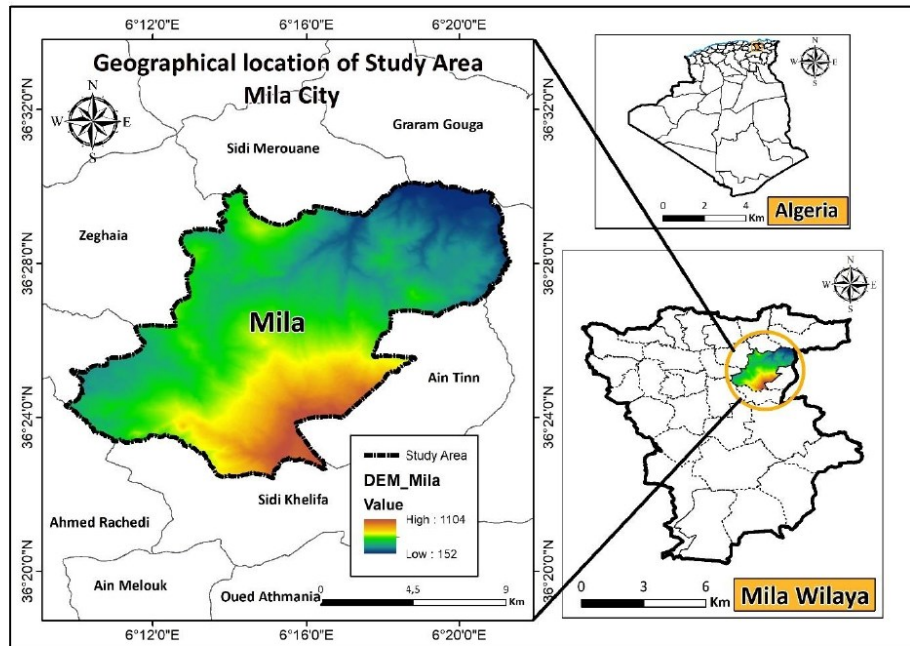


Figure 1. Geographical location Map of the Study Area

Remote Sensing Data, Data Processing Methods

We performed the valuation of ecosystem services in monetary terms in response to land use and land cover data. We estimated the ecosystem values of selected land use/land cover types using the monetary value of the ESV coefficient (in USD per hectare per year) for the selected biome, obtained from Costanza et al. (2007) (Figure 3).

Landsat TM/OLI remote sensing image data were derived from the U.S. Geological Survey (<https://www.usgs.gov/>). The four remote sensing data years were 1994, 2004, 2014, and

2024 (Table 1). These satellite images of the study area, distributed over these years, were analyzed using ERDAS Imagine 10, ENVI 5.3, and ArcGIS 10.8 software to assess LULC and ESV changes in the study area.

Remote sensing data were processed using ERDAS Imagine 10 and ENVI 5.3 software, applying basic image pre-processing techniques, including rectification, restoration, enhancement, image classification, and accuracy assessment. GIS software was used to manage, analyze, combine, and map spatial data using ArcGIS 10.8.

Table 1. Description of imagery data used for land cover change study in Mila district.

Imagery date	Imagery type	Resolution	Path and raw	Source
1984	Landsat TM	30 × 30 m	169/54	USGS/EMA
1994	Landsat TM	30 × 30 m	169/54	USGS/EMA
2004	Landsat ETM	30 × 30 m	169/54	USGS/EMA
2014	Landsat OLS	30 × 30 m	169/54	USGS/EMA
2024	Landsat OLS	30 × 30 m	169/54	USGS/EMA

Data Processing

As for the first stage, ENVI 5.3 software was used for atmospheric correction, geometric correction, band synthesis (surface reflectance), image enhancement, and other data preprocessing. We conducted visual interpretation to obtain LULC data and used global value coefficients to evaluate local spatio-temporal changes in LULC and ESV from 1994 to 2024 (as illustrated in Figure 2). The LULC types as illustrated in the table 2, were divided into five categories: Urban Area, Active Agriculture, Vegetation, Soil (bare land), and Water Body.

Various maps and data of the commune were combined, including field data from the Global Positioning System (GPS) field survey, Landsat images, existing topographic maps, and Google Earth images. These were used as reference data based on the texture, morphol-

ogy, and tonal characteristics of different ecosystem types on the false color images, establishing visual interpretation markers.

