

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE  
MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR  
ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE  
UNIVERSITE MENTOURI – CONSTANTINE –

FACULTE DES SCIENCES DE LA TERRE, DE LA GEOGRAPHIE  
ET DE L'AMENAGEMENT DU TERRITOIRE

DEPARTEMENT DES SCIENCES GEOLOGIQUES



N° d'ordre :41/DS/2021  
Série :01/Am/2021

**THESE**

Présentée pour obtenir le diplôme de Doctorat Es-science  
En Géologie

**PROCESSUS GRAVITAIRES ET EVALUATION DE LA  
STABILITE DES PENTES : APPROCHE  
GEOMORPHOLOGIQUE, GEOLOGIQUE, ET  
GEOTECHNIQUE- APPLICATION DANS LE  
CONSTANTINOIS**

OPTION  
GEOLOGIE

PAR  
MANCHAR NABIL

Devant le jury :

<b>Chabour N</b>	Professeur Université Frères Mentouri Constantine	(Président)
<b>Benazouz M</b>	Professeur Université Frères Mentouri Constantine	(Examineur)
<b>Hadji R</b>	Maitre de conférences A Université Ferhat Abbas Setif	(Examineur)
<b>Chadi M</b>	Maitre de conférences A Université Salah Boubnider Constantine 3	(Examineur)
<b>Banabbas C</b>	Professeur Université Boubnider Constantine 3	(Directeur de these)

20/04/2021

2020 / 2021

## Table des Matières :

Titres	Pages
PROBLEMATIQUE	01
OBJECTIFS DE LA RECHERCHE	02
CONTEXTE DE L'ETUDE	03
CADRE DE L'ETUDE ET SITUATION : DELIMITATION ET CHOIX DES THEMATIQUES	03
PRESENTATION DU TRAVAIL	04
SITUATION GEOGRAPHIQUE	04
<b>CHAPITRE I : CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL ET LOCAL DE LA REGION</b>	
I.1. Cadre lithostratigraphique	08
I.2- Principales phases tectoniques	14
I.3 CADRE GEOLOGIQUE LOCAL DE LA REGION D'ETUDE	15
I.4- Les Principaux Traits Tectoniques De La Region De Constantine	27
<b>CHAPITRE II : Environnement hydro climatologique et rôle des eaux souterraines dans les processus gravitaires.</b>	
II.1- Introduction	29
II.2- Contexte climatique et hydrologique	29
II.3- Contexte lithologique	47
II.4- Les eaux souterraines et leur influence sur la stabilité des versants	50
<b>CHAPITRE III : Analyse Morpho-structurale, Activité Séismique et Apport de la Morphométrie</b>	
III.1 Photo Interprétation, Analyse Morphostructurale Et Mouvements Gravitaires	56
III.2- Eléments de réflexions sur la sismicité de la région d'étude	58
III.3- Etude morphométrique	63
III.4- Le Réseau Hydrographique	75
III.5- Conclusion	80
<b>CHAPITRE VI : LES MOUVEMENTS GRAVITAIRES : CONCEPT DE L'ETAT DE L'ART</b>	
IV.1. Cadre General Et Etat De L'art Des Recherches Sur Les Mouvements De Terrain	82
IV.2- Les Mouvements De Terrain : Concept Et Etat De L'art	85
IV.3 Evaluation et cartographie de l'aléa	94
<b>CHAPITRE V: CARTOGRAPHIE ET APPLICATIONS (ZONES ET SITES DE RECHERCHES).</b>	
V.1 Introduction	102
V.2- Quelles Données Pour Quelle Echelle De Travail ?	102
V.3- Matériels Utilises Et Méthodologie Adoptée	103
V.4. Délimitation Des Terrains Correspondant Aux Méthodes De Cartographie De Susceptibilité Adoptées	106
V.5. Le Bassin de Constantine : zone d'étude	108
<b>CHAPITRE VI : LES MOUVEMENTS GRAVITAIRES DE LA REGION DE TAFRENT</b>	
VI.1 Introduction	111
VI.2 Présentation De La Région D'étude	111

VI.3 ANALYSE DE LA CARTE MORPHO-STRUCTURALE	118
VI. 4. Impact Du Climat Et Des Propriétés Des Sols Sur La Dynamique Des Versants	121
VI. 5 Conclusion	131
<b>CHAPITRE VII : CARTOGRAPHIE DE LA SUSCEPTIBILITE AUX GLISSEMENT DE TERRAIN (APPROCHE MULTICRITERE AHP).</b>	
VII.1 Description De La Méthode AHP	133
VII.2 Résultat Et Discussion	136
VII.3 Validations des résultats	156
VII.4 Conclusion	156
<b>CHAPITRE VIII: CARTOGRAPHIE DE LA SUSCEPTIBILITE EN UTILISANT LES METHODES STATISTIQUES (RAPPORT DES FREQUENCES « FR », EVIDENCE DE POIDS « WOFE » ET VALEUR INFORMATIVE « IV »).</b>	
VIII. 1 Matériel et Méthodologie	159
VIII.2 Résultats et validation	169
VIII.3 Conclusion	176
<b>CHAPITRE IX : RELATIONS MOUVEMENTS GRAVITAIRES ET PARAMETRES NATURELS</b>	
IX.1- Introduction	178
IX.2- Mouvements gravitaires/contexte tectonique active	178
IX.3- Mouvements gravitaire/ Lithologie	180
IX.4- Mouvements gravitaires/ Morphologie	180
IX.5- Mouvements gravitaires/Hydrogéologie	185
IX.6- Mouvements gravitaires/cartographie : Contraintes du choix des méthodes.	187
<b>CONCLUSION GENERALE</b>	<b>189</b>
<b>Références bibliographiques</b>	<b>192</b>

***A MON PERE***

***ALLAH YARHMEK.***

## **Préambule**

Ce mémoire est l'aboutissement de onze années de recherches passées à *la Faculté des Sciences de la Terre, de la Géographie et de l'Aménagement du Territoire. Département des Sciences Géologiques, Université Frères Mentouri Constantine 1.*

Débutée en juin 2009, cette thèse a été réalisée, en collaboration avec le laboratoire Géologie et Environnement, sous la direction de Benabbas Chaouki, Professeur à l'Université Constantine 3 (Ex directeur du Laboratoire Géologie et Environnement). Je tiens à le remercier vivement d'avoir accepté de diriger cette thèse, pour le temps précieux qu'il m'a accordé, sa patience envers moi par mon caractère têtu. Ces remarques et discussions ont beaucoup donné de l'âme à la thèse.

Mes remerciements sont adressés à Professeur Chabour Nabil le Doyen de la Faculté des Sciences de la Terre, Géographie et de l'Aménagement du Territoire d'avoir présidé le jury.

Je tiens à remercier Professeur Benazouz Mohamed d'avoir accepté d'examiner ce travail.

Je tiens, également, à remercier Dr Hadji Rihab de l'université de Sétif pour son temps consacré à évaluer ce travail.

J'ai eu la chance et l'immense honneur de côtoyer dans le cadre du projet de l'Autoroute Est Ouest, des gens brillants travaillant dans le domaine des investigations géologiques et géotechniques. Ces individus et experts appartenant au consortium COJAAL (Consortium Japonais pour l'Autoroute Algérienne) chargé de la construction et aux équipes chargées du consulting, chargées de l'appui et de l'accompagnement dans la cartographie et dans les investigations (équipe du Pr Benabbas et celle du bureau de consulting OYO). J'ai eu l'honneur et le privilège de les côtoyer et d'apprendre avec eux la rigueur et l'honnêteté scientifique.

Ce projet a permis de m'initier aux travaux de terrains et investigations géologiques et géotechniques, à la corrélation et à l'esprit de synthèse. Je tiens à rendre hommage à toutes ces personnes qui m'ont appris tant de choses. Ils ont semé en moi un esprit critique et rigoureux. Parmi ces personnes : l'équipe OYO International (Masaki Kimura, Morikawa Yukihiro, Maeda and Youshida Takashi); Les responsables de la section route (Tsumaki Yoshinori; Tani Hirokazu; Nakamura Takashi) l'équipe de Tunnel section (Tadashi Tanaka, Masahiro Homma, Doki Hiroyuki); le premier responsable du camp 4 Hamada Hirofumi; et mon chef hiérarchique dans la section engineering Mr Kamisakoda Kazut.

Je tiens à remercier Mr Toshiaki IMAMURA l'ex-directeur général de COJAAL (du Camp 1 à Camp 4) pour m'autoriser à utiliser les données et moyens que disposait l'entreprise en tant que Ingénieur ou après en tant que enseignant après mon départ de COJAAL.

Ma profonde gratitude est adressée à Monsieur Kafi Mohamed Salah, Le Directeur régional de l'ADA (Algérienne des Autoroutes) Ex ANA (Agence Nationale des Autoroutes) et d'avoir accepté de m'autoriser l'exploitation des données concernant l'Autoroute Est Ouest.

Je tiens encore à remercier tous le personnel de ADA (Algérienne des Autoroutes) notamment l'équipe du camp 4 à leur tête Le chef projet de Constantine Mr Hamani Issam pour toute l'aide.

Je tiens à remercier les enseignants et le personnel de la Faculté des Sciences de la Terre, de la Géographie et de l'Aménagement du Territoire en général et les enseignant des départements des Sciences géologiques et Sciences Hydrogéologiques en particulier dont parmi eux mes enseignants de graduations et post-graduation

*Mr Boufaa Kamel*, Enseignant chercheur à Faculté des Sciences de la Terre, de la Géographie et de l'Aménagement du Territoire, pour m'avoir accueilli au début de cette thèse, m'avoir fait profiter de ses connaissances approfondies des approches probabilistes et techniques par SIG et d'être venu sur le terrain pour y observer les différents phénomènes du site d'étude.

*Mr Bougherara Ahmed*, Maitre de conférences A à l'université frères Mentouri Constantine 1 d'avoir accepté de m'aider surtout sur les approches géomorphologiques. J'ai beaucoup profité de ces remarques et esprit d'analyse précieux.

Pendant ces années de travail (enseignement à l'université d'Oum El Bouaghi, nouvelle période pour moi d'initiation à l'enseignement, j'ai été encouragé à m'améliorer dans la pédagogie et continuer à la recherche par plusieurs collègues en premier lieu je citerais le Doyen de la faculté Professeur Addad Med Cherif ; avec eux j'ai trouvé toutes les facilités administratives. Mes collègues enseignants de la faculté des sciences de la terre et de l'architecture en général et les enseignants du département de géologie en particulier.

Je ne saurai oublier de remercier les membres de ma famille qui m'ont encouragé mes sœurs Zeineb, Kenza, Khadidja, Assia et Rania. Mes frères Mohamed et Abdallah.

A mes chers enfants : Chamseddine mes yeux, ma belle Rym, et mon adorable Firas.

A celles et ceux qui ont laissé un bon souvenir. Et puis merci à toi pour avoir été là, à mes côtés depuis des années.

Je reste reconnaissant toujours à celle qui m'a toujours donné l'espoir de vivre et la volonté de combattre les difficultés de cette vie ma chère maman, ce travail t'est dédié.

# **PROCESSUS GRAVITAIRES ET EVALUATION DE LA STABILITE DES PENTES : APPROCHE GEOMORPHOLOGIQUE, GEOLOGIQUE, ET GEOTECHNIQUE- APPLICATION DANS LE CONSTANTINOIS**

## **Résumé**

De nombreux projets sont souvent compromis, lors de leur réalisation, et la cause principale revient, dans la plupart des cas, à une méconnaissance des facteurs naturels (géologiques et géotechniques) des sites notamment dans le Constantinois ainsi que dans de nombreuses régions d'Algérie du nord, les structures géologiques associées à une néotectonique active et aux mouvements gravitaires sont encore mal comprises. En fait, notre aire d'étude fait partie du bassin néogène Mila-Constantine. Il est aussi sujet à d'importants « mouvements gravitaires ».

La région de Constantine fait partie d'un grand bassin versant KEBIR-RHUMEL. Elle englobe partiellement les sous bassins versant : Rhumel Seguin, Boumerzoug et Rhumel Smendou. La région est caractérisée par un climat semi-aride. Le contexte géologique est assez particulier dans le tronçon nord-oriental de la chaîne des maghrébides de l'Algérie du nord. Il s'agit de formations d'âge allant du Trias au Plio-Quaternaire.

L'analyse et la cartographie du risque « mouvements gravitaires » visent, parmi différents objectifs (connaissances des phénomènes, adaptation des contre-mesures, etc.), l'amélioration de la prévention. Pour l'évaluation de l'aléa (ou susceptibilité) puis du risque mouvements de terrain plusieurs méthodes sont adoptées. Ces approches sont de type qualitative (géomorphologique), semi-qualitative (AHP) ou quantitative (méthodes statistiques). L'exploitation de ces différentes approches a permis de comprendre les relations entre les facteurs conditionnant le glissement de terrain.

**Mots clés: Constantine, glissement de terrain, risque, géomorphologie, susceptibilité, statistique**

# **GRAVITY PROCESSES AND EVALUATION OF SLOPE STABILITY: GEOMORPHOLOGICAL, GEOLOGICAL, GEOTECHNICAL APPROACH- APPLICATION IN THE CONSTANTINOIS**

## **Abstract**

Many projects are often compromised, during their realization, and the main cause is, in most cases, a misunderstanding of knowledge of the natural factors (geological and geotechnical) of the sites, especially in the Constantinois as well as in many regions of northern Algeria, the geological structures associated with active neotectonics and gravity movements are still poorly understood. In fact, our study area is part of the Mila-Constantine Neogene basin. It is also subject to important "gravity movements".

The Constantine area is part of a large KEBIR-RHUMEL watershed. It partially includes the sub-watersheds areas: Rhumel Seguin, Boumerzoug and Rhumel Smendou. The region is characterized by a semi-arid climate. The geological context is quite particular in the north-eastern section of the Maghrebids chain of northern Algeria. It is about formations of age going from Trias to Plio-Quaternary.

The analysis and mapping of the risk "gravity movements" aims, among various objectives (knowledge of phenomena, adaptation of countermeasures, etc.), the improvement of prevention. For the evaluation of the hazard (or susceptibility) then of the risk of earth movements several methods are adopted. These approaches are qualitative (geomorphological), semi-qualitative (AHP) or quantitative (statistical methods). The exploitation of these different approaches has allowed to understand the relationships between the factors conditioning the landslide.

**Key words: Constantine, landslide, risk, geomorphology, susceptibility, statistics**



## العمليات المتعلقة بالجاذبية (الإنزلاقات الأرضية) و تقييم إستقرار المنحدرات. مقارنة جيومورفولوجية، جيولوجية و جيوتقنية. تطبيق على المجال القسنطيني الكبير

### ملخص

غالبًا ما تتعرض العديد من المشاريع للخطر أثناء تحقيقها ، والسبب الرئيسي ، في معظم الحالات ، هو نقص المعرفة بالعوامل الطبيعية (الجيولوجية والجيوتقنية) للمواقع ، لا سيما في قسنطينة وكذلك في العديد من مناطق شمال الجزائر. لا تزال الإنزلاقات الأرضية للتكوينات الجيولوجية المرتبطة بالتكتونية الحديثة النشطة غير مفهومة جيدًا. في الواقع ، منطقة دراستنا هي جزء من حوض نيوجين ميلية قسنطينة. كما أنه يخضع " الإنزلاقات الأرضية " الكبيرة.

منطقة قسنطينة جزء من الاحواض المائية الكبيرة " الرمال الكبير ". وهي تشمل جزئيًا الاحواض المائية الفرعية: الرمال- وادي سقان و الرمال- بومرزوق و الرمال- سمنود. تتميز المنطقة بمناخ شبه جاف. السياق الجيولوجي محدد تمامًا في القسم الشمالي الشرقي من سلسلة التضاريس في شمال الجزائر. هذه تشكيلات من الأعمار تتراوح من العصر الترياسي إلى العصر البليوسان و الرابع.

يهدف تحليل ورسم خرائط مخاطر " الإنزلاقات الأرضية " ، من بين أهداف مختلفة (معرفة الظواهر ، وتكييف التدابير المضادة ، وما إلى ذلك) ، إلى تحسين الوقاية. لتقييم الخطر (أو القابلية للتأثر) ثم مخاطر التحركات الأرضية ، تم اعتماد عدة طرق. ( أو كمية طرق إحصائية). جعل استخدام هذه الأساليب المختلفة من AHP هذه المقاربات نوعية (جيومورفولوجية) أو شبه نوعية ( الممكن فهم العلاقات بين العوامل التي تؤثر على الانهيار الأرضي.

الكلمات المفتاحية: قسنطينة ، الإنزلاقات الأرضية ، خطر ، جيومورفولوجيا ، قابلية ، إحصائيات

## PROBLEMATIQUE:

Dans le Constantinois ainsi que dans de nombreuses régions d'Algérie du nord, les structures géologiques associées à une tectonique active et les mouvements gravitaires sont encore mal compris. Par ailleurs et si seuls les paramètres socio-économiques sont pris en compte lors de la planification de la croissance urbaine et industrielle, les infrastructures (bâtiments, routes, usines, etc.) peuvent être menacées par des phénomènes naturels, tels que ceux de nature géomorphologique. En fait, des processus tels que les mouvements gravitaires et les inondations peuvent causer de graves dommages et, dans de nombreux cas, des pertes de vies humaines. L'utilisation de documents cartographiques capables de décrire et d'expliquer la distribution spatiale de ces dangers naturels ou de la prédisposition à leur apparition est devenue cruciale pour la planification et la gestion correctes du territoire (Bathrellos et al. 2012).

Parmi les pays les plus affectés, le Japon est celui qui paie le plus lourd tribut avec 1.5 milliard de dollars de dégâts par an et une dépense de 4.4 milliard de dollars pour la mitigation (période 1973-1992 ; Nishimoto, 1992). Suivent l'Italie, les Etats-Unis et l'Inde avec respectivement 1.8, 1.4 et 1 milliard de dollars de dégâts par an (Shuster, 1996 in Thiery, 2007). Outre les dommages matériels, les « mouvements gravitaires » ont provoqué 800 à 1000 victimes en moyenne par ans depuis 20 ans (Aleotti et Chowdhury, 1999) et depuis 1993, 940 personnes ont été tuées chaque année, la majorité résidant au Pérou, en Chine, au Japon, en Italie et aux Etats-Unis (Evans, 1997 ; Guzzetti, 2000).

Ces quelques exemples et chiffres montrent que les conséquences induites se révèlent dangereuses pour les vies humaines que pour l'économie. Enfin, les conséquences indirectes peuvent se traduire par de lourds investissements pour le confortement et la protection des infrastructures et des populations (surveillance, travaux de stabilisation et de confortement).

En Algérie, particulièrement dans la région de Constantine, la surveillance des glissements de terrain notamment ceux qui touchent les ouvrages d'arts (pont de Sidi Rached, Pont Salah Bey) et les infrastructures ferroviaires et autoroutières a coûté beaucoup d'argent pour le trésor public.

Il existe donc une forte demande sociale pour la définition du risque « mouvement gravitaire », notamment pour sa prévision spatiale et temporelle et sa prévention. Cette demande s'est accrue constamment au fil du temps sous l'effet de plusieurs facteurs (Besson, 1996 ; Mallet, 2003) : (i) croissance économique et démographique (Finlay et Fell, 1997 ; Alexander, 2002 ; Crozier et Glade, 2005), (ii) accroissement de la mobilité des populations, (iii) perte de la mémoire du « risque » et excès de confiance dans les systèmes de protection (Charlier et Decrop, 1997).

De nombreux projets sont souvent compromis, lors de leur réalisation, et la cause principale revient, dans la plupart des cas, à une méconnaissance des facteurs naturels (géologiques, géomorphologiques et géotechniques) des sites. A titre d'exemple, la construction de l'autoroute est

ouest en Algérie, franchit des zones franchement instables à l'endroit desquelles, ont été projetés des remblais de grandes hauteurs. La réalisation de ces derniers a conduit, immédiatement, à leur déstabilisation par suite de la rupture du sol support. De ce fait, les responsables du projet ont lancé, au fur et à mesure, des campagnes d'expertises pour résoudre les problèmes d'instabilités (Equipe venue de OYO Corporation, Equipe de Benabbas. C.). j'ai eu l'honneur et le grand privilège d'accompagner ces deux équipes, au nom de Consortium COJAAL (Camp 4).

La prédisposition des versants aux glissements de terrain, relève de plusieurs facteurs interactifs : sensibilité à l'eau des formations, précipitations hivernales concentrées (averses), tectonique récente, plio-quadernaire, décompression des terrains à la faveur d'une érosion active, relief, sismicité (Bougdal et al., 2007, 2013; Pincent et al., 2008; Machane et al., 2008; Guemache et al., 2011; Manchar et al., 2012; Bourenane et al., 2014, 2016).

Dans certains cas d'études de projet d'infrastructures, les études géotechniques ont souvent négligé l'étude du contexte géologique des sites, au profit d'analyses ponctuelles (sondages carottés, essais géotechniques in situ et en laboratoire) qui ne suffisent pas à elles seules, à évaluer l'aptitude des sites à recevoir des travaux ou à supporter des modifications morphologiques importantes (terrassment excessifs).

Par ailleurs, les études menées dans le cadre de projet de construction autoroutière, en Algérie, accordaient peu d'intérêt à l'analyse des conditions naturelles des sites en question et jusqu'à nos jours, la part réservée à la géologie, dans les études de sols, est souvent réduite à des extraits de documents bibliographiques (cartes géologiques de petites échelles, travaux universitaires) dont le caractère fondamental et trop général et ne donne pas toute l'information, juste, utile et pratique.

## **OBJECTIFS DE LA RECHERCHE**

La présente recherche s'organise autour de trois grandes questions principales :

- (i) La nature des données nécessaires et indispensables pour une cartographie de la susceptibilité.
- (ii) Les liens et relations entre les mouvements gravitaires, les déformations tectoniques, l'aspect (l'allure) du relief (topographie, forme érosive, traces de paléomouvements...ect.) et l'action des ressources en eau (de surface et de profondeur).
- (iii) L'obtention des résultats fiables et transposables à des sites aux conditions morphogéologiques semblables (lois de répartitions).

## **CONTEXTE DE L'ETUDE**

Depuis une vingtaine d'années plusieurs programmes de recherches universitaires et interdisciplinaires ont été engagés pour inventorier, caractériser, développer des techniques expertes et des lois de répartition surtout en ce qui concerne la relation entre l'héritage structural d'une part et d'autre part les mouvements gravitaires. Ces programmes de recherches ont permis de soutenir scientifiquement et financièrement plusieurs thèses de doctorat dont les plus récentes ont été centrées sur l'analyse morpho structurale des bassins continentaux de l'Algérie nord orientale (thèse de C. Benabbas, 2006), l'identification des zones instables dans la ville de Constantine (thèse de R. Bougdal, 2007), ou l'utilisation des approches quantitatives pour la cartographie et les modèles d'analyse spatiales associés (Thèse de R. Hadji, 2013).

Ces travaux ont permis d'élargir le champ de connaissances de ces phénomènes notamment leurs caractéristiques morphologiques, leurs facteurs de contrôle et leurs évolutions temporelles pour des conditions données.

Le bassin Néogène Mila-Constantine est aussi sujet à d'importants « mouvements gravitaires ». Ces mouvements ont été inventoriés par plusieurs travaux et expertises dans le cadre de réalisations de projets et infrastructures ferroviaires et autoroutières ainsi que des travaux de recherches. Si la localisation de ces mouvements de versant est donc connue, leur typologie, leur activité, leur âge et les facteurs de contrôle sont encore à définir.

C'est dans ce cadre scientifique que s'est mise en place cette thèse soutenue scientifiquement par le ministère des travaux public représenté par l'ADA (Algérienne des Autoroutes).

## **CADRE DE L'ETUDE ET SITUATION : DELIMITATION ET CHOIX DES THEMATIQUES**

Le choix de la thématique a été guidé par le souci d'une meilleure compréhension de l'ensemble des éléments composant les mouvements gravitaires : depuis les facteurs naturels de prédisposition et les facteurs déclencheurs (naturels ou anthropiques) jusqu'aux questions pratiques d'aménagement et d'environnement liées à l'intervention de l'homme à savoir la gestion de risque.

Et ceci dans un cadre multi scalaire : de la grande échelle (l'échelle d'un simple glissement de terrain) à moyen échelle (à l'échelle du bassin versant) en tenant compte de la combinaison avec les caractéristiques morpho géologiques de la région, de s'appuyer sur les données récoltées de multitudes sources (climatiques, topographiques, géologiques, sismiques et géotechniques).

Enfin, ce choix répond à notre souci de nous « projeter » dans ce que sera le concept de gestion du risque mouvement gravitaire.

## **PRESENTATION DU TRAVAIL :**

La thèse présentée ici, traite les mouvements gravitaires étudiés dans des formations appartenant à différents ensembles géologiques qui constituent une partie du sous-bassin versant (Rhumel Smendou) dans la région nord de Constantine, en relation avec la tectonique récente et actuelle. Notre travail traite, à travers plusieurs exemples, les grands problèmes posés par ce risque naturel et fréquent en Algérie du Nord.

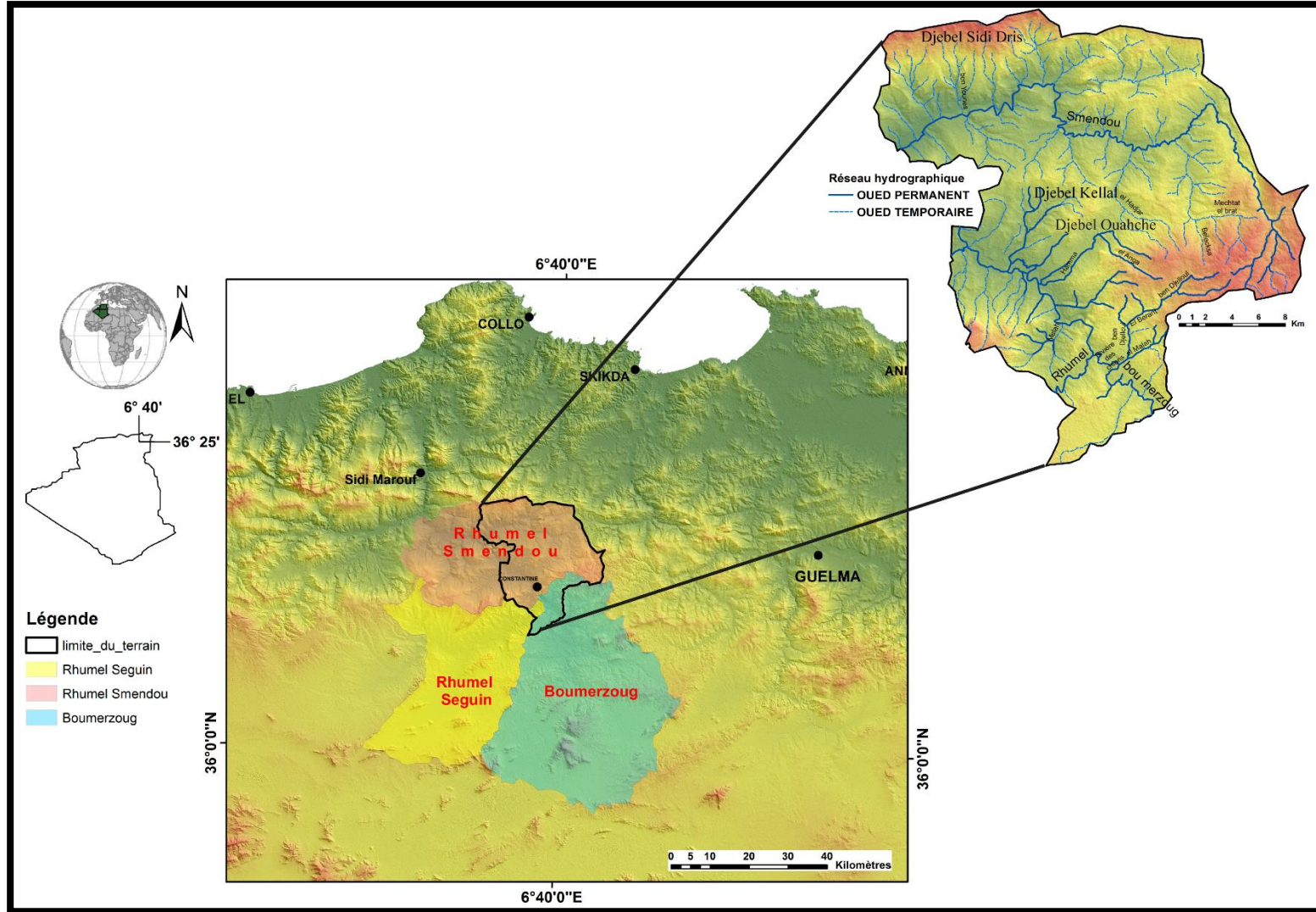
Ces travaux portent sur :

- Une synthèse bibliographique du contexte géologique du Constantinois et de Constantine en particulier, complétées par une interprétation des photographies aériennes et des images satellitales. Cela consistera à faire l'identification, l'inventaire et la caractérisation des zones à risques, leurs étendues et leurs tailles.
- L'inventaire des mouvements et désordres et la cartographie de la susceptibilité à ces phénomènes en se basant sur des observations directes sur le terrain, l'analyse des cartes thématiques touchant la zone d'étude et les méthodes quantitatives en utilisant les SIG.
- Une étude exhaustive de certains cas de glissements par l'analyse des données d'investigations géologiques et géotechniques plus ou moins détaillée de quelques zones de glissement, à grandes échelles, précisant les contours des zones instables ainsi que les indices morphologiques associés.
- Finalement, une synthèse sera consacrée aux relations : mouvements gravitaires-lithologie, mouvement gravitaires-tectonique, mouvement gravitaires-géomorphologie, mouvement gravitaires-hydrologie/hydrogéologie et mouvement tectonique, pour aboutir à une conclusion sur l'étude globale des mouvements gravitaires dans l'aire d'étude.

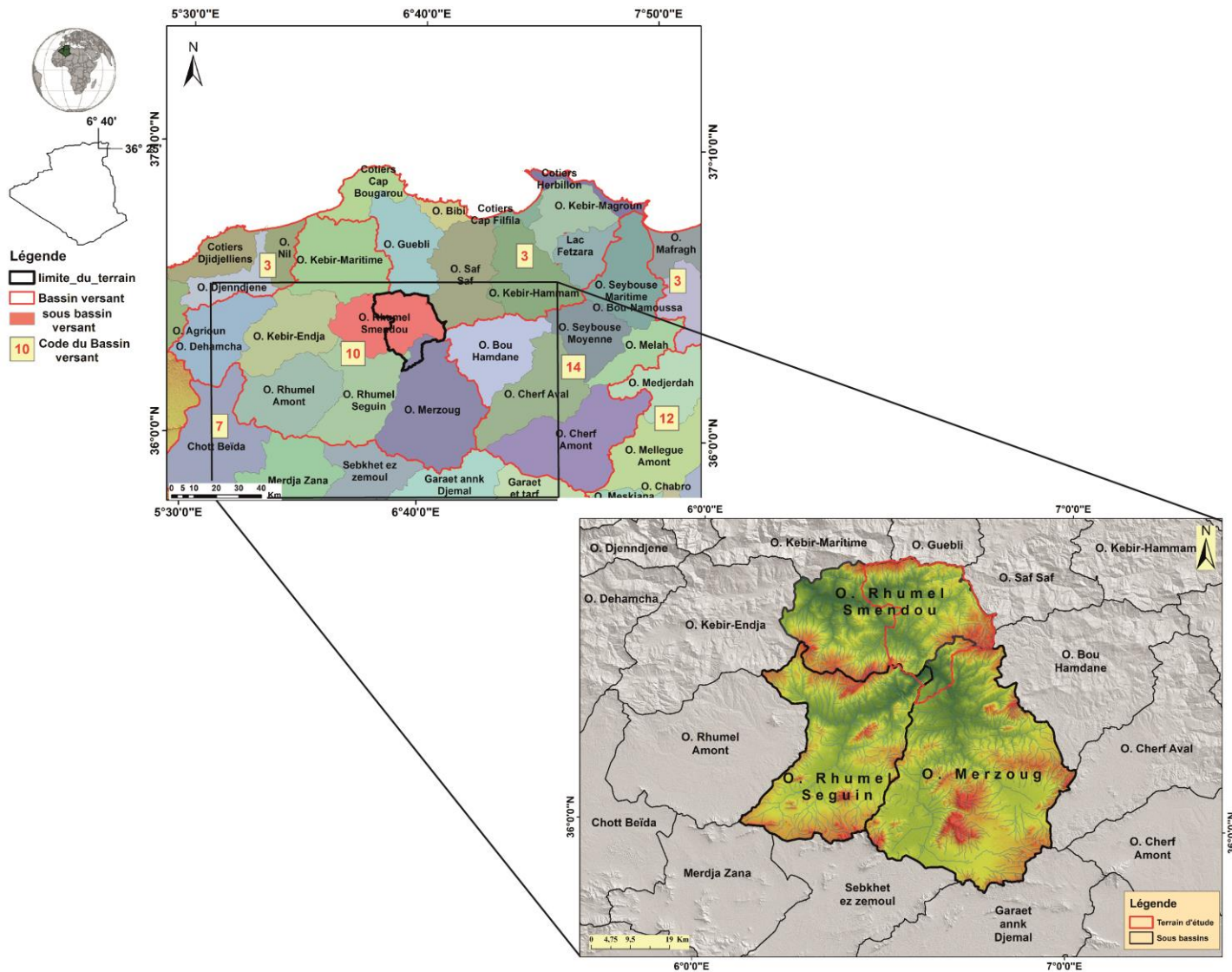
## **SITUATION GEOGRAPHIQUE**

La région d'étude fait partie du grand bassin versant KEBIR-RHUMEL. (**Fig. 01** et **02**). Elle englobe partiellement les sous bassins versant : Rhumel Seguin, Boumerzoug et Rhumel Smendou. En fait, notre aire d'étude fait partie du bassin néogène Mila-Constantine.

Autour de Constantine, de très importants massifs carbonatés souvent limités par d'importantes falaises dominant le paysage environnant.



**Fig. 1:** Situation géographique de la région d'étude (Manchar N. 2021).



**Fig. 02 Bassins hydrographiques de l'Algérie du Nord et position de la zone d'étude.**

**CHAPITRE I : *CADRE GEOLOGIQUE***  
***REGIONAL ET LOCAL***



## **I. CADRE GEOLOGIQUE REGIONAL ET LOCAL**

Les massifs appartenant à la région de Constantine font partie du tronçon nord-oriental de la chaîne des maghrébides de l'Algérie du Nord. Cette chaîne qui s'étale sur plus de 2000 km allant de Gibraltar à la Calabre, a été étudiée par de nombreux auteurs (Durand Delga, 1955 ; R. Guiraud, 1973 ; Bouillin, 1977, Vila J. M., 1980 ; Wildi, 1983 ; Coiffait, 1992 ; KaziTani, 1986 ; Chadi, 1991...).

L'ensemble de ces études a permis de préciser l'évolution paléogéographique et structurale de la chaîne. Il est de coutume de subdiviser cette chaîne en plusieurs domaines : domaine interne, domaine des flyshs, domaine des nappes telliennes externes et le domaine autochtone externe (**Fig. I.1**).

### **I.1-Cadre lithostratigraphique**

#### **I.1.1- Domaine interne**

##### **I.1.1.1- Le socle kabyle**

La Petite Kabylie montre les affleurements du socle, qui comporte à la base des gneiss correspondant aux conditions de haute pression du faciès des granulites. Au-dessus desquels viennent des gneiss, des marbres, des micaschistes et des phyllades (Durand Delga, 1955).

##### **I.1.1.2- La chaîne calcaire ou Dorsale Kabyle(Fig. I.1)**

Elle constitue la couverture de la bordure méridionale du socle ; elle n'affleure pas dans la région de Constantine. Elle est constituée par des formations, allant du Permo-Trias au Lutétien (Raoult, 1969). La chaîne calcaire admet une couverture gréso-micacée d'âge Priabonien à Oligocène supérieur. La région de Constantine est constituée de formations géologiques appartenant au domaine des nappes externes. Elles se distinguent de celles appartenant aux socles et la chaîne calcaire.

#### **I.1.2- Domaine des flyschs(Fig. I.1)**

Deux grands types de flyschs gréseux ont été défini : le flysch Maurétanien (Gélard, 1969) et le flysch Massylien (Raoult, 1969).

##### **I.1.2.1- Flysch Maurétanien**

Il montre une série allant du Malm au Priabonien, il est représenté par des Radiolarites rouges du Malm, surmontée par des calcaires du Néocomien passant vers le haut à une puissante formation argilo-gréseuse. Cette série est datée par les étages du Barrémien à l'Albien (Bouillin, 1977). La série se poursuit par des calcaires au sommet d'âge Crétacé supérieur qui se termine par un ensemble complexe de marnes, de calcaires microbréchiques sableux et de conglomérats datés du Turonien au Priabonien inférieur (Bouillin, 1977).

### **I.1.2.2-Flysch Massylien**

Il est représenté par une alternance de pélites et de grès Crétacé inférieur surmontée par des niveaux de phanites du Cénomaniens. Au sommet de la série on y rencontre un ensemble marno-microbréchiqne sableux d'âge Crétacé supérieur.

Les formations de flyschs affleurent au Constantine. Elles sont représentées en contact anormal entre les séries telliennes et numidiennes.

### **I.1.3- Domaine des nappes externes (Fig. I.1)**

#### **I.1.3.1- Les séries telliennes**

Ce sont des séries épaisses à dominante marneuse et elles sont issues du sillon tellien. Selon les caractéristiques des dépôts de ce sillon, il a été subdivisé (Wildi, 1986) du nord au sud en trois séries :

- Les séries ultra telliennes ;
- Les séries centralotelliennes ou tellien au sens strict (ss) ;
- Les séries pénitelliennes ;

#### **I.1.3.1.1- Les séries ultra telliennes (Fig. I.4)**

Largement développées à l'est, ces séries comportent au Lias des dolomies puis des calcaires fins et des minces radiolarites verdâtres ; le Malm montre des calcaires fins et des minces Radiolarites verdâtres. Le Néocomien Barrémien se présente sous forme de marno-calcaires à Ammonites pyriteuses, il est discordant sur le Malm. L'Albo-Aptien et le Cénomaniens, réduits ou absents sous un Sénonien discordant et transgressif, marneux à niveaux conglomératiques. Il est souvent rencontré sous forme de klippes sédimentaires. La série se termine par un Eocène marneux ou argileux. Les séries ultra telliennes sont généralement caractérisées par des facies à couleur claire.

Les formations ultra telliennes sont représentées à Djebel Ouahche par des séries allant du Barrémien jusqu'à l'Eocène inférieur dont :

1. Le Barrémien : est représenté par des marnes bleuâtres, renfermant quelques niveaux plus calcaires de teinte également bleuâtre à patine claire, il affleure surtout au Chabat el Barda et au Bourdj benTarzi à l'est de la pépinière de Djebel Ouahche.
2. L'Aptien : est largement représenté à Djebel Ouahche, il est représenté par des marnes plus noires et un aspect schisteux.
3. L'Albien : est représenté par des marnes très froissées, d'âge Albien inférieur à moyen, avec des teintes tirant vers le gris vert devenant jaunâtre à l'affleurement (Coiffait et Vila, 1977). L'Albien supérieur se caractérise par l'apparition de gros bancs de calcaire micritique gris clair à patine gris bleutés, alternant avec des marnes grises feuilletés (Coiffait et Vila, 1977). Les formations les mieux exposées de cet étage sont situées à l'est de la route de la pépinière, elles constituent deux petits affleurements.
4. Le Vraconien : est constitué par des marnes verdâtres, il affleure rarement.

5. Le Turonien à Coniacien : marneux de couleur verte à jaune de faible puissance.
6. Le Santonien à Companien : renfermant de rares bancs de calcaires fins à proximité de l'antenne de télévision, parfois ces formations sont représentées en série renversée.
7. Le Maastrichtien : est caractérisé par des formations à teinte claire et des épaisseurs considérables de l'ordre de 200 m. On les rencontre surtout sur les revers sud du Djebel Ouahche, et à l'est du Draa en Naga. Cet âge est représenté par des alternances de micrites claires et des marnes claires au Maastrichtien inférieur, des marnes claires parfois bleuâtres avec de petits bancs de micrites calcaires au Maastrichtien inférieur, des marnes claires parfois bleuâtres avec de petits bancs de micrites calcaires au Maastrichtien moyen et supérieur.
8. Le Paléocène : affleure sur des surfaces très réduites. Les formations correspondant sont des marnes grises claires. On les rencontre au nord de Djebel Ouahch.
9. Eocène inférieur : il s'agit de paquets éparpillés au-dessus des marnes argileuses noires à boules jaunes d'un Lutétien tellien (Centralotellien). Il s'agit d'alternance de calcaires et des marnes argileuses : les calcaires sont disposés en bancs irréguliers d'épaisseur variable. Ce sont des calcaires micritiques à flammes grises renfermant des Radiolaires. Un deuxième faciès plus argileux, comprenant quelques niveaux bio classés. Les formations de cet étage se développent surtout à l'est de l'Oued el Haad au sud de la route de la pépinière de Djebel Ouahche.

#### **I.1.3.1.2- Les séries centralotelliennes ou le Tellien au sens strict (ss)**

La région de Constantine a cette subdivision paléogéographique. Les formations de cette unité affleurent au nord du massif de M'cid Aïcha et le long de l'Oued Kebir (sud d'El Milia) (Lahondère, 1987).

Ces formations sont caractérisées par un Paléocène marneux, des calcaires gris à noirs à silex d'âge Eocène inférieur et des marnes à boules jaunes d'âge Lutétien.

Dans la région d'étude, ces formations sont définies par Coiffait et Vila (1977). Elles sont représentées par des masses marneuses ou argileuses grisâtres ou bleuâtres ou franchement noires, renfermant de grosses boules jaunes dont le diamètre varie du centimètre au décimètre. De nombreux « beef » de couleur rousse découpent ces marnes. On les retrouve sur le sol. Les datations de ces formations ont donné des âges allant du Vraconien au Lutétien. Les formations de l'Eocène à blocs se développent essentiellement de Sidi M'cid à EzZefzouf. Elles donnent de nombreux blocs le long de l'Oued el Haad en contre bas de la côte 667, mais c'est surtout au nord de Sidi M'cid à l'est de la voie ferrée qu'elles sont les mieux développées.

#### **I.1.3.1.3- Les séries pénitelliennes**

C'est l'espace paléogéographique situé entre les séries néritiques franches à sédimentation calcaire continue jusqu'au Sénonien supérieur (Rocher de Constantine), et les formations issues du domaine tellien au sens strict à dominante marneuse (Vila, 1980). Elles se caractérisent par un Jurassique et un Crétacé inférieur plus ou moins carbonatés d'où leur affinité avec les séries néritiques.

A partir du Crétacé moyen, la sédimentation passe à des formations à prédominance marneuses, ceci leur donne un cachet plus tellien.

### **I.1.3.2- Les séries de l'avant pays**

La chaîne des Maghrébides est bordée, au sud, par des avant-pays de nature et de comportement tectonique variables. On peut considérer, successivement d'Est en Ouest les unités et domaines suivants :

#### **I.1.3.2.1- Unité néritique constantinoise**

Les séries néritiques constantinoises forment des massifs isolés (**Fig.I.4**), de tailles variables ; caractérisées principalement par des formations carbonatées, du Mésozoïque, cette unité fut considérée pendant longtemps comme autochtone, Durand Delga,(1969) ; elle est allochtone et chevauche, pour Vila,(1980), les écailles de Sellaoua et les unités sud-sétifiennes. L'autochtone de cette unité est reprise par Chadi (1991) et Coiffait (1992). Une certitude cependant, durant les phases tectoniques alpines, cette unité s'est comportée de façon rigide.

#### **I.1.3.2.2-Unités sud- sétifiennes(Fig. I.1)**

Ces unités considérées par Savornin (1920) comme « batipré-saharien », ont été décrites par Vila (1980) sous l'appellation « ensemble allochtone sud sétifien ». Elles sont caractérisées par des séries mésozoïques de plates-formes admettant des intercalations pélagiques.

#### **I.1.3.2.3-Unités des Sellaoua**

Ces unités sont issues d'un sillon allongé du Sud-Ouest au Nord-Est. Elles affleurent au sud-est des massifs composant l'unité néritique constantinoise et comprennent essentiellement des terrains marno-calcaires crétacés avec un léger apport détritique dans le Crétacé supérieur.

#### **I.1.3.2.4- Le para autochtone Nord-aurésien**

Il constitue le bord septentrional de l'autochtone atlasique. Ce para-autochtone est défini par l'ensemble des structures formées par les monts d'AïnYaghout et par les Djebels (Hanout, Guellif, Sidi Reghis) dans la région d'AïnKercha et d'Oum El Bouaghi.

Cet ensemble a été violemment affecté par la tectonique alpine. Le Trias de la région des lacs peut être interprété comme le cœur d'un vaste pli couché.

### **I.1.3.3- Les séries stratigraphiques postérieures à la phase éocène**

#### **I.1.3.3.1- Le Nummulitique II (Fig. I.1)**

Ce sont des formations grés-micacées, d'âge Priabonien à Oligocène supérieur qui constituent la couverture des séries de la chaîne calcaire et des flyschmaurétaniens (Bouillin, 1977).

**I.1.3.3.2- L'Oligo-Miocène Kabyle (O.M.K)**

L'Oligo-Miocène Kabyle constitue la couverture transgressive et discordante du socle kabyle, il comporte des grès micacés, admettant des conglomérats à leur base et des silexites à leur sommet. Il débute à l'Oligocène supérieur et est surmonté par des olistostromes à débris de flyschs d'âge Aquitanien et Burdigalien inférieur.

**I.1.3.3.3- Le Numidien (Fig. I.1)**

Il est constitué par une trilogie de faciès qui sont de bas en haut (Vila, 1980) :

- Des argiles varicolores (argiles sous Numidiennes) à Tubotomaculum (Oligocène supérieur) ;
- Puis des grès épais en gros bancs à quartz bien roulés ;
- Enfin des formations supra numidiennes, marneuses, admettant des silexites, qui atteignent le Burdigalien ;

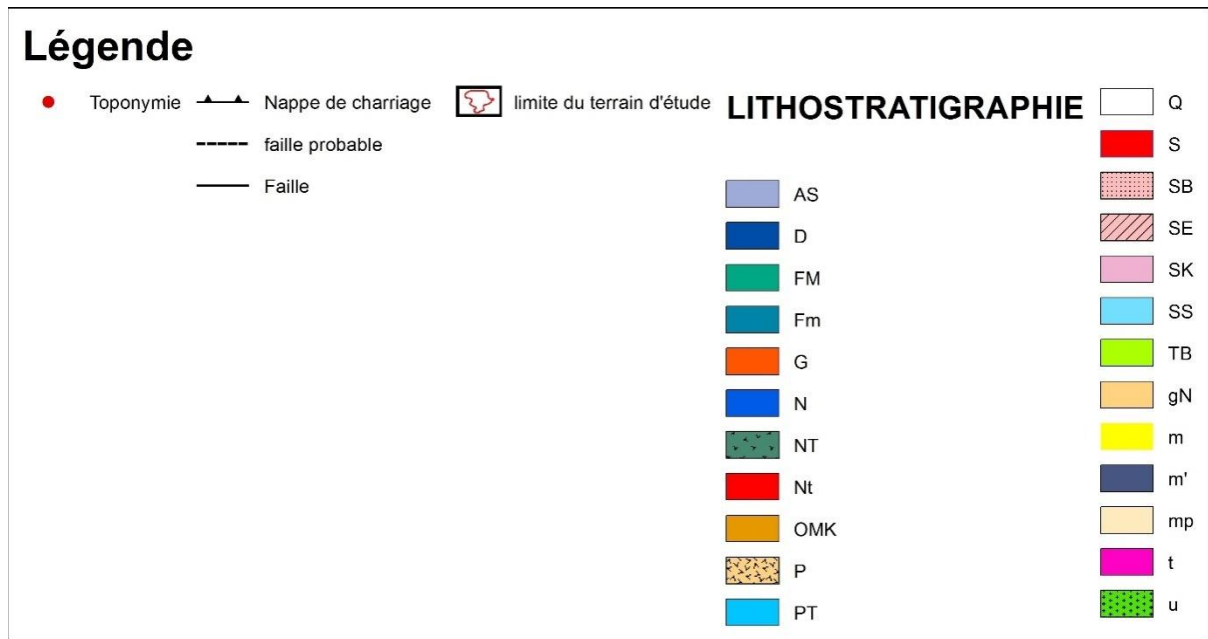
**I.1.4- Domaine autochtone de l'Atlas saharien**

En Algérie orientale, ce domaine se caractérise par une sédimentation mésozoïque épaisse marneuse à dominante pélagique, il se positionne dans le prolongement de l'Atlas tunisien. Il est constitué en Algérie d'Ouest en Est par les monts du Hodna, de Bellezma, des Aurès et les monts du Mellègue.

**I.1.5- Le magmatisme miocène**

La région de Petite Kabylie, plus au nord de la région de Constantine, est caractérisée par un magmatisme miocène qui pourrait être d'origine crustale de BP et HT, où se développent des microgranodiorites, des microgranites des ignimbrites aux environs d'El-Milia et Collo. Ce magmatisme est de type calco-alkalin (Semroud, 1970 ; Semroud et Fabries, 1976 ; Semroud et al., 1992 ; Boullin, 1983 ; Ouabadi, 1987, 1994, in Chadi, 2004). Il apparaît également au Djebel Filfila, au Beni Touffoute et au Cap Bougaroune.





**Figure I.1** Tiré de la carte géologique au 1/500000 du NE Algérie et les confins algéro-tunisiens (D'après Vila, 1980) : (*Q* : Quaternaire indifférencié (Villafranchien à actuel) ; *AS* : Ensemble allochtone Sud Sétifien, *D* : Chaine calcaire : Paléozoïque à Lutétien supérieur des zones internes médianes et externes ; *FM* : Flyschsmaurétaniens ; *Fm* : Flyschsmassyliens, Séries typiques à phtanites ou à brèches vertes et rouges ; *G* : Granites, grano-diorite, microgranites, dolirites et rhyolites ; *N* : Nappe néritique contantinoise ; *NT* : Nappes telliennes S.S ; *Nt* : Nappes telliennes ; *OMK* : Oligo- Miocène kabyle, olistostrome ; *P* : Pliocène marin des zones cotières ; *PT* : Nappe péni-tellienne ; *S* : Formations allochtone de type Sellaoua ; *SB* : Socle basique du Cap Bougaroun ( périclites et kinzigites rétro-morphosées) ; *SE* : Socle du Djebel Edough ; *SK* : Socle métamorphique de petite Kabylie et de Bou Hatem (phyllades, micaschistes, porphyroïdes, gneiss) ; *SS* : Formations de l'avant pays allochtone, parautochtone ; *TB* : Roches effusives ; *gN* : Grés numidien et Séries mixtes ; *m* : Miocène marin transgressif indifférencié des nappes telliennes et de l'avant pays allochtone, parautochtone ; *m'* : Burdigaliensuperieur –Langhien de la marge littoral ; *mp* : Mio- Pliocène continental ; *t* : Trias (Argiles, gypses broyés et glaçons calcaro-dolomitiques) ; *u* : Nappe ultra-tellienne (Séries typiques (Néocomien à Lutétien supérieur) marneuses et marno-calcaires à Crétacé clair)).

## I.2- Principales phases tectoniques

La configuration structurale actuelle du nord est algérien a laissé apparaitre les traces de plusieurs phases tectoniques du cycle alpin.

D'après la littérature géologique, les importants phénomènes tectoniques qui sont à l'origine de ce dispositif structural actuel sont :

### I.2.1- Au Crétacé supérieur

Au Crétacé supérieur, il semble qu'un épisode important correspondant au Cénomaniens inférieur a eu lieu. Ceci est observé par des faits paléogéographiques importants tels que la sédimentation qui devient planctonique et les marnes pélagiques succèdent aux calcaires à la bordure

sud-ouest de la plate-forme néritique constantinoise et dans le sud sétifien. Ce changement peut être relié à un épisode tectonique entraînant un enlèvement du niveau eustatique. Cet épisode tectonique est le plus souvent traduit dans la sédimentation par une surface durcie (Hard Grounds) observable dans plusieurs massifs (Oum Settas). Cette phase compressive a engendré des plis orientés E-O (Wildi, 1986).

### **I.2.2- La phase atlasique (Eocène)**

Cette phase d'âge Priabonien (Vila, 1980) à caractère tangentiel et à vergence Sud. D'un régime compressif, elle est responsable de la création des plissements NE-SW de grande envergure dans le domaine autochtone externe (l'Atlas saharien), direction que l'on retrouve dans certaines structures telliennes ; un décrochement dextre E-W et des inflexions des plis qui leur sont couramment associées dans le domaine atlasique ; rétrécissement de l'ordre de 15 à 30 Km (couverture de l'avant pays)(Guiraud, 1973) que seule la présence des horizons plastiques correspondant aux évaporites triasiques a rendu possibles et qui ont dû s'accompagner d'importants écaillages au niveau du socle hercynien dans certains secteurs situés au front du domaine tellien.

### **I.2.3- La phase burdigalienne**

Cette phase distensive, à mouvements essentiellement verticaux et horizontaux à vergence nord, est responsable des déformations suivante :

- 1- Le bombement de l'aplomb de la Kabylie méridionale.
- 2- La mise en place des complexes volcano-plutoniques (Bouillin, 1977) ; in Chadi, 2004).

### **I.2.4- La phase finie miocène**

Cette phase à caractère tangentiel et vergence Sud (Vila, 1980) est à l'origine des structures en nappes des unités suivantes :

- 1- Nappe tellienne.
- 2- Ensemble allochtone Sud Sétifien.
- 3- Nappe néritique constantinoise et les unités allochtones orientales du Sud sétifien. Cette phase a également eu des incidences sur la structuration de l'avant pays autochtone et l'accentuation de l'édifice structural hérité de la phase burdigalienne.

### **I.2.5- La phase néotectonique post-tortonienne**

Cette phase s'est manifestée essentiellement par un style tectonique cassant, accompagné localement par des déformations plicatives et des décrochements (Vila, 1980).

## **I.3-CADRE GEOLOGIQUE LOCAL DE LA REGION D'ETUDE**

Les unités structurales dans la région de Constantine seront examinées, avec un recul critique, les données publiées au cours des quatre dernières décennies et essayer de prendre plus



particulièrement celles plus récemment acquises sur le contact entre les différentes unités. On présente aussi diverses observations inédites (Fig. I. 3).

On propose enfin plusieurs coupes nouvelles pour coordonner ces données, ce qui conduit à une interprétation globale de l'ensemble des unités telliennes du domaine externes méridionales qui retouche et affine celles antérieurement proposées (Vila, 1980 ; Coiffait, 1992 ; Raoult, 1974).

### **I.3.1-Lithostratigraphie par unité structurale**

La région de Constantine fait partie des zones externes de la chaîne des maghrébides où les unités suivantes se manifestent (**Fig. I.3**):

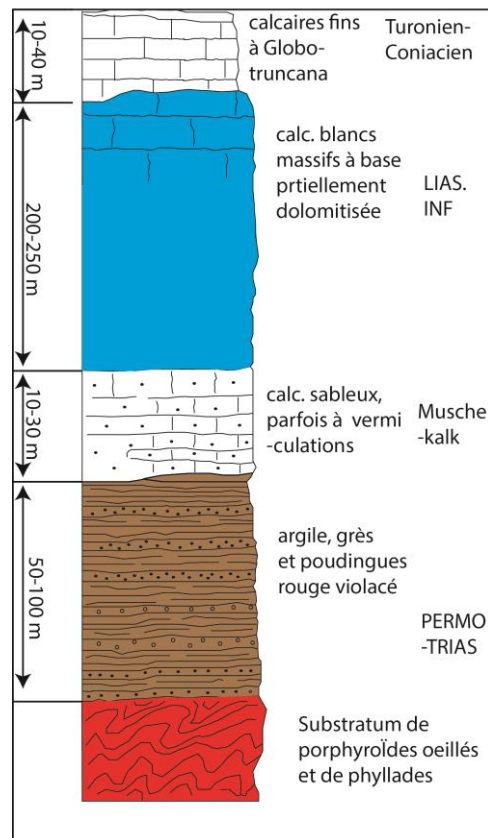
#### **I.3.1.1- Le Trias**

Les formations triasiques ont été cartographiées par un pointement au Djebel Kellal par Coiffait et Vila (1977) mais elles sont mal reconnues car les faciès sont décrits sur la base des comparaisons faites à ceux du Djebel Chettabah. Il s'agit de dolomies grises, des cargneules brunes, le tout prenant localement des teintes rouge vif. On va rajouter quelques pointements triasique qui sont similaires à celui de Djebel Kellal notamment aux versants de Tafrent.

#### **I.3.1.2-L'unité du socle kabyle et Dorsale Kabyle**

Les principaux reliefs calcaires du centre de la chaîne numidique correspondent aux calcaires du Lias inférieur et à ceux du Lutétien de la Dorsale kabyle. Dans celle-ci, les séries sont assez variées, lacuneuses et condensées (Raoult, 1974). Divers types de séries sont distinguées, du Permo-Trias au Lutétien qui compte tenu des relations structurales, permettent de définir des sous-zones internes, médiane et externe. Commençons par l'analyse de la Dorsale externe, dans laquelle on distinguera trois séries qui, paléo géographiquement de l'externe vers l'interne, sont la série de Tengout, la série de Mera et la série de Rhedir.

Dans la région d'étude, la Dorsale est fortement tectonisée et les relations structurales des diverses écaïlles ne sont pas toujours claires. Elle affleure à Sidi Dris. Elle est décrite par Raoult (1974) (**Fig.I.2**).



**Figure I. 2** La série de la Dorsale à Sidi Dris en contact avec le socle kabyle (établi à partir les descriptions de Raoult (1974).

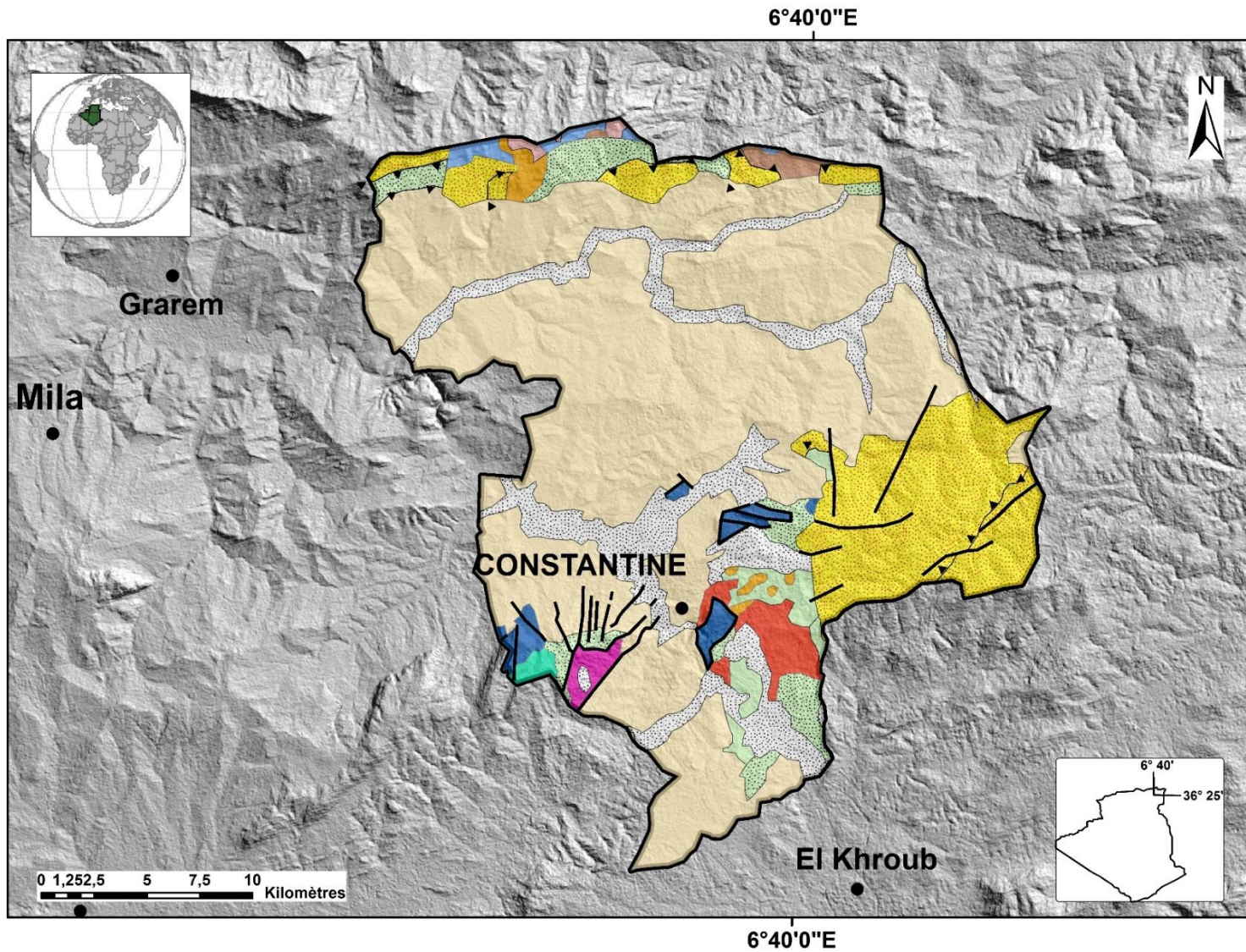
### I.3.1.3-L'unité néritique du Djebel Kellal

Cette unité présente une série analogue à celle du Rocher de Constantine (J. M. Vila, 1980). Elle est constituée de bas en haut par les affleurements d'âge Crétacé supérieur (**Fig. I. 4**):

-Cénomaniens : qui débute par des calcaires blancs massifs à Rudistes qui ravinent directement les calcaires à grandes Huîtres de l'Aptien supérieur.

-Cénomaniens supérieurs à Turoniens : De bas en haut, on rencontre : des calcaires massifs cristallins à abondant débris de Rudistes dilacérés et à Orbitolines roulées se termine par des calcaires gris à pâte fine, à tendance concrétionnée, avec quelques intercalations organo-détritiques.

-Sénonien transgressif : Le Sénonien forme quelques placages au Djebel Kellal, il y débute avec une discordance de ravinement nette, par quelques décimètres de calcaires fins cristallins à intraclasts, d'allure microbréchique qui précèdent 20 m environ de calcaires micritiques noirs fétides, à fins débris organogènes et à silex noirs. Au-dessus d'une nouvelle surface de ravinement, on trouve quelques décimètres de micrites grises ou jaunâtres à aspect feuilleté à gros cristaux de pyrite.



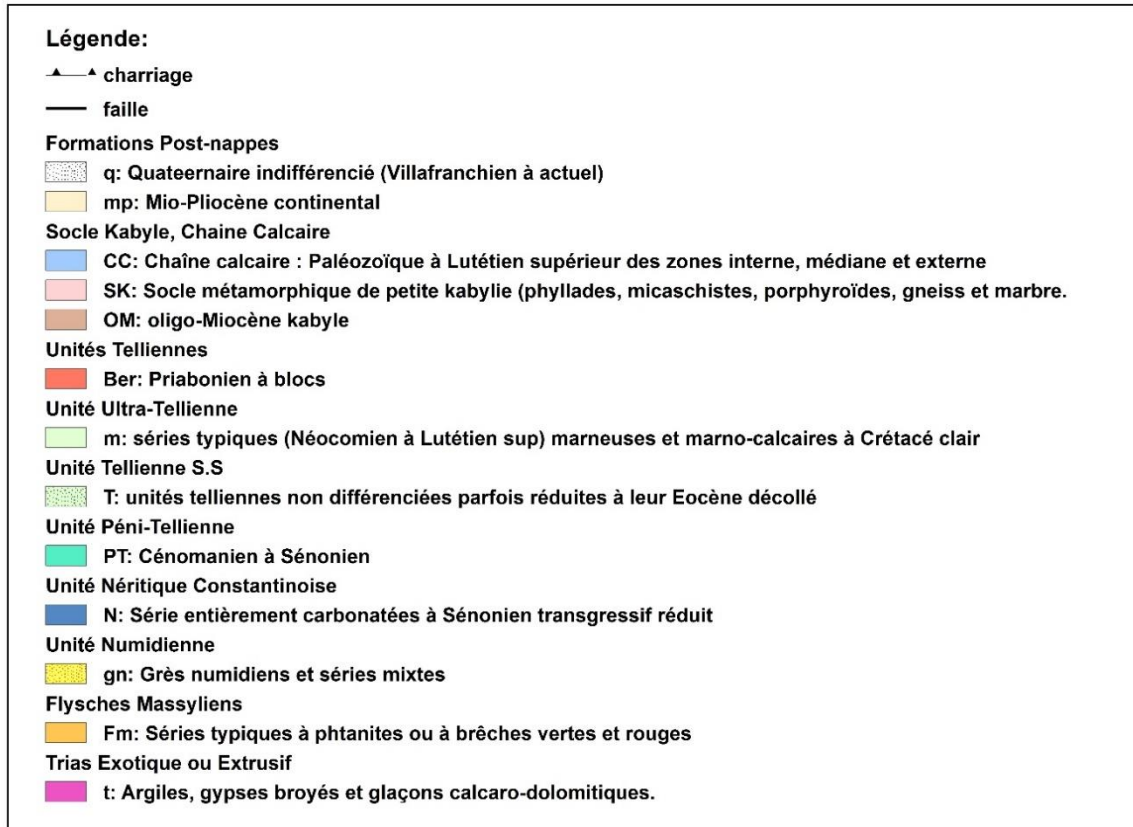


Figure I.3 : Tiré de la carte géologique 1/500000<sup>ème</sup> (Vila 1980 modifiée).

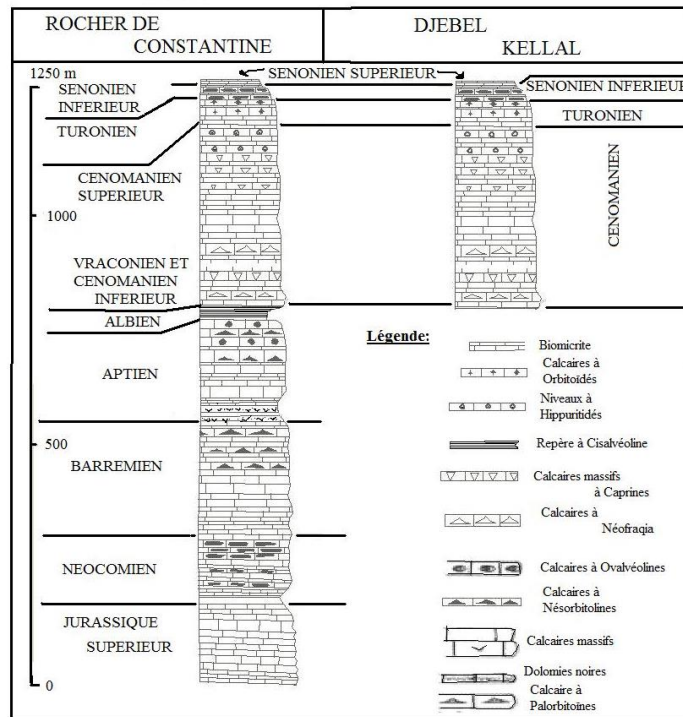


Figure I.4 Log lithostratigraphique de l'unité néritique du Rocher de Constantine et Dj. Kellal (Vila 1980).

### **I.3.1.4- L'Unité tellienne**

#### **I.3.1.4.1- La série ultra tellienne**

Les affleurements de terrains ultra telliens, d'âge allant du Crétacé à l'Eocène inférieur, se trouvent essentiellement en bordure du Djebel Ouahche (**Fig. I.5**) et forment un liseré réduit, entre le flysch à microbrèches et les marnes telliennes (ss). Du fait de la tectonique, les séries correspondantes sont débitées en un ensemble de lames superposées. Un tel dispositif est difficile à analyser au point de vue stratigraphique, d'autant que les terrains affleurent en série inverse (Coiffait, 1992 ; Vila, 1980).

#### **- Le Barrémien**

Il est représenté par des marnes bleuâtres, renfermant quelques niveaux plus calcaires de teintes également bleuâtres à patine claire. Il correspond au célèbre gisement à Ammonites pyriteuses. Les formations barrémiennes se rencontrent surtout dans le Chabat El Barda et Bordj Ben Tarzi.

#### **- L'Aptien-Albien moyen**

Ce sont des niveaux prolongeant ceux du Barrémien. Les formations se caractérisent par des teintes foncées et un aspect « schisteux ». Il s'agit de marnes très froissées, avec des teintes tirant vers le gris vert devenant jaunâtres à l'affleurement (Coiffait et Vila, 1977).

#### **- l'Albien supérieur**

Ces formations se caractérisent par l'apparition de gros bancs de calcaire micritique gris à patine gris bleutées, alternant avec des marnes grises feuilletés (Coiffait et Vila, 1977).

#### **- Le Vraconien**

Les formations de cet étage présentent les mêmes aspects que les formations précédentes. Elles s'en différencient seulement par leurs microfaunes aussi que par des teintes verdâtres à la cassure et à la surface des bancs de calcaires micritiques.

#### **- Le Cénomaniens au Campanien inférieur**

Ces formations sont mal représentées ou absentes dans la région d'étude (à proximité du tracé de l'autoroute). Le Cénomaniens est visible près du Chabat el Ben et est représenté par des marnes verdâtres parfois grises plus ou moins foncées avec une épaisseur qui peut atteindre une trentaine de mètres. Le Turonien n'a pas été caractérisé dans la région d'étude. Le Coniacien est représenté par des marnes grises de faible puissance alternant avec des niveaux calcaires clairs (Coiffait et Vila, 1977). Les formations d'âge Santonien au Campanien inférieur sont représentées par des marnes à patine jaunâtre, renfermant de rares bancs de calcaires fins caractérisant le Santonien et le Campanien inférieur. L'épaisseur ne dépasse une centaine de mètres.

Le Campanien moyen et supérieur n'étaient pas été caractérisés au Djebel Ouahche, mais il reste possible que la base de la barre biomicrocritique du Maestrichtien inférieur appartient encore au Campanien terminal.

### **- Le Maastrichtien**

Les formations de cet âge sont caractérisées par des teintes claires, des épaisseurs considérables de l'ordre de 200 mètres. On les rencontre surtout sur le revers sud du Djebel Ouahche et à l'est du Dra en Naga. Dans cet étage on distingue :

- Le Maastrichtien inférieur : représenté par des alternances de micrites claires et des marnes claires, c'est un faciès très constant à ce niveau, non seulement dans le domaine ultra-tellien, mais également dans les zones telliennes plus externes.
- Le Maastrichtien moyen et supérieur : ces terrains sont représentés par des marnes claires parfois bleuâtres, présentant dans leur partie inférieure de petits bancs de micrites claires, il faut noter que les microfaunes sont abondantes et bien conservées (Lahondère, 1987).

### **- Le Paléocène**

Cet étage est représenté par le Paléocène moyen et supérieur. Il s'agit des marnes grises claires, ou vertes et indurées. Ces formations sont visibles sur une épaisseur de cinq à dix mètres. On les rencontre au nord de l'antenne de télévision sur des surfaces très réduites.

### **- L'Eocène inférieur**

Des paquets éparpillés au-dessus des marnes argileuses noires à boules jaunes d'un Lutétien tellien (tellien sens strict) représentent cet étage. Le plus souvent il s'agit d'alternances de calcaires et des marnes argileuses : les calcaires sont disposés en bancs irréguliers d'épaisseur variable. Ce sont des calcaires micritiques à flammes grises (Coiffait et Vila, 1977). Ces formations sont visibles sur une vingtaine de mètres d'épaisseur. Les âges obtenus indiqueraient plutôt la moitié inférieure de l'étage (Lahondère, 1987).

#### **I.3.1.5-La série tellienne sens strict (s. s.) (Fig. I.3)**

La série tellienne représente en plan des surfaces considérables. L'essentiel des formations marneuses et marno-calcaires crétacées et paléogènes situées dans la région de Constantine présentent des faciès comparables à ceux de la série de type Djemila (Vila, 1980).

### **- Le Maastrichtien à Paléocène**

Marnes noires à boules jaunes. Bien que le faciès de cette série soit homogène (Coiffait et Vila, 1977). Les investigations obtenus récemment ont montré que les faciès correspondants à cet étage posent des problèmes sur leur identification exact à cause des phénomènes de mouvements et paléomouvements de terrains qui rendent parfois impossible d'avoir un échantillon intact. La consultation des carottes des sondages effectué lors des travaux de la construction autoroutière dans la région montre une alternance de marnes de couleur grisâtre à bleuâtre compactes avec des passées plus tendres.

### - Yprésien-Lutétien inférieur

L'épaisseur de cette série ne dépasse pas les cinquante mètres. Les faciès correspondants à cette série sont caractérisés par des calcaires clairs à cassure noire et silex d'où le contact avec les marnes du Maestrichtien-Paléocène est toujours anormal.

### - Lutétien supérieur à Priabonien ( ? )

Le faciès caractéristique est celui de marnes noires dont les boules jaunes, bien formées, ne peuvent que rarement confondues avec celles du Paléocène. Du fait de la tectonique, l'épaisseur de cette série est difficile à apprécier. Elle dépasse probablement de beaucoup la centaine de mètres.

## I.3.1.6- L'Unité à affinités massyliennes

### - Le Cénomano-Turonien

Les formations correspondent à des marnes grises à bancs minces et des phanites blanchâtres à aspect typiques.

### - Le Companien supérieur

Cette formation est constituée de marnes vertes, claires, contenant des blocs calcaires, bien roulés dont la taille varie du galet à des blocs de plus d'un mètre de diamètre. Ces niveaux à blocs calcaires sont associés latéralement à des niveaux de quartzites gris-vert, à surface brune et ciment argilo-pélicite sombre très développé par place

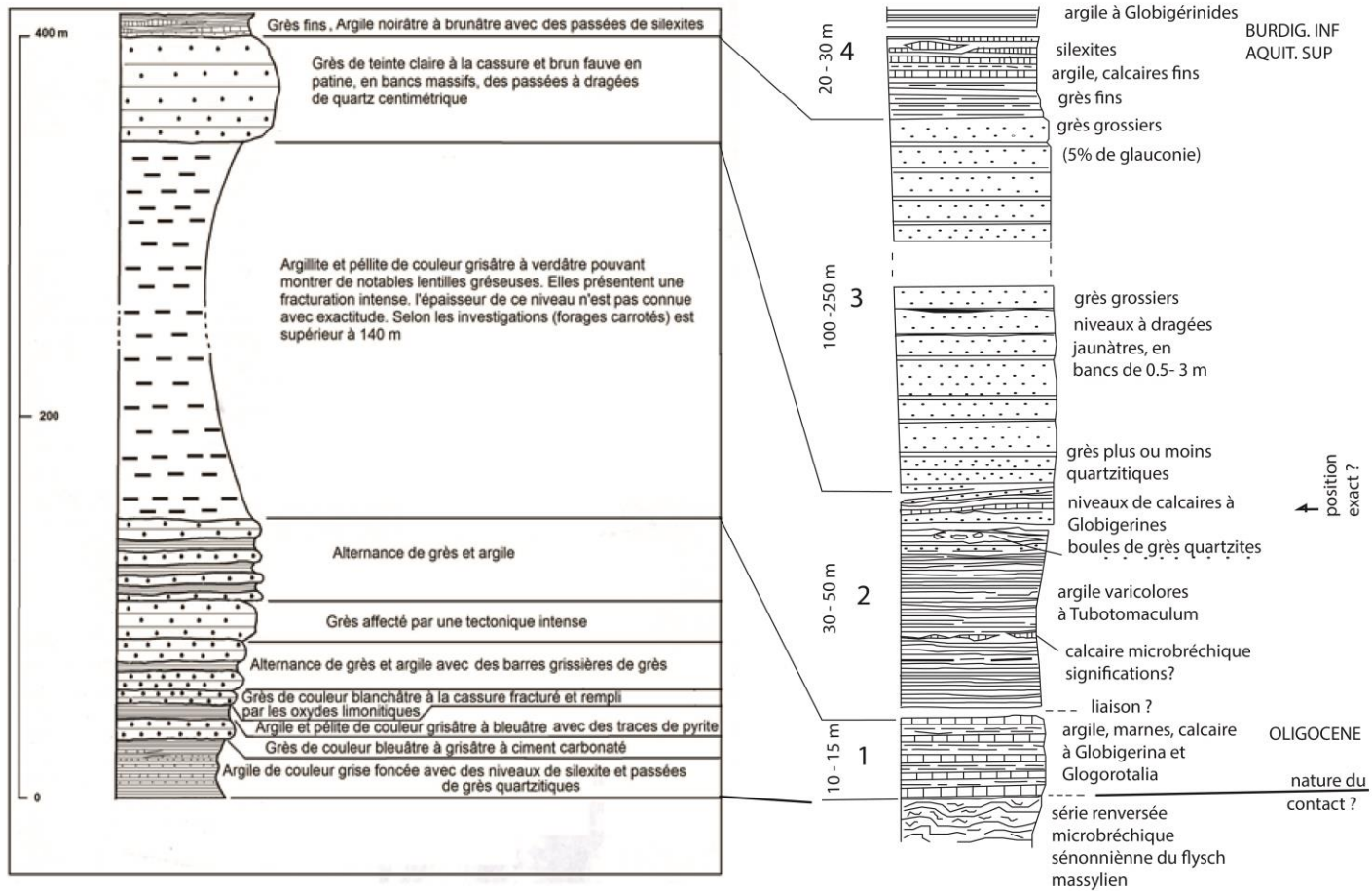
### - Le Companien à Maestrichtien

C'est une série de type flysch calcaire à bancs centimétriques réguliers, aboutissant à un débit de plaquettes très caractéristique. Certains niveaux sont microbréchiques ; les éléments des microbrèches peuvent atteindre 3mm. C'est le flysch « campanien-maestrichtien » de R. Busnardo (1957). Il correspond au « flysch à microbrèches », partie sommitale de la série massylienne (Boullin et al., 1970).