ArcGIS 10.8 was used for visual interpretation to obtain four LULC classes from 1994 to 2024 with a spatial resolution of 30 meters (Figure 2). This was followed by combining high-resolution Google Earth data and field verification to ensure the accuracy of the LULC data. The overall classification accuracy meets the requirements of ecosystem research.

In the second stage, we quantified the ESV of the five LULC types identified for the study period, following the methods used by Costanza et al. (1997) and Li et al. (2007). The most representative biome was used as a proxy for each LULC category, (As shown the Table 3) including Urban Area and Built-up, Active Agriculture, Vegetation, Soil, and Water Body (Table 3).

Table 2. Descriptions of land cover types in the study Area.

FID	Land cover/Land cover	Description
1	Urban Area (Built Up)	Land dominated by individual and collective housing as well as precarious and illicit constructions

FID	Land cover/Land cover	Description
2	Active Agriculture	Land Under cultivation
3	Vegetation	Land dominated by trees and shrubs
4	Soil (Bare land)	Non-vegetated areas
5	Water body	land dominated by Beni Haroun dam (it is 118 meters high, length of 714 meters, volume of 960 million m ³ of water)

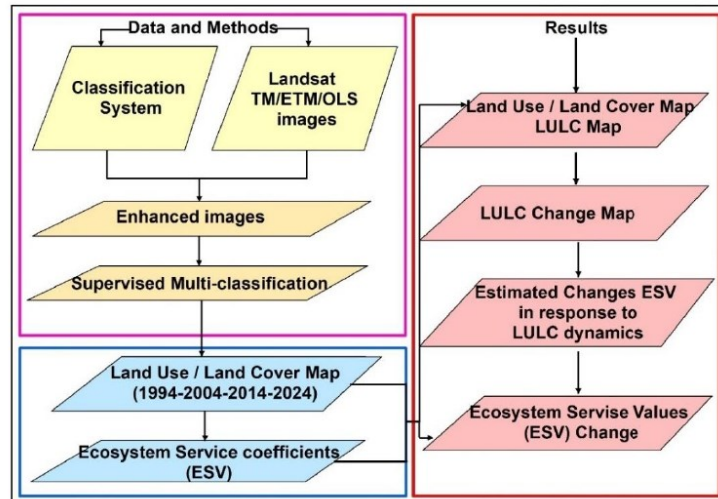


Figure 2. Methodological Data Processing

Using a simple benefit transfer method obtained from Costanza et al. (1997) and following the methodology outlined by Li et al. (2007), we calculated the total value of ecosystem services in the study landscape for 1994, 2004, 2014, and 2024. As shown in Table 3, the ecosystem service value for each land use type was determined by applying corresponding equivalent coefficients values for each ecosystem service.

To calculate the total ecosystem service value for a particular land use and land cover (LULC) type, the area of each type in hectares was multiplied by its corresponding value coefficient, as expressed in Equation (1):

$$ESV = (AK \times VCK) \quad (1)$$

Where,

- ✓ ESV is the estimated ecosystem service value,

- ✓ AK is the area (ha),
- ✓ and VCK the value coefficient (US\$ ha⁻¹ yr⁻¹) for LULC category "k".
- ✓ Σ Summation of the individual ES represents of total ecosystem service for a specific year.

Next, the total ESV of the landscape was calculated by summing up the estimated ESV of each LULC category in the site using Eq. ((2)).

$$ESV = \Sigma (AK \times VCK) \quad (2)$$

Where,

- ✓ ESV is the total (Σ) estimated ecosystem service value,
- ✓ AK is the area (ha), and
- ✓ VCK is the value coefficient (US\$/ha/year) for LULC category k.

Table 3. Costanza et al. (1997) biome equivalents for the LULC categories identified in this study, and corresponding Ecosystem services coefficient values.

LULC categories (Type of LULC)	Equivalent biomes	Ecosystem services coefficient (US\$ ha ⁻¹ yr ⁻¹)
Urban Area (Built Up areas)	Urban	0
Active Agriculture	Corps land	92
Vegetation	Forst land and trees	2007
Soil (Bare land)	Urban, Ice and rock	0
Water body	Lacks/River	14785

The changes of ESV were calculated using the difference of the estimated values in each reference year. (Eq. (3)).

$$ESV_{change} = ESV_{estimated\ final\ year} - ESV_{estimated\ initial\ year} \quad (3)$$

The percentage change of ESV (1994–2004, 2004–2014, and 2014–2024) were calculated using these equations. (Eq. (4)).

$$Percentage\ ESV\ change = \frac{ESV_{final\ year}}{ESV_{initial\ year}} \times 100 \quad (4)$$

where ESV = total estimated ecosystem service value and positive value suggest an increase and negative values imply a decrease in the amount.