## I.3.1.7- L'Unité numidienne

Les grès numidiens de teinte claire à la cassure et brun fauve en patine, affleurent en bancs massifs parfois décamétriques. Ils alternent avec des passées argileuses beaucoup moins épaisses. Vers le haut de la série on observe parfois des passées à dragées de quartz centimétriques. A la base des bancs, les figures de courant et de charge sont fréquentes. Les argiles, verdâtres à brunâtres, parfois très foncées, n'ont guère livré que les arénacés à « cachet oligocène ». Cette série atteint 400m de puissance au Djebel Ouahche(**Fig. I. 5**). C'est l'aspect classique du Numidien d'Algérie.

Les argiles de base à Tubotomaculum vertes, parfois brunes ou rougeâtres, situés systématiquement sous la série gréseuse précédente. Ces argiles dont la puissance peut atteindre (sur le revers sud du Djebel Ouahch) la vingtaine de mètres sont souvent plus ou moins complètement masquées par les éboulis provenant des barres gréseuses sus-jacentes.



Colonne Stratigraphique corélabile à celle du Douar Khorfan (J. C. Raoult, 1974) dans la région de Djebel ouahche.

Colonne Stratigraphique hypothétique de la série numidiènne du Douar Khorfan (J. C. Raoult, 1974)

**Figure I. 5 Colonne stratigraphique corrélabile de la série numidiènne à Dj Ouahche.**



### I.3.1.8- Le Mio-Pliocène continental

Pour cette partie nous nous sommes inspiré essentiellement des travaux de Raoult (1974) et Coiffait (1992). Cette formation existe au Nord du Djebel Kellal (argiles sableuses rouges essentiellement et conglomérats). Les conglomérats constitués de blocs de Numidien bien roulés, noyés dans une matrice limoneuse de teinte rouge plus ou moins marquée se distinguent de ceux du Salétien par l'absence de cortex ferrugineux. Ils correspondent aussi au comblement d'un relief apparemment dépourvu de surfaces d'aplanissement (Coiffait et Vila, 1977), à l'inverse de celui du Quaternaire ancien (Fig. I. 7). Selon les mêmes auteurs, les terrains du Mio-Pliocène continental sont clairement postérieurs à la mise en place des nappes de charriage et leur âge s'échelonne donc du Miocène supérieur au Pliocène ainsi que la puissance de ces séries peut atteindre 200 m. Ces formations sont développées au secteur du Polygone de Constantine, à l'ouest immédiat, depuis Salah bey au Nord, jusqu'au pied de la colline d'El Hadj Baba, au Sud (Fig. I. 6 ; I. 7).

### I.3.1.9- Le Quaternaire

Les formations quaternaires sont bien développées sur la région. Si, d'une manière générale, elles correspondent à des épandages d'âge varié, dans la vallée du Bou Merzoug elles constituent des terrasses emboîtées grâce auxquelles il a été possible d'établir plusieurs coupures aboutissant à un classement relatif satisfaisant.

- **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.

Vaste épandage constitué exclusivement de blocs de Numidien bien roulés, pouvant atteindre 80 cm de diamètre, et à cortex ferrugineux caractéristique, noyés dans une matrice limoneuse de teinte parfois rouge vif. Cette formation s'est mise en place dans l'actuelle vallée de l'Oued Bou Merzoug sur un glacis d'érosion en pente douce vers le Sud. Ailleurs, elle a noyé les reliefs préexistants.

Sur la feuille d'EI Aria, cette formation atteint une centaine de mètres d'épaisseur à la Koudiat Béni Yacoub. Elle comble clairement un paléorelief.

- **Amirien (?) :** éboulis anciens localement encroûtés.

La quatrième terrasse, observable uniquement dans la vallée de l'Oued Bou Merzoug a été rapportée à l'Amirien (étant donné sa position entre le Tensiftien et le Salétien). Il s'agit, au sein d'une matrice limoneuse, de blocs plus ou moins roulés et de galets calcaires et gréseux provenant des formations autochtones méridionales de la région d'AïnYaghout.

- **Tensiftien (?) :** croûte feuilletée.

La troisième terrasse, très disséquée par l'érosion et dont les éléments (graviers, blocs roulés) sont recouverts d'une croûte calcaire feuilletée caractéristique a été rapportée au Tensiftien.

Ces terrains n'ont été observés que dans la vallée du Bou Merzoug et dans la partie aval de celle de l'Oued el Aria (Oued en Naga).

Cette terrasse se raccorde localement en pente douce à la précédente si bien qu'en l'absence de bonnes conditions d'affleurement, il est difficile de distinguer la seconde et la troisième terrasse (vallée de l'Oued el Aria en particulier).

- **Soltanien (?)** : terrasse intermédiaire parfois encroûtée.

Des graviers et des cailloux roulés parfois encroûtés constituent la deuxième terrasse.

- **Rharbo actuel** : alluvions récentes ou actuelles : terrasse inférieure.

Ce sont des limons, des graviers et des galets roulés constituant les alluvions actuelles (lit majeur des oueds) ou récentes (banquette rharbienne). Ils sont particulièrement développés dans la vallée de l'Oued el Aria.

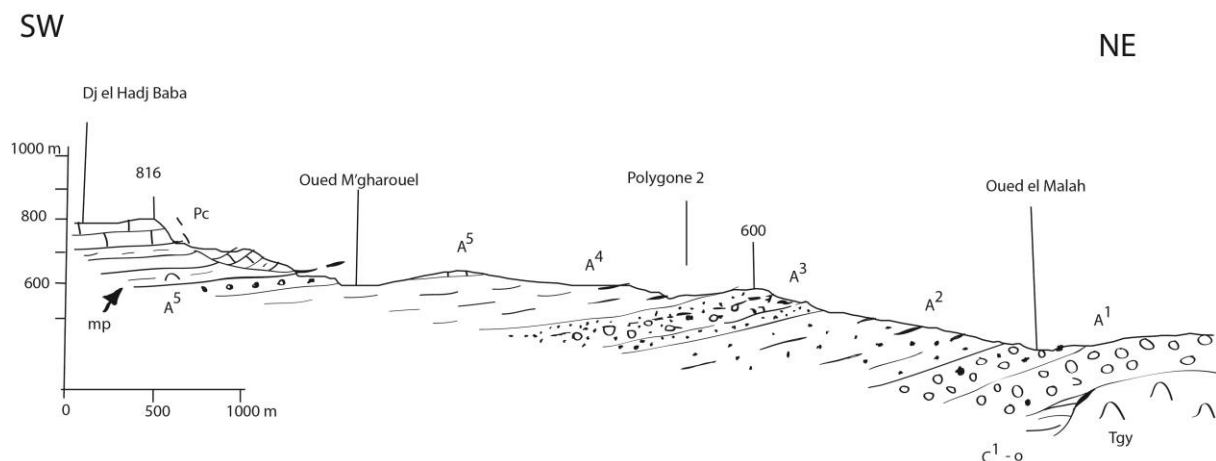
- **Terres arables, formations de pente et Quaternaire indéterminé.**

Les terres arables et les formations de pente correspondent à des sols bruns installés sur d'anciens glacis aujourd'hui plus ou moins découpés par l'érosion empêchant ainsi tout classement même relatif. De nombreux placages sont installés sur les vastes affleurements marneux des formations telliennes.

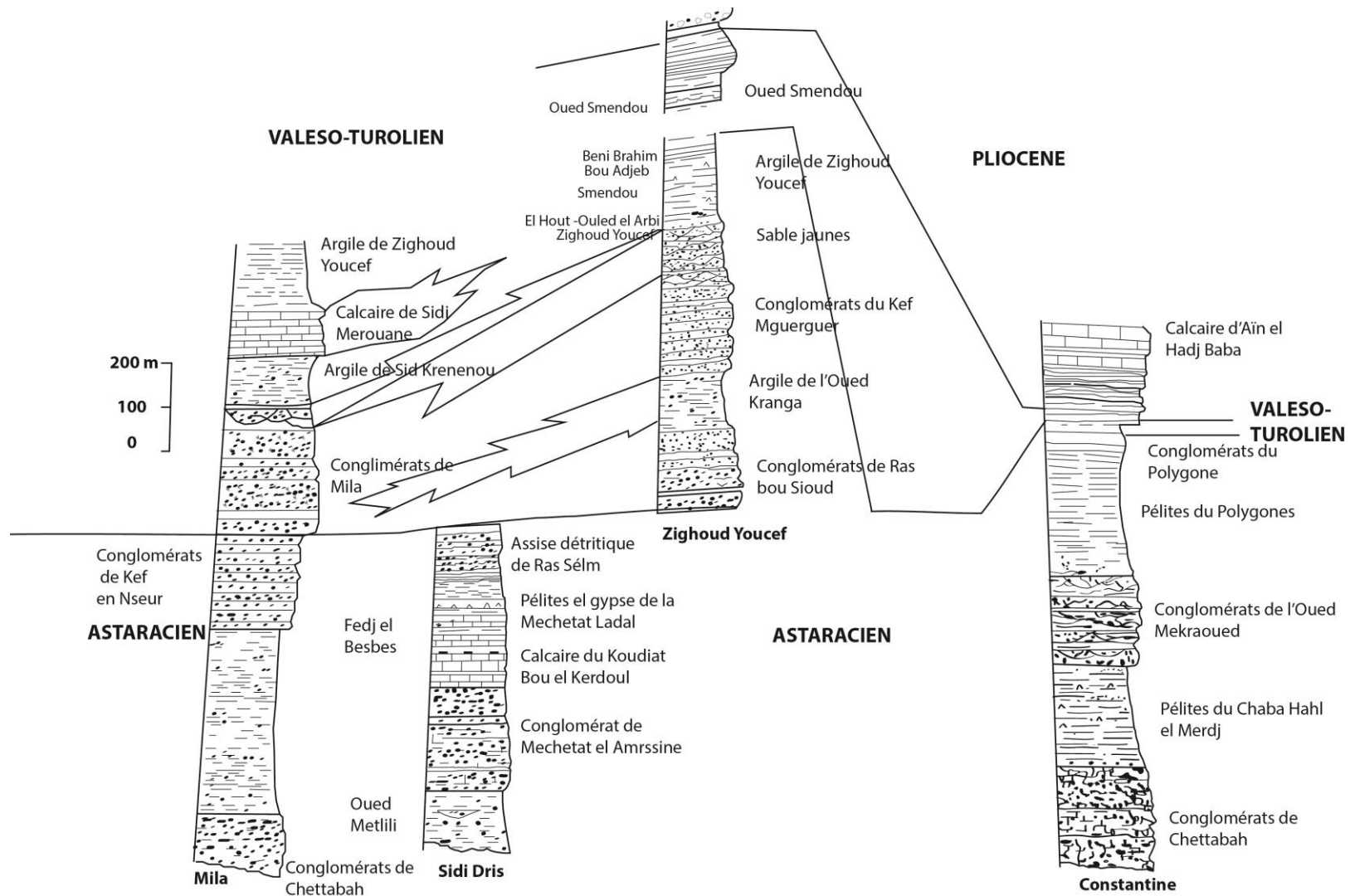
- **Eboulis récents : 1) à blocs ; 2) coulées boueuses d'origine glaciaire (?) ; 3) en masse.**

Les éboulis sont disposés au pied des massifs de grès numidiens auxquels ils empruntent leurs éléments. Ils contiennent parfois des blocs provenant d'épandages plus anciens notamment sur le versant nord du Djebel Djenane el Lobba ou dans ChabetFedj es Semar par exemple,

Au niveau de la « Pépinière du Djebel Ouahch » il s'agit de coulées boueuses à matériel emprunté au Quaternaire ancien. Leur organisation permet d'attribuer la genèse de ces coulées à un ancien climat de type **périglacière(?)**.



**Figure I.6 Coupe sur les formations continentales de Djebel Hadj Baba (Coiffait, 1992)** (A<sup>1</sup> : Conglomérats du Chettabah ; A<sup>2</sup> : Pélites sableuses ; A<sup>3</sup> : Grès et conglomérats ; A<sup>4</sup> : Pélites ; A<sup>5</sup> : Conglomérats ; mp : Niveau d'argiles gypseuses ; Pc : Calcaire d'âge Pliocène inférieur ; C<sup>1-e</sup> : Crétacé et Eocène telliens ; Tgy : Trias essentiellement gypseux.)



**Figure I.7** Colonnes litho stratigraphiques Mio-pliocène (Astracien et Valeso- Turolien) du Bassin néogène de Constantine (Coiffait, 1992).

#### **I.4- Les principaux traits tectoniques de la région de Constantine**

La région de Constantine fait partie des pays de nappes du domaine externes où des chevauchements de grande envergure manifestent (**Fig. III.1**). Il s'agit d'un empilement de bas en haut :

- L'unité néritique constantinoise qui constitue l'autochtone relatif dans la région avec les fameux affleurements du Djebel Kellal, Rocher de Constantine et le massif d'Om Settas.
- L'unité ultratellienne avec les affleurements marno-calcaires qui forment des séries renversées (Vila, 1980 ; Coiffait, 1992).
- L'unité marneuse du Tellien s. s qui constitue une nappe de type Djemila (Vila, 1980).
- L'unité numidienne qui prend la position sommitale. On la trouve indifférenciée sur presque toutes les unités précédentes.

##### **I.4.1- Les principaux accidents tectoniques**

Les failles qui affectent la région donnent en fait, des irrégularités structurales des entités décrites ci-dessus. Elles ont des directions N-S, E-W, NE-SW et NW-SE.

La quantification des accidents à partir des cartes géologiques ( El Aria 1/50000 ; Constantine 1/200000 et la carte au 1/500000) montre des populations NS, EW, NE SW et NW SE.

Les failles EW, les plus abondantes. Elles affectent les unités numidiennes et néritiques du Djebel Kellal. Chronologiquement, ces failles sont les plus anciennes. Elles sont responsables à la mise en place des nappes de charriage. Elles épousent, en fait, les directions de l'écaillage qui caractérisent les unités numidiennes du Djebel Ouahche. Elles pourraient correspondre à la phase Crétacé.

Les failles NW SE sont localisées au nord et au sud du massif de Djebel Ouahche, à Ras El Djenenne, Draa en Naga. Cette famille affecte la quasi- totalité de Draa en Naga et le recoupe d'une manière presque régulière. Elle affecte aussi les formations ultra telliennes et s'amortissent aux seins des formations plastiques vers le NW tel que les marnes du Maastrichtien- Paléocène et ainsi à l'aire de Djamaa Ettarcha et réapparaissent de nouveau au versant nord du Djebel Kellal.

Les principales familles dominantes dans l'aire d'étude sont celles E-W et N-S. Par contre les familles NE-SW et NW-SE sont moins évidentes.

**CHAPITRE II : *Environnement hydro climatologique et rôle des eaux souterraines dans les processus gravitaires.***

## II.1- Introduction

Cette partie du travail s'articule autour de trois grands axes portant sur le rôle de l'eau dans le déclenchement des mouvements gravitaires dans la région de Constantine :

- 1- *analyse hydroclimatologique et hydrologique ;*
- 2- *caractérisation lithologique de tout le bassin en proposant une cartographie à des échelles moyennes et grandes ;*
- 3- *et enfin à un essai d'identification de la circulation des eaux souterraines en se basant sur certains paramètres hydrodynamiques.*

L'étude de la répartition spatiale des apports des cours d'eau, établie sur la base des données d'observations du bassin jaugé (station de Constantine), confère à la région un système hydrologique et des Oueds à écoulement exoréique. Ajoutant aussi la variabilité temporelle (considérable) des débits, liée aux caractères du climat, de type méditerranéen (Mebarki, 2005).

Les résultats de ces différentes analyses contribuent à améliorer nos connaissances sur le comportement de l'eau et ses apports, dans le contexte morpho-géologique très contrasté de la région de Constantine, sur le déclenchement des mouvements gravitaires.

## II.2- Contexte climatique et hydrologique

Les paramètres climatiques, principalement, les précipitations avec ses différents aspects (liquides et solides) et la température sont dans l'ensemble des variables aléatoires dans le temps et dans l'espace, permettant la compréhension des fonctionnements des mouvements gravitaires par les facteurs déclencheurs tel que les fortes précipitations.

### II.2.1- Présentation du bassin versant

Le terrain d'étude s'étale sur trois sous bassins (Rhumelseguin, Boumerzoug et RhumelSmendou) mais reste centré sur la majeure partie du RhumelSmendou.

Les dépressions de Constantine sont profondément encaissées entre la chaîne Numidique et les monts de Constantine.

Dans la région d'étude, la dépression la plus importante est celle de Smendou, elle s'étend de l'Est en Ouest, depuis le rocher du Kheneg jusqu'au Kef Hahouner. Trois Oueds principaux en drainent les eaux : le Smendou, le Safsaf, le Khemakhem.

L'Oued Smendou, descend des piedmonts nord de Djebel Ouahch. Après avoir franchi des gorges abrupts et gréseux, il entre dans une dépression argileuse, y décrit plusieurs coudes et rejoint le Rhumel, en aval du Kheneg. Sa direction générale dans la dépression reste constamment Est-Ouest. La vallée du Smendou, dans son ensemble est bien moins large que celle du Rhumel, elle est entourée par des reliefs importants (**Fig. II.1**):

Les massifs de Djebel Ouahch (1289 m), les hauteurs avec Djebel el Habs (1194 m), Djebel Sidi Dris (1190m), El HadjarEs Safra (1.202 m), Kef El Arba (1191 m) et Kef El Akhal (1192 m).

### II.2.2-Le réseau hydrographique

Le bassin du KEBIR-RHUMEL dont fait partie notre terrain d'étude présente un chevelu hydrographique très dense, ce dernier est organisé autour de massifs montagneux et il se distingue par plusieurs Oueds totalisant un réseau de plus de 4200 Km dont quarante-trois (43) Oueds ont une longueur supérieure à 10 Km.

**Tableau II.1 Caractéristiques des sous bassins du KebirRhumel.**

Le nom du sou bassin	Le code du S/BV	Les noms des Oueds	La longueur des Oueds
Le Kebir-Rhumel amont Oued. Endja	10-02		21.4 Km
		LE RHUMEL	
Le Rhumel-Smendou	10-06		54.9 Km
Le Kebir-Boumerzoug	10-05	BOUMERZOUG	31.5 Km
Le Rhumel-Seguin	10-04	SEGUIN	47.1 Km

Dans la moitié Nord des feuilles (1/200000 de Constantine et de Sétif) et une bonne partie de la moitié Sud envoient leurs eaux de surface vers la méditerranée, parmi ces derniers on peut citer : les Oued Rhumel et ces confluent, Oued Boumerzoug et Oued Smendou. Dans sa vallée, les Oueds Rhumel et Kebir drainent une partie du versant méridional du tell Sétifien par l'intermédiaire de leurs confluent.

### II.2.3- Climat actuel

Actuellement, l'Algérie est caractérisée par un climat chaud et aride, seule la façade méditerranéenne est caractérisée par un climat méditerranéen. Dans la région de Constantine, les températures hivernales varient entre -5 et 15°C. Les températures grimpent à 35°C au mois de mai pour atteindre une moyenne de 38°C à 47°C en juillet et août.





Le type, la direction et la nature des reliefs de la région de Constantine jouent un rôle important sur les conditions météorologiques, plus particulièrement sur le régime des pluies. Les pluies sont généralement irrégulières, parfois très violentes et inégalement réparties. Selon une moyenne établie, sur la base des données Office national de météorologie (ONM) (période 1984/2015), les régions nord-est proches de Constantine reçoivent une pluviométrie annuelle d'environ 900 mm/an.

#### **II.2.4- Le vent**

Les vents dominants sont ceux de l'Ouest et du Nord, ce sont les vents du NE qui apportent les pluies d'hiver. Les vents du Sud qui sont fréquents vont augmenter l'évapotranspiration des eaux superficielles.

#### **II.2.5- Les précipitations**

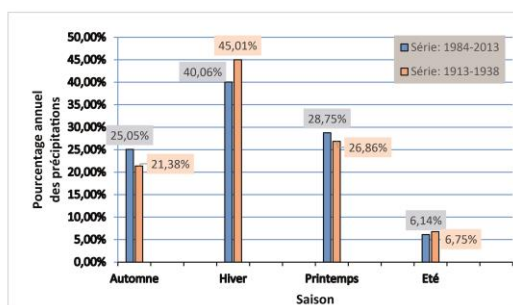
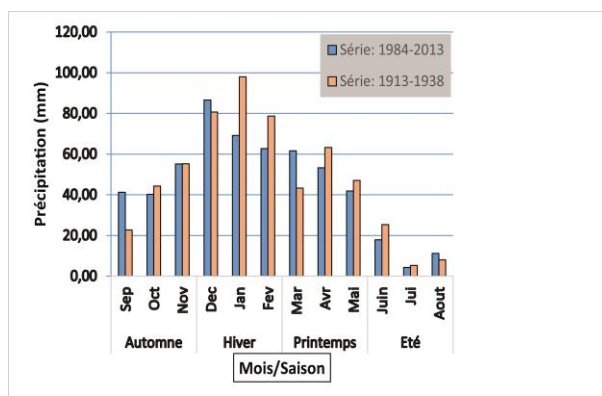
Les précipitations liquides annuelles dans notre secteur d'étude sont variables et irrégulières d'une année à l'autre. De ce fait deux séries ont été analysées afin de faire ressortir l'effet du changement climatique sur les mouvements gravitaires. Il s'agit des séries 1913-1938 et 1984-2015 (**Fig. II.2**).

Pour la série (1984-2015), la pluviométrie maximale est enregistrée durant le mois de Décembre (86.55mm) et minimale durant le mois de Juillet (4.35mm). Ainsi que la série (1913-1938), on note que c'est le mois de Janvier le plus pluvieux (98 mm) et le mois de Juillet est le plus secs (5.3 mm).

La carte moyenne des isohyètes interannuelles (Figure II.3) a été réalisée par l'ANRH (Agence Nationale des Ressources Hydriques) en 1993 à partir des stations pluviométriques possédant au moins 10 ans de données (entre 1921 et 1989) sur une période quelconque de 30 ans. Elle montre une répartition des précipitations dans le Nord Est Algérien. Le secteur d'étude montre des précipitations en décroissance tout en allant du nord vers le sud.

**Tableau II.2 Précipitation moyenne mensuelle et saisonnière de la station de Constantine.**

Saison	Automne			Hiver			Printemps			Eté			Total (mm)	
Mois/Précipitation (mm)	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Jui	Aout		
Série: 1984-2013	41,18	40,22	55,18	86,55	69,19	62,74	61,65	53,28	41,85	17,92	4,35	11,21	545,30	
	136,6			218,5			156,8			33,5				
	25,05%			40,06%			28,75%			6,14%				100,00%
Série: 1913-1938	Automne			Hiver			Printemps			Eté			Total	
	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Jui	Aout		
	22,70	44,30	55,30	80,70	98,00	78,70	43,30	63,30	47,00	25,30	5,30	8,00		571,90
	122,3			257,4			153,6			38,6				
	21,38%			45,01%			26,86%			6,75%			100,00%	



**Figure II.2 Variations mensuelles et saisonnières moyennes des précipitations.**

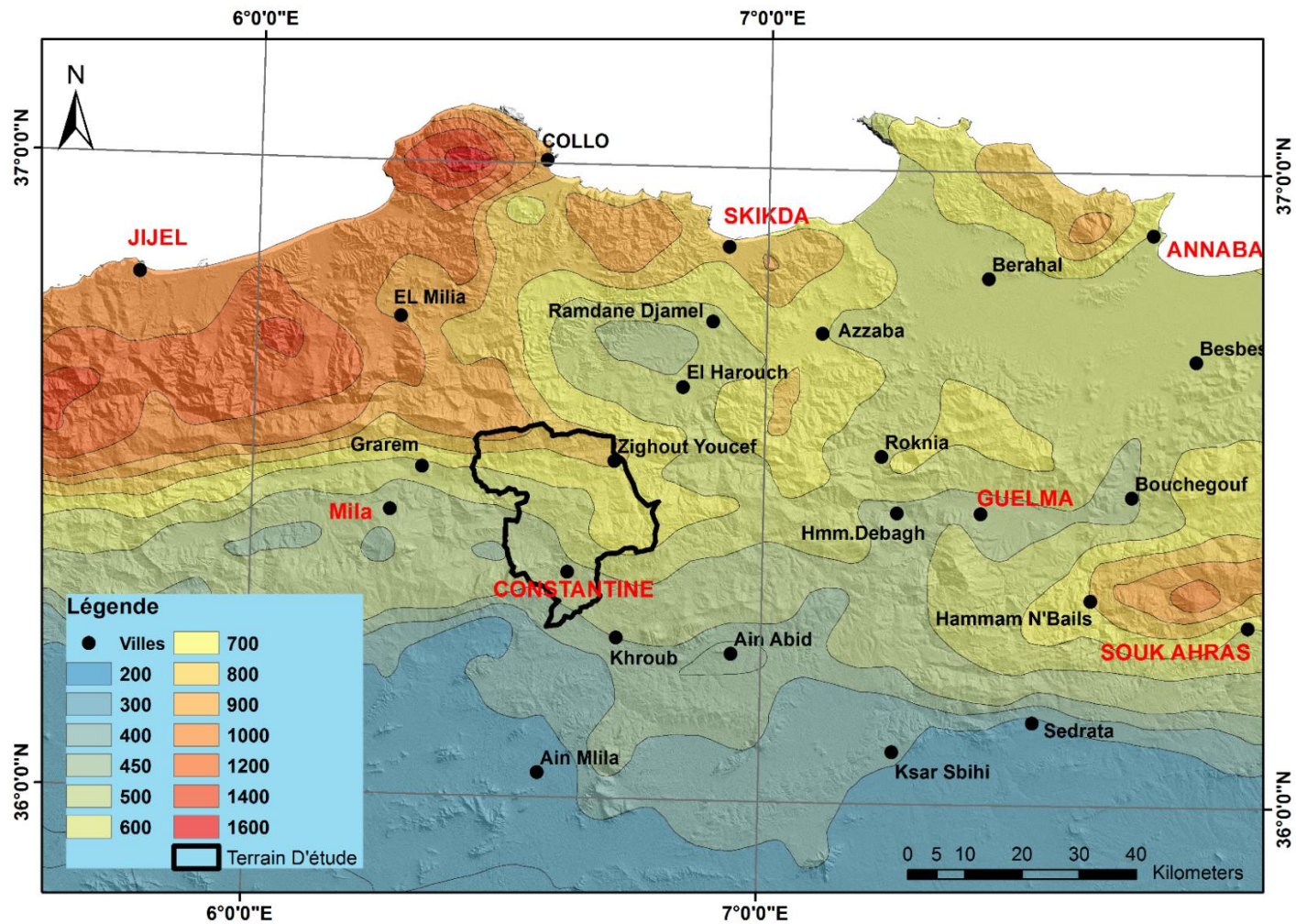


Figure II.3 Carte des précipitations moyennes annuelles du Nord Est algérien (D'après A.N.R.H., 1993 : données moyennes de 60 ans, périodes du 1er septembre 1921 au 31 août 1960 et du 1er septembre 1968 au 31 août 1989)

**II.2.6- Relation température- précipitation série (1984-2015)**

**II.2.6.1- Diagramme Ombro-thermique**

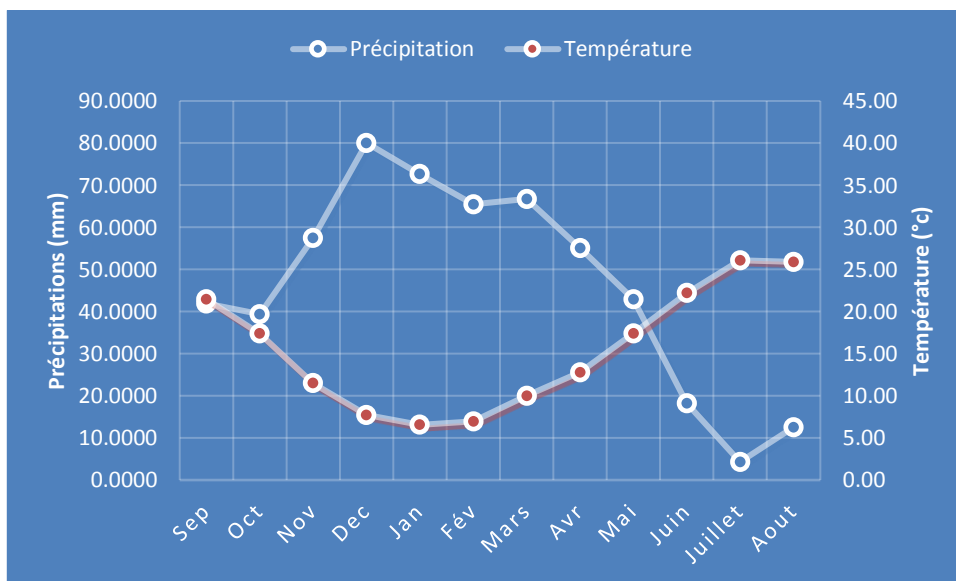
Les données obtenues à la station s’étalent sur une période d’observation de 21 ans (Tableau II.3). L’exploitation de ces données permet de mettre en évidence la période sèche qui est définie selon Bagnol et Gaussen comme étant une période pendant laquelle les précipitations totales du mois sont inférieures ou égales au double de la température du même mois  $P \text{ (mm)} \leq 2T \text{ (}^\circ\text{C)}$ . Cette méthode simplifiée permet de distinguer la période humide de la période sèche durant l’année hydrologique.

**Tableau II.3 Récapitulatif des moyennes mensuelles des précipitations et températures de la série (1984-2015)de la station de Constantine**

Mois	Sept	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août
<b>P (mm)</b>	41,87	39,33	57,45	80,04	72,60	65,45	66,73	55,07	42,88	18,19	4,31	12,53
<b>T (°C)</b>	21,45	17,36	11,48	7,70	6,55	6,94	9,99	12,78	17,41	22,19	26,09	25,88

L’établissement du diagramme ombrothermique(Fig. II.4) à partir des données de températures et de précipitation de la station de Constantine, peut nous conduire de distinguer deux périodes principale, une à régime très sec qui s’étale du mois de Juin jusqu’à la mi-septembre et l’autre à régime humide durant le reste de l’année.

*La détermination de cette période permet de connaitre la période où les mouvements gravitaires se comportent sans qu’il y ai de précipitations importante parce que cette période est considérée comme étant déficitaire en eau.*



**Figure II.4 Diagramme ombro-thermique, station de Constantine (1984-2015).**

### II.2.6.2-Détermination de l'humidité du sol (méthode d'Euverte)

Les paramètres essentiels dans la méthode d'Euverte sont la température et la précipitation. L'établissement mensuel où on effectue le rapport P/T qui permet de connaître l'évolution de l'humidité du sol (**Tableau II.4**).

Le rapport permet également de définir quatre types de régimes :

$(P/T) < 1$ , le régime est très sec ;

$1 < (P/T) < 2$ , le régime est sec ;

$2 < (P/T) < 3$ , le régime est sub-humide ;

$(P/T) > 3$ , le régime est humide.

Les résultats obtenus du rapport (P/T) illustrés dans le **Tableau II.3**, montrent que la période humide commence du mois de novembre jusqu'au mois d'avril, la période sub-humide débute aux mois d'octobre et mai, alors que la période sèche correspond au septembre, le régime très sec présenté par les trois mois juin, juillet et août.

**Tableau II.4** Variation des valeurs de rapport (P/T) pour la station de Constantine(1984-2015), d'après la méthode d'Euverte.

Mois	Sept	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août
<b>P (mm)</b>	41,87	39,33	57,45	80,04	72,60	65,45	66,73	55,07	42,88	18,19	4,31	12,53
<b>T (°C)</b>	21,45	17,36	11,48	7,70	6,55	6,94	9,99	12,78	17,41	22,19	26,09	25,88
<b>P/T</b>	1,95	2,27	5,01	10,39	11,08	9,43	6,68	4,31	2,46	0,82	0,17	0,48

### II.2.7- Le calcul de l'évapotranspiration et pluie efficace

L'évapotranspiration est la somme de toutes les pertes par transformation de l'eau en vapeur, elle est favorisée par la température et la densité de la couverture végétale (évaporation et transpiration). Elle est un élément primordial pour l'élaboration du bilan hydrologique et dépend de plusieurs paramètres :

Température ;

Précipitation (infiltration, ruissellement, évaporation) ;

Couvert végétal ;

Humidité de l'air.

### II.2.1.7.1- L'Évapotranspiration potentielle et réelle

Pour obtenir des résultats satisfaisants sous le climat algérien, cette méthode est utilisée en estimant l'E.T.P. non pas à l'aide de la formule de Thornthwaite (formule qui sous-estime l'E.T.P. sur le littoral et l'exagère dans la zone aride) mais à l'aide de la formule de l'A.N.R.H. (formule calée sur le modèle de Penmanet écrite sous forme simplifiée pour l'adapter à la formule de Blaney and Criddle).

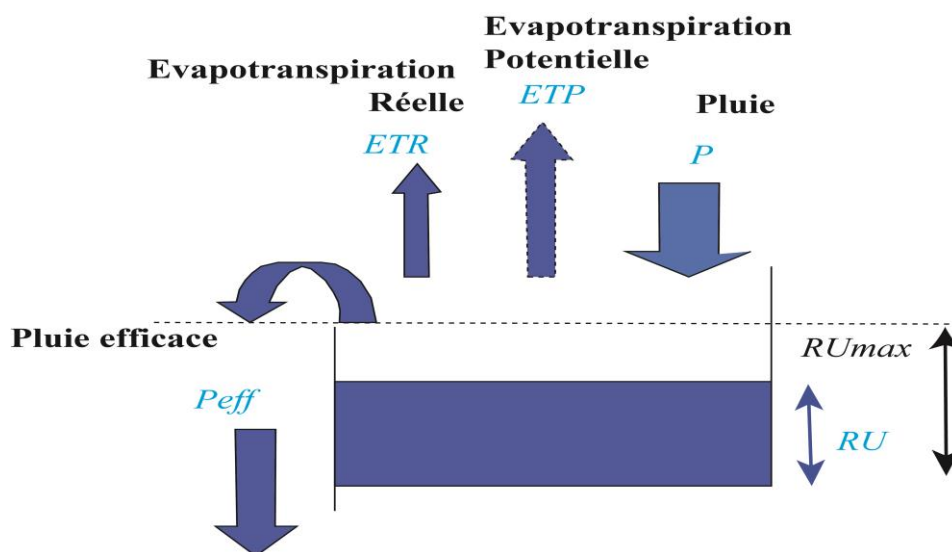
$$E.T.P. \text{ ANRH} = K_r * K_m * (H - 187) * (0.0032 t + 0.077)$$

Cette méthode du bilan, établie mois par mois, est basée sur la notion de réserve en eau facilement utilisable (notée par la suite R.U.). On admet que le sol est capable de stocker une certaine quantité d'eau (la R.U.) ; cette eau peut être reprise pour l'évaporation par l'intermédiaire des plantes. La quantité d'eau stockée dans la R.U. est bornée par 0 (la R.U. vide) et R.U. max (capacité maximale de la R.U. qui est de l'ordre de 0 à 200 mm suivant les sols et sous-sols considérés, avec une moyenne de l'ordre de 100 mm).

La pluie efficace ( $P_{eff}$ ) et l'évapotranspiration réelle ( $ETR$ ) ont été calculées par bilan hydrologique au moyen du modèle de Thornthwaite (Thornthwaite, 1948) (**Fig. II.5**).

L'évapotranspiration est la somme de toutes les pertes par transformation de l'eau en vapeur, elle est favorisée par la température et la densité de la couverture végétale (évaporation et transpiration).

Le principe du modèle de Thornthwaite repose sur l'hypothèse que l' $ETR$  est toujours inférieure ou égale à l'Évapotranspiration Potentielle ( $ETP$ ).



**Figure II.5** Modèle de Thornthwaite (1948 in Vittecoq et al., 2010)

Ainsi, on vérifie si l' $ETP$  peut être satisfaite ou non, en « puisant » sur les précipitations ( $P$ ) ou, si celles-ci sont insuffisantes, sur la Réserve Utile ( $RU$ ) du sol. Si  $P > ETP$ , alors  $ETR = ETP$ . Sinon ( $P$

$<ETP$ ), l' $ETR$  dépend de la quantité d'eau disponible au sein de la  $RU$  ; si elle est suffisante,  $ETR=ETP$  sinon  $ETR<ETP= RU + P$ . La pluie efficace est alors au maximum égale à  $P-ETR$ . L'algorithme qui en découle pour calculer l' $ETR$  et la pluie efficace à chaque pas de temps (n) est le suivant :

$$ETR^n = \min (ETP^n ; P + RU^n) \quad (1)$$

$$Peff^n = P^n - ETR^n + RU^n - RU_{\max} \quad (2)$$

$$\text{Si } Peff \leq 0 \text{ alors } Peff = 0 \quad (3)$$

$$RU^{n+1} = \min (RU_{\max} ; P^n + RU^n - ETR^n) \quad (4)$$

### II.2.7.1.1- Calcul de L'évapotranspiration potentielle « ETP »

L'évapotranspiration potentielle représente la quantité d'eau qui serait restituée sous forme de vapeur de la surface terrestre à l'atmosphère, elle englobe donc la lame d'eau qui devrait être consommée par évapotranspiration lorsque l'alimentation en eau est suffisante, sa valeur est toujours supérieure ou égale à l' $ETR$ .

Thornthwaite a pu établir une corrélation entre la température moyenne mensuelle et l' $ETP$ , où le pouvoir évaporant pour chaque mois est déterminé à partir de la relation suivante :

$$ETP = 16(10T/I)^a$$

Avec :

$ETP$  désigne l'évapotranspiration potentielle (mm) ;

$T$  est la température moyenne mensuelle ( $^{\circ}C$ ) ;

$I$  désigne l'indice thermique annuel ;

$i$  désigne l'indice thermique mensuel,  $i = (t/5)^{1.5}$

$a$  est exposant climatique,  $a = (1.6/100) \times I + 0.5$

Les valeurs de l' $ETP$  calculées pour chaque mois corrigé au moyen d'un coefficient  $K$  (**Tableau II.5**)

qui tient compte du nombre de jours :  $ETP_c = ETP \times K$

Tableau II.5 Calcul d'ETP de la station de Constantine.

Mois		S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
Série (1984-2015)	Paramètres													
	P (mm)	41,87	39,33	57,45	80,04	72,60	65,45	66,73	55,07	42,88	18,19	4,31	12,53	556,45
	T° (°C)	21,45	17,36	11,48	7,70	6,55	6,94	9,99	12,78	17,41	22,19	26,09	25,88	15,49
	I	9,10	6,05	3,44	1,87	1,48	1,83	2,61	3,81	6,27	9,29	11,25	11,52	68,52
	ETP(cal) (mm)	100,2	66,60	29,90	14,6	12,0	12,90	28,50	45,70	83,50	125,6	166,5	153,8	839,80
	K	1,03	0,97	0,86	0,84	0,87	0,85	1,03	1,10	1,21	1,22	1,24	1,16	
ETP(corrigé) (mm)	103,21	64,60	25,71	12,26	10,44	10,97	29,36	50,27	101,04	153,23	206,46	178,41	945,95	
Mois		S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
Série (1913-1938)	Paramètres													
	P (mm)	22,7	44,3	55,3	80,7	98	78,7	43,3	63,3	47	25,3	5,3	8	571,90
	T° (°C)	22,8	17	11,95	7,75	7,1	8,55	10,6	13,1	16,8	21,55	25,35	25,45	15,67
	I	9,73	6,27	3,69	1,92	1,62	2,23	3,08	4,24	6,16	8,95	11,42	11,48	70,79
	ETP(cal) (mm)	107,67	66,72	37,56	18,5	16,07	21,76	30,89	43,63	65,45	98,22	127,98	128,8	763,29
	K	1,03	0,97	0,86	0,84	0,87	0,85	1,03	1,1	1,21	1,22	1,24	1,16	
ETP(corrigé) (mm)	110,9	64,7184	32,302	15,6	13,98	18,496	31,817	47,993	79,195	119,83	158,7	149,41	842,91	

$I_1$  (1984-2015) = 71.65 →  $a_1$  = 1.65 → ETP = 839.8mm → ETP<sub>C</sub> = 945.95mm.

$I_2$  (1984-2015) = 72.2 →  $a_2$  = 1.66 → ETP = 763.29mm → ETP<sub>C</sub> = 842.91mm.

### II.2.7.1.2- Calcul de l'évapotranspiration réelle 'ETR'

L'évapotranspiration réelle ou déficit d'écoulement est la quantité d'eau évaporée effectivement par le sol, végétaux et surface d'eau libre. Déjà calculé dans la section précédente, en appliquant la méthode de bilan de Thornthwaite, d'autres méthodes seront appliquées pour confirmer les résultats déjà obtenus.

#### a- Formule de Turc

Cette méthode est applicable à tous les climats (Turc, 1961), elle est fonction des précipitations et des températures annuelles (Tableau II.6).



$$D_e = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}} \text{ Avec : } L=300+25T+0.05T^3$$

ETR : évapotranspiration réelle ; exprimée en (mm).

P : pluie moyenne annuelle en (mm).

L : paramètre fonction de la température donné par la formule :  $L=300+25T+0.05T^3$ .

T : Température moyenne annuelle, en °C.

Les résultats obtenus pour les deux séries sont réunis dans le tableau suivant à partir des données de la station de Constantine.

**Tableau II.6 Récapitulatif des valeurs d'ETR (méthode Turc) de la station de Constantine.**

	P (mm)	T (°C)	L= f(T)	E.T.R (mm)	ETR (%)
<b>Série (1984-2015)</b>	556,45	15,49	872,84	486,84	87,49
<b>Série (1913-1938)</b>	571,90	15,66	883,51	497,74	87,03

#### b- Formule de Wundt

Le diagramme de Wundt (**Fig. II.6**) permet d'estimer graphiquement la valeur recherchée de l'ETR, en fonction des précipitations, de la température moyenne annuelle pour les deux périodes (ancienne et récente) de la station de Constantine (**Tableau II.7**).

**Tableau II.7 Récapitulatif des valeurs d'ETR (méthode Wundt) de la station de Constantine.**

	P (mm)	T (°C)	E.T.R (mm)
<b>Série (1984-2015)</b>	556,45	15,49	486,84
<b>Série (1913-1938)</b>	571,90	15,66	497,74

#### c- Formule de Coutagne :

C'est une formule permettant le rapprochement du déficit d'écoulement à l'ETR. Elle est représentée par l'équation suivante :

$$D_e = ETR = P - \lambda * P^2$$

Où :

$D_e = ETR$  : déficit d'écoulement (m)

$P$  : précipitation moyenne annuelle en (m)

$\lambda$  : paramètre dépendant de la température calculée suivant la formule :  $\lambda = 1/(0.88+0.14t)$

**T** : température moyenne annuelle en °C.

Les résultats obtenus des deux périodes (ancienne et récente) sont reportés sur le **tableau II.8**

**Tableau II.8 Récapitulatif des valeurs d'ETR (méthode Coutagne) de la station de Constantine.**

	Série (1984-2015)	Série (1913-1938)
P (mm)	0,5719	0,5321
T (°C)	15,66	15,49
$\lambda$	0,334	0,339
ETR	462,7	431,4

**d- Formule de Verdeil :**

Il s'agit d'un abaque bilogarithmique établi par M. Verdeil en 1988, à partir duquel on peut déterminer la valeur de l'ETR ou De, mais ceci concerne seulement des régions à climat semi-aride ayant une précipitation annuelle inférieure à 600 mm toute à fait semblable à notre zone d'étude.

On obtient les valeurs suivantes d'après l'analyse graphique (**Figure II.6**) :

**Pour P (mm) (1913-1938) = 571.9 mm --> ETR = 550 mm**

**P (mm) (1984-2015) = 556.45 mm --> ETR = 520 mm**

On porte les résultats obtenus à travers toutes les méthodes calculées, dans le tableau suivant :

**Tableau II.9 Récapitulatif des valeurs Comparatives d'ETR de la station de Constantine.**

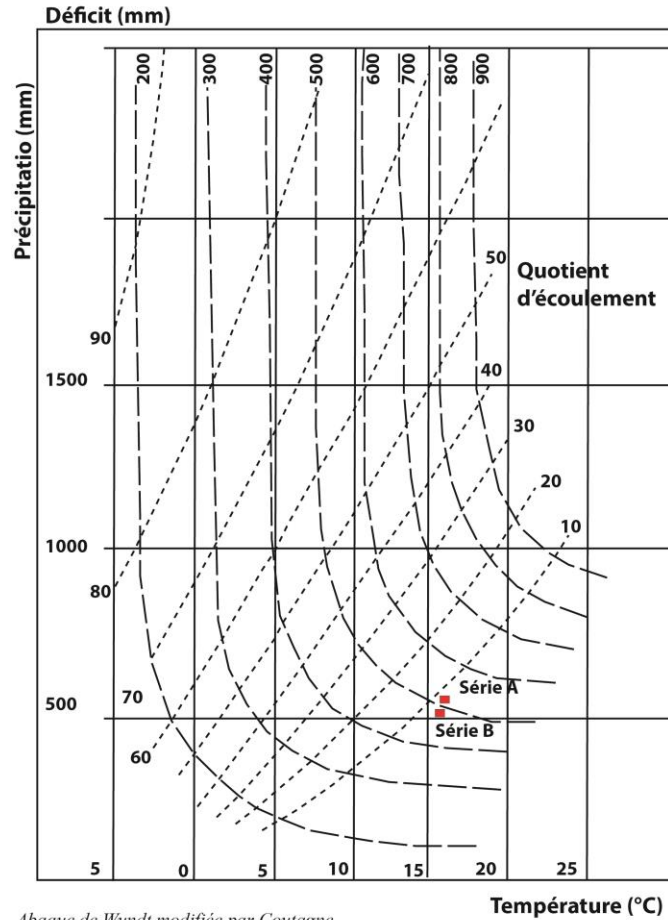
Série	Paramètre	Formule	Valeurs	Valeurs en % par rapport aux précipitations
<b>1984-2015</b>	ETR	Turc	486,84	87,48%
		Wundt	486,84	87,48%
		Coutagne	431,40	77,52%
		Verdeil	520,00	93,44%
		ANRH	345,65	62,11%
<b>1913-1938</b>	ETR	Turc	497,74	87,03%
		Wundt	510,00	89,18%
		Coutagne	462,70	80,91%
		Verdeil	550,00	96,17%
		ANRH	339,14	59,30%

Les résultats montrés dans la **Figure II.7** donnent une idée sur les différents termes du bilan. On note ce qui suit :

Les précipitations deviennent supérieures à l'ETP à partir du mois de **Novembre** avec une reconstitution des réserves du sol qui atteignent leur maximum au mois de **Décembre** pour un excédent de 84.5 mm pour la série 1913-2015 et au mois de **Janvier** celle de 1984-2015. Elle s'étend jusqu'au mois d'**Avril** et à partir du mois de **Mai** les réserves commencent à être épuisées et deviennent nulles juste le mois qui suit avec un déficit de 5.3 mm pour la série (1913-1938) et 14.6 mm pour la série (1984-2015) qui atteint les valeurs maximum 153.3 mm et 162.2 mm respectivement au mois de **Juillet**.

Les valeurs annuelles de l'ETR (334.7 mm pour la série 1913-1938 et 328.7 pour la série 1984-2015), déficit (501.6 mm pour la série 1913-1938 et 511.2 pour la série 1984-2015) et l'excédent (334.2 mm pour la série 1913-1938 et 328.7 pour la série 1984-2015) (**Tableau II.9**).

Par ailleurs, on constate que les valeurs de l'excédent pour les deux séries représentent le ruissellement de surface en supposant que la variation de réserves est nulle à l'échelle de l'année hydrologique.



Abaque de Wundt modifiée par Coutagne

Série A : (1913-1938)  
Série B : (1984-2015)

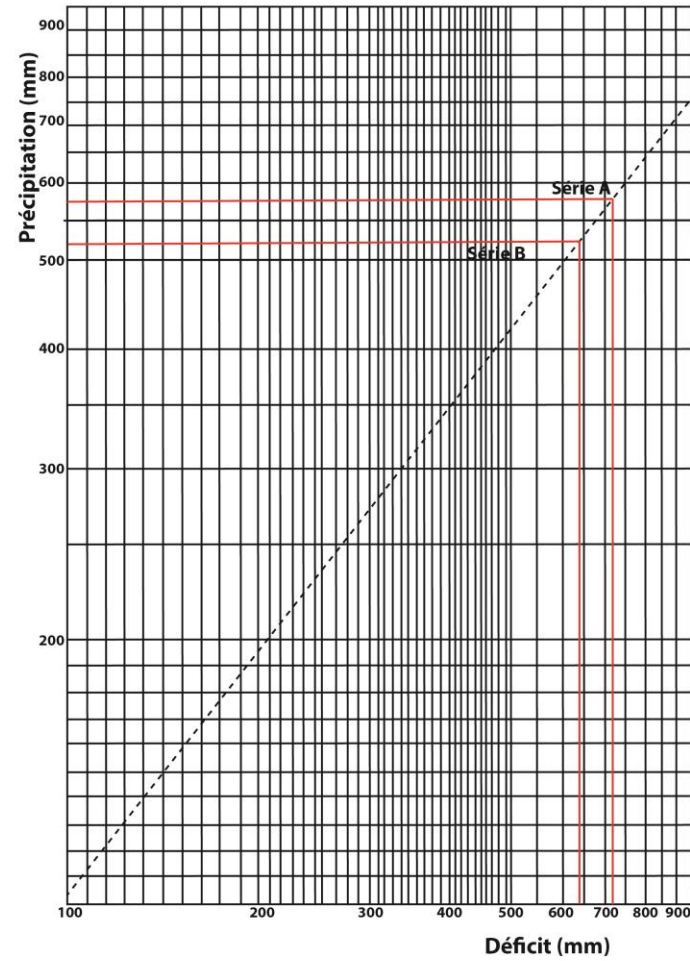


Figure II.6 : Evaluation de l'écoulement et de déficit en fonction des températures moyennes et des précipitations (à gauche l'abaque de Wundt modifiée par Coutagne ; à droite c'est l'abaque de P. Verdeuil, 1988).

### II.2.7.2- La pluie efficace

La pluie efficace est un élément primordial dans la connaissance des termes du bilan hydrique. Selon le Glossaire International d'Hydrologie, la pluie efficace est la partie des pluies qui contribue au ruissellement (**Fig. II.5**).

On appelle ici pluie efficace le terme du bilan hydrologique  $P_{eff} = P - ETR + RU - RU_{max}$  ; une partie de cette pluie efficace ruisselle tandis que l'autre s'infiltré et recharge la réserve utile des sols  $R_u$  puis éventuellement la nappe (lorsque  $R_u = RU_{max}$ ).

### II.2.8- Estimation du bilan : relation précipitation/ruissellement et recharge

Le bilan hydrique a été réalisé au pas de temps décadaire sur une période de plus de 30 ans (de 1984 au 2015), ce qui permet de s'affranchir de l'incertitude sur le remplissage de la réserve utile du sol au début du bilan (l'hiver 1984-1985 ayant été particulièrement pluvieux, on peut néanmoins considérer que la réserve utile a été intégralement reconstituée) (**Tableau II.10**) (**Tableau II.11**).

En raison de l'absence de données de réserve utile des sols, nous faisons l'hypothèse que sa valeur maximale est égale à 50 mm dans la région de Constantine (Mebarki, 2005)

Pour la série 1984-2015 les précipitations sont élevées à partir de mois de Novembre jusqu'à Avril-Mai (**Fig. II.7, A, C**). Ces quantités correspondent à des valeurs de  $P_{eff}$  assez importantes qui contribuent à l'alimentation du réseau hydrographique (augmentation des débits) par le processus de ruissellement et l'infiltration, et recharge la réserve utile des sols ainsi que la nappe phréatique (**Fig. II.7 B, C**).

A partir de Juin, une augmentation de température (début de l'été) qui correspond à des valeurs importantes de l'évapotranspiration et la diminution de la réserve utile ( $R_u$ ) des sols et la baisse du niveau piézométrique à cause de la diminution de la recharge (**Fig. II.7 A, B, C**).

Tableau II.10 Bilan hydrique de la station de Constantine (1913-1938), méthode d'A. N. R. H.

	RU <sub>max</sub>	RU <sub>min</sub>													
<i>Mois</i>		<i>Sept-01</i>	<i>S</i>	<i>O</i>	<i>N</i>	<i>D</i>	<i>J</i>	<i>F</i>	<i>M</i>	<i>A</i>	<i>M</i>	<i>J</i>	<i>Jt</i>	<i>A</i>	<i>Année</i>
<b>P (mm)</b>			22.70	44.30	55.30	80.70	98.00	78.70	43.30	63.30	47.00	25.30	5.30	8.00	<b>571.9</b>
<b>ETP (mm)</b>			102.19	62.51	26.06	12.62	10.08	11.84	28.21	47.73	91.11	136.88	178.63	164.42	<b>872.3</b>
<b>RU (mm)</b>	<b>50</b>	0	0.0	0.0	29.2	50.0	50.0	50.0	50.0	50.0	5.9	0.0	0.0	0.0	<b>285.1</b>
<b>ETR (mm)</b>			22.7	44.3	26.1	12.6	10.1	11.8	28.2	47.7	91.1	31.2	5.3	8.0	<b>339.1</b>
<b>Da (mm)</b>			79.5	18.2	0	0	0	0	0	0	0	105.7	173.3	156.4	<b>533.1</b>
<b>Ws (mm)</b>			0	0	0	47.3	87.9	66.9	15.1	15.6	0	0	0	0	<b>232.8</b>
<b>R (mm)</b>			0.0	0.0	0.0	0.0	44.0	55.4	35.2	25.4	12.7	6.4	3.2	1.6	<b>183.9</b>
<b>I (mm)</b>			0.0	0.0	0.0	0.0	44.0	55.4	35.2	25.4	12.7	6.4	3.2	1.6	<b>183.9</b>
<b>Peff (mm)</b>			0.00	0.00	8.47	68.08	87.92	66.86	15.09	15.57	0.00	0.00	0.00	0.00	<b>262.0</b>

Tableau II.11 Bilan hydrique de la station de Constantine (1984-2015), méthode d'A. N. R. H.

	RU <sub>max</sub>	RU <sub>min</sub>													
<i>Mois</i>		<i>Sept-01</i>	<i>S</i>	<i>O</i>	<i>N</i>	<i>D</i>	<i>J</i>	<i>F</i>	<i>M</i>	<i>A</i>	<i>M</i>	<i>J</i>	<i>Jt</i>	<i>A</i>	<i>Année</i>
<b>P (mm)</b>			41.87	39.33	57.45	80.04	72.60	65.45	66.73	55.07	42.88	18.19	4.31	12.53	<b>556.5</b>
<b>ETP (mm)</b>			102.19	62.51	26.06	12.62	10.08	11.84	28.21	47.73	91.11	136.88	178.63	164.42	<b>872.3</b>
<b>RU (mm)</b>	<b>50</b>	0	0.0	0.0	31.4	50.0	50.0	50.0	50.0	50.0	1.8	0.0	0.0	0.0	<b>283.2</b>
<b>ETR (mm)</b>			41.9	39.3	26.1	12.6	10.1	11.8	28.2	47.7	91.1	20.0	4.3	12.5	<b>345.7</b>
<b>Da (mm)</b>			60.3	23.2	0	0	0	0	0	0	0	116.9	174.3	151.9	<b>526.6</b>
<b>Ws (mm)</b>			0	0	0	48.8	62.5	53.6	38.5	7.3	0	0	0	0	<b>210.8</b>
<b>R (mm)</b>			0.0	0.0	0.0	0.0	31.3	42.4	40.5	23.9	12.0	6.0	3.0	1.5	<b>160.5</b>
<b>I (mm)</b>			0.0	0.0	0.0	0.0	31.3	42.4	40.5	23.9	12.0	6.0	3.0	1.5	<b>160.5</b>
<b>Peff (mm)</b>			0,00	0,00	12,78	67,42	62,52	53,61	38,52	7,35	0,00	0,00	0,00	0,00	<b>242,2</b>

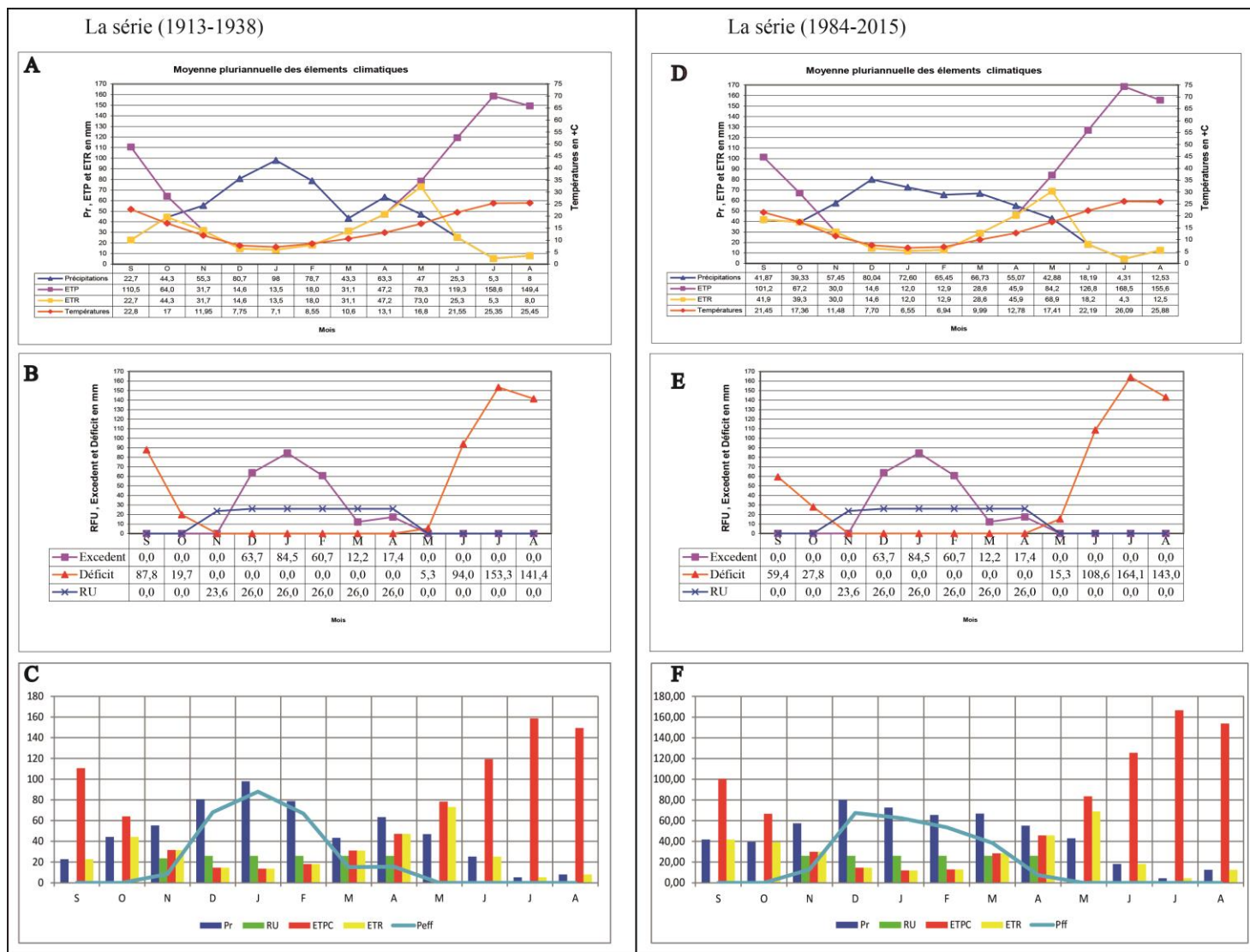


Figure II.7 Bilan hydrique de la station de Constantine (A, B, C la série 1984-2015 ; D, E, F la série 1913-1939)

### II.3- Contexte lithologique

Les mouvements gravitaires sont définis comme les mouvements de la masse des matériaux de roche, de débris ou de sol en bas d'une pente comprenant une large chaîne des mouvements par lequel tombant, glissant et coulant sous l'influence de la pesanteur.

La nature lithologique du sol constitue un facteur de prédisposition prédominant dans le mécanisme de mouvements gravitaires.

Concernant la nature des formations géologiques, les éléments qui influent sur la susceptibilité aux mouvements gravitaires sont en premier lieu la lithologie de la formation (c.-à-d. principalement les formations superficielles meubles)(Fig. II.8). Les investigations géotechniques effectuées ont montré que les formations concernées par les désordres sont essentiellement de nature meuble. Il s'agit des formations colluvionnaires à la surface et les niveaux altérés des marnes (altérites).

En outre, la géométrie de la formation influe sur la susceptibilité aux mouvements gravitaires. En effet, une formation sera d'autant plus sujette à ce phénomène qu'elle sera en position superficielle et de géométrie épaisse et continue.

#### II.3.1- La carte lithologique : pourquoi ?

Le rôle de la carte lithologique pour cette étude a pour objectif de mieux comprendre les différentes formations qui font l'objet d'un réservoir souterrain d'une part ; d'autre part c'est de mieux comprendre aussi la relation avec la répartition spatiale des mouvements gravitaires.

#### II.3.2- Description des facies

##### II.3.2.1- Les termes attribués à la dépression du Smendou

Sur la carte lithologique (Fig. II.8) sont représentés : Argiles et grès du Smendou ; Argiles à gypse ; conglomérats et limons ; grès et sable et poudingues. Ces formations sont essentiellement représentées par la succession des facies suivants (de bas en haut) (Coiffait, 1992) :

- 1- Conglomérats, de teinte générale, formé d'éléments centimétriques à décimétriques, et grès souvent grossiers. Les éléments aplatis surtout pour ceux de taille inférieure à 5 cm, sont variés ; des galets de grès, calcaires et silex.
- 2- Pélites brun rouge souvent sableuse contenant fréquemment des galets centimétriques à décimétriques. Ces pélites, parfois, contiennent du gypse, recristallisant au niveau des diaclases sous forme de gypse fibreux.
- 3- Conglomérats rougeâtres, souvent grossiers, dont les bancs sont séparés par des interlits d'argiles rouges, souvent sableuses ou à galets. Ces conglomérats sont, en générale, bien lavés et le ciment entre les grains est souvent sparitique.



### **II.3.2.2- Les termes carbonatés de Dj. Kellal, Dj. Bergueli et Dj. Sidi Dris**

Les affleurements carbonatés de l'unité néritique du Djebel Kellal dans la partie méridionale du bassin et ceux de la partie septentrionale attribuée à la dorsale kabyle. Il s'agit de formations de Djebel Sidi Dris.

### **II.3.2.3- les terrains marneux et marno-calcaires**

Les affleurements de l'unité tellienne : essentiellement marneux d'âge maastrichtien-paléocène surmontés par quelques affleurements des calcaires phosphatés d'âge yprésien

### **II.3.2.4- les formations de grès et argiles de l'unité Numidienne**

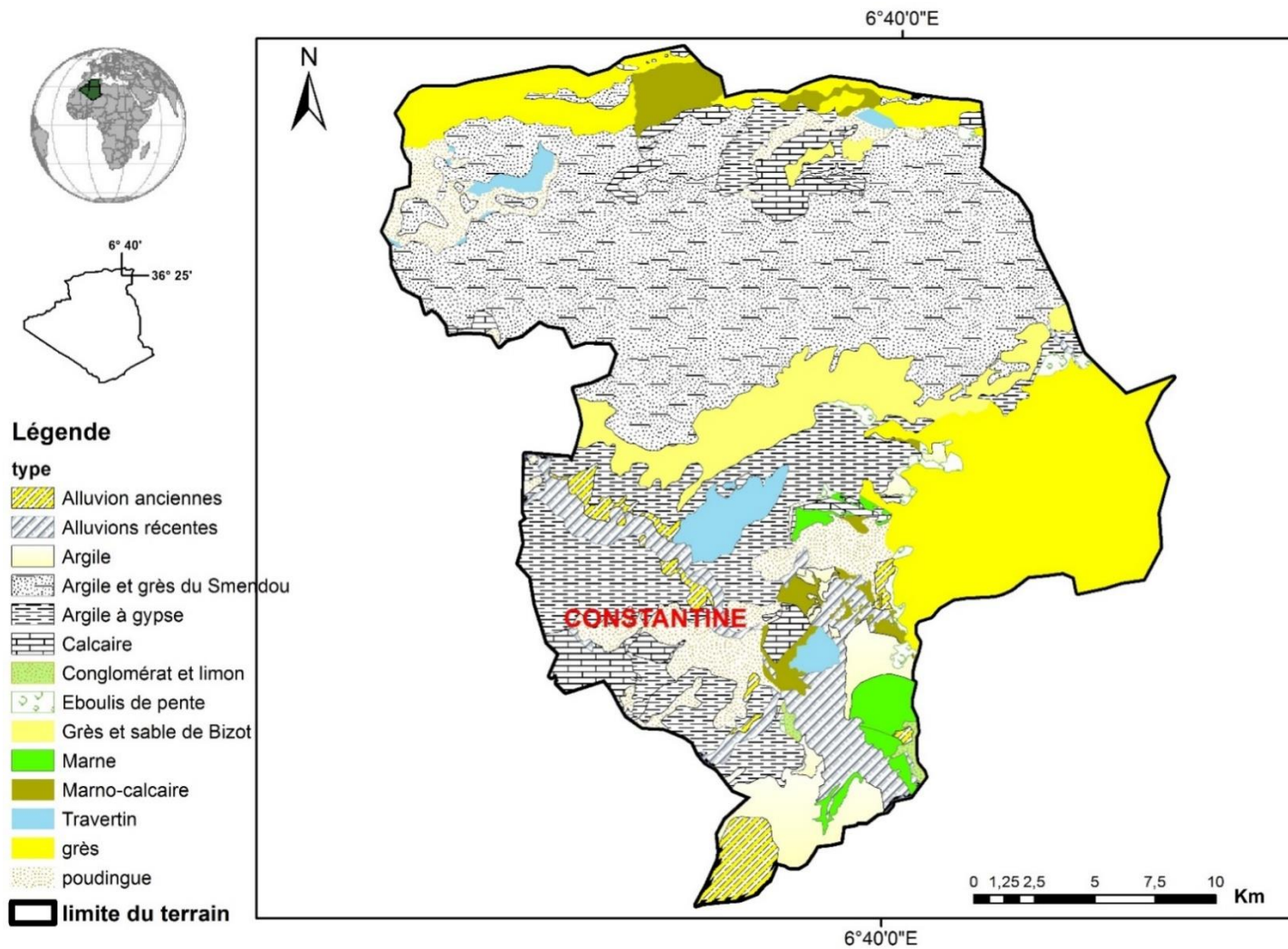
Les affleurements de l'unité Numidienne : Principalement constitués par de gros bancs de grès, très fracturés ; à sa base, des argiles et argilites sous numidiennes. Nous pensons que cette unité constitue le principal pourvoyeur en matériaux des formations superficielles du Quaternaire (éboulis de pente, les coulées boueuses à blocs) qui couvrent de grandes étendues sur la vallée de Taffrent.

### **II.3.2.5- les formations superficielles du Quaternaire**

Les Alluvions : sont largement développés dans le bassin de Taffrent. Ces derniers occupent une grande partie de la rive droite de l'Oued Annaga où ils sont recouverts par les argiles ou les éboulis de pente, leurs constituants couvrent et coiffent les formations des marnes telliennes. Ils sont constitués de bas en haut :

- 1- 10m de sable granoclassé ; 15 à 20m de marne argileuse à boules jaunes qui sont principalement des blocs et cailloux de grès roulés de couleurs grisâtres à jaunâtre. Les observations faites sur des sondages et des puits de reconnaissance montrent qu'il s'agit réellement à des fragments de marnes et parfois quelques paquets isolés qui gardent l'aspect feuilleté de la marne originale ;
- 2- 3 à 5 m argile marron à noirâtre très plastique à plastique. Coiffait et Vila (1977) attribuait ces formations à des coulées boueuses qui contiennent parfois des blocs provenant d'épandages plus anciens.

Colluvion : La rive gauche de l'Oued Annaga est représentée par des formations des éboulis récents. Il s'agit de coulées boueuses d'origine glaciaire (Coiffait et Vila, 1977) à matériel emprunté au quaternaire ancien. Leur organisation permet d'attribuer la genèse de ces coulées à un climat de type glaciaire ou péri- glaciaire (Coiffait et Vila, 1977). Les observations sur terrain nous montrent que ces coulées sont à blocs. La rive droite, une importante répartition, le long du versant, du matériel colluvionnaire. Ce matériel est disposé au pied des massifs de grès numidiens auxquels il emprunte ces éléments.



**Figure II.8 : Carte lithologique de la région d'étude élaborée à partir des cartes géologiques aux 1/50000 des feuilles N° 73 (Constantine), N° 74 (El Aria), N°51 (Sidi Dris) et N°52 (Condé Smendou) (modifiée).**

## II.4- Les eaux souterraines et leur influence sur la stabilité des versants

Le rôle de l'eau souterraine dans les mouvements gravitaires a fait l'objet d'études par nombreux auteurs ces dernières années. Ces études ont pu caractériser les relations plus ou moins complexes pouvant exister entre les précipitations, les eaux souterraines et les vitesses de déplacement des glissements de terrain. D'une manière générale, il est montré que les eaux souterraines répondent fortement aux pluies reçues sur le versant instable. Les caractéristiques de cette réponse, qui peut paraître simple dans certains cas, sont déterminées par une succession de processus d'action de l'eau dont la caractérisation est le plus souvent délicate. Quatre types d'effet des eaux souterraines sur la stabilité d'un versant peuvent être distingués (Jomard, 2006) :

- L'effet de l'augmentation de la pression hydrostatique est considéré comme l'action principale des eaux souterraines sur la dynamique des glissements.
- L'infiltration d'un volume d'eau dans un massif a pour effet d'augmenter le poids volumique des terrains, et peut donc jouer un rôle dans le déclenchement ou l'accélération d'un glissement.
- La circulation d'eau dans un milieu aquifère produit généralement une pression sur les matériaux traversés (force de percolation), pouvant avoir un effet sur le champ de pression à proximité des exutoires.
- Les mécanismes de dissolution et d'apparition de minéraux néoformés, comme les argiles, sont également associés aux eaux souterraines, et peuvent favoriser l'instabilité d'un versant.

La reconnaissance de la dynamique de ces systèmes souterrains est beaucoup plus difficile. Ils ne sont pas faciles à appréhender que celles des eaux de surface en raison de la complexité du système hydrogéologique du grand bassin Kebir-Rhumel et notamment de l'ensemble géologique que constitue l'unité néritique Constantinoise.

### II.4.1- Description des aquifères

On peut distinguer trois ensembles de formations lithologiques perméables potentiellement aquifères :

1. Un aquifère dont la perméabilité est liée à un réseau de fissures, on peut parler en l'occurrence de circulations karstique dans les formations calcaires néritiques du Crétacé et les formations gréseuses, très fracturé, de l'unité numidienne.
2. Un aquifère continu ou discontinu dans les formations fluvio-lacustres d'âge mio-pliocène. Il s'agit des réservoirs du bassin Néogène de Constantine (les formations grésos-sablo conglomératiques).
3. Un aquifère dont les alluvions du Quaternaire, développées dans l'Oued Rhumel et ses affluents.

### 1. Aquifère des calcaires néritiques et la chaîne calcaire

Les formations calcaires et dolomies du Crétacé inférieur et moyen constituent dans la région d'étude des massifs importants couvrant de grandes superficies qui sont le siège de circulation karstique, c'est à leur niveau que se situe la principale ressource hydrogéologique connue (Durozoy, 1960). Il s'agit essentiellement des formations de la chaîne calcaire représentées par les affleurements de Sidi Dris au nord et les affleurements des massifs de Djebel Kellal, Rocher de Constantine et Djebel Berghli plus au sud. Ces massifs importants donnent un encrage important qui favorise une alimentation presque permanente de la dépression néogène.

### 2. Aquifère des accumulations fluvio-lacustres d'âge Mio-Pliocène

Ces formations s'étendent sur de vastes surfaces, parfois interrompues par les massifs calcaires.

### 3. Aquifère des alluvions Quaternaires

Ce sont des aquifères peu épais et étroitement liés au cours d'eaux. En étiage se sont les nappes alluviales qui alimentent le cours d'eau le long de l'Oued Rhumel.

Ces nappes alluviales sont en partie alimentées par l'aquifère des calcaires néritiques du Crétacé.

#### II.4.1.1- l'Aquifère poreux

En tenant compte à la fois de la perméabilité d'interstice et/ou de fissures des roches et leur extension, on peut regrouper les aquifères poreux en deux ensembles lithologiques et hydrogéologiques :

##### a- Formation du Mio-Pliocène :

La série du Mio-Pliocène composée essentiellement d'argiles, de marnes parfois gypsifère, calcaires lacustres, conglomérats et des grès. Cet ensemble mérite l'attention du point de vue de son extension considérable et de son nature hydrogéologique assez particulier du fait de son irrégularité à la fois dans son épaisseur et dans ses faciès.

Cette série est très irrégulière à la fois dans son épaisseur et dans ces faciès.

La porosité efficace est moyenne à faible, mais en raison des niveaux travertineux (calcaire lacustre) qu'elle comporte, ces formations possèdent des possibilités d'infiltration dans des secteurs localisés se traduisant par des points d'eau dispersés représentés surtout par des sources. La circulation des eaux est contrôlée par les variations de faciès du remplissage Mio-Pliocène (circulation privilégiée dans les zones à grès, calcaires et conglomérats).

**b- Formation du Quaternaire**

On considère ici aussi bien les alluvions récentes formées le long des Oueds (les terrasses et les formations des pentes, les glacis souvent encroûtés et les croûtes calcaires du Quaternaire ancien).

Bien que leurs épaisseurs soient généralement faibles, ces formations ont une extension spatiale considérable, ce qui détermine des nappes phréatiques plus ou moins continues.

Les nappes localisées au niveau des vallées sont étroitement liées au cours d'eaux et ont une influence directe sur le régime hydrogéologique, alors que les nappes phréatiques des plaines de remblaiements sont en partie en relation avec les massifs calcaires ; mais l'alimentation de ces derniers reste surtout tributaire des précipitations atmosphériques.