Results

Land cover/land use change analysis

A total of five LULC classes were identified in the study area: Active Agriculture, Vegetation, Urban Area, Soil (Bare Land), and

Water Body. The first two LULC classes represent different vegetation structures, while the other three are associated with landscapes modified by human activities, resulting from the transformation of vegetation and green land into urban areas, cultivated land, and bare land.

The area covered by human settlements and cultivated land has significantly increased

in the study area over the 30-year study period, with no sign of decrease (Figure 1). Satellite image analysis has revealed that vegetation cover has shown the highest rate of reduction, decreasing from 18.04 hectares in 1994 to 14.82 hectares in 2024 (Table 4). In contrast, the water body represented the highest rate of increase, expanding from 60.75 hectares in 1994 to 458.50 hectares in 2024.

Table 4 illustrates the distribution of the five classes (Built-Up Area, Active Agriculture, Vegetation, Soil (Bare Land), Water Body) over the 30-year study period.

Table 4. LULC changes of the study area.

LULC Year	Built Up Area	Vegetation	Agriculture	Water Body	Soil	
Area (ha)	1994	1 175,83	1 804,39	3 162,17	60,75	6 816,41
	2004	1 378,50	668,83	3 324,28	70,86	7 577,52
	2014	1 061,98	535,21	4 467,24	446,40	6 509,60
	2024	1 698,88	1 482,76	3 042,96	458,51	6 337,35
Change (%)	1994	9%	14%	24%	0%	52%
	2004	11%	5%	26%	10%	58%
	2014	8%	4%	34%	30%	50%
	2024	13%	11%	23%	60%	49%

The area of non-cultivated land (Soil-Bare Land) and vegetation cover has decreased, while the area of cultivated land has increased. From 44.67 hectares in 2014 to 30.42 hectares in 2024. In 1994, the area of bare land was 68.16 hectares, while in 2024, it decreased to 63.37 hectares, representing almost a 5% decrease. This decline is attributed to the demand for land for more permanent agricultural crops.

The surface area of vegetation features (trees, shrubs, prairies, etc.) has also steadily decreased in recent years, although the change is minimal. It can be considered that the lost land has been planted and cultivated. The surface area covered by water has increased considerably, from 60.75 hectares in 1994 to 446.40 hectares in 2014, almost tripling over the last two decades (90%), due to the construction of the Beni Haroun dam in the study area.

This trend illustrates the accelerated urban expansion and spatio-temporal urbanization

evolution process observed in the region. The evolution reflects the increasing urbanization observed over the last two decades, particularly with the urban expansion freeze in the city of Mila decreed by the Land Use Plan (L.U.P.); (le Plan d'Occupation du Sol in

French; P.O.S.), which played a crucial role in this phenomenon. The L.U.P. imposed strict re-strictions on urban expansion, limiting the city's spatial growth, and favoring densification in the absence of spatial extension possibilities.

In fact, Mila's urban extension policy, influenced by the (L.U.P.), has favored densification over spatial extension. Land conversion to meet the growing need for urban infrastructure and agriculture has resulted in some land being converted from industrial use to residential or commercial zones. This has led to urban expansion beyond Mila's administrative limits, altering the region's urban landscape and posing challenges in terms of ecosystem services and values (ESV) management.