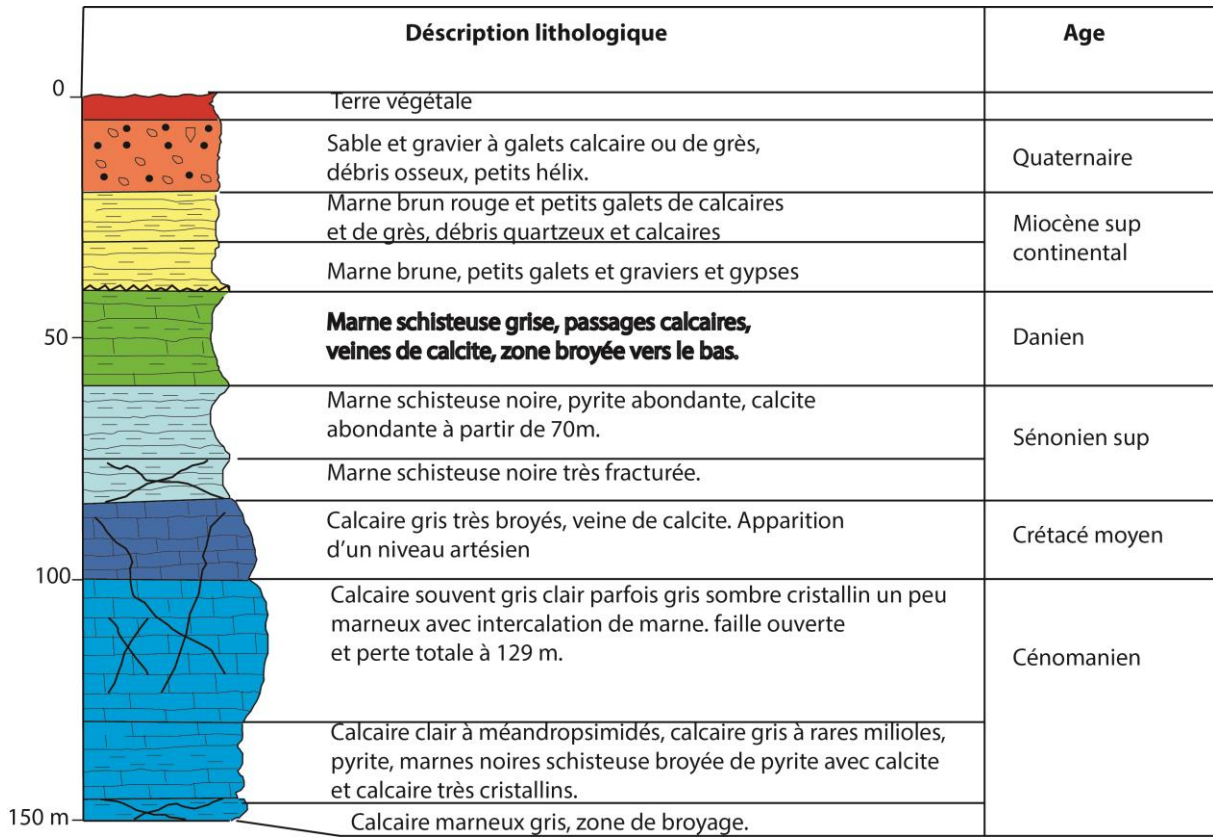
Ces nappes proches de la surface du sol sont soumises à une évapotranspiration importante (surtout en période de basses eaux).

D'une manière générale, ces nappes phréatiques recouvrant et s'imprimant dans les bassins de remplissages Mio-Plio-Quaternaire ont une extension spatiale importante bien que leurs épaisseurs soit, en général, faibles.

**II.4.1.2- L'aquifère fissuré et karstifié**

Il s'agit là aussi, des séries calcaires ainsi que des formations de calcaires marneux ou à alternance marneuse. Les faciès exclusivement calcaires se rapportent en majorité à la nappe néritique constantinoise au Sud et les carbonates de la chaîne calcaire de Sidi Dris au Nord. Ces formations possèderaient des épaisseurs cumulées qui dépassent les centaines de mètres. ces séries épaisses dont le volume est considérable sont très fissurées par suite d'une importante évolution tectonique et karstique ce qui leur confère une perméabilité élevée cependant le niveau de karstification n'est pas partout le même.





**Figure II.10 : log hydrogéologique élaboré à partir de la coupe du forage hydraulique de Hamma Bouziane effectué en 1955 (les descriptions et l'âge sont fournis par Durozoy log modifié et élaboré par Manchar N.).**

### II.5- Conclusion

L'analyse hydro climatologique a montré que la région est caractérisée par un climat semi-aride et que durant ces deux dernières décennies l'augmentation de la température est notable et par conséquent une augmentation de l'évapotranspiration, ce qui va influencer sur le ruissellement et l'infiltration. Ceci est confirmé par l'étude des pluies efficaces. Ce terme du bilan est d'un grand intérêt, car il conditionne principalement la disponibilité en eau, que ce soit vis-à-vis de son transfert rapide en surface (ruissellement) ou de son écoulement différé au travers des aquifères.

Le rôle des eaux souterraines joue un rôle primordial. Il s'agit de trois formations aquifères principales : 1/ les calcaires néritiques du Crétacé et les calcaires liasiques dans la partie septentrionale (Sidi Dris), qui forment un réservoir à perméabilité de fissure et offrent la possibilité d'existence de drains karstiques ; 2/ Les formations de la nappe numidienne (principalement des grès très fracturés avec des écrans argileuses donnant des réserves importantes en eaux et génèrent des augmentations de pressions interstitielles des formations superficielles ; et 3/ Des formations fluvio-lacustres du Mio-Pliocène-Quaternaire qui constituent un aquifère poreux et un aquifère phréatique des formations alluvionnaires en relation hydrogéologique avec le réseau hydrographique du secteur d'étude.

**CHAPITRE III : *Analyse morpho-structurale, activité  
sismique et apport de la morphométrie***



## **III.1- photo interprétation, analyse morpho-structurale et mouvements gravitaires**

### **III.1.1- Introduction**

Dans cette partie du travail et afin de pouvoir cartographier et étudier les mouvements gravitaires dans notre aire d'étude, nous avons choisi de suivre une approche assez particulière qui consiste en ce qui suit:

- ✓ une cartographie morpho-structurale suivie d'une analyse, à partir de la photo-interpretation,
- ✓ analyse et réflexion sur l'activité séismique de la région d'étude,
- ✓ une étude morphométrique.

L'objectif trace et d'arriver à cerner les particularités morphologiques et structurales qui conditionnent l'évolution plane et verticale du relief structural actif de cette région d'une part et d'autre part de voir les impacts de la tectonique active sur les mouvements gravitaires.

### **III.1.2- Méthodologie**

La photo-interprétation essentiellement interprétative, n'est utile que lorsque le déchiffrement proposé est confronté et confirmé sur le terrain.

Cette étude a été réalisée essentiellement sur la base de l'analyse et de l'interprétation de photographies aériennes à l'échelle du 1/20000 ; couvrant de grandes parties des feuilles (cartes) aux 1 :50000 d'El Aria, Constantine, Sidi Dris et Zighoud Youcef.

Ces photographies sont issues de la mission 1972- 73, réalisée par l'INCT (Institut National de la Cartographie et de la Télédétection). Par la suite, les observations sont reportées sur un papier calque ; ainsi a été constituée une "trame dense" qui est représentée sur une carte (fig.III.1).

Ce travail a permis de mettre en évidence un ensemble de particularités morpho-géologiques.

Par ailleurs, l'analyse stéréoscopique des photographies aériennes a permis de voir en relief les effets de la tectonique active et ainsi d'identifier et de cartographier un ensemble de linéaments de nature tectonique. En outre, nous avons élaboré des mosaïques photos et procédé à leur géo-référencement.

Sur la trame dense obtenue, tous les linéaments ont été caractérisés et classé selon leurs orientations par rapport au Nord géographique et les longueurs de leurs tracés respectifs.

### **III.1.3- Présentations des résultats**

L'observation de la carte photo-interprétative de la région de Constantine fait ressortir deux zones principales :

- Une zone où, comme nous pouvions le prévoir, la fracturation est plus intense dans les terrains anté-néogènes, du fait de la présence de plusieurs épisodes tectoniques ayant affecté ces formations.

- Une deuxième zone qui présente une certaine homogénéité et une fréquence moindre du point de vue de la représentativité des linéaments, dans les terrains néogènes et quaternaires.

Dans la région de Constantine, quatre directions principales se dégagent, qui sont respectivement par ordre d'importance : NE-SW, NNW-SSE, E-W et N-S. La direction NE-SW est intéressante à plus d'un titre, du moment que c'est selon cette direction que s'oriente la faille sismique de la région de Constantine (ou faille de Aïn Smara) qui a généré en 1985 un séisme de magnitude 6° sur l'échelle de Richter (Bounif, 1990). Néanmoins, les plus grandes longueurs de linéaments se trouvent selon la direction NW-SE.

#### **III.1.4- Relation avec les données de terrain**

Nous avons donné beaucoup d'importance aux vérifications sur terrain et confrontations des résultats obtenus grâce à la photo-interprétation. Cela nous a permis d'une part de confirmer certaines structures tectoniques déjà identifiées et d'autres parts cela a permis l'identification et la cartographie de nouvelles structures.

En effet, les principaux accidents tectoniques connus dans la région de Constantine, notamment la faille de Aïn Smara (ou faille de Constantine), qui a généré le séisme du 27 octobre 1985 (Bounif et al, 1987) sont orientés dans la direction NE-SW. Cette direction qu'on retrouve partout en Algérie du Nord est due au fait que les plaques tectoniques africaine et eurasiennne sont en mouvement de compression dans la direction NW-SE. Il est donc tout à fait logique que cette direction NE-SW soit présente dans notre aire d'étude.

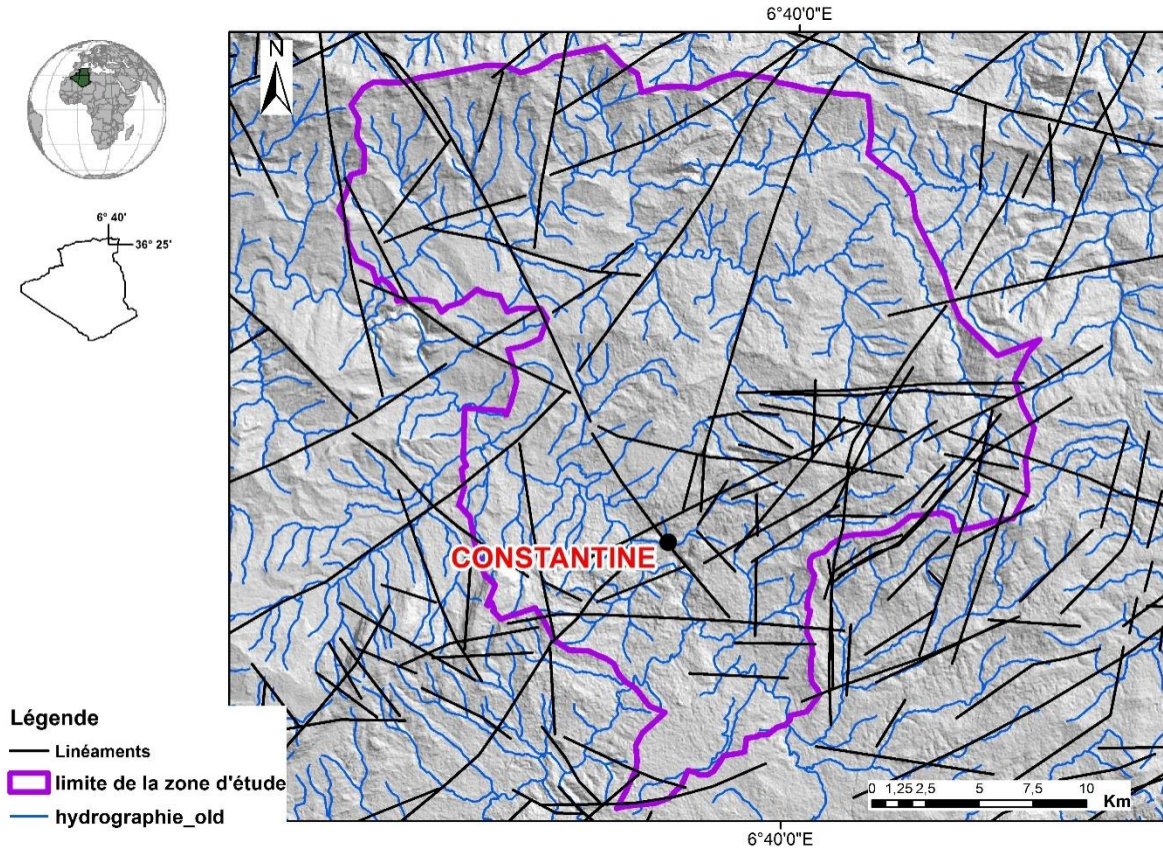


Figure III.1 : Carte linéamentaire de la région de Constantine

### III.2-Eléments de réflexions sur la sismicité de la région d'étude

Au cours de son histoire, l'Algérie du nord a connu plusieurs séismes destructeurs. Parmi les plus notables, on peut citer :

- ✓ Le séisme d'Alger en 1715, 20000 morts,
- ✓ Le séisme (EL Asnam) en 1954, magnitude 6,7, 1 200 morts, 20000 bâtiments détruits,
- ✓ Le séisme d'El Asnam, en 1980 avec une magnitude de 7,1 et 2600 morts,
- ✓ Le séisme du 25 Octobre 1985 à Constantine ( $M_s=6.0$ ) et du 21 Mai 2003,
- ✓ de Boumerdes ( $M_w=6.8$ ) 2.278 morts. 10.147 blessés et plus de 15 000 sans-abri ; ce dernier séisme a suscité beaucoup d'interrogations et une grande polémique quant à la préparation de notre pays à subir des séismes de grandes ampleurs, ce qui a conduit à une révision de toute la stratégie vis à vis du risque et de l'aléa sismique.

#### III.2.1- Les principaux séismes de la région d'étude

##### III.2.1.1-Sismicité historique

Au cours de son histoire, l'Algérie a connu plusieurs séismes de forte magnitude, qui ont généré parfois des pertes humaines et matérielles importantes. Le plus ancien séisme recensé par les études historiques remonte au le 2 janvier 1365, date à laquelle s'est produit le séisme d'Alger (Ambrassey et

al. 1988). Antérieurement à cette date, quelques événements ont pu être répertoriés durant la période romaine et au-delà (séismes de l'an 700 dans la région d'AïnTémouchent, de l'an 800 dans la région de Timgad), mais ces séismes restent mal documentés, en raison de l'absence de documents ou d'archives relatives aux époques médiévale et antique de l'Algérie.

Pour la période allant de 1365 à nos jours, la sismicité a fait l'objet de nombreux travaux (Ambrassey et al. 1982 ; Benhallou et al. 1985 ; Benouar, 1994 ; Harbi et al. 2003 ; Meghraoui, 1988 ; Mokrane et al., 1994). Les plus récents (Harbi et al 2003) ont permis d'enrichir le catalogue des séismes qui ont touché les régions d'Alger et du Constantinois durant les XIXe et XXe siècles. Les études de sismicité historique ont permis d'élaborer différents catalogues de sismicité, la réalisation de cartes de sismicité et d'intensité maximale (Bezzeghoud et al. 1996 ; Rothé, 1950), ainsi que de contribuer à la réalisation de cartes sismotectonique (Meghraoui, 1988) et d'aléa sismique Yelles, 2006).

Ces travaux montrent que les séismes les plus violents, voire les plus meurtriers, sont ceux qui se sont produits dans la région littorale, particulièrement dans la région d'Alger en 1716 et en 1755, à Oran en 1790, à Blida en 1825, à Djidjelli en 1856 et à Gouraya en 1891. Au cours de la première moitié du XXe siècle, qui correspond à la fin de la période historique, l'Algérie a été touchée par deux autres séismes importants : celui de Sour-El-Ghozlane (24 juin 1910,  $M_s = 6,4$ ) et celui d'Orléansville (9 septembre 1954,  $M_s = 6,7$ ). La cartographie des événements historiques permet de connaître la localisation des régions sismogènes, mais aussi d'établir une zonation sismique du territoire (Fig. III.2).

### III.2.1.2- Sismicité instrumentale

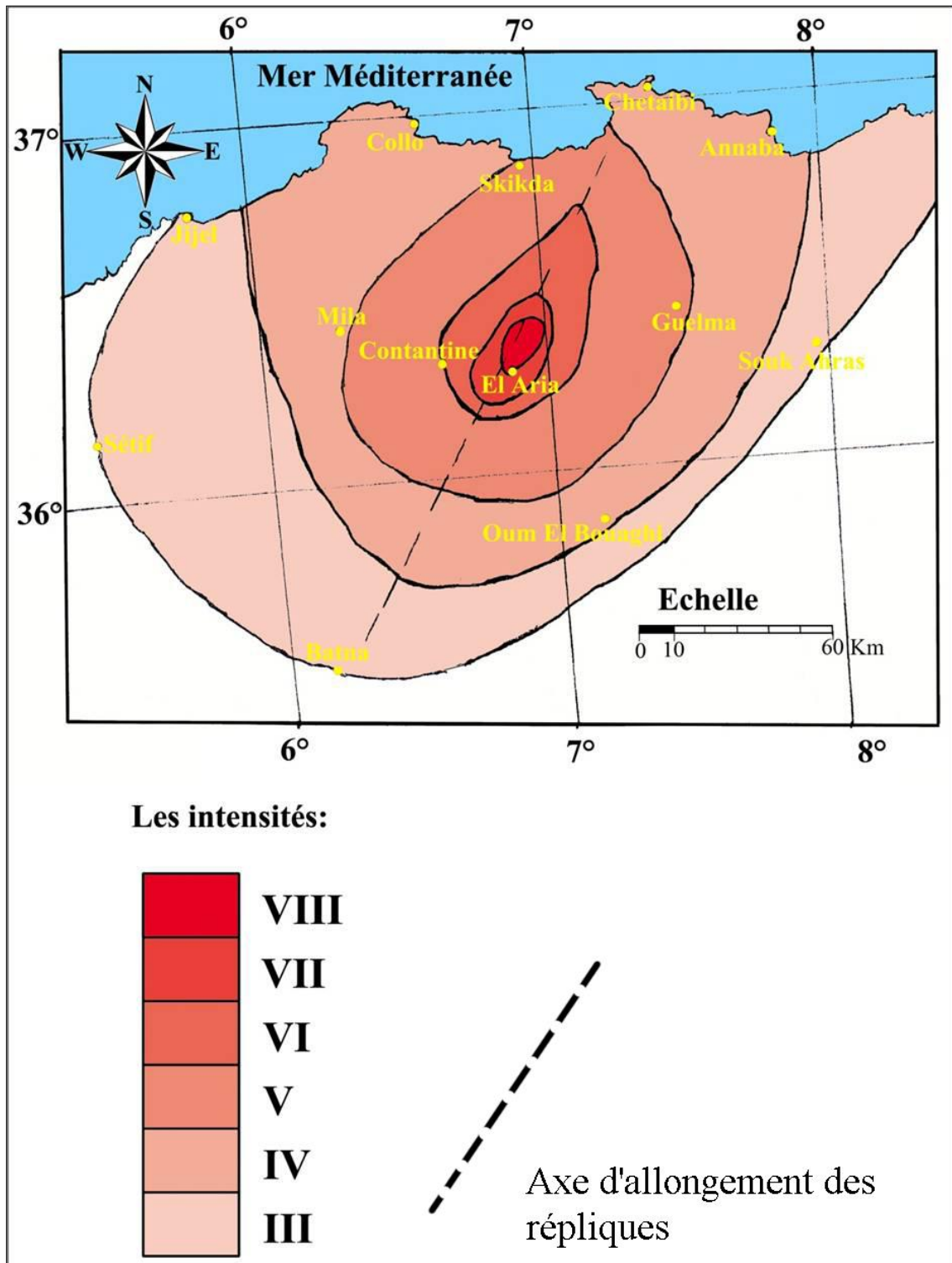
#### III.2.2.2.1- La répartition spatio-temporelle de la sismicité entre 2004 et

#### 2011

La Figure III.3, montre la distribution dans l'espace de l'activité sismique dans la région de Constantine et ses alentours, pour une période allant de 2004 à 2008, les épencentres sont représentés par des cercles dont le rayon est proportionnel à la magnitude.

La sismicité est concentrée à l'Ouest de la région d'étude. Elle montre une organisation spatio-temporelle de manière est répartie selon des directions préférentielles qui concordent aux certains linéaments ce qui donne la réflexion aux structures actives. Nous avons noté que les magnitudes faibles ( $2 < M_i < 3$ ) se sont développées au Nord et au NE avec une évolution dans l'espace répartie Est Ouest en une période entre 2002 et 2009. Cette évolution a cessé à partir de l'année 2010.

Pour les magnitudes les plus faibles (<2), elles forment des essaims au nord et au milieu du



bassin néogène.

Figure III.2 : Cartes des intensités macrosismiques ressenties lors du tremblement de terre de Constantine du 27/10/1985 (Bounif M. A., 1990).

De l'examen de cette carte, il ressort quelques points intéressants relatifs à la sismicité générale de notre région d'étude :

La distribution spatiale des épacentres, montre un essaim ou nuage aligné selon deux directions préférentielles, la première orientée NE-SW, la seconde N-S.

Dans la région d'Ouled Rahmoune, située au sud-ouest, on relève une forte activité micro sismique.

Le long d'Oued Hamimin, on relève plusieurs épacentres. A noter que le nombre d'événements sismiques devient plus important dans le secteur méridional de cette structure. Cette forte activité sismique serait vraisemblablement en relation étroite avec la présence d'un accident orienté globalement N-S.

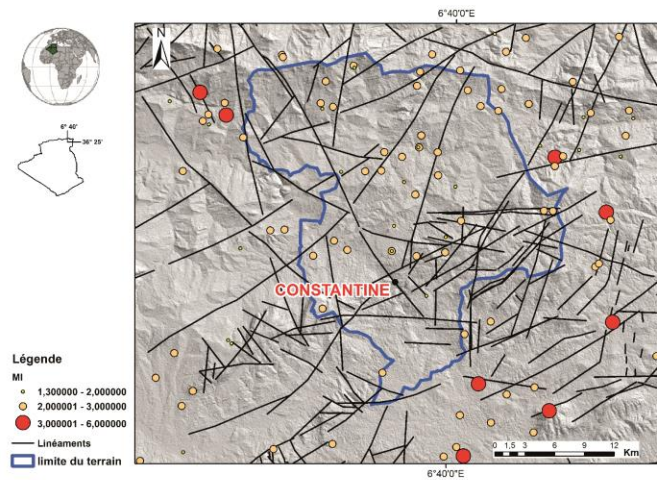
Cet accident déjà connu (Coiffait P. E., 1994 ; Benabbas C., 2006) comme étant une structure active. Aurait une étendue plus importante vers le sud et confirmerait l'existence d'une direction sismique nord sud dans cette région.

#### **III.2.2.2.2- Les principales structures actives**

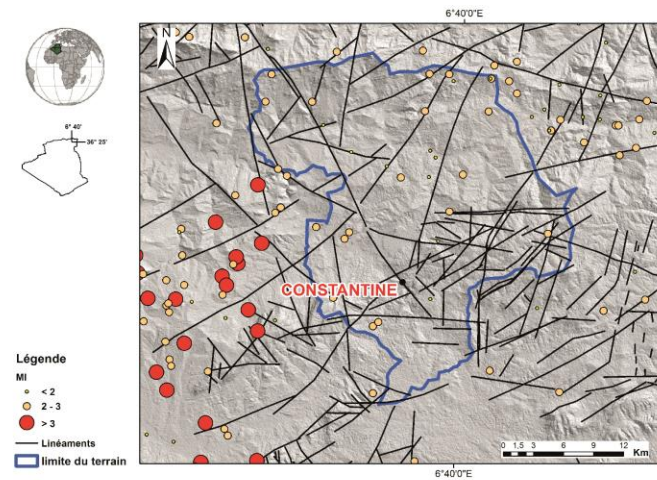
Au Nord de Djebel Kellal et au niveau d'Oued El Hdjar, on remarque un niveau de sismicité anormalement élevé (Fig. III.3). La forte présence de carrières dans ce secteur n'expliquerait pas à elle seule cette grande concentration. En outre cette zone se distingue par la présence de grands mouvements gravitaires.

Le remplissage Mio-Plio-Quaternaire comprend de vastes étendues et versants argileux instables et un chevelu marqué par un Oued principal de direction préférentielle EW. Cette zone est marquée par une activité sismique dont l'intensité des événements sismiques varie dans le temps (Fig. III.3). Cela confirme l'aspect actif de cette zone et le contrôle structurel de la morphologie actuelle du paysage.

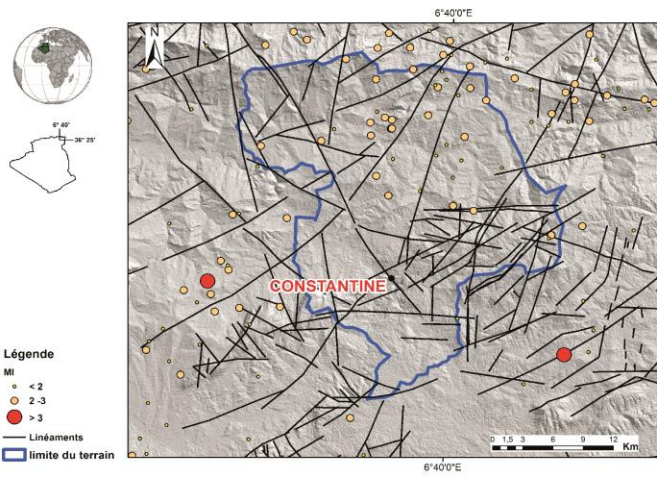
Dans le secteur de Djebel Oum Settas et principalement en allant vers le Sud, la sismicité accuse une forte diminution. Une faible activité sismique est relevée à l'Est de Djebel El Ouahch.



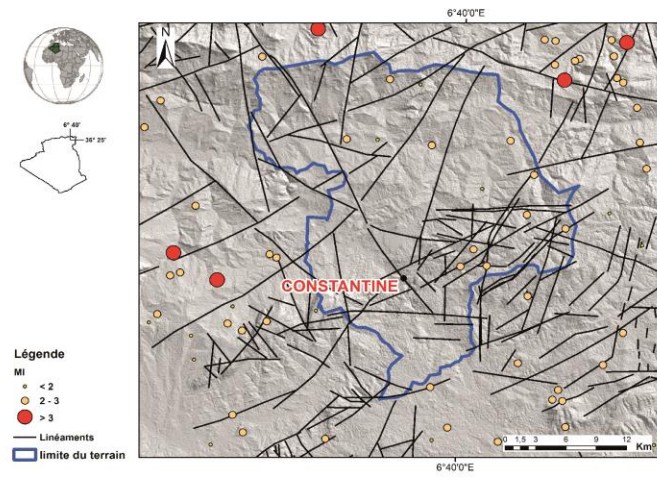
Sismicité 2002 - 2005



Sismicité 2006 - 2007



Sismicité 2008 - 2009



Sismicité 2010 - 2011

**Figure III. 3 Evolution spatio-temporelle de la sismicité dans la région de Constantine**

A l'Est de Djebel El Ouahch , il y a eu une grande réactivation des glissements dans des terrains meubles, formés principalement par des des argiles du bassin continental Mio-pliocène. Les dépôts quaternaires ont subits des déformations importantes, marqués par des ouvertures de fêlures associées aux mouvements de terrains, affectant des glacis de vaste épandage constitués par des blocs remaniés dans une matrice limoneuse, provenant à priori des barres gréseuses sus-jacentes.

La tectonique active induit généralement une sismicité à caractère modéré ou violent, dont la distribution est loin d'être aléatoire. Dans la région d'El Aria les segments de failles actives qui ont généré le séisme de 27/10/1985, se trouvent principalement entre Djebel El Ouahch et Oued El Aria allongé sur une direction NE-SW. Cela n'empêche pas la présence d'autres failles actives et/ou sismiques de directions différentes.

### III.3- Etude morphométrique

Les effets de l'activité néotectonique (Miocène supérieur à l'actuel) sont reconnus en surface à travers les différents types de déformations qui contrôlent les aspects morphologiques de la région. Dans cette étude, on présente la combinaison de plusieurs méthodes tel que l'analyse de quelques paramètres morphométriques notamment l'indice hypsométrique « Hi », la Sinuosité « Smf » et largeur des fonds des Vallées "Vf" (Fig. III.4 et 5) (Bull & McFadden 1977 ; Keller & Pinter 1996 ;Bull, 1978 ;Rockwell et al., 1985 ;Deffontaines, 1990 ;Silva et al. 2003). La réalisation du réseau de drainage (Benabbas, 2006 ; Deffontaine et Chorowicz, 1991) afin d'élaborer la carte des failles récemment actives et qui pourraient être l'origine de plusieurs mouvements gravitaires. Dans ce contexte, le NE algérien est traversé par des failles majeurs à composantes verticales et inverses (nappes de charriages) associé à une sismicité actuelle assez active.

Dans ce chapitre nous exploitons le fond géologique et topographique ainsi que les différents types de photographie aériennes et satellites (Tableau III. 1) dans le but de relever, d'identifier et de caractériser les principales structures géologiques actives de la région d'étude. Aussi nous mettons en évidence un certain nombre de morpho-structures à partir des révélateurs directs (Escarpements de lignes de failles dans les formations plio-quaternaires, Discontinuités tectoniques et géologiques des terrains néogènes et indirects (lignes de crêtes déformées et cisailés, la grande perturbation du réseau hydrographique, angularités et changements brutaux de directions d'oueds).

La morphométrie est définie comme étant des mesures quantitatives de la morphologie des terrains. Elle est l'un des outils clés de la géomorphologie tectonique. Elle est définie par l'interaction entre la géologie (lithologie, et tectonique) et le phénomène de l'érosion de surface (Legier, 1977 ; Deffontaines, 1990 ; Salama, 2008).

La distribution des altitudes dans une région fourni une information sur l'équilibre entre les processus externes (processus d'érosion) et internes (l'effet de la tectonique, soulèvement des



reliefs...etc.). Un des paramètres les plus utiles qui décrit et analyse la distribution des altitudes dans un secteur est l'hypsométrie.

Les indices morpho métriques ont été développés comme outils de reconnaissance de base pour identifier les zones affectées par une déformation tectonique rapide (Bull & McFadden 1977, Keller & Pinter 1996). Par ailleurs, il n'existe pas d'indices utilisés universellement. Ils dépendent du contexte local (le phénomène étudié, les caractéristiques de la zone d'étude, les données initiales, etc) qui détermine le choix du meilleur indice pour arriver à l'objectif de la démarche (Speight, 1974 ; Evans, 1979 ; Deffontaines, 1990 ; Monier, 1997 ; Dupéret et Deffontaines, 2004 ; Ben Hassen et al, 2014).

L'analyse morpho métrique du présent chapitre est basée sur le calcul des indices les plus utilisés. Il s'agit de la sinuosité des fronts des montagnes (Smf), le rapport entre la largeur du fond de la vallée (Vf), longueur-gradient de cours d'eau (SL). L'analyse de ces paramètres va éclaircir le signal de la tectonique active présente dans la région.

Comme d'autres auteurs ( Ehsani et Quiel, 2009 ; Dragut et Eisank, 2011 ; Prasannakumar et al., 2011 Ben Hassen et al., 2014) on a utilisé les sources documentaires présentées dans le tableau III.1.

**Tableau III.1 Références et sources documentaires des différents documents utilisés.**

<i>Catégorie</i>	<i>Couche</i>	<i>Echelle</i>	<i>Référence</i>	<i>Source de donnée</i>
Carte topographique	Escarpements	1/50000	feuille de Sidi Dris(1/50000)	I. N. C. T. (Institut National de la Cartographie et de Télédétection)
	Sources d'eau	1/25000	feuille de Constantine (1/50000)	
	Réseau Hydrographique		feuille d'ElAria (1/50000)	
			feuilles de Smendou(1/50000)	
Carte topographique	Réseau hydrographique	1/25000	feuilles de Constantine (N°1-2, 3-4, 5-6, 7-8) feuilles d' El Aria (N°1-2, 3-4, 5-6, 7-8) feuilles de Smendou (N°1-2, 3-4, 5-6, 7-8) feuilles de Sidi Dris (N°1-2, 3-4, 5-6, 7-8)	I. N. C. T. (Institut National de la Cartographie et de Télédétection)
Carte géologique	Géologie et Structure Failles	1/500000	(Vila, 1981)	
Carte géologique (El Aria, Smendou, Constantine et Sidi Dris)	Lithologie  Failles	1/50000	Joleaud 1908	A. N. G. C. M. (Agence Nationale de la Géologie et du Contrôle Minier)
Photographie aérienne	Linéaments	1/20000	Mission 1972	I. N. C. T. (Institut National de la Cartographie et de Télédétection)
DEM (MNT)	Linéaments Réseau Hydrographique	Résolution n 30m x30m	Landsat-7 ETM+ Satellite image (scene P193R35, year 2001)	Aster (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) USGS

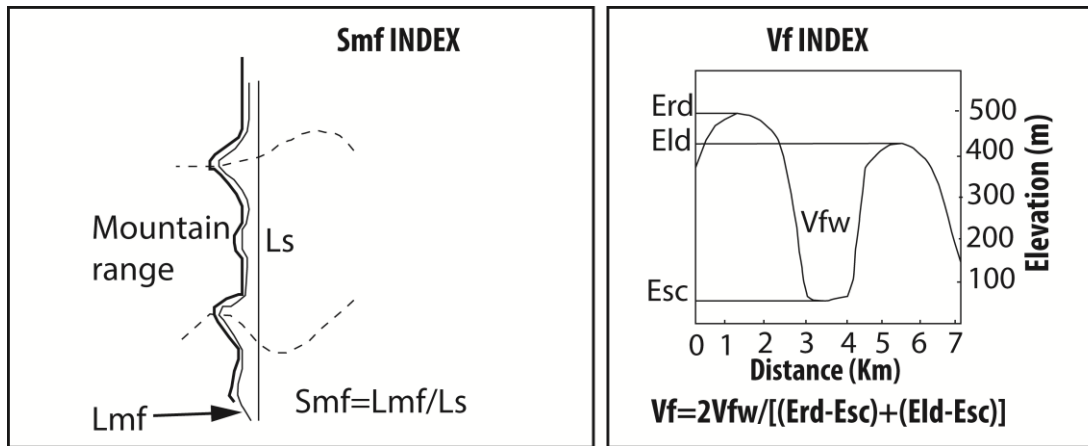


Figure III.4 Diagrammes idéalisés montrant le calcul des indices Smf et Vf, (Keller & Pinter 1996).

### III.3.1-Hypsométrie(Hi) : les antiformes et les synformes.

L'hypsométrie décrit la distribution des surfaces à des altitudes différentes (Strahler, 1952 ; Schumm, 1956) et peut être estimée en utilisant la courbe hypsométrique ou l'intégral hypsométrique (Hi). La courbe hypsométrique représente des proportions relatives des surfaces aux différentes tranches d'altitudes (Fig. III.5).

L'intégral hypsométrique est un rapport qui correspond à l'aire représentant la partie inférieure de la courbe hypsométrique.

Il est exprimé par l'équation suivante :

$$Hi = (\text{altitude moyenne} - \text{altitude minimale}) / (\text{altitude maximale} - \text{altitude minimale})$$

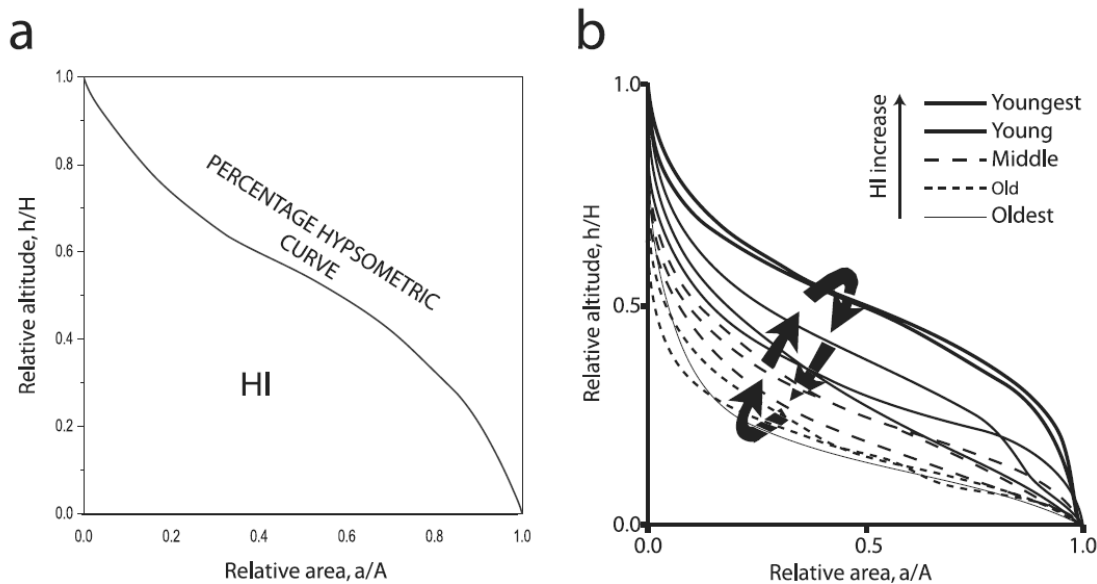


Figure III.5(a) La courbe hypsométrique selon Strahler (1952).

La surface de l'aire au-dessous la courbe est connue par l'intégral hypsométrique ( $H_i$ ). L'altitude totale ( $H$ ) est le relief dans le bassin (l'altitude maximale contre l'altitude minimale), la surface totale ( $A$ ) est la surface totale du bassin ; ( $a$ ) est la surface de la zone dans un bassin sur une altitude donnée ( $h$ ). ( $b$ ) changement aux courbes hypsométriques (Ohmori, 1993 in Pérez-Peña et al. 2009). Les courbes convexes et valeurs élevées de  $H_i$  sont typiques à l'âge très jeune. Les courbes en forme en S et concaves avec des valeurs de  $H_i$  sont typiques à l'âge très ancien (mature). Les flèches indiquent la direction du changement des courbes selon le changement des altitudes des montagnes durant le cycle géomorphologique.