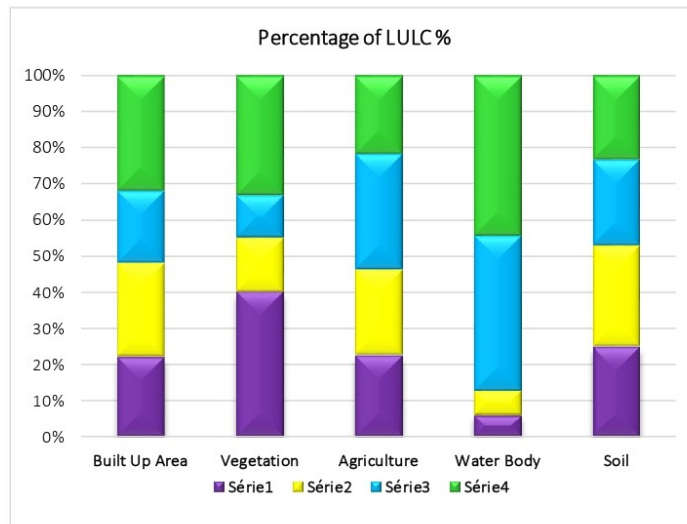


Figure 3. Percentage of LULC Change %

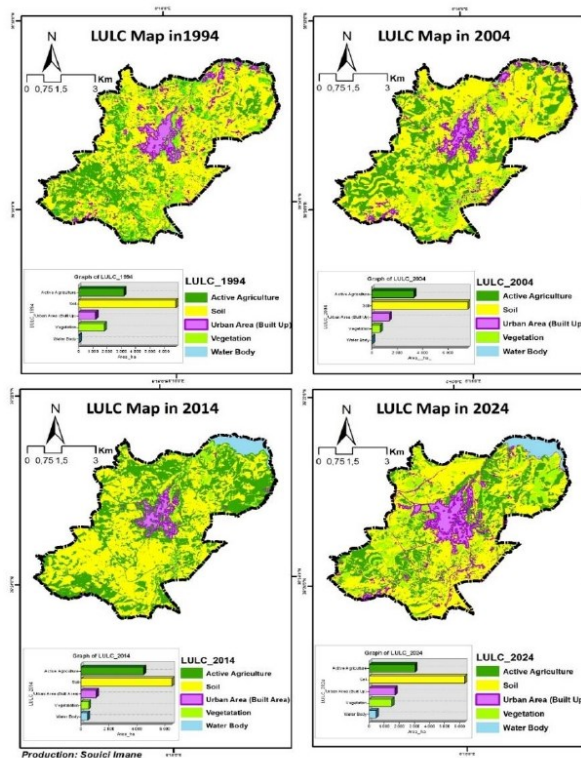


Figure 4. LULC maps of Mila Commune from 1994 to 2024.

Landscape ecosystem services

The net value of ecosystem services in the study area decreased by 9% over the four decades of the study period (Figure 5), from US\$12.34 million in 1994 to US\$7.8 million in 2014 (Table 6). The main cause of this reduction is the conversion of vegetation structures, such as forests and shrub/shrubland, into urban areas (built-up land) and agricultural land. Generally, other land uses make minimal contributions to ecosystem services.

With an overall decrease, the Beni Haroun dam construction project as a total has a positive impact on socio-economic and environmental development. Indeed, the ecological projects have played a positive role in improving the ESV. On the other hand, the main factor in the decrease in ESV is the increase in agricultural economic development and urban expansion between 1994 and 2024.

To maximize the ecosystem service value (ESV) of the landscape, it is crucial to create a balance between each service, such as agricultural production and environmental protection. It is vital to establish strategies that reconcile the agricultural production required for food security with sustainable practices that preserve ESV. This includes the adoption of sustainable agriculture, the integration of green zones (islands of freshness) into urban areas, and the conservation and restoration of natural ecosystems.

Our results indicate that the total ecosystem values estimated (Table 5) for the study area over the study period are relatively inelastic with respect to the ecosystem value coefficients. This suggests that our estimate of ecosystem value is both reasonable and robust.

Table 5. Total ecosystem service values estimated for each LULC category and changes from 1994 to 2024 in the study area following Costanza et al. (1997) and Li et al. (2007) valuation coefficients.

Land use classes	ESV Estimated (million US\$)			
	1994	2004	2014	2024
Built Up Area	0	0	0	0
Vegetation	36,22	15,21	10,75	29,76
Agriculture	72,1	65,2	41,1	27,1
Water Body	8,9	49,15	69,01	68,8
Soil	0	0	0	0
Total	117,22	129,56	120,86	125,66

Table 6. Total ecosystem service values change for each LULC category and changes from 1994 to 2024 in the study area following Costanza et al. (1997) and Li et al. (2007) valuation coefficients.

LULC classes	ESV Changes (million US\$)			
	1994-2004	2004-2014	2014-2024	1994-2024
Built Up Area	0	0	0	0
Vegetation	-21,01	-4,46	19,01	-6,46
Active Agriculture	-6,9	-24,1	-14	-45
Water Body	40,25	16,86	2,79	59,9
Soil	0	0	0	0
Total	12,34	-11,7	7,8	8,44

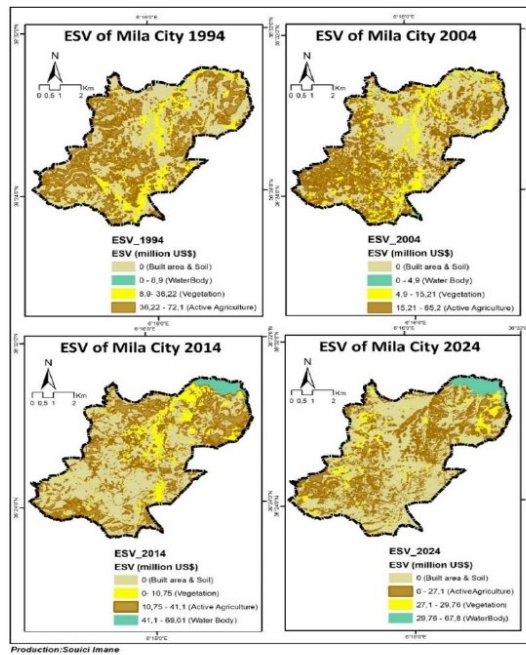


Figure 4. ESV Estimated Changes of Mila Commune from 1994 to 2024

Discussion

This study facilitated the mapping, analysis of the evolution of land use and land cover (LULC), and assessment of LULC changes, conducting a quantitative analysis of temporal and spatial changes in ecosystem service values (ESV) caused by LULC in the municipality of Mila over a 30-year period (1994 - 2024), divided into three periods, based on remote sensing images (Landsat TM/OLI data).

Firstly, four satellite images of the study area, spanning from 1994 to 2024, were analyzed using ENVI 5.3, ERDAS 10, and ArcGIS 10.8 software, along with supervised classification to evaluate LULC changes.

Secondly, we conducted an ecosystem service analysis based on the identified LULC types and ecosystem service value data, utilizing visual interpretation to obtain LULC data and global value coefficients to evaluate changes in local ecosystem services.

The study's objectives were as follows: to emphasize the combined application of landscape measurement analysis and ESV assessment, advocate for the development of multi-centric and historic cities, optimize ESV by achieving a balance between different ecosystem services, protect natural areas within agricultural or urban zones to provide long-term benefits in terms of ecological resilience and human well-being, and conduct long-term monitoring of changes in landscape structure, considering the provision of ecosystem services and the evaluation of ESV.

The results reveal a significant decrease in the area of non-cultivated land and a substantial increase in cultivated land between 1994 and 2024, highlighting the increasing urbanization of the study area during the study period. Monitoring spatio-temporal variations in LULC change and ESV will contribute to the sustainable development and management of the region.

The study period is characterized by the conversion of vegetation cover, including deforestation and the clearing of shrub/shrubland to create agricultural land. While this increases the area available for agriculture, it reduces the capacity of ecosystems to provide essential services such as climate regulation, soil protection, and biodiversity maintenance.

Additionally, accelerated urbanization in the commune of Mila has transformed natural landscapes into infrastructure, leading to a reduction in green spaces and negatively impacting ecosystem services such as air purification and rainwater management. Urbanized areas can also contribute to the formation of urban heat islands and increase air and water pollution.

Consequently, managing complex and diverse ecosystem services amidst rapid urbanization poses a significant challenge for sustainable development. This research highlights the importance of introducing sensible policy measures, regulations, and ecological projects to establish a comprehensive strategy for land management. Implementing sustainable agricultural practices, such as agroforestry, can help maintain ecosystem service values while ensuring agricultural production. Integrating green spaces into urban areas, such as parks, green roofs, and community gardens, can help maintain certain ecosystem services within cities. Optimizing land-use structure and controlling the relationship between vegetation structures and urban areas is also crucial. Protecting existing forests and restoring degraded areas can enhance ecosystem services and improve ecological resilience. By prioritizing environmental protection and nature conservation, we can better guide future human activities towards sustainability.

Conclusion

Utilizing Landsat TM/OLI remote sensing data and GIS technology, this study mapped the evolution and assessed the changes in land use and land cover (LULC) in the Mila region. It conducted a quantitative analysis of temporal and spatial changes in ecosystem service values (ESV) caused by LULC in the municipality of Mila between 1994 and 2024.

The integration of LULC analysis and ecosystem services evaluation serves as a scientific reference for effectively protecting and managing ecosystems in the Mila region while promoting the sustainable use of land resources. Furthermore, it provides a valuable tool for land managers and political decision-makers to inform their decision-making processes. Additionally, it establishes a scientific theoretical

basis for the protection and management of terrestrial ecosystems not only in the Mila region but also in countries worldwide.

This study underscores the significant role of the Mila wilaya in the regional life support system and offers a scientific reference and mapping tool for the sustainable management of land resources and ecosystem services.