L'intégral hypsométrique ( $H_i$ ) de la région d'étude est de l'ordre de **0.5**. Le bassin est moyen à vieux (Fig. III.6).

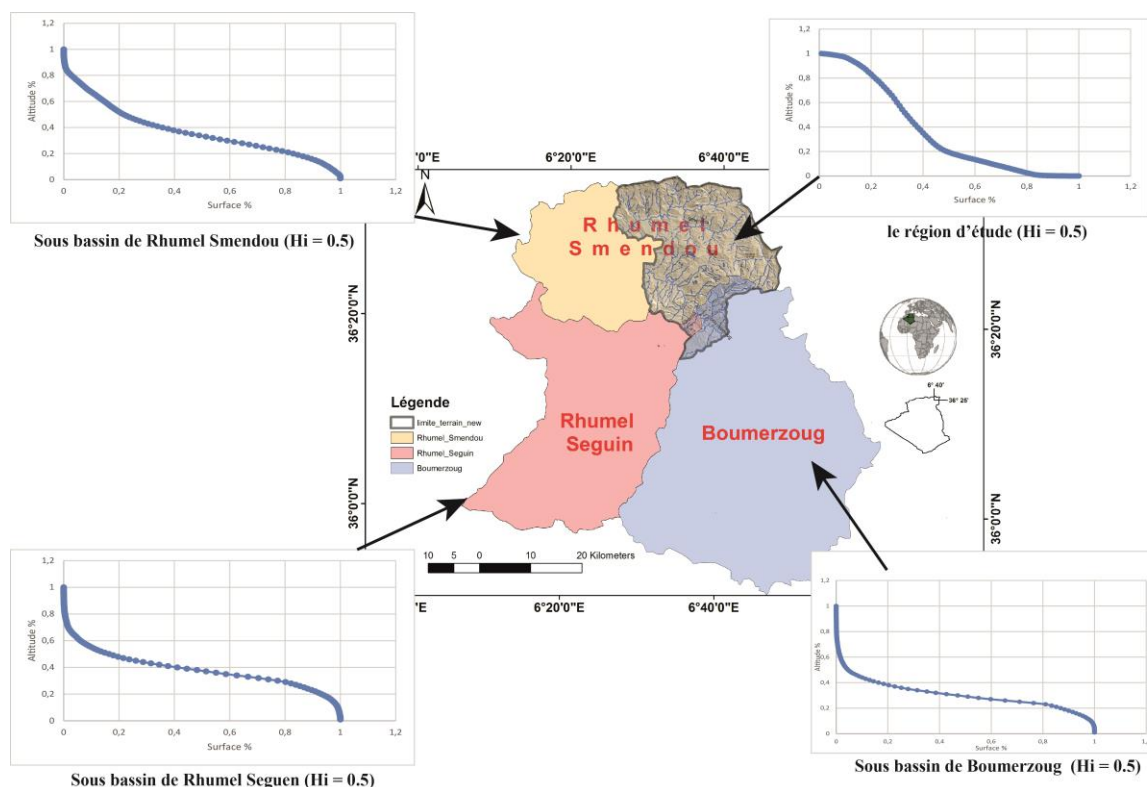


Figure III.6 Courbe hypsométrique du terrain d'étude.

### III.3.2- Sinuosité des fronts de chaîne (Smf)

C'est un indice qui reflète le rapport entre les processus érosifs qui ont tendance à inciser le front, et les forces tectoniques qui ont tendance à produire des escarpements raides et rectilignes, ayant des valeurs de sinuosité faibles (Bull, 1978).

Si la surrection tectonique cesse ou ralentit, l'érosion va creuser le front qui va devenir plus sinueux. On considère que des valeurs de sinuosité >3 caractérisent des fronts inactifs (Rockwell et al., 1985 ; Keller, 1986).

La sinuosité des fronts montagneux est définie comme :  $Smf=Lmf/Ls$

Où Lmf est la longueur du front montagneux, défini comme une rupture de pente prononcée au pied d'une montagne, qui sépare la chaîne de son piedmont, et Ls la distance rectiligne.

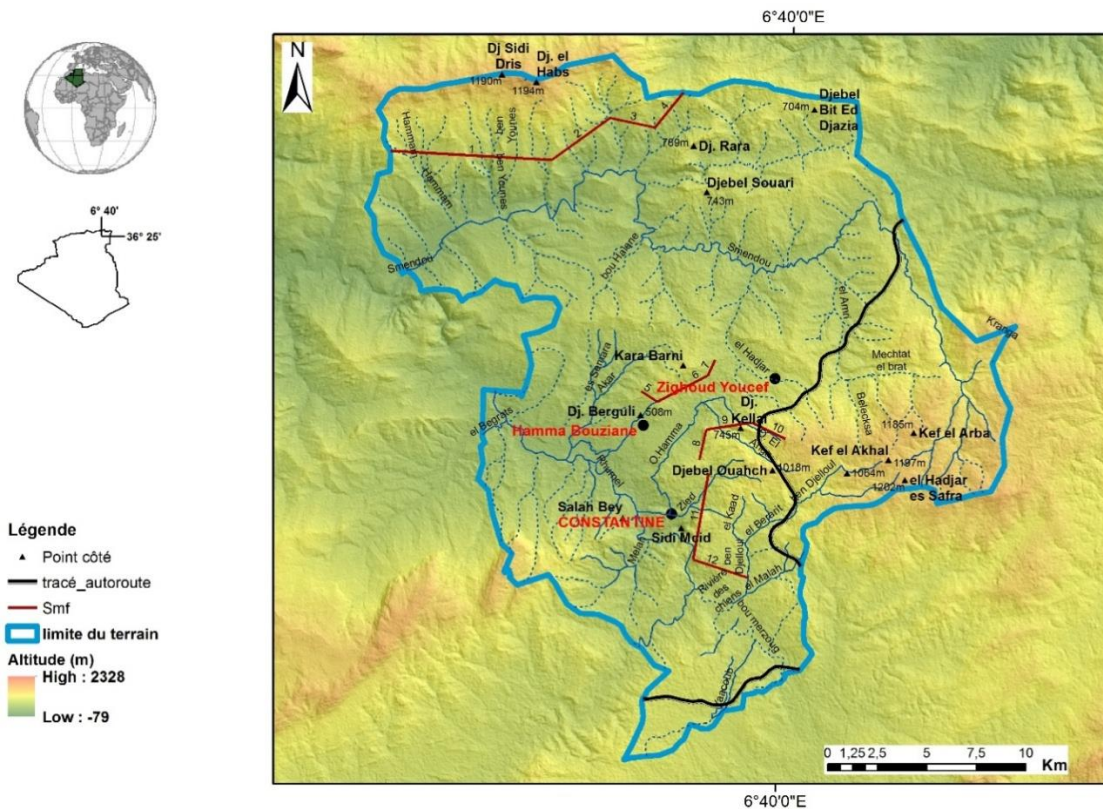


Figure III.7 Carte de positionnement des profils de sinuosité

Concernant le paramètre de sinuosité, 4 massifs ont été analysé (Sidi Driss, Djebel Berghli, Djebel Kellal et le Rocher de Constantine) (Figure III.7).

Le Smf représente une balance entre les processus érosifs qui atteignent le front du massif, rendant le massif plus sinueux par les Oueds qui le recoupent latéralement et la tectonique verticale active qui rends ces fronts plus linéaires, généralement, cette tectonique est traduite par des **failles ou plis actifs** (Bull and McFadden, 1977 ; Keller, 1986).

Les massifs associés d'une tectonique active et un soulèvement active sont relativement linéaire représenté par des valeurs minimales de Smf. Quand le soulèvement est réduit ou absent, l'érosion va générer des sinuosités le long du front de massif.

Les résultats obtenus ont été calculés à partir des cartes topographiques, photographie aériennes et photos satellites ainsi que des MNT du terrain d'étude. Les valeurs dépendent de l'échelle (Bull et

Mc Fadden, 1977). Les cartes à petite échelle (1/250000) génèrent des Smf approximatives, alors l'échelle plus large des cartes topographiques au 1/25000 présente une résolution très cohérente et des valeurs de Smf plus précises.

Les valeurs s'approchent de 1 sur les fronts les plus actives, tandis qu'elles augmentent si le degré de soulèvement est réduit et les processus érosifs commencent à un front irrégulier avec le temps ;

Les valeurs inférieures à (<1.4) indiquent des fronts tectoniquement actives (Rockwell et al., 1985 ; Keller, 1986) ;

Et les valeurs élevées (>3) sont normalement associées avec des fronts inactifs.

Cet indice a été calculé dans l'est de la cordillère bétique par Silva et al. (2003) en utilisant des cartes topographiques à l'échelle 1/50000 à partir duquel ils ont obtenu des valeurs entre 1.17 et 3.51. Ils considèrent les valeurs inférieures à 1.4 comme fronts actifs et les valeurs dépassant 3 comme des fronts inactifs.

Egalement, ces paramètres ont été appliqués à la bordure sud-ouest de Sierra Nevada (Sud de l'Espagne) par El Hamdouni et al. (2008). Ils estiment que les valeurs inférieures à 1.5 comme des fronts relativement actives. Les valeurs supérieures à 1.5 présentent des fronts considérées inactives.

Dans la région d'étude, 12 fronts étalés sur 4 principaux massifs. Les résultats sont montrés dans le tableau III. 2. Ils sont comprises entre 1.25 et 1.96. La valeur la plus basse correspond au front de Mansourah (Rocher de Constantine). D'une manière générale toutes les valeurs sont inférieures à 2.

**Tableau III. 2 les valeurs de Smf (indice de sinuosité des fronts de montagnes) de massif prédéfinis.**

Nom du massif	Nom du front	N°	Lmf (m)	Ls (m)	Smf
Sidi Driss	Bab el Ahmar	1	15965,6	8137	1,96
	Chabat Oum er Renes	2	4809	3629	1,33
	MechtatEchabia	3	3453	2311	1,49
	Mechtat er Rgareg	4	3645,5	2282	1,60
Berghli	Djebel Berghli (limite O.)	5	1386,7	967	1,43
	Djebel Berghli (front principal)	6	4206,6	2868	1,47
	Djebel Berghli (limite E.)	7	1438,7	877	1,64
Kellal	Djebel Salah	8	2028,5	1565,7	1,30
	Dj Kellal(limite O.)	9	3387,5	2323,8	1,46
	Djebel Kellal	10	2849,5	1900	1,50

(limite E.)					
Rocher de Constantine	les gorges du Rhumel	11	6468,3	4434	1,46
	Mansourah	12	3677,4	2942	1,25

Les zones qui présentent un aspect tectonique actif dû principalement aux mouvements verticaux (soulèvement) sont :

- 1/ Dj el Habs à son limite Sud avec Smf 1.33.
- 2/ La limite Ouest de Dj. Berghli (1.43)
- 3/ Dj. Salah à la terminaison Ouest de Dj. Kellal (1.3)
- 4/ El Mansourah (1.25)

### III.3.3-L'indice ou rapport entre la largeur du fond de la vallée (Vf)

L'indice Vf est lié à la forme de la vallée (Fig. III.4) et est définie comme le rapport entre la largeur du fond de la vallée et sa taille moyenne (Bull et McFadden, 1977 ; Bull, 1978). Il est calculé par l'équation suivante :

$$Vf = 2Vfw / [(Erd-Esc) + (Eld-Esc)] ;$$

Où Vfw : est la largeur du fond de la vallée ;

Eld & Erd : l'élévation de la droite et la gauche se divise respectivement ; et

Esc : est l'élévation du fond de la vallée.

Large fond des vallées ont des valeurs d'indice Vf relativement élevées qui sont associées à de faibles taux de soulèvement, tandis que les vallées qui présentent de faibles valeurs de Vf (proches de 0) correspondent aux vallées à incision rapide (Bull & McFadden 1977).

La valeur de Vf est calculée sur les vallées qui recoupent les massifs de la région d'étude (Fig.III.8).

Dans cette zone, une distance variant de 0,5 à 1 km, en fonction de la taille de la vallée, a été choisie (El Hamdouni et al. 2008). On observe que les vallées se resserrent souvent en amont du front de montagne.

Les calculs ont été réalisés à partir des cartes topographiques aux 1/25000. Les résultats de ces valeurs dépendent de la taille de la vallée, du débit du cours d'eau et du type de la lithologie rencontrée (Tableau III.3).

Afin d'interpréter les valeurs calculées de ce paramètre, on doit les comparer pour des conditions géologiques similaires (un même facies recoupé).

Tableau III. 3 : Les valeurs relatives aux calculs de Vf dans le bassin Néogène de Constantine.

N°	Vf	Lithologie	Localisation
1	30,00	Alluvion récente	O. Rhumel (polygone)
2	16,67	Alluvion récente	Oued El Maleh
3	1,25	Argile, Grès et alluvion récente	O. Smendou1 <sup>ère</sup> branche (Fig. III. 9)
4	2,50	Alluvion récente	O. Smendou2 <sup>ème</sup> branche (Fig. III. 9)
5	0,31	Argile, Grès et alluvion récente	O. Smendou3 <sup>ème</sup> branche (Fig. III. 9)
6	0,26	Argile, grès et sable	O. Boukara (affluent de O.Smendou)
7	0,25	Flysch à microbrèche et alluvion récente	(O. Boumerzoug)
8	2,17	Argile et grès	Kef Sidi Abdallah
9	11,11	Glacis ancien à galletspatinnés	O. Aanka Ouest
10	8,75	Argile et grès	Koudiat El Khames
11	0,25	Argile et grès	O. Smendou(NS)4 <sup>ème</sup> branche (Fig. III. 9)
12	0,63	Argile et grès	O. Smendou (EO) 4 <sup>ème</sup> branche (Fig. III. 9)
13	1,67	alluvion récente	O. Smendou (EO) 4 <sup>ème</sup> branche (Fig. III. 9)
14	0,71	grès	O. El Hammam
15	1,85	Travertins, argile et grès	GharedDebaa
16	0,72	Argile et grès	Bab el Ahmar
17	1,88	alluvion récente	Oued Bagrat
18	1,00	argile à gypse	KoudiatMergueb
19	0,23	Argile, grès et sable	O. Akar
20	0,60	Argile et grès	O. Semara
21	0,30	argile à gypse	Sud MachtatOuldjat Cadi
22	0,51	argile à gypse	Chabat Bou Sba
23	1,02	argile à gypse	ChabatTatha



Le tableau III.3 indique les valeurs de Vf pour la zone d'étude d'où les sections choisies sont illustrées dans la figure III.5. Les valeurs de Vf varient d'un minimum de 0,25 pour l'Oued Smendou (4<sup>ème</sup> branche), où il est profondément incisé en dur. Un substrat composé de flysch grés-argileux, atteignant une valeur maximale de 16.67 dans l'Oued Melah, au nord-ouest de la ville de Constantine. Ces valeurs seront interprétées d'une manière directe en se basant sur les interprétations des auteurs (Bull & McFadden 1977 ; Bull, 1978 ; Rockwell et al., 1985 ; Silva et al. 2003 ; et El Hamdouni et al., 2008) (tableau III. 4).

En général, les valeurs de Vf sont relativement faibles pour la majeure partie de la région d'étude, à l'exception des zones de basse altitude situées dans la partie nord-ouest de la région d'étude.

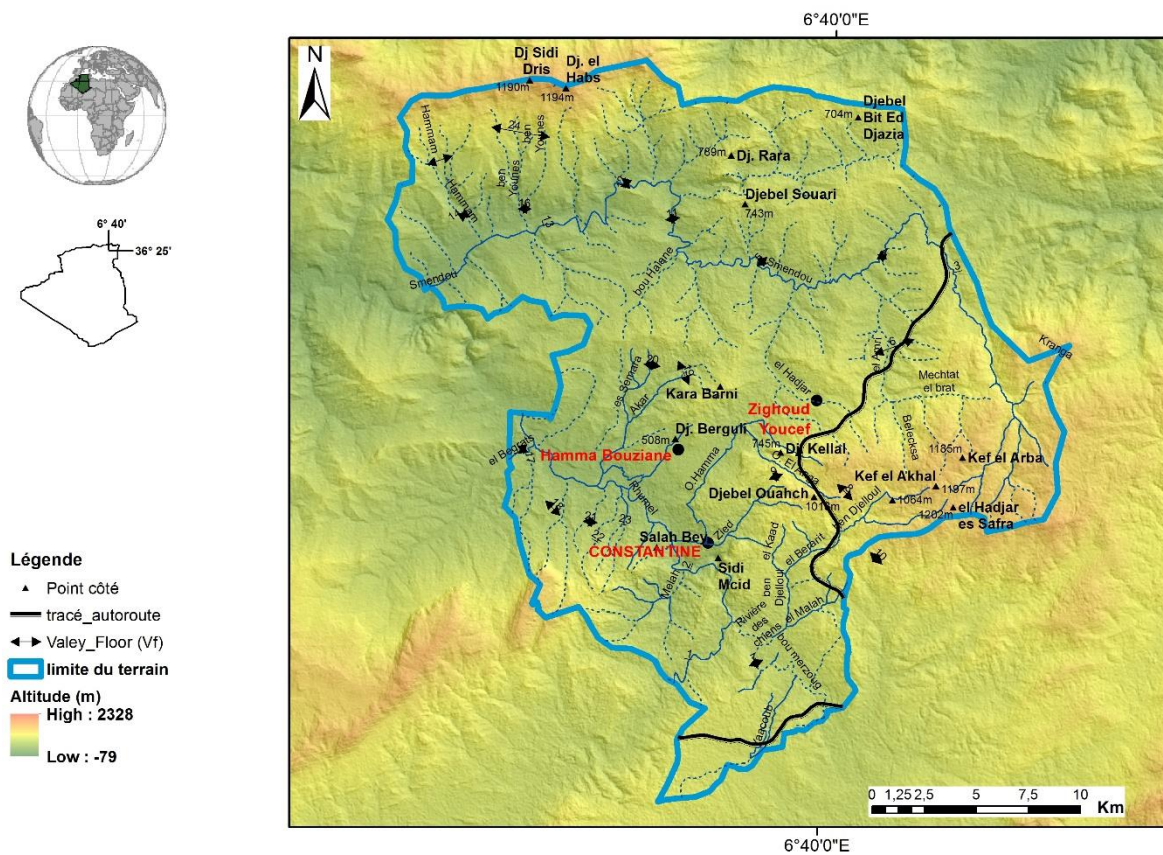


Figure III.8 localisation des sections pour le calcul de Vf du terrain d'étude.

### III.3.4- Discussion sur l'activité de la tectonique basée sur les résultats des indices Hi, Smf et Vf

Plusieurs études ont utilisé une combinaison de deux indices (Smf et Vf) pour donner des informations semi-quantitatives sur le degré relatif d'activité tectonique des fronts de montagne. Deux études utilisant ces indices fournissent une attribution à différentes classes d'activité tectonique (Bull et McFadden, 1977; Silva et al. 2003).

Silva et al. (2003), dans la Cordillère Bétique orientale (sud-est de l'Espagne), suggère que les vallées en forme de V avec de faibles valeurs de  $V_f < 1$  se développent en réponse au soulèvement actif, et que les larges vallées en forme de U avec des valeurs de  $V_f$  élevées  $> 1$  indiquent une érosion latérale importante, en raison de l'absence de l'activité tectonique.

Dans certaines études, l'analyse morphométrique comprend l'établissement de diagrammes pour les valeurs  $V_f$  et  $S_{mf}$ , tels que des diagrammes de distribution de fréquence, des diagrammes montrant la distribution de ces valeurs le long des cours d'eau et le long du front de montagne. Les valeurs  $V_f$  sont marquées avec les valeurs  $S_{mf}$  sur un même diagramme pour mieux connaître le degré relatif d'activité tectonique et de reconnaissance de trois classes différentes (Bull et McFadden, 1977; Silva et al., 2003). Ces auteurs décrivent les " fronts actifs " comme ceux ayant de faibles valeurs des indices  $S_{mf}$  ( $< 1,6$ ) et  $V_f$  ( $< 0,5$ ), caractérisés par la présence de cônes de déjection escarpés recevant des sédiments Holocènes à l'apex, déclenchés par des taux de soulèvement de l'ordre de 1 à 5 m / ka. Rockwell et al. (1985) suggèrent que des taux de soulèvement inférieurs de 0,4 à 0,5 m / ka étaient suffisants pour maintenir les valeurs de  $S_{mf}$  à 1,4 et les valeurs de  $V_f$  à 1, et donc à générer des fronts actifs (classe 1). De plus, Rockwell et al. ont également signalé que des cônes de déjections et ravinnements peuvent se développer le long de fronts actifs.

Ces études ont porté sur l'évaluation de la tectonique active le long des fronts montagneux et non sur une évaluation régionale.

El Hamdouni (2008) a présenté une méthode pour l'évaluation par un indice sur une zone qui représente l'activité tectonique en divisant, arbitrairement les divers indices en trois classes, la classe 1 étant à activité élevée et la classe trois à activité faible (tableau III. 4).

Les critères des différentes classifications proposées par les auteurs mentionnés précédemment sont résumés dans le tableau III. 4.

Le segment de failles N-S passe par les profils de sinuosité N° 2 et 3 qui correspondent aux valeurs 1.33 et 1.49 respectivement. Ces résultats sont comparables aussi avec les profils de  $V_f$  N° 11, 12, 19 et 20 avec les valeurs 0.25, 0.63, 0.23 et 0.60 respectivement. Ces résultats donnent une constatation sur le caractère actif de la tectonique généré par ce segment.

### **Notion d'échelle ?**

En général, le but de l'analyse morphométrique et l'étendue d'une zone d'étude déterminent l'échelle spatiale appropriée à utiliser. Par exemple, les cartes à petite échelle (1: 50000 à 1: 250000) sont plus utiles pour les zones étendues conduisant à une estimation représentative des indices  $S_{mf}$  et SL (Zovoili 2004). D'autre part, l'indice  $V_f$  est plus approprié pour être calculé sur des cartes à plus grande échelle, par ex. 1: 5000 (El Hamdouni et al. 2008).

En outre, la discrimination d'un front de montagne en un certain nombre de segments et l'exactitude des indices géomorphologiques appliqués sont liés à l'échelle choisie de la zone d'étude.

L'analyse morphométrique comprend la construction de diagrammes pour des valeurs calculés de Vf et Smf, telles que les diagrammes de distribution de fréquence, les diagrammes montrant la distribution de ces valeurs le long des ruisseaux et le long du front de montagne. Habituellement, les valeurs Vf sont tracées avec les valeurs Smf sur un même diagramme afin de produire un degré relatif d'activité tectonique et la reconnaissance de trois différentes classes (Bull & McFadden 1977, Silva et al. 2003, Zovoili 2004). La première classe avec de faibles valeurs Vf, Smf représente les fronts de montagne très actifs tandis que la troisième classe avec des valeurs élevées de Vf, Smf représente fronts non actifs.

**Tableau III. 4 : Comparaison entre les paramètres géomorphologiques utilisés dans cette étude et d'autres études USA (Bull et Mc Fadden, 1977 ; Rockwell et al., 1985), l'Est de la cordillère Bétique (Silva et al., 2003) et au Sud-Ouest de la Sierra Nevada (El Hamdouni et al., 2008).**

	Bull and Mc Fadden (1977)	Rockwell et al. (1985)	Silva et al. (2003)	El Hamdouni et al. (2008)	La région d'étude
Classe 1	Smf: 1.2-1.6 Vf: 0.055-0.5 _Cônes de déjection non enracinés _Bassins versants allongés avec des vallées étroites _terrasses (Floors) et versants abrupts (steephillslopes) même sur les terrains moux ou tendres	Soulèvement :> 0.4-0.5 m/Ka Smf< 1.4  Vf < 1	Smf< 1.53  Vf< 0.60	Smf: < 1.1  Vf: 0.5	Smf: < 1.5  Vf: <1
Classe 2	Smf: 1.8-3.4  Vf: 0.5-3.6 _Cônes de déjection enracinés _Vastes bassins versants plus circulaires que ceux de la classe 1	Soulèvement : 0.5-0.05 m/Ka	Smf 1.8-2.3 Vf 0.3-0.8	Smf: 1.1- 1.5 Vf: 0.5- 1	Smf: 1.5-2 Vf: 0.5- 1
Classe 3	Smf: 2-7 Vf: 2-47 _Des front en pédiments et baies (embayments) _Des escarpements uniquement dans les terrains rocheux et quelques grands réseaux hydrographiques intégrés sur les massifs	Soulèvement: <0.05 m/Ka Smf>1.4  Vf >1	Smf 2.8-3.5  Vf 0.8-1.2	Smf: >1.5  Vf: > 1	Smf: >3  Vf: > 1

### III.4-Le Réseau hydrographique

#### III.4.1- Le réseau hydrographique et anomalie de drainage

Le réseau hydrographique correspond à tout écoulement linéaire concentré sur la surface topographique qu'il entaille progressivement (Deffontaines, 1990). Il représente un état du cycle de l'eau et est en équilibre relatif sub-instantané à l'échelle géologique avec le climat, la pente, les aménagements anthropiques. Les rivières s'écoulent en suivant le chemin le plus facile, minimisant sans cesse leur entropie.

#### Intérêt du réseau hydrographique pour l'approche morpho structurale

Le réseau hydrographique est principalement guidé par la lithologie (alternances de roches dures et tendres) et la fracturation. Le long des fractures et des zones broyées, l'érosion et l'altération sont facilitées ; un cours d'eau peut alors se développer rapidement, capturer facilement d'autres cours d'eau (Feio et Soeiro de Brito, 1950 in Deffontaine, 1990) ou bien s'adapter en utilisant des directions structurales (Benabbas, 2006).

Ainsi une faille peut bloquer et dévier un cours d'eau ou modifier son régime en augmentant ou diminuant sa pente (Deffontaines et Chorowiez, 1988 ; Benabbas, 2006).

Par conséquent, le réseau hydrographique a tendance à utiliser les zones de faiblesse du relief et à s'établir préférentiellement sur les fractures principales, minimisant ainsi l'énergie nécessaire à son déplacement (Deffontaines, 1990 ; Benabbas, 2006). Il est donc possible en étudiant le réseau hydrographique de mettre en évidence la fracturation, la structure géologique et entre autre les déformations de la surface topographique.

Dans ce travail nous avons utilisé le réseau hydrographique (extraction automatique à partir de DEM 30m résolution) ainsi que le réseau des cartes topographiques citées ci-dessus (Tableau III. 1).

Un bassin intra montagneux qui présente un réseau hydrographique actif.

A l'est, une direction préférentielle qui pourrait être une structure active. Si le réseau est affecté par des accidents, ces accidents ont un rejeu récent.

#### III.4.2-Structures particulières

Grâce à l'allure et à l'activité du réseau hydrographique nous avons pu relever un ensemble de structures particulières :

##### 1- Structure N S Oued Smendou

A composante décrochant, elle représente un couloir Nord Sud, sa largeur est de 3.6 Km environ, et une longueur de 17.5 km environ. La limite occidentale du couloir est mise en valeur par une série d'anomalies linéaires hydrographiques le long de cette limite. La limite orientale se distingue (coïncide) dans la région par les changements brusques des directions de L'Oued.

## 2- Structure d'Oued Smendou

L'allure et l'aspect est contrôlé par le contexte structural (actif).

On peut le décortiquer en 4 grandes branches (Fig. III. 9):

- a- Branche 1 : N175° devient N30° sens d'écoulement SSE-NNW devient NNE-SSW.
- b- Branche 2 : Les méandres commencent à apparaître suivant une direction préférentielle N30°E
- c- Branche 3 : la direction à tendance E-W. elle présente des méandres très développés qui se termine N-S
- d- Branche 4 : La direction reprend une tendance E-W.

## 3- Structure d'Oued Aanga Kara Barni

De direction N140° se prolonge de Oued Aanga jusqu'à la région de Kara Barni traversant le massif de Djebel Kellal. C'est une structure qui présente une linéarité de direction NO-SE. Elle dispose aussi plusieurs glissements de terrain tel que les glissements de Kara Barni dont le déclenchement principal était en 2005. Ceux aussi les versants de Tafrent (cf Chap. VI) découverts et analysés entre 2008 et 2011 lors de la construction de l'autoroute Est Ouest (Fig. III.10). Cette structure est recouverte par des formations Moi-Plio-Quaternaires et caractérisée par une activité sismique depuis 2002. L'observation de terrain constatée sur cette structure donne une constatation sur l'humidité permanente et des résurgences d'eaux le long de cette linéarité. Ceci est expliqué, peut-être, par la circulation des eaux souterraines formant un drain naturel.

## 4- Structure de Mechetat Brat

Les eaux circulent à travers un collecteur principal d'une linéarité parfaite EW qui est repris par une branche NS qui arrive jusqu'au Oued Smendou.

## 5- structures circulaires

Les structures semi circulaires abondantes dans les terrains cristallophylliens, deviennent rares et anormales en pays sédimentaires ; nous en avons pu déchiffrer six (Fig. III.10), nous pensons qu'elles seraient liées à des accidents décrochant actifs.

- a/ A l'Ouest du cimetière de de Didouche Mourad (Kara Barni) (**fc1**) ;
- b/ La rive droite d'Oued lahjar (**fc2**) ;
- c/ Structure semi circulaire de Zighoud Youcef (**fc3**) ;
- d/ Point de confluence d'Oued Amri avec Oued Machetat Berahal (**fc4**).



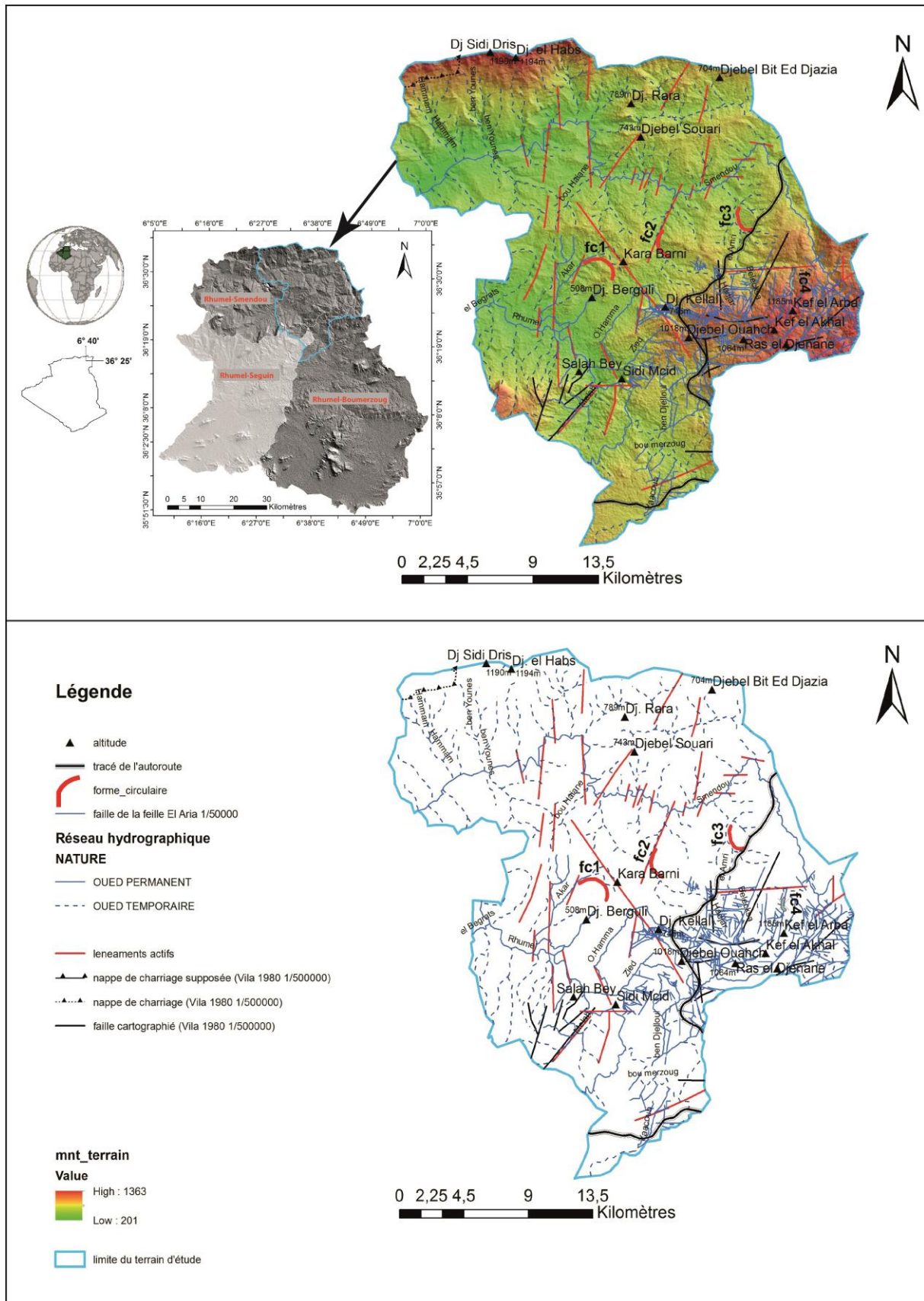


Figure III.10 Cartographie des failles et linéaments du aux anomalies du réseau hydrographique.

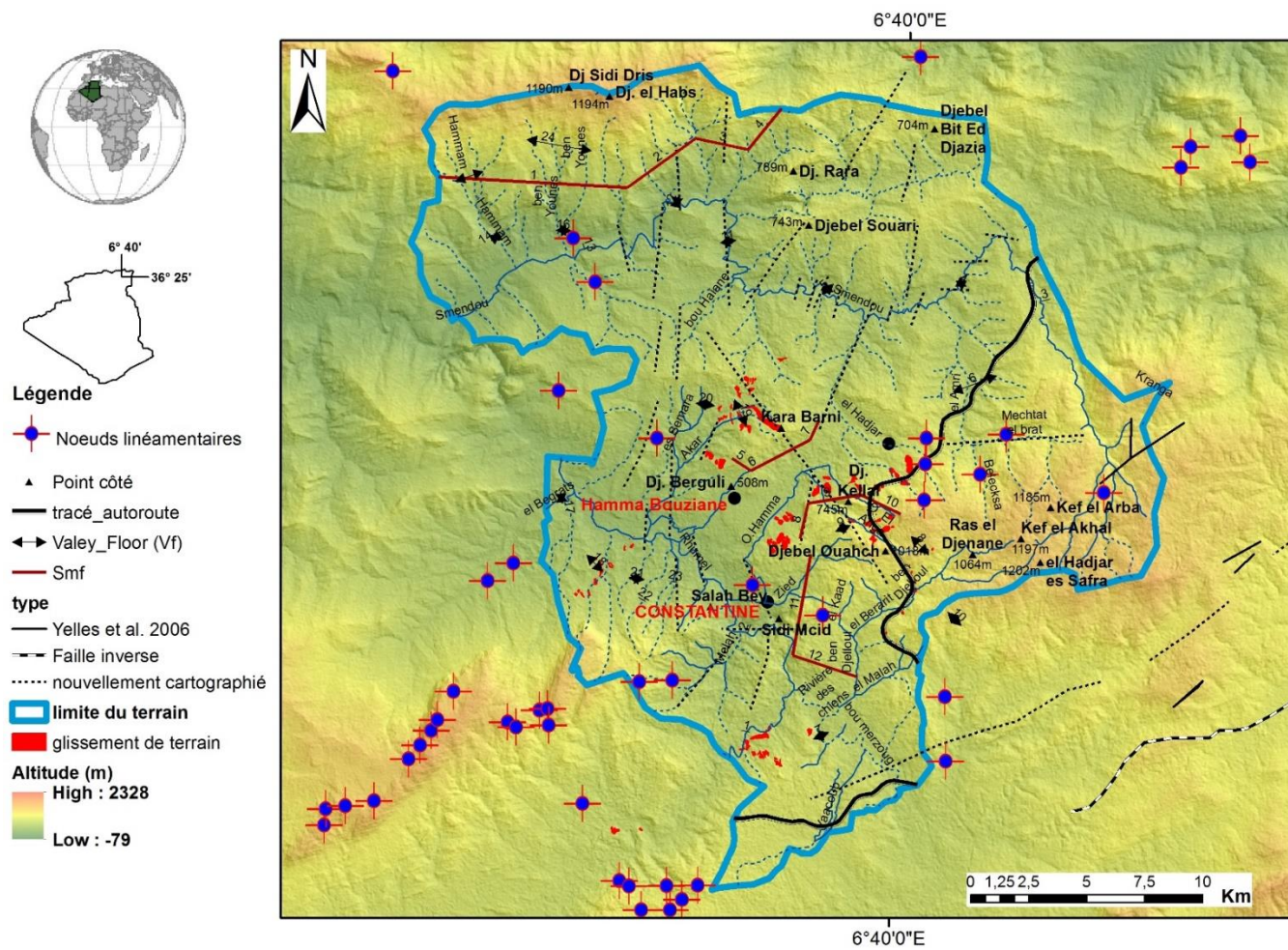


Figure III. 11 Relation entre les indices morphométriques et les composants morphostructuraux de la région d'étude.



### III.5-Conclusion

L'intensité de la fracturation dans la région de Constantine joue un rôle important dans les instabilités de terrain de cette agglomération.

L'analyse linéamentaire nous a permis d'identifier les structures probablement actives et aussi de dégager les *neouds linéamentaires* qui peuvent être en relation avec les mouvements gravitaires (Fig. III.11). La carte des linéaments révélant une concentration de ces derniers autour de la ville de Constantine précise également l'aspect prédominant de la direction NE-SW et N-S des accidents.

L'information sismique caractérise l'évolution spatio-temporaire de la sismicité de la région. Cette analyse fournit une information nécessaire sur les structures actives.

L'analyse morphométrique par les indices  $H_i$ ,  $V_f$  et  $S_{mf}$  a donné une vision sur la relation entre les processus d'érosion et la tectonique verticale surtout aux fronts des massifs.

La néotectonique a joué également un rôle important pour ce qui est des instabilités de pente dans le sens où les reliefs actuels en sont l'effet de la néotectonique et à partir de là, les pentes se créent et seront parmi les facteurs d'instabilités. Souvent, l'eau passe à travers les fissures générées également par ces événements néotectoniques.

**CHAPITRE VI : *Les mouvements gravitaires : Concept  
de l'état de l'art.***

## **VI- Les mouvements gravitaires : concept de l'état de l'art**

### **IV.1- Cadre général et état de l'art des recherches sur les mouvements de terrain**

#### **IV.1.1- La répartition géographique des catastrophes et des zones à risque « mouvement de terrain ».**

Les mouvements de terrain se trouvent sous différentes formes et dimensions. Plusieurs pays sont concernés à des amplitudes diverses et plus particulièrement dans certaines régions. Les mouvements de terrain sont souvent induits par les séismes, ou déclenchés par de fortes précipitations. Les zones d'aléas « mouvement de terrain » peuvent, en première estimation, se superposer à celles des aléas sismiques, inondations sur les cartes thématiques proposées par .... Les pays qui sont les plus touchés et dans lesquels on relève le plus de victimes sont la Chine, les pays andins, le Tadjikistan, le Japon, l'Inde, l'Italie, les Etats-Unis, les pays alpins. Viennent l'Indonésie, le Népal, etc.

Les catastrophes provoquées par les mouvements de terrain n'atteignent pas l'ampleur des inondations ou les séismes, dans la mesure où les mouvements de terrain sont très localisés. Le nombre de victimes est ainsi beaucoup plus faible que pour les autres aléas.

Au nord algérien, les mouvements de terrain sont considérés comme les risques naturels les plus remarquables (Benaïssa 1989 ; Amireche 2001 ; Bennabas 2006 ; Bougdal 2007 ; Machane et al 2008 ; Guemache et al 2011 ; Hadji et al. 2013 ; Manchar et al. 2012 ; Bourenane et al 2014, 2016). Ils constituent une contrainte significative devant le développement et l'urbanisation.

La région de Constantine et les wilayas voisines forment à leur tour des terrains qui sont affectés d'une manière intense, par des instabilités et désordres de différentes natures. Depuis les dernières décades, de nombreuses infrastructures et bâtiments ont été endommagés à cause des glissements importants (Machane et al 2008 ; Pincent et al 2008 ; Bougdal et al 2013 ; Achour et al 2017). Le périmètre urbain instable de la ville de Constantine couvre une totalité approximative de 736 hectares. Ceci représente 12% de l'espace urbanisé (Bourenane 2016). La croissance démographique rapide, l'urbanisation aléatoire et non planifiée et le changement climatique comprenant les flashes de forte précipitation ainsi que les séismes contribuent sur l'amplification des glissements de terrain.

#### **IV.1.2- Aperçu sur la gestion du risque des glissements de terrain**

Malheureusement, très peu d'expériences sont montrées sur terrain auprès des institutions étatiques en Algérie pour la prévention/prévision ainsi que la gestion du risque glissement de terrain. On en parlera sur la gestion du risque séisme dont l'objectif de trouver des propositions et concepts pour les glissements de terrain.

Dans certains pays en Europe tel que la Belgique, la prévention est inscrite dans les différents documents d'urbanisme et ce depuis différents textes modifiant le Code de l'Aménagement du Territoire, de l'Urbanisme et du Patrimoine.

Ailleurs, comme en Allemagne, la cartographie préventive n'est pas systématique, mais indirectement incluse dans les règles de construction. Par exemple, pour les mouvements de terrain dans les Alpes allemandes depuis 1987 la cartographie et l'inventaire sont réalisés par le service géologique avec un système d'information géographique (SIG) à l'échelle du 1/10000.

C'est l'état qui déclare l'état dit « Catastrophes Naturelles » après consultation de rapports techniques montrant le caractère exceptionnel du phénomène concerné. A partir de la reconnaissance de la situation de catastrophes naturelles, l'indemnisation des victimes est automatiquement assurée (Maquaire, 2002) :

-en Algérie, après le séisme du 10 octobre 1980 à Chlef, les autorités ont mis en place une organisation de la prévention et de la prise en charge des catastrophes naturelles ou industrielles ce qui a conduit les pouvoirs publics à décréter en 1985 deux décrets portant sur la Prévention des Catastrophes et l'Organisation des Secours (décrets 85-231 et 85-232).

C'est surtout depuis le séisme de Boumerdès du 21 mai 2003 et devant l'importance des risques, que l'état algérien a donné en priorité la nécessité de préparer le pays à une meilleure appréhension des catastrophes à travers une politique de prévention.

Le 25 décembre 2004 a été ordonnée la loi 04-20 relative à la prévention et à la gestion des catastrophes dans le cadre du développement durable. Elle comprend la prévention et la gestion des catastrophes.

En d'autres termes ce sont toutes les mesures visant à ce qu'un phénomène prévisible ne se transforme en catastrophe.

La prévention peut être engagée à partir des réglementations et en particulier à travers une cartographie des zones à risque. La prévention regroupe l'ensemble des mesures visant à réduire l'impact d'un phénomène naturel ou du fait de l'homme prévisible sur les personnes et les biens. Elle est basée notamment sur des règles et des prescriptions générales applicables à tous les risques majeurs, des prescriptions particulières à chaque risque majeur et la gestion de ces catastrophes.

Le système de gestion des catastrophes est constitué par une planification des secours (les plans orsec), ainsi que par des mesures structurelles pour la prise en charge des catastrophes.

Dans le cadre de ses attributions de protection des personnes et des biens, le gouvernement algérien, organise les interventions de secours pour faire face aux catastrophes éventuelles, à travers la mobilisation des services de la Protection Civile, des collectivités locales et des autres services de l'Etat par la mise en œuvre des plans orsec.

Lorsque la catastrophe survient et qu'elle dépasse la capacité de réaction d'une wilaya ou qu'elle touche plusieurs d'entre elles, le Ministère de l'Intérieur dispose d'un outil d'aide à la décision dénommé le Centre National d'Aide à la Décision, CNAD par abréviation.

Dans ce cas, une cellule de crise se réunit sous l'autorité du 1er Ministre ou du Ministre de l'Intérieur. Elle est chargée de :

- 1/ Recueillir auprès des parties concernées les informations nécessaires aux actions de prévention et de protection des personnes et des biens,
- 2/ Recenser, centraliser, mobiliser et mettre à la disposition des autorités les moyens nécessaires à la conduite des opérations de protection et de secours,
- 3/ S'assurer de la mise en place effective des plans d'intervention et de secours,
- 4/ Faciliter et coordonner l'intervention des différents intervenants et permettre l'exercice de leurs responsabilités dans les meilleures conditions,
- 5/ Informer en permanence l'Autorité supérieure sur la gestion de la crise,
- 6/ S'assurer de la gestion des lieux d'accueil des populations évacuées,

Une fois la crise passée, les acteurs du risque interviennent à différents échelons pour rétablir la situation pour un retour à la vie normale notamment en :

- 1/ réhabilitant les habitations endommagées,
- 2/ facilitant la reprise des activités,
- 3/ indemnisant les victimes selon la réglementation en vigueur,
- 4/ évaluant et analysant l'événement passé, afin d'en tirer les enseignements utiles pour le futur.

Suite aux inondations de Bab El Oued et au séisme de Boumerdes, le gouvernement a mis en place en 2004 un groupe de travail afin de mettre à jour le plan ORSEC, et réfléchir à un dispositif d'alerte par type de risque.

Le lancement de différents projets de constructions d'infrastructures autoroutiers, routiers et bâtiments a permis de faire des études spécifique de ce risque et sont parfois incluse d'une manière ou d'une autre. Soit dans le cadre de l'avant-projet détaillé (APD) ou durant la réalisation par l'élaboration des études locales.

#### **IV.1.2.1- Principe de base pour l'évaluation et la cartographie des risques**

##### **IV.1.2.1.1- Catastrophe naturelle et risque naturel**

Le mot « catastrophe » peut apparaître souvent assez mal employé, car il est très relatif. Il de nombreux synonymes comme désastre (*disaster*), calamité publique, sinistre, etc. qui sont souvent employés. Une catastrophe naturelle est un événement qui, lorsqu'il se manifeste, prend en défaut la capacité de réaction et d'intervention de la communauté concernée (Maquaire 2002).

#### **IV.1.2.1.2- Risque naturel**

Les phénomènes naturels se sont toujours produits selon des intensités et des fréquences variables (Dubois-Maury 2001). Le concept de risque est un modèle théorique qui est la combinaison de deux autres concepts :

- L'aléa qui représente la « menace potentielle » d'un phénomène naturel qui aura une certaine intensité, concernera un certain territoire, en un certain temps ;
- La vulnérabilité qui caractérise concerne l'importance des conséquences prévisibles de l'aléa, dans tous les domaines anthropiques qui peuvent être affectés (personnes, biens, habitations, activités économiques, infrastructures, patrimoines, milieux).

### **IV.2- Les mouvements de terrain : concept et état de l'art**

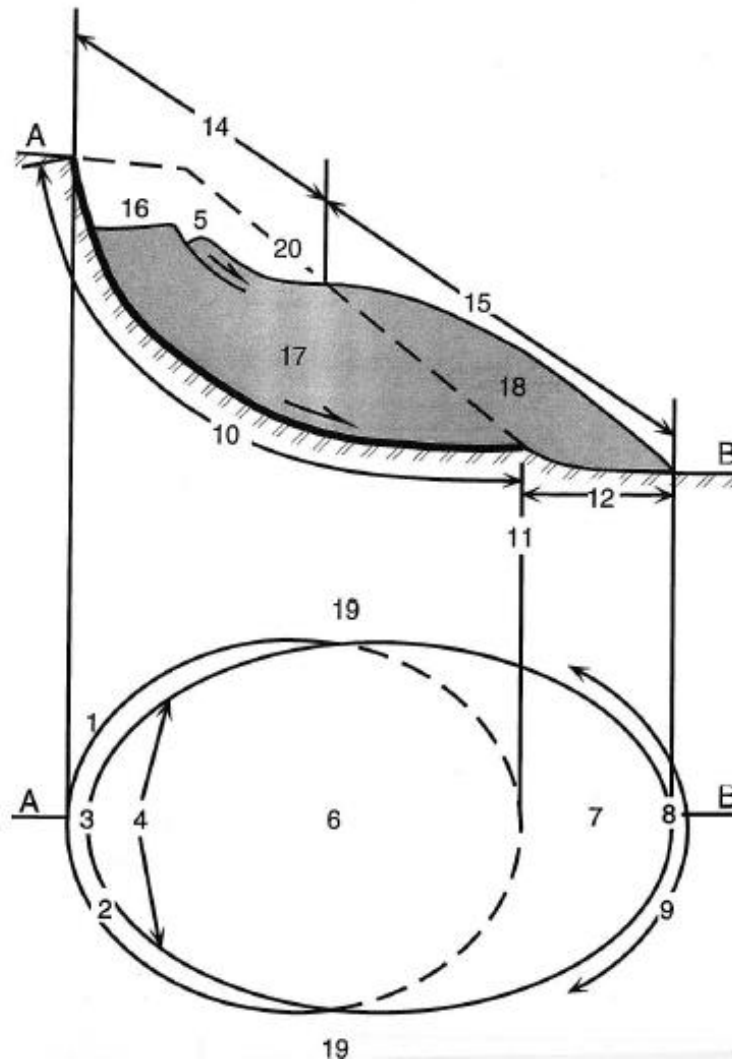
#### **IV.2.1- Introduction (état de l'art)**

Les formes et l'ampleur des mouvements de terrain sont très diverses en raison de la multiplicité des mécanismes d'initiation et d'évolution (érosion, dissolution, déformation et rupture sous charge statique ou dynamique, etc.) liés à la topographie (pente du versant, dénivelée, etc.), à la lithologie (caractéristiques physiques et mécaniques et la sensibilité des matériaux-(solide, plastique, visqueux, liquide-), à la structure géologique (pendage, fracturation, superposition des couches, etc.), aux nappes aquifères, à la teneur en eau, etc. les mouvements de terrain sont liés à un déplacement gravitaire de masses de terrain déstabilisées sous l'effet de sollicitations naturelles (fonte de neige, pluviométrie anormalement forte, secousses sismiques, diminution de butée par érosion de la mer, etc.) ou anthropiques (terrassement, vibration, déboisement, exploitation de matériaux ou de nappes aquifères, etc.).

#### **IV.2.2- Définition conventionnelle du glissement de terrain**

Le Groupe de travail géotechnique international de l'UNESCO sur l'inventaire mondial des glissements de terrain (en abrégé WP / WLI) a été initié lors du 5eme Symposium international sur les glissements de terrain pour aider à l'établissement d'une liste détaillée des glissements de terrain dans le monde. Pour ce faire, le Groupe de travail a préparé une méthode suggérée pour la création de l'unité de base de l'inventaire, le rapport sur les glissements de terrain (WP / WLI, 1990) et a suggéré comment les rapports sur les glissements de terrain peuvent être compilés dans (WP/WLI, 1990). Des groupes de travail ont été créés par le Groupe de travail pour suggérer des méthodes de classification des taux de mouvement des glissements de terrain, leurs causes, leur géologie, leur activité et la répartition des mouvements au sein des glissements de terrain (WP / WLI, 1993).

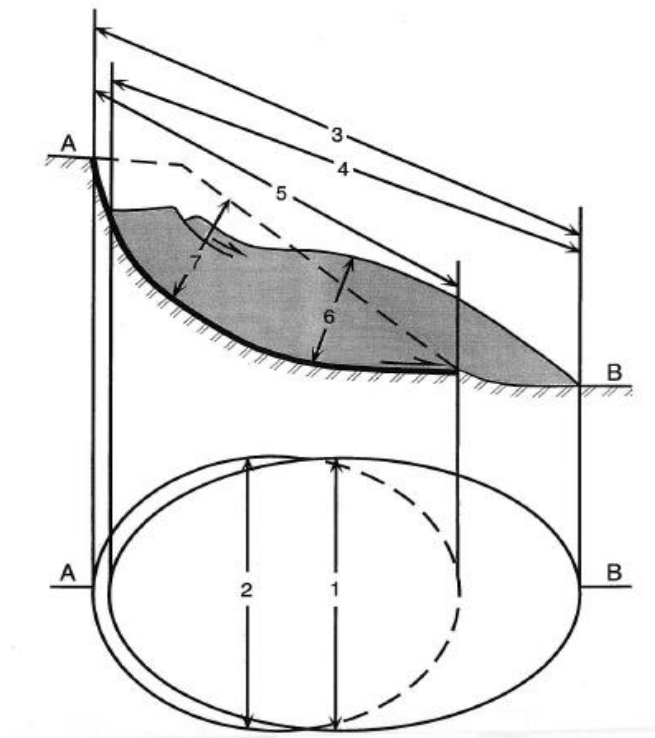
Le groupe de travail a défini officiellement un glissement de terrain (Cruden, 1991) comme «un mouvement d'une masse de roches, de terre ou de débris le long d'une pente». L'affaissement du sol et les avalanches de neige dépassent sa portée mais les coulées de débris, par exemple, intéressent la partie.



**Figure IV.1** Caractéristiques d'un glissement de terrain (WP/WLI, 1993) : **1) Couronne** : zone pratiquement intacte située au-dessus de l'escarpement principal (2). **2) Escarpement principal** : surface abrupte limitant le glissement à son extrémité supérieure. C'est la partie visible de la surface de rupture (10). **3) Sommet** : Limite supérieure du glissement, point le plus élevé où le matériau déplacé (13) est en contact avec l'escarpement principal (2). **4) Tête** : Parties supérieure du glissement où la masse déplacée est en contact avec l'escarpement principal (2). **5) Escarpement secondaire** : Escarpement dans la masse déplacée causé par les mouvements différentiels à l'intérieur du matériau déplacé. **6) Corps** : Partie du matériau déplacé (13) au-dessus de la surface de rupture (10) située entre l'escarpement principal (2) et le pied de la surface de rupture (11). **7) Pied** : Partie de la masse déplacée (13) recouvrant la surface topographique originale (20) en aval du pied de la surface de rupture (11). **8) Extrémité aval** : Point le plus aval du matériau déplacé (13). **9) Front** : Partie la plus aval, par rapport à l'escarpement principal (2), généralement de forme convexe. **10) Surface de rupture** : Prolongation en profondeur de l'escarpement principal (2) au-dessous de la masse déplacée (13) et de la surface topographique originale (20). **11) Pied de la surface de rupture** : Point d'intersection aval (généralement enterré) de la surface de rupture (10) et la surface topographique originale (20). **12) Surface de séparation** : Portion de la surface topographique originale recouverte par le pied du glissement (7). **13) Matériau déplacé** : Matériau qui a subi un déplacement suite au glissement. Il forme la masse affaissée (17) et

l'accumulation (18). **14) Zone d'affaissement** : Zone d'un glissement de terrain où la masse déplacée se retrouve au-dessous de la surface topographique originale (20). **15) Zone d'accumulation** : Zone d'un glissement de terrain où la masse déplacée se retrouve au-dessus de la surface topographique originale (20).

**16) Dépression** : Volume délimité par l'escarpement principal (2), la masse affaissée (17) et la surface topographique originale (20). **17) Masse affaissée** : Partie de la masse déplacée délimitée par la surface de rupture (10) et située sous la surface topographique originale (20). **18) Accumulation** : Partie de la masse déplacée située au-dessus de la surface topographique originale (20). **19) Flanc** : Limite latérale du glissement joignant l'escarpement principal. Les points cardinaux sont préférablement utilisés dans la description des flancs. Si les termes droit et gauche sont utilisés, ceux-ci sont localisés tels que vu de la couronne (1). **20) Surface topographique originale** : Surface du terrain avant l'occurrence du glissement.



**Figure IV.2** Dimensions d'un glissement de terrain (WP/WLI, 1993) : **1) Largeur de la masse déplacée,  $W_d$**  : Largeur maximale de la masse déplacée dans une direction perpendiculaire à la longueur,  $L_d$ . **2) Largeur de la surface de rupture,  $W_r$**  : distance maximale entre les flancs dans une direction perpendiculaire à la longueur de la surface de rupture  $L_r$ . **3) Longueur totale,  $L$**  : distance minimale entre la couronne et l'extrémité aval du glissement. **4) Longueur de la masse déplacée,  $L_d$**  : distance minimale entre l'extrémité inférieure et le sommet de la masse déplacée. **5) Longueur de la surface de rupture,  $L_r$**  : distance minimale entre le pied de la surface de rupture et la couronne. **6) Profondeur de la masse déplacée,  $D_d$**  : profondeur maximale de la masse déplacée mesurée perpendiculairement au plan formé par  $W_d$  et  $L_d$ . **7) Profondeur de la surface de rupture,  $D_r$**  : distance maximale entre la surface de rupture et la surface topographique originale, mesurée perpendiculairement au plan formé par  $W_r$  et  $L_r$ .



### IV.2.3- Classification des mouvements de terrain : variété et activité

La terminologie utilisée sera conforme aux définitions proposées par le glossaire multilingue international sur la gestion des catastrophes naturelles élaboré lors de la décennie internationale pour la réduction des catastrophes naturelles (1990-2000), exceptionnellement lors des travaux du cinquième Symposium International de l'UNESCO en 1993 organisé par la Société Internationale de la Géotechnique (Working Party on World Landslide Inventory « WP, WLI »). Toute cette terminologie est dans les travaux de **Cruden et Varnes (1996)** et **Dikau et al. (1996)**.

Les formes et l'ampleur des mouvements de terrain sont très diverses en raison de la multiplicité des mécanismes d'initiation et d'évolution (érosion, dissolution, déformation et rupture sous charge statique ou dynamique, etc.), liés à la topographie (pente du versant, dénivelée, etc.), à la lithologie (caractéristiques physiques et mécaniques et la sensibilité des matériaux (solide, plastique, visqueux, liquide-), à la structure géologique (pendage, fracturation, superposition des couches, etc.), aux nappes aquifères, à la teneur en eau, etc. les mouvements de terrain sont liés à un déplacement gravitaire de masses de terrain déstabilisées sous l'effet de sollicitations naturelles (fonte de neige, pluviométrie anormalement forte, secousses sismiques, diminution de butée par érosion de la mer, etc.) ou anthropiques (terrassement, vibration, déboisement, exploitation de matériaux ou de nappes aquifères, etc.).

La première classification proposée par Varnes en 1958. C'est à partir de 1978 que la classification des mouvements de versants de cet auteur prit de l'ampleur et fut largement adoptée, avec parfois un certain nombre de modifications, compléments ou nuances. La littérature technique décrivant les mouvements de terrain a considérablement augmenté depuis cette date en particulier grâce aux actes des « International Symposium on Landslides » qui se déroulent tous les quatre ans (pratiquement depuis 1980). Pour être plus achevé, citons quelques autres articles ou ouvrages décrivant les mouvements de terrain : Almeida-Teixeira et al. (1991), Brunsden et Prior (1984), Casale et Margottini (1999), Costa et Wiczorek (1987), Crozier (1986), Dikau et al. (1996a), Flageollet (1988, 1995, 1999), **Cruden et Varnes (1996)**, Keaton et Degraaf (1996), Schrott et Pasuto (1999), Soldati (1996), Matthews et al. (1997), Zaruba et Mencl (1982), Maquaire et al. (2001), Rogers et Chang (2016) etc.

Varnes (1978) avait proposé, comme la plupart des classifications, une qui repose sur l'association de plusieurs informations : type de mouvement et type de matériel auxquels s'ajoutent des informations sur l'activité et la vitesse des déplacements (Varnes, 1984). Par ailleurs, Dikau et al. (1996a) reprend les propositions de classifications données dans le cadre du projet « The Temporal Occurrence and Forecasting of Landslides in the European Community » du programme de recherches européen Epoch (Casale et al., 1994), et d'autre part sur les articles de Cruden et Varnes (1996) et de Hungr et al. (2001) pour les écoulements.

### IV.2.3.1- Type de mouvement

Cinq types de mouvement sont distingués (Chute, Basculement, glissement, extension latérale, écoulement.). Ces cinq types de mouvements peuvent parfois se combiner ou se succéder pour former un 6<sup>ème</sup> type : les mouvements dit « complexes et composites » qui présentent des formes et des matériaux plus ou moins évolués dans l'espace et le temps.

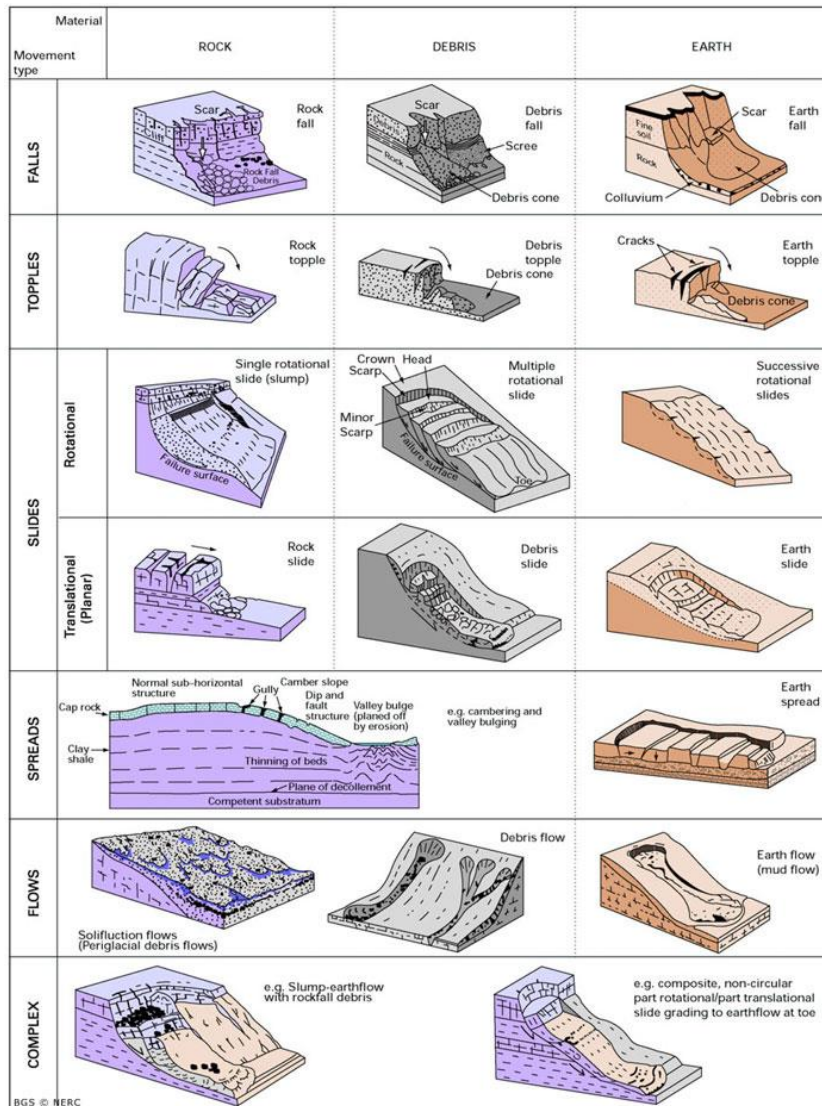


Figure IV.3 Classification des mouvements de terrain (Cruden et Varnes 1996)

### IV.2.3.2- Types d'activité

Les aspects généraux de l'activité d'un mouvement de versants devraient être étudiés et décrits durant la reconnaissance initiale des déplacements du mouvement de terrain et avant que soit entrepris un examen détaillé des matériaux mobilisés. Les termes relatifs à l'âge et à l'état d'activité du mouvement de terrain ont été définis par Varnes (1978) et quelques-uns de ces termes définissant les séquences du mouvement ont été regroupées sous **trois aspects** principaux :

- l'état d'activité (state of activity) dans lequel se trouve le mouvement de terrain ;

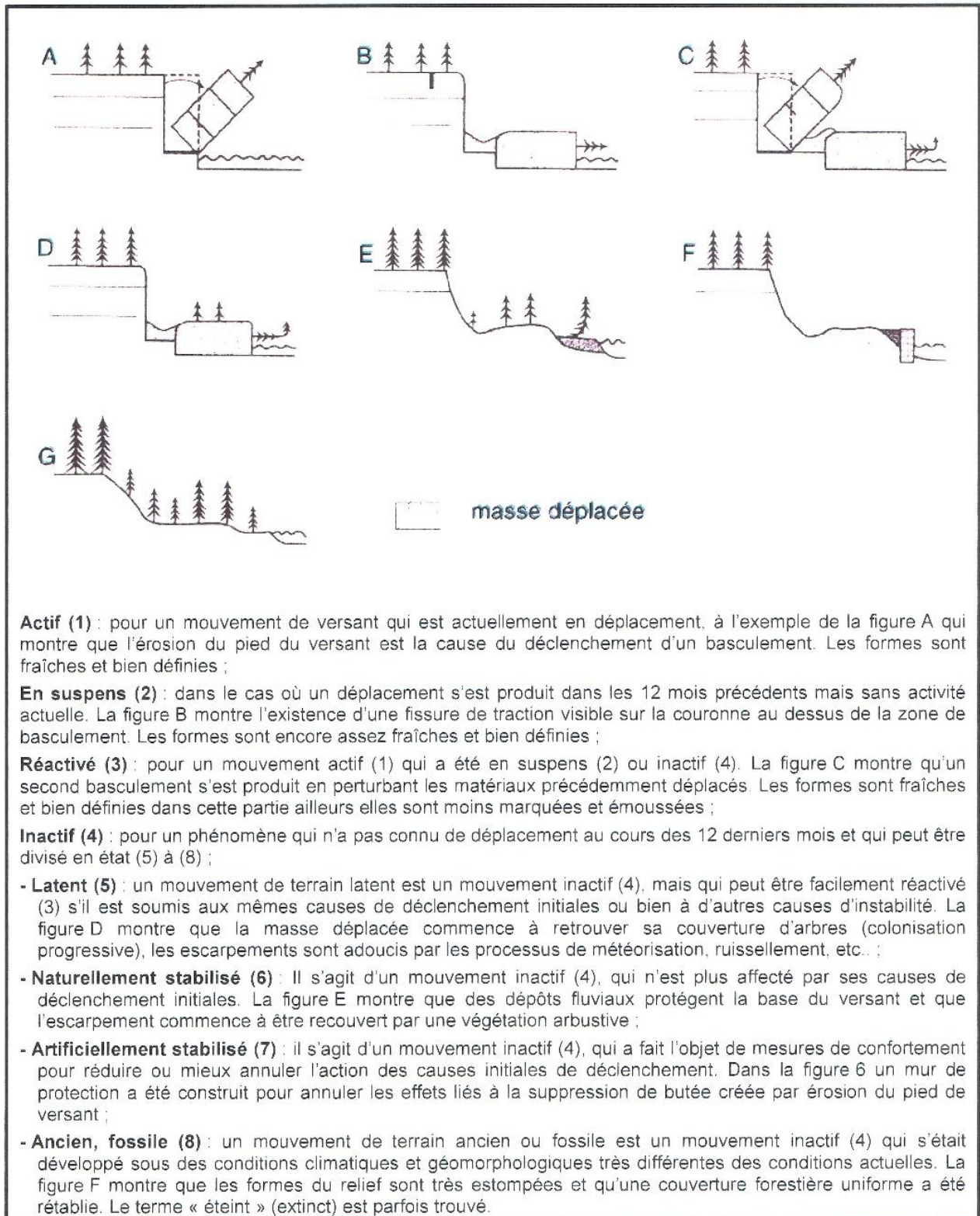
- **la répartition de l'activité** (distribution of activity) qui décrit la direction et le sens du déplacement ;
- **la morphologie** (style of activity) qui précise toute éventuelle combinaison ou succession de mouvement élémentaire dans la zone instable.

Il est très important de bien décrire cette activité dans l'étude des mouvements de versants, pour définir les rythmes, les potentialités d'évolution, etc. en particulier dans l'objectif d'une prévision spatiale et temporelle de ces phénomènes.

#### **IV.2.3.2.1- L'état d'activité (state of activity)**

Les états d'évolution se traduisent par des formes topographiques ou par une morphologie particulières qu'il est possible de retrouver et de cartographier sur le terrain. Huit états différents d'activité ont été retenus (Fig. VI.4).

Ces différents états d'activité peuvent être également illustrés sur un graphe donnant les déplacements selon le temps (Fig. VI.4) en distinguant successivement les états : actif, en suspens, latent avant une réactivation, puis à nouveau les états en suspens, etc.



**Figure IV.4 Schémas expliquant l'état d'activité (in Maquaire 2002)**

#### VI.2.3.2.2- Répartition de l'activité (distribution of activity)

Sept cas différents de répartition ont été retenus (Figure VI.5).

Comme le soulignent Cruden et Varnes (1996), plusieurs types de mouvements de versants peuvent montrer une variation de leur comportement au cours du temps. Le mouvement peut stopper en partie pour les glissements rotationnels ou les basculements après un déplacement substantiel qui a pour conséquence une réduction des forces de gravité de la masse déplacée.

Similairement, les déformations d'une masse rocheuse peuvent dilater les fissures présentes dans cette masse et entraîner une diminution des pressions interstitielles à l'intérieur de ces fissures et en conséquence réduire la vitesse des déplacements. Cependant, il peut être prématuré de conclure que les matériaux déplacés sont « en voie de stabilisation » parce que le volume déplacé décroît avec le temps. Ces mêmes auteurs rappellent également que l'activité des glissements rotationnels causés par érosion du pied de versant est souvent cyclique.

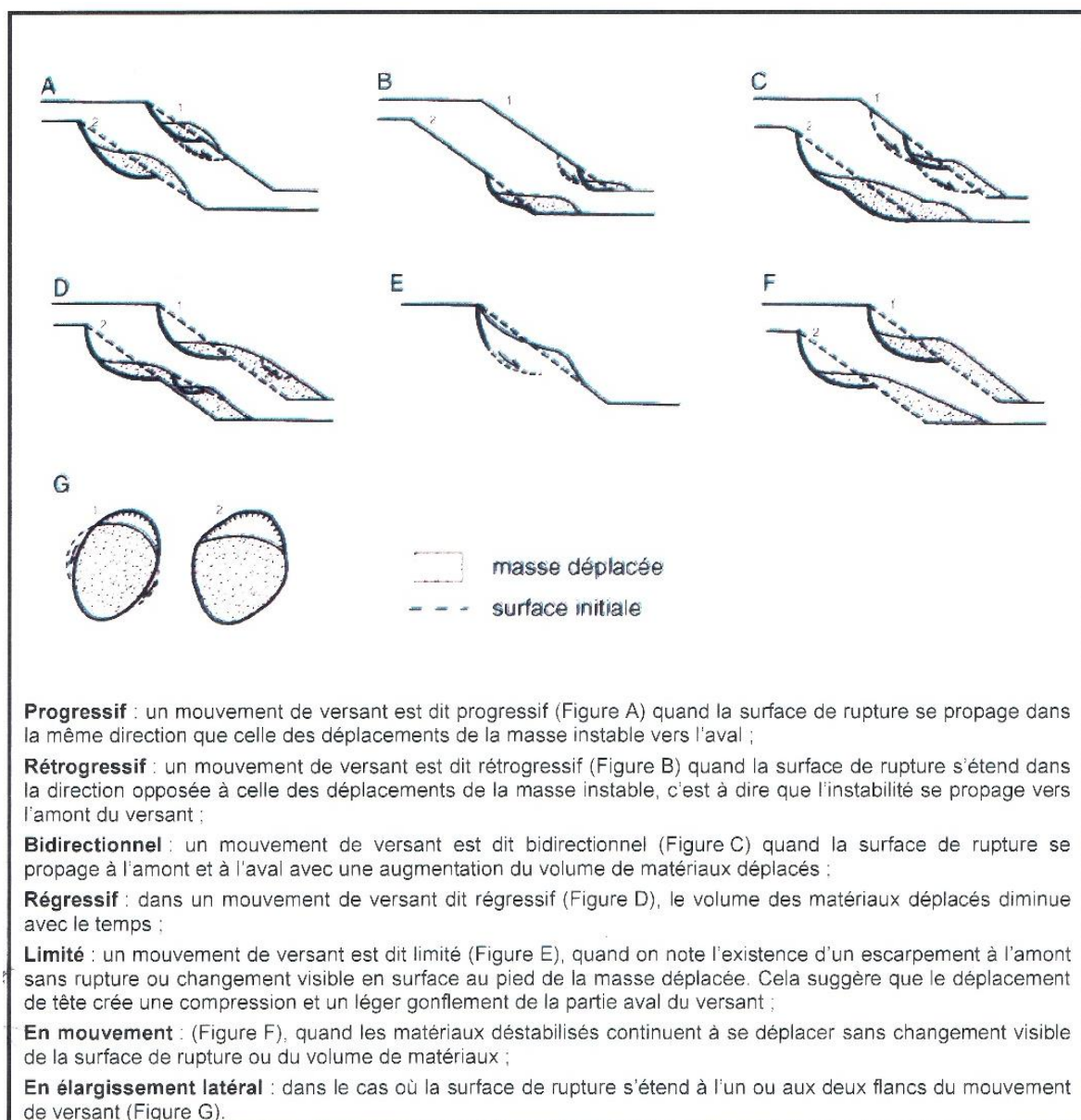


Figure IV.5 Schémas expliquant la répartition (in Maquaire 2002)

### IV.2.3.2.3- Morphologie (style of activity)

La morphologie des mouvements de versants peut être définie par cinq termes établis par Varnes (1978). La figure IV.6 montre des profils en travers de mouvements de versant exposés à plusieurs types d'activité.

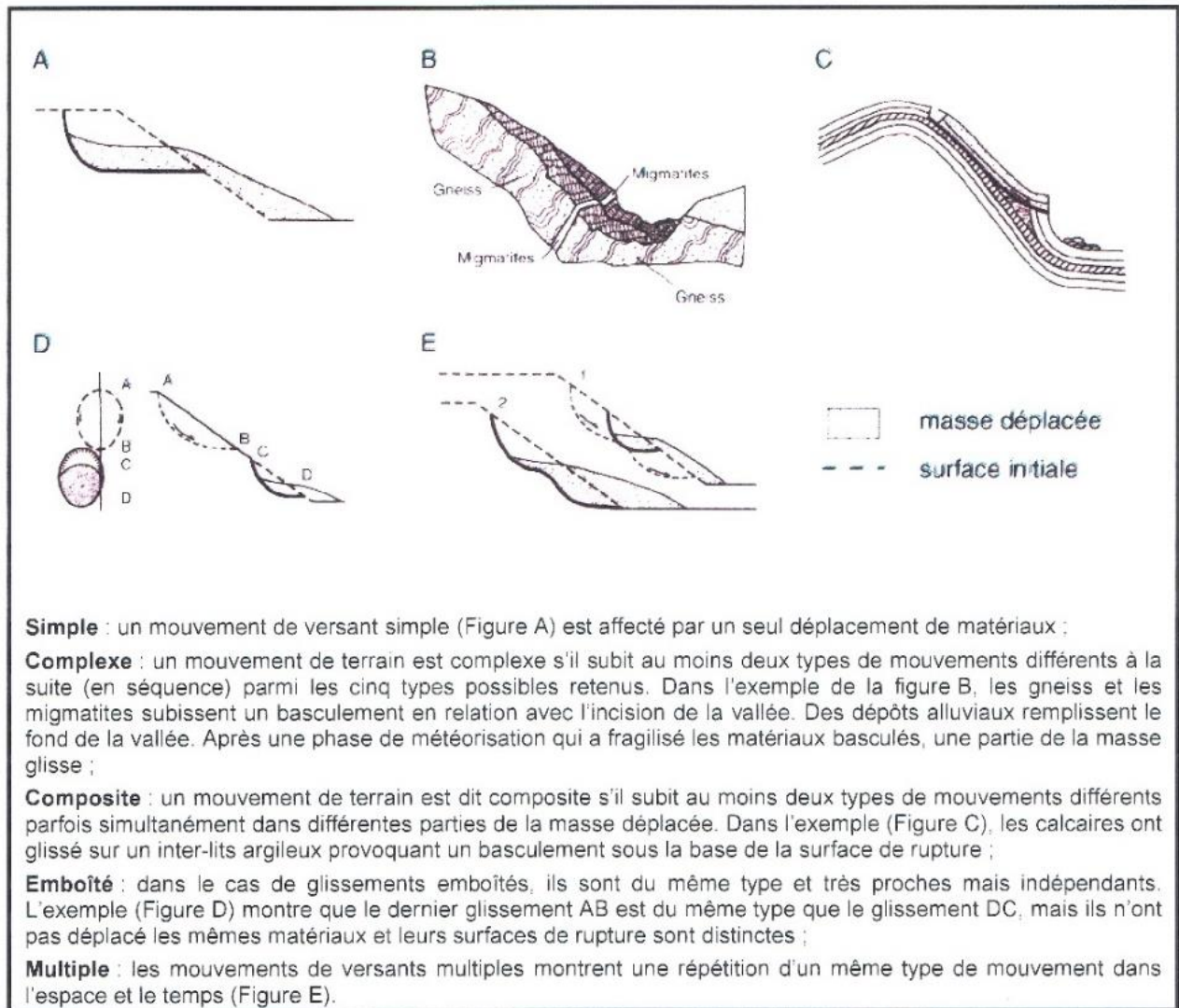


Figure IV.6 Schémas expliquant la morphologie (in Maquaire 2002)

### IV.2.3.3- Vitesse des déplacements

Les vitesses de déplacement peuvent être estimées ou mesurées de différentes manières et plus ou moins précisément. A partir des classes de vitesses définies par Varnes (1978), les bornes de ces classes ont été redéfinies en 1994. Pour chacune de ces sept classes de vitesse, des types de réaction et des impacts significatifs en termes de vies humaines ou de dégâts aux constructions ont été proposés.