In conclusion, ensuring sustainable development in the study area necessitates strengthening land and natural resource management. This entails concerted efforts to conserve soil and water, protect natural forests, and implement various ecological restoration measures. Such actions aim not only to enhance environmental resilience but also to ensure greater Ecological well-being for local communities. Community commitment, supported by government policies and adequate funding, is essential to the success of these initiatives.

References

- Anaya-Romero, M.; Muñoz-Rojas, M.; Ibáñez, B.; Marañón, T. Evaluation of forest ecosystem services in Mediterranean areas. A regional case study in South Spain. *Ecosyst. Serv.* 2016, 20, 82–90. <https://doi.org/10.1016/j.ecoser.2016.07.002>
- Arowolo, A. O.; Deng, X., Olatunji, O. A.; & Obayelu, A. E. (2018). Assessing changes in the value of ecosystem services in response to land-use/land-cover dynamics in Nigeria. *Science of the Total Environment*, 636, 597–609. <https://doi.org/10.1016/j.ecoser.2020.10.1069>
- Barua, S. K., Boscolo, M., & Animon, I. (2020). Valuing forest-based ecosystem services in Bangladesh: Implications for research and policies. *Ecosystem Services*, 42, 101069. <https://doi.org/10.1016/j.ecoser.2020.10.1069>
- Bateman, I.J., Mace, G.M., Fezzi, C. et al. (2011). Economic Analysis for Ecosystem Service Assessments. *Environ Resource Econ* 48, 177–218. <https://doi.org/10.1007/s10640-010-9418-x>
- Bryan, B.A.; Ye, Y.; Zhang, J.; Connor, J.D. (2018). Land-use change impacts on ecosystem services value: Incorporating the scarcity effects of supply and demand dynamics. *Ecosyst. Serv.*, 32, 144–157. <https://doi.org/10.1016/j.ecoser.2018.07.002>
- Bey, A.A.; Diaz, A.S.P.A.; Maniatis, D.D.; Marchi, G.G.; Mollicone, D.; Ricci, S.S.; Bastin, J.-F.; Moore, R.R.; Federici, S.S.; Rezende, M.M.; et al. (2016). Collect Earth: Land Use and Land Cover Assessment through Augmented Visual Interpretation. *Remote. Sens.*, 8, 807. <https://doi.org/10.3390/rs8100807>
- Costanza, R.; D'Arge, R.; de Groot, R.; Farber, S.; Grasso, M.; Hannon, B.; Limburg, K.; Naeem, S.; O'Neill, R.V.; Paruelo, J.; et al. (1997). The value of the world's ecosystem services and natural capital. *Nature*, 387, 253–260. [https://doi.org/10.1016/S0921-8009\(98\)00020-2](https://doi.org/10.1016/S0921-8009(98)00020-2)
- Costanza, R.; D'Arge, R.; de Groot, R.; Farber, S.; Grasso, M.; Hannon, B.; Limburg, K.; Naeem, S.; O'Neill, R.V.; Paruelo, J.; et al. (1998). The value of the world's ecosystem services and natural capital. *Ecol. Econ.*, 25, 3–15. [https://doi.org/10.1016/S0921-8009\(98\)00020-2](https://doi.org/10.1016/S0921-8009(98)00020-2)
- Costanza, R.; De Groot, R.; Sutton, P.C.; Van Der Ploeg, S.; Anderson, S.J.; Kubiszewski, I.; Farber, S.; Turner, R.K. (2014) Changes in the global value of ecosystem services. *Glob. Environ. Chang.*, 26, 152–158. <https://doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2014.04.002>
- Cruz-Garcia, G. S., Cubillos, M. V., Torres-Vitolas, C., Harvey, C. A., Shackleton, C. M., Schreckenberg, K., et al. (2019). He says, she says: Ecosystem services and gender among indigenous communities in the Colombian Amazon. *Ecosystem Services*, 37,100921.<https://doi.org/10.1016/j.ecoser.2019.100921>
- Cerretelli, S., Poggio, L., Gimona, A., Yakob, G., Boke, S., Habte, M., Coull, M., Peressotti, A., & Black, H. (2018). Spatial assessment of land degradation through key ecosystem services: The role of globally available data. *Science of The Total Environment*, 628–