**Fig. IV. 7 : Exemple de glissement rotationnel (Manchar et al. 2012)**



**Fig.IV. 8 : Ecoulement issue de la dégradation des formations gréséo-argileuses du flysch numidien**

### **IV.3-Evaluation et cartographie de l'aléa**

#### **IV.3.1- à l'échelle d'un bassin versant**

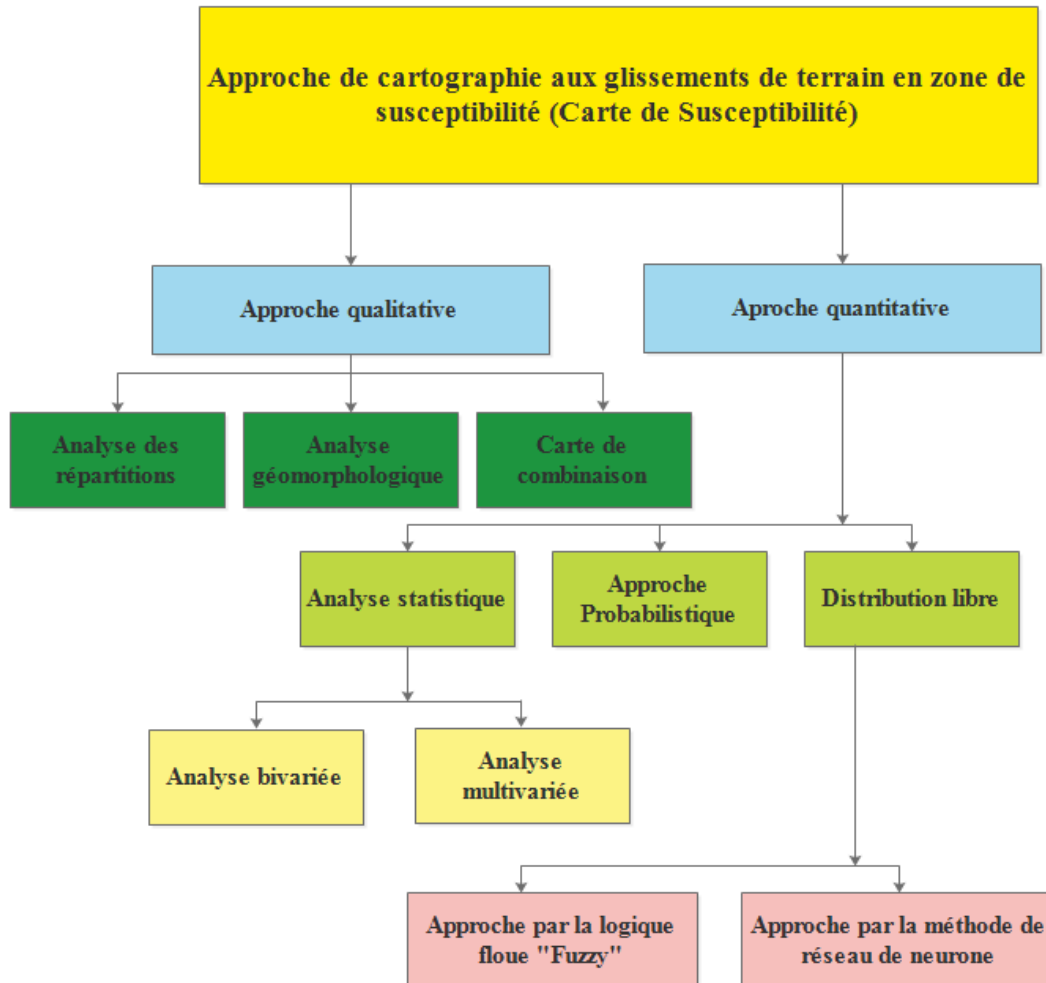
Ces dernières années l'intérêt pour l'évaluation de l'aléa (ou susceptibilité) puis du risque mouvements de terrain a conduit à la publication de très nombreux articles présentant différentes approches. Si dessous l'aperçu et principes généraux des différentes approches. On trouvera les détails dans les références : Aleoti et Chowdhury (1999), Carrara et Guzzetti (1995), Leroi (1996), Soeters et Van Westen (1996), Van Westen (1997, 2000), etc.

Actuellement, l'analyse des risques naturels vise, parmi différents objectifs (connaissances des phénomènes, adaptation des contre-mesures, etc.), l'amélioration de la prévention.

Pour la majorité des méthodes d'analyse employables, des tâches incontournables doivent être réalisées pour chaque cas étudié et répertorié (Bourelrier, Commissariat Général du Plan, 1997) :

- Localisation des zones à risques ;
- Estimation aussi précise que possible de la fréquence du risque ;

- Prédiction réalisable à très courte échéance ;
- Estimation de l'ampleur des risques (via l'estimation de la vulnérabilité) ;
- Estimation de l'influence des actions de l'homme sur l'aléa.



**Figure IV.9 Les différentes méthodes de la cartographie de l'aléa mouvements de terrain**

En général les approches qualitatives appelées aussi méthodes heuristiques sont basées sur le jugement de la ou des personnes qui sont en charge de l'évaluation de la susceptibilité et de l'aléa. Les données d'entrée sont usuellement acquises lors de visites sur le terrain avec le support d'une photo-interprétation. Ces méthodologies sont aussi appelées « méthodes Expert » (Leroi, 1996). Ces méthodes peuvent être divisées en deux types principaux.

#### IV.3.1.1- L'approche « géomorphologique »

La cartographie morphologique est un préalable à toutes autres actions. Elle permet à partir d'un relevé précis et minutieux des différents indices de surface de détecter une zone instable, de mettre en



évidence les différentes parties d'un mouvement de terrain et de tenter de le caractériser d'un point de vue typologique en distinguant par exemple, en particulier la zone d'ablation, la zone d'accumulation et de fournir des indications pertinentes sur son fonctionnement (Dikau et al., 1996a). Les éléments à relever sont : les escarpements (principaux, secondaires,...), les zones en disharmonie topographique (bosselées), fracturées, humides, végétalisées, etc. le port et la forme des arbres (Kirchhoffer, 1994 in Maquaire, 2001) fournissent de précieuses informations sur la nature du mouvement (rotation, translation, ...). De même, l'existence ou l'absence de végétation apporte des indices quant à l'activité d'un mouvement et/ou à son âge. Elle permet ainsi une vérification « terrain » d'informations relevées par ailleurs lors d'une phase préliminaire de collecte des données existantes (archives, études spécifiques, recherches académiques, etc.) ou d'analyse comme la photo-interprétation et l'établissement de la carte d'inventaire des mouvements de terrain.

Les cartes d'inventaires, parfois appelées cartes de constat, sont la forme la plus basique d'évaluation de l'aléa. Ces cartes servent de cartes de départ aux cartes géomorphologiques et plus précisément aux autres méthodes de cartographie des aléas et des risques associés. Le plus souvent, les instabilités ne sont pas classées par types, dates d'occurrence ou autres caractéristiques. Seules les limites des mouvements de terrain y sont présentées.

La carte peut néanmoins décrire, pour chaque type d'instabilité (des glissements de terrain le plus souvent), le type de mouvement, l'état d'activité, la direction principale du mouvement, l'épaisseur estimée du matériau mobilisé et le(s) date(s) connue(s) de l'activité.

Généralement obtenue par photo-interprétation, elles permettent de justifier la poursuite des investigations à travers la réalisation de bases de données et d'autres documents cartographiques plus détaillés. Elles servent de documents de base pour établir des programmes d'aménagement urbain municipaux et régionaux.

La cartographie géomorphologique est un exercice assez subjectif qui se démarque d'une simple description et d'un repérage des phénomènes (processus). Elle présente les différentes unités morphologiques en tenant compte de plusieurs facteurs tel que la topographie et la structure. Son objectif est d'expliquer la formation du relief, de distinguer et hiérarchiser les différentes étapes de sa mise en place. Ainsi, une carte géomorphologique doit pouvoir indiquer clairement de nombreuses informations sur le relief, les processus, les formations superficielles, la structure, etc. Aucune règle stricte n'est établie a priori, et dans beaucoup de cas, la légende doit être adaptée à l'échelle de travail retenue et aux objectifs fixés.

#### **IV.3.1.2- La synthèse basée sur la combinaison de cartes d'index**

Cette méthode est une alternative à la méthode géomorphologique permettant de remédier aux problèmes inhérents à la retranscription des règles subjectives utilisées (Stevensan, 1977 ; Liener et al., 1996 ; Soeters et Van Westen, 1996 ; Parise, 2001). Cette méthode heuristique simple permet

d'obtenir des résultats satisfaisants. Dans cette approche aussi appelée « qualitative/indexée », les cartes de base (cartes de paramètres ou cartes d'index) sont superposées et convenablement « pondérées » (affectées d'un certain poids relatif) et l'aire est divisée en zones homogènes.

#### **IV.3.2.1- Zonage statistique**

Les analyses statistiques, méthodes indirectes, ont été développées pour combler le manque d'efficacité des évaluations d'expert (Leroi, 1996). L'analyse historique des événements doit contenir de mener une méthode plus objective que la démarche d'expert.

L'utilisation de modèles statistiques nécessite la détermination des combinaisons de variables responsables des instabilités par le passé. Cette méthode est applicable aux sites stables à condition que ceux-ci présentent des conditions et caractéristiques similaires aux sites instables où les analyses statistiques ont été menées (Dai et Lee, 2001).

Les analyses statistiques permettent la comparaison entre la répartition spatiale des mouvements de terrain repérés et les paramètres considérés comme favorables à la génération des phénomènes d'instabilité. Cela donne la détermination du degré de l'importance de chaque facteur et chaque type d'instabilité.

La recherche statistique consiste donc sur la détermination de relations convaincantes entre l'occurrence de mouvements de terrain et la présence de divers facteurs (climatiques, géomécaniques, caractéristiques du mouvement, etc.).

Des zones connues comme stables peuvent se montrer propices aux instabilités. On aboutit là la notion de « susceptibilité » aux instabilités. Chaque facteur, choisi par l'observateur, peut être affecté de valeurs suivant le même principe que celui développé pour les cartes de facteurs. L'échelle la plus adaptée à ce genre d'analyse est comprise entre l'échelle régionale et les petites échelles (supérieures à celles du bassin versant par exemple).

Une analyse statistique peut être bivariée ou multivariée.

##### *Analyse statistique bivariée*

L'analyse est dite bivariée si elle ne s'appuie que sur deux variables. Cette technique est très employée par les géologues (Aleotti et Chowdhury, 1999) et s'applique à une large gamme de paramètres (orientation de pente, angle de pente, hauteur de pente, lithologie, densité du réseau de drainage, etc.). Elle nécessite la détermination d'une valeur seuil pour chaque facteur séparant les deux domaines de susceptibilité.

Les valeurs nominales des facteurs sont converties en valeurs numériques suivant la densité de mouvements de terrain relevée au niveau de chaque unité de terrain. La carte de susceptibilité peut alors être produite.

Les conditions géométriques critiques propices à la génération d'instabilités sont facilement définissables suivant ce type d'analyse.

##### *Analyse statistique multivariée*

Une analyse statistique multivariée permet l'emploi de plusieurs variables. L'analyse statistique qui s'ensuit se fait via une analyse discriminante ou une analyse régressive multiple. La première s'emploie dans le cas de variables discontinues et la seconde pour des variables nominales ou continues.

### **VI.3.2- A l'échelle du versant**

#### **VI.3.2.1- Zonage géotechnique**

Ces méthodes d'analyse de l'aléa s'appuient sur des outils d'ingénierie géotechnique. On distingue principalement deux types d'approches géotechniques de l'aléa : les méthodes déterministes et les approches probabilistes. Elles s'appliquent à une petite zone à une échelle locale mais dernièrement elles sont appliquées à la cartographie et à l'évaluation de l'aléa sur des aires étendues.

#### **VI.3.2.1- Méthodes déterministes**

Une approche déterministe, méthode indirecte, est basée sur les analyses de stabilité de pente. Elle vise la détermination d'un indice de stabilité désignant la propension d'une pente à la rupture à un instant donné. Cet indice de stabilité est le facteur de sécurité  $F$ , employé dans de nombreux modèles géotechniques. Un calcul précis de  $F$  nécessite des données géométriques définissant le profil du terrain en surface et sa structure en profondeur, des données suffisantes sur les paramètres mécaniques de résistance (cohésions et angles de frottement de pic et résiduel) et des informations sur les données piézométriques (nappes profondes et nappes de versant, pressions interstitielles). La carte finale de susceptibilité, à une échelle de 1/10 000, est le produit de la superposition de la carte « géotechnique » contenant les résultats du coefficient de sécurité  $F$  par unité de terrain analysée, la carte des instabilités repérées, la carte des pentes et la carte du relief (Aleotti et Chowdhury, 1999).

Cette méthode n'est applicable que lorsque l'aire étudiée est relativement homogène, de faibles dimensions, et que le type d'instabilité est correctement reconnu (Dai et Lee, 2001). L'infiltration due aux précipitations et les écoulements de sub-surface résultants, les accélérations induites par les séismes peuvent être autant de facteurs supplémentaires à inclure dans la méthode. Le principal avantage de cette méthode est donc de pouvoir calculer de nombreux coefficients de sécurité, tout en ne perdant pas de vue l'extrême simplification des modèles utilisés par rapport au terrain naturel. L'inconvénient majeur reste le grand nombre de données nécessaires, souvent difficiles à obtenir.

Le cas d'une rupture plane d'une pente infinie permet d'illustrer simplement la définition du facteur de sécurité  $F_s$ . Ce type de méthode est souvent employé pour des glissements plans de grande extension avec une surface topographique relativement uniforme (Haefeli, 1948; Skempton et Delory, 1957, in Maquaire 2001).

Lorsque l'on considère une pente finie, de nombreuses méthodes d'évaluation de la stabilité sont disponibles. Ce sont souvent des méthodes de calcul à la rupture qui utilisent la méthode des tranches développée par Fellenius en 1927 (méthodes de Bishop, 1955 ; méthode de Morgenstern, 1965).

Du fait de la précision demandée aux données, ce type d'évaluation à grande échelle ne peut se mener que sur des zones réduites, localement au niveau de l'instabilité elle-même. Ainsi, il est parfois nécessaire d'appliquer auparavant une méthode qualitative pour localiser les instabilités déclarées et potentielles qui seront à étudier en détail par la suite.

L'évaluation de la stabilité reste sommaire mais permet d'étudier rapidement un grand nombre de configurations de hauteurs de nappe ou d'accélération sismiques. Cependant, pour de bonnes conditions d'utilisation de cette méthode, le contexte géologique doit être simple et les données géométriques et géotechniques des couches de terrains (épaisseurs, cohésions, angles de frottement, etc.) doivent être facilement disponibles.

#### **IV.3.2.1- Méthodes probabilistes**

Si on travaille directement à partir de la variabilité des données de départ, on met alors en œuvre des méthodes probabilistes. Les valeurs des paramètres mécaniques participant à la stabilité de la pente sont par nature variables dans le temps. Différents facteurs (fortes pluies, ruissellements, écoulements souterrains et de sub-surface, séismes, altérations en profondeur par les fractures et fissures naturelles) les diminuent progressivement et de manière irréversible. De même, les variations de la nappe et de la répartition des pressions interstitielles peuvent être prises en compte dans des modèles évolués. En sélectionnant une plage de variation vraisemblable par paramètre d'entrée, on se rapproche de la réalité complexe du terrain qui peut paraître trop abstraite avec une méthode déterministe utilisant des paramètres figés dans le temps. D'un autre côté, la représentativité des mesures mécaniques n'est pas parfaitement assurée du fait du nombre forcément limité de ces mesures et essais en laboratoire.

Concrètement, au niveau du phénomène lui-même, deux raisons justifient l'emploi d'une méthode probabiliste pour l'étude de l'aléa: la variabilité temporelle des facteurs déclenchant (pluies, fontes des neiges, séismes impossibles à déterminer de façon déterministe) et la méconnaissance systématique des facteurs permanents conditionnant le type de rupture. C'est donc ces notions de variabilité permanente des données géotechniques qui ont mené au développement des méthodes probabilistes. Elles consistent en la détermination d'une probabilité de rupture de la pente étudiée suivant une ou plusieurs surfaces de rupture préalablement observées ou déterminées.

#### **IV.3.2.2- Zonage dynamique**

Dans le zonage dynamique, le calcul du  $F_s$  est effectué en tenant compte de séries de données temporelles au contraire des calculs de la méthode géotechnique qui est basée sur des données statiques.

Pour répondre à une trop grande simplification des modèles utilisés pour les mouvements très superficiels, de nouveaux modèles plus complexes et applicables pour des 'mouvements de versant'

plus profonds ont été développés. Ces modèles sont capables de simuler des conditions hydrogéologiques.

Cette d'approche nécessite des données précises et de ce fait elle est réservée aux échelles locales (à l'échelle du phénomène) (Tableau VI.1). Cependant, quelques exemples appliqués à des petits bassins-versants ont été proposés récemment comme par exemple le modèle développé par van Beek (2002) sous un environnement SIG.

L'avantage de ce modèle est de prendre en compte, par une stratégie adaptée des précipitations dans le temps. Ainsi, en tenant compte de l'évolution des précipitations, de l'influence de la végétation dans le temps (par des fonctions de densités de probabilités), le calcul de la rupture se fait en dynamique suivant des conditions qui se veulent plus proches de la réalité. Des prédictions de comportements des versants à long terme sont alors possibles sur la base de modèles climatiques et/ou d'évolution de la végétation. Des scénarii prédictifs peuvent alors être réalisés dans le cadre de l'évaluation du risque (Malet, 2003 ; Malet et al., 2005).

Depuis des années, la cartographie de la susceptibilité et de l'aléa 'mouvements de versant' a fait de grands progrès par l'application d'approches utilisant les SIG. Par exemple, les approches statistiques, ont été optimisées pour l'échelle régionale et moyenne. Toutefois, à l'échelle du 1/5000<sup>ème</sup> ou 1/10000<sup>ème</sup>, même avec des données disponibles de plus grande qualité, en termes de résolution et de nomenclature, le degré de confiance, la validité, les champs d'application et les différentes étapes de calage sont remis en cause, que ce soit à la fois pour les approches statistiques ou déterministes. Face à ces points de blocage, des stratégies combinant différentes approches comme (i) l'introduction de l'opinion experte dans les approches statistiques considérées comme objectives ou (ii) l'application de méthodes hybrides ont été proposées.

**CHAPITRE V: *Cartographie et applications (zones et sites de recherches).***

## V.1- Introduction

Les études et travaux actuels consistent à utiliser les SIG en un outil incontournable et complémentaire des travaux de terrain. Le développement des systèmes d'information géographique (SIG) permet de disposer d'un référentiel géographique précis et fiable, dans la mesure du possible, transposable dans tout point du globe. Les données de type GPS (Global Positioning System) améliorent la qualité du positionnement. Il ne s'agit plus seulement de se référer à une carte topographique, mais plutôt de travailler dans le cadre de système d'information permettant de superposer, combiner et utiliser l'ensemble des données disponibles.

L'approche méthodologique consiste donc à rassembler des données bibliographiques (cartes et données climatologiques), images satellitales et MNT afin de produire des cartes et spatio-cartes des facteurs contrôlant l'aléa ici étudié qui est la susceptibilité aux glissements de terrain à l'aide de logiciel de SIG, traitement d'images et de traitement de données géologiques (ArcGis, ENVI 5.0, Geomatica 2015 et Rockworks 16).

## V.2- Quelles données pour quelle échelle de travail?

Ces méthodes sont généralement utilisées à petite échelle et méso échelle (du 1/1.000.000<sup>e</sup> au 1/25.000<sup>e</sup>), mais encore assez rarement à échelle dite «large» (1/10.000<sup>e</sup> (Maquaire, 2002). Cette lacune est due principalement à la difficulté d'obtenir des données suffisamment détaillées et/ou précises proposant une représentation convenable du terrain adaptée à l'échelle de travail. Il convient donc de s'interroger sur la stratégie à adopter pour l'acquisition d'un jeu de données compatibles à l'échelle du 1/10.000<sup>e</sup> (Thiery, 2007).

Face à ces différentes considérations, une partie de ce travail de thèse propose la corrélation des résultats obtenus avec plusieurs jeux de données d'une qualité différente. Les variations de la qualité concernent à la fois la résolution et la précision de la donnée, mais également son coût (comprenant le temps passé à la constitution des bases de données). Ces deux aspects restent en effet essentiels pour la vraisemblance des résultats et pour leur adaptation à l'échelle de travail. La région d'étude est caractérisée par l'occurrence fréquente de phénomènes de glissements de terrain.

Neuf «sets» de données (notés DS) de qualité croissante ont été constitués (Manchar et al. 2018 ; 2019). L'amélioration concerne chacun des types de données thématiques: la lithologie, la proximité aux facteurs structuraux (linéaments, failles), la pente et leur exposition par rapport aux nord, la proximité par rapport au réseau hydrographique (drainage), la densité spatiale des sources ou puits d'eau, le couvert végétal (NDVI : Normalised Difference Vegetation Index), l'élévation et les précipitations. Les résultats obtenus avec les données disponibles gratuitement et les données à faible coût permettent de décrire grossièrement la localisation des zones de susceptibilité majeure, mais restent globalement affectés par d'importantes incohérences. Nous suggérons ainsi que pour la

réalisation de cartes de susceptibilité à cette échelle, un inventaire réalisé sur le terrain soit, au minimum requis.

Les données géomorphologiques, combinées à un MNT de haute résolution (30m) permettent de satisfaire pleinement les exigences cartographiques à cette échelle. Le coût d'acquisition et de mise à disposition des données reste élevé, notamment du fait des étapes de levé morpho dynamique et de cartographie des formations superficielles.

Les cartes de susceptibilité modélisées apparaissent difficiles à appliquer directement à l'état brut, du fait de la large complexité du zonage liée à la combinaison pixel par pixel des différentes données introduites. Le zonage reste largement plus nuancé que celui de la carte experte. Ceci permet d'utiliser ces méthodes comme un complément à l'expertise pour appuyer, valider ou invalider certains choix. Ces deux démarches doivent donc plutôt être considérées comme complémentaires qu'opposées.

Cette recherche permet ainsi de replacer l'information géographique au cœur de la problématique de la gestion des aléas naturels. Seules des données en relation directe avec le fonctionnement des phénomènes peuvent permettre de proposer une cartographie robuste pouvant être utilisée à échelle fine. Ces démarches nécessitent donc le recours à des campagnes de terrain longues et coûteuses, qui peuvent parfois apparaître en contradiction avec les contingences opérationnelles, dominées par la nécessité de proposer des résultats rapidement et à moindre coût.

### **V.3- Matériels utilisés et méthodologie adoptée**

#### **V.3.1- Matériel utilisé**

Le présent chapitre nécessite la collecte d'un fond cartographique, photos aériennes et des images satellites et MNT :

##### **A. Document cartographique de base**

###### **❖ Cartes géologique et topographiques**

- Carte géologique El Aria 1/50000 la feuille N° 74 (SONATRACH)
- Cartes topographiques
  - Carte topographique 1/20000 Constantine Ouest (Institut National de la Cartographie et de la Télédétection INCT).
  - Carte topographique 1/50000 El Aria (Institut National de la Cartographie et de la Télédétection INCT).



- Cartes topographiques 1/25000 El Aria (1-2, 3-4, 5-6 et 7-8).
- Carte pluviométrique de l'Algérie du Nord 1/500.000
- Esquisse tectonique de l'Algérie du Nord 1/1.000.000
- Carte simplifiée des zones bioclimatiques de l'Est de l'Algérie

#### ❖ Images satellitaires et MNT

Une image satellitaire a été téléchargée et utilisée du site de l'USGS. Il s'agit de l'image Landsat8 en l'occurrence : L8\_p193r35 du 12/05/2015 ainsi qu'un MNT n36\_e006\_1arc\_v3.

- ❖ Travaux antérieurs (Thèses, articles et rapports techniques).
- ❖ Travaux de terrain.

## B. Logiciels

### ArcGis 10.2.1

Est l'un des logiciels les plus répandus ces dernières années, il a été développée par la société ESRI (Environmental Systems Research Institute). C'est un outil pour gérer, visualiser, cartographier, interroger et analyser toutes les données disposant d'une composante spatiale. Ce logiciel offre de nombreuses potentialités pour la manipulation, la gestion et l'édition des données spatiales. Différentes couches d'information spatiales peuvent être manipulées offrant la possibilité d'analyser une ou plusieurs couches sous le contrôle des autres. Le seul lien entre ces différentes couches est le lien spatial, c'est-à-dire, l'appartenance au même espace géographique et ayant le même système de coordonnées.

### Le logiciel ENVI 4.8

Les traitements des images satellitaires ont été effectués à l'aide du logiciel ENVI. Ce logiciel permet la visualisation et le traitement d'images satellitaires. Toutes les méthodes de traitement d'images, de corrections géométriques et radiométriques, de classification et de mise en page cartographique sont présentes. D'autres outils relatifs à la visualisation et à la modélisation de données topographiques sont aussi disponibles. Les SIG et la télédétection sont complémentaires, il est possible d'insérer les données de télédétection et les données dérivées des traitements d'images dans un référentiel choisi. Nous pouvons donc passer de l'un à l'autre.

### Le logiciel Geomatica 2015

Geomatica est un logiciel de traitement d'image, il dispose de toutes les fonctionnalités présentes dans le logiciel ENVI mais avec un atout supplémentaire, c'est l'algorithme d'extraction automatique des linéaments qui peuvent exister dans une image satellite. C'était donc la raison majeure qui nous a incités à l'intégrer dans la chaîne des traitements.

### **RockWorks 16**

Ce logiciel permet de faire des traitements statistiques et représentation graphiques de tous types de données géologiques. Il a été utilisé pour produire les rosaces des linéaments extraits des images satellitaires par Geomatica.

### **V.3.2- Méthodologie adoptée**

La réalisation de la carte de susceptibilité et l'instabilité des pentes est une composante principale dans la gestion des risques liés aux glissements de terrain. La susceptibilité exprime la probabilité spatiale qu'un type de phénomène se produise sur un territoire (Varnes, 1984) pour différentes conditions environnementales locales (facteurs de prédisposition). Le bassin post-nappes de Constantine est potentiellement susceptible aux glissements de terrain à causes de sa topographie, des conditions climatiques régnantes, de sa situation dans le zonage sismique mais surtout en raison de sa géologie et géomorphologie.

Dans cette recherche, différentes approches ont été appliquées pour produire la carte de susceptibilité aux glissement de terrain et ce par la mise en évidence de facteurs de régissant le phénomène de glissement de terrain tel que : la lithologie, la proximité aux facteurs structuraux (linéaments, failles), la pente et leur exposition par rapport aux nord, la proximité par rapport aux réseau hydrographique (drainage), la densité spatiale des sources ou puits d'eau, le couvert végétal (NDVI : Normalised Difference Vegetation Index), l'élévation et les précipitations.

#### **V.3.2.1-Méthodes adoptées et contraintes de choix**

##### **V.3.2.1.1-Qualitative : Géomorphologique et morpho dynamique**

Rappelons que le versant de Tafrent est constitué de marnes et calcaires néritiques ainsi que les grès numidien du Kef Sidi Abdallah ayant subi une évolution structurale qui aboutit à la mise en place du paysage actuel. Cette évolution de déformation est parfaitement identifiable à l'échelle du versant grâce aux changements de facies rapide de paléogéographie différente reconnus jusqu'ici, qui accompagnent chacune d'elles. Ces changements sont bien visibles.

### **V.3.2.1.2-Déterministe**

Les données disponibles pour ce type d'étude c'est ceux des glissements survenus durant la construction de l'autoroute Est Ouest. Il s'agit du glissement du PK 208 situé dans la zone de Tafrent.

### **V.3.2.1.3-Semi-quantitative : AHP**

Cette approche a été appliquée sur un périmètre bien déterminé pour le communiquer tout d'abord dans un colloque international (Manchar et al. 2016 ; 2019). Les couches superposées se délimitent sur la feuille d'El Aria au 1/50000 que nous le verrons dans le chapitre 7.

### **V.3.2.1.4-Quantitative : Statistiques**

Cette méthode est basée sur la carte d'inventaire des mouvements gravitaires. Le principe du processus c'est le calcul statistique du nombre de pixels de la surface globale par rapport aux nombre de pixels des surfaces en glissement. On a constaté que le nombre se concentre sur la partie Ouest de la feuille à cause de plusieurs contraintes.

## **V.4- Délimitation des terrains correspondant aux méthodes de cartographie de susceptibilité adoptées**

La recherche a d'abord débuté par l'étude des processus d'évolution à l'échelle locale d'un micro-bassin de Tafrent où se manifeste un glissement complexe qui touche en grande partie un tronçon de l'autoroute Est ouest puis on entamera à l'échelle d'un découpage de la feuille 1/50000 ainsi qu'à l'échelle d'un bassin versant afin d'en tirer les causes principales contrôlant la dynamique des versants.

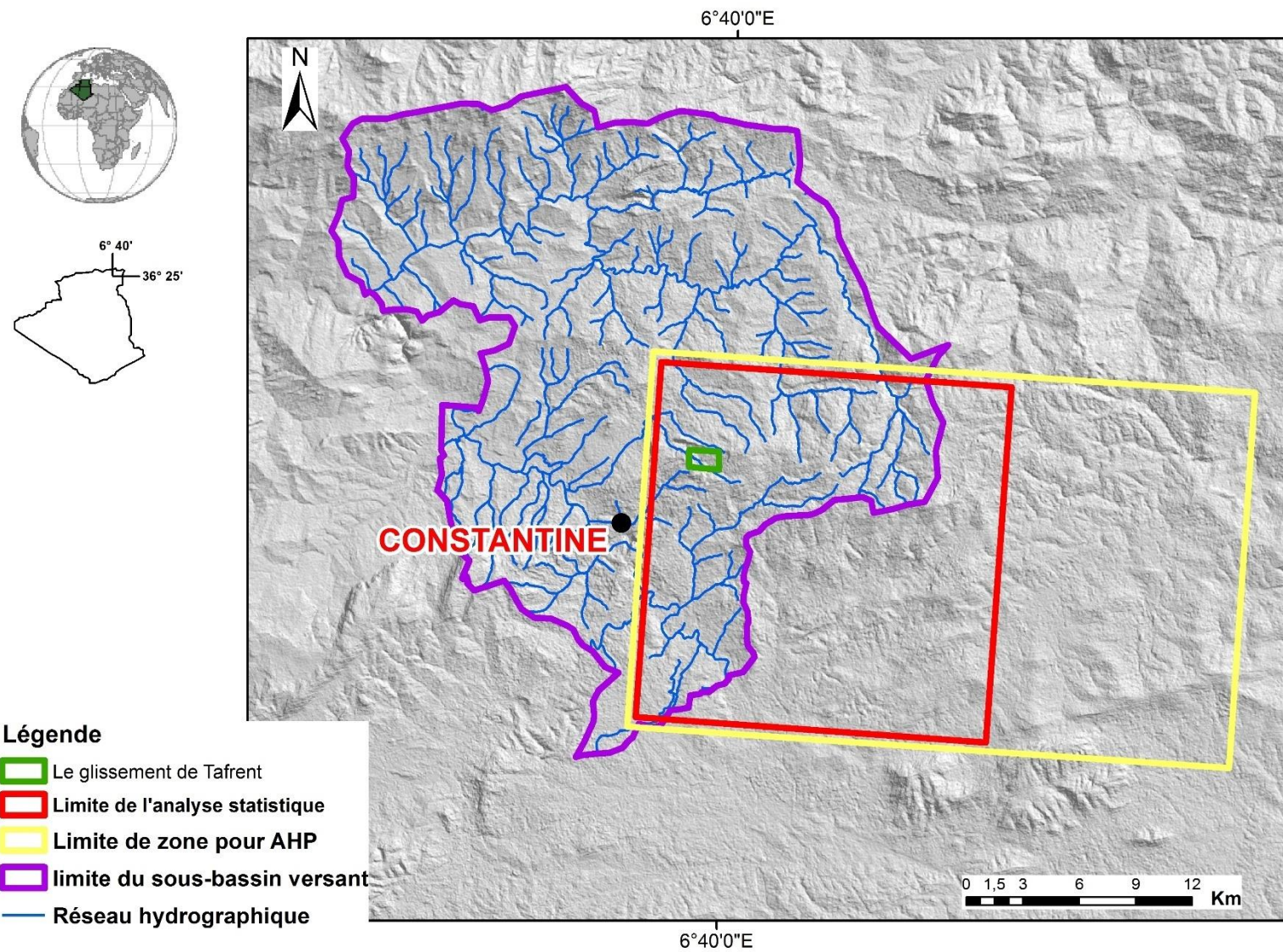


Figure V.1 Délimitation des zones à cartographier avec les différentes méthodes appliquées.

## **V.5- Le Bassin de Constantine : zone d'étude**

Selon le découpage de L'ANRH la zone d'étude fait partie du bassin versant Kebir- Rhumel. Il s'agit d'une grande partie Rhumel-Smendou et à l'intersection avec les sous bassins Rhumel-Seguin et Rhumel-Boumerzoug. Cette région dispose de nombreux mouvements de terrains de toutes natures et de toutes dimensions (glissements, coulées, ravinements, chutes de blocs etc.).

### **V.5.1- une morphologie variée**

Dans la région de Constantine, la zone d'étude est située entre les massifs de la chaîne calcaire du Dj. Sidi Driss au Nord, la ligne de partage des eaux de Dj. Ouahche à l'Est, le massif de Chettabah à l'Ouest et le plateau d'Ain El Bey au Sud. Il est drainé par le cours moyen de l'Oued Rhumel à l'Est et traversé par Oued Smendou au milieu des formations néogènes d'Est en Ouest et se jette dans l'Oued Rhumel.

Le bassin est limité par de hautes lignes de crêtes culminant à des altitudes comprises entre 1100 m et 1300 m environ et ses versants sont dissymétriques.

Les sommets sont façonnés dans des formations très résistantes : Sidi Dris au Nord (964 m), au Sud-ouest. Kef Lekhal (1200 m) à l'Est.

Au-dessous, les versants entaillés dans des marnes telliennes et argiles néogènes possèdent des profils adoucis (pente moyenne de 20-25°) et sont localement à un ravinement intense responsable d'un paysage de badlands.

### **V.5.2- Un substrat géologique favorable à l'instabilité**

La nature des formations et la dissymétrie des versants sont en relation étroite avec l'évolution tectonique du bassin. En effet, le sous bassin de Constantine occupe une position géologique spécifique dans la chaîne des maghrébides. Il s'agit des zones externes telliennes.

La zone correspond à un pays de nappes de charriage ce qui donne un empilement de nappe dans un contexte structural particulier du Nord vers le Sud. Il s'agit de la région de Djebel Ouahche et Ben Tarzi.

Le bassin argileux néogène de Constantine est limité au Sud par les barres calcaires de l'unité néritique de Djebel Kellal et Kef Salah.

Les formations conglomératiques mio-pliocènes se sont répartie à l'intérieur du bassin néogène d'orientation

La dissymétrie des versants s'explique par l'existence des terrains résistants de ces nappes : très développés à partir d'environ 800 m d'altitude sur les terrains marneux et les formations néogènes et très réduit et limités sur les versants qui occupent les formations de la chaîne calcaire, les barres gréseuses du Numédien et le Néritique qui arment des altitudes de 1100 m à 1300 m.

### **V.5.3- Des formations superficielles très développées**

La morphologie a été fortement remodelée par l'érosion et l'ébouilisation de l'environnement gréseux et carbonaté lors durant le Quaternaire. Les versants du bassin versant de Constantine, comblés de nos jours par les argiles. Il était alimenté latéralement par des colluvions qui ont couvert la majorité des surfaces du bassin. Ces formations recouvrent une grande partie des affleurements géologiques et masquent dans la plus part des cas les marnes sur des épaisseurs variables allant de un à une vingtaine de mètres. Ces dépôts quaternaires sont très riches en matrice fine et de teinte beige claire à foncé (Manchar et al. 2012).

### **V.5.4- Un climat favorable au déclenchement des mouvements gravitaires**

Le bassin versant de Constantine connaît un climat méditerranéen sec et montagneux caractérisé par une variabilité de précipitations interannuelle considérables (350-500 mm). Le régime climatique présente un pic de précipitations centré sur les saisons d'automne-hiver (précipitations orageuses puis neigeuses) alors que le printemps et l'été s'avèrent plus secs, mais toutefois avec des orages violents et très localisés.

**CHAPITRE VI : *Les mouvements gravitaires de la région  
de Tafrent***

## VI.1 Introduction

Pour la région de Tafrent