- 629, 539–555. <https://doi.org/10.1016/j.sci-totenv.2018.02.085>
13. Chen, M., Tan, Y., Xu, X., & Lin, Y. (2024). Identifying ecological degradation and restoration zone based on ecosystem quality: A case study of Yangtze River Delta. *Applied Geography*, 162, 103149. <https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2023.103149>
 14. Chen, W., Chi, G., & Li, J. (2019). The spatial association of ecosystem services with land use and land cover change at the county level in China, 1995–2015. *Science of the Total Environment*, 669, 459–470. <https://doi.org/10.1016/j.sci-totenv.2019.03.139>
 15. Chen, W., Li, J., & Zhu, L. (2019). Spatial heterogeneity and sensitivity analysis of ecosystem services value in the Middle Yangtze River region (in Chinese). *Journal of Natural Resources*, 34(2), 325–337. <https://doi.org/10.31497/zrzyxb.20190209>
 16. De Bello, F., Lavorel, S., Díaz, S., Harrington, R., Cornelissen, J. H. C., Bardgett, D., et al. (2010). Towards an assessment of multiple ecosystem processes and services via functional traits. *Biodiversity and Conservation*, 19, 2873–2893. <https://doi.org/10.1007/s10531-010-9850-9>
 17. Diédhiou, I., Mering, C., Sy, O., & Sané, T. (2020). Teledetection mapping of land cover and land use change. Application to the analysis of the dynamics of Senegambian forest landscapes between 1972 and 2016. *EchoGeo*, 54. <https://doi.org/10.4000/echogeo.20510>
 18. De Groot, R. S., Alkemade, R., Braat, L., Hein, L., & Willemen, L. (2010). Challenges in integrating the concept of ecosystem services and values in landscape planning, management and decision making. *Ecological Complexity*, 7, 260–272. <https://doi.org/10.1016/j.ecocom.2009.10.006>
 19. Delgado, L. E., & Marín, V. H. (2020). Ecosystem services and ecosystem degradation: Environmentalist's expectation? *Ecosystem Services*, 45, 101177. <https://doi.org/10.1016/j.ecoser.2020.101177>
 20. Desta, H. (2021). Local perceptions of ecosystem services and human-induced degradation of lake Ziway in the Rift Valley region of Ethiopia. *Ecological Indicators*, 127, 107786. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2021.107786>
 21. El Garouani, A., & Nabunya, V. (n.d.). Analysis of Climate Trend and Effect of Land Cover Change on Streamflow in Oued Fez Basin, Morocco. <https://www.mdpi.com/1424-2818/15/12/1220>
 22. El Garouani, A., Aharik, K., & El Garouani, S. (2020). Water balance assessment using re-mote sensing, Wet-Spss model, CN-SCS, and GIS for water resources management in Saïss Plain (Morocco). *Arabian Journal of Geosciences*, 13, 1–9. <https://www.researchgate.net/publication/343242033>
 23. Jabbar, & Yusoff, M. M. (2022). Assessing the Spatiotemporal Urban Green Cover Changes and Their Impact on Land Surface Temperature and Urban Heat Island in Lahore (Pakistan) Research Paper. *Geography, Environment, Sustainability*, 15(1), 122–140. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2021-005>
 24. Miyamoto M, Parid MM, Aini ZN, Michinaka T. (2014). Proximate and underlying causes of forest cover change in Peninsular Malaysia. *For Policy Econ*. 44:18–25.
 25. Meshesha DT, Tsunekawa A, Tsubo M, Ali SA, Haregeweyn N. (2013). Land-use change and its socio-environmental impact in Eastern Ethiopia's highland. *Reg Environ Change*. doi:10.1007/s10113-013-053
 26. Riao, D.; Zhu, X.; Tong, Z.; Zhang, J.; Wang, A. (2020). Study on Land Use/Cover Change and Ecosystem Services in Harbin, China. *Sustainability*, 12, 6076. <https://doi.org/10.3390/su12156076>
 27. Rai, R.; Zhang, Y.; Paudel, B.; Acharya, B.K.; Basnet, L. (2018). Land Use and Land Cover Dynamics and Assessing the Ecosystem Service Values in the Trans-Boundary Gandaki River Basin, Central Himalayas.

- Sustainability, 10, 3052.
<https://doi.org/10.3390/su10093052>
28. Fu, B.; Li, Y.; Wang, Y.; Zhang, B.; Yin, S.; Zhu, H.; Xing, Z. (2016). Evaluation of ecosystem service value of riparian zone using land use data from 1986 to 2012. *Ecol. Indic.*, 69, 873–881.
<https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2016.05.048>
29. Fan, F., Liang, C., Tang, Y., Harker-Schuch, I., & Porter, J. R. (2019). Effects and relationships of grazing intensity on multiple ecosystem services in the Inner Mongolian steppe. *Science of the Total Environment*, 675, 642–650.
<https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.04.279>
30. Seeberg, G., Hostlowsky, A., Huber, J., Kamm, J., Lincke, L., & Schwingshackl, C. (2022). Evaluating the Potential of Landsat Satellite Data to Monitor the Effectiveness of Measures to Mitigate Urban Heat Islands: A Case Study for Stuttgart (Germany). *Urban Science*, 6(4), 82.
<https://doi.org/10.3390/urban6040082>
31. Yang, T.; Jin, Y.; Yan, L.; Pei, P.V. (2019) Aspirations and realities of polycentric development: Insights from multi-source data into the emerging urban form of Shanghai. *Environ. Plan. B Urban Anal. City Sci.*, 46, 1264–1280.
<https://doi.org/10.1177/2399808319864972>
32. Zeleke G, Hurni H. 2001. Implications of land use and land cover dynamics for mountain resource degradation in the Northwestern Ethiopian Highlands. *Mountain Res Dev.* 21:184–191.
<https://www.jstor.org/stable/3674160>
33. Zhao, B., Kreuter, U., Li, B., Ma, Z. J., Chen, J. K., & Nakagoshi, N. (2004). An ecosystem service value assessment of land-use changes on Chongming Island, China. *Land Use Policy*, 21, 139–148.
<https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2003.10.003>



Nom et Prénom : SOUICI Imane

Titre : vulnérabilité et perspectives pour une meilleure résilience de réduction des risques sismiques dans la région de Constantine

Thèse en vue de l'obtention du diplôme de Doctorat LMD
en Gestion des techniques urbaines

Résumé

L'évaluation des risques sismiques constitue l'un des principaux défis pour le développement durable dans le nord de l'Algérie. Cette thèse s'inscrit dans une approche intégrée de la gestion du risque sismique, avec un accent particulier sur le bassin Continentale Constantine-Mila, au nord-est de l'Algérie. Ces zones sont soumises à une activité tectonique significative, conjuguée à une vulnérabilité croissante résultant d'une urbanisation accélérée et souvent non maîtrisée. L'objectif principal de ce travail est de cartographier les zones à vulnérabilité sismique en mobilisant des méthodes multidisciplinaires et des données variées.

L'étude repose sur l'élaboration d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) haute résolution, ainsi que de cartes thématiques détaillées permettant d'analyser la morphologie du relief et d'identifier les déformations tectoniques visibles dans le paysage. L'analyse des linéaments hydrographiques, des anomalies de drainage et des indices morphométriques a permis de mettre en évidence l'activité récente de certains accidents géologiques, ainsi que l'adaptation du réseau hydrographique aux structures tectoniques actives.

Par ailleurs, un diagnostic des déplacements co-sismiques induits par les séismes récents en particulier celui du 7 août 2020 a été réalisé à l'aide de la photogrammétrie et de l'interférométrie radar satellitaire (InSAR). Ces techniques ont permis de cartographier avec précision les failles actives et les désordres générés par le séisme, enrichissant ainsi la compréhension des mécanismes sismogéniques locaux.

L'ensemble des données collectées (images satellitaires optiques, données InSAR, MNT, morphométrie) a été intégré dans un Système d'Information Géographique (SIG) afin de produire des cartes d'aide à la décision. Une analyse multicritère fondée sur le Processus Hiérarchique Analytique (AHP) a été appliquée pour évaluer la vulnérabilité territoriale, en croisant les critères structurels, urbains et géo-environnementaux.

Cette recherche fournit un cadre scientifique solide pour renforcer la résilience urbaine grâce à des stratégies de prévention, d'adaptation et d'atténuation des aléas naturels, en cohérence avec les objectifs du développement durable. Les résultats obtenus représentent un outil essentiel pour la planification territoriale et la gestion proactive du risque sismique dans les régions de Constantine et de Mila, permettant d'anticiper les zones vulnérables, d'orienter les décisions d'aménagement et de soutenir la mise en place de politiques de mitigation plus efficaces.

Mots clés : Gestion du risque, séismes, Aléa, Vulnérabilité, Résilience, Bassin Continentale Constantine-Mila, InSAR, Corrélation des images optiques.

Directeur de thèse : BENABBAS Chaouki - Université Constantine 3

Année Universitaire : 2024-2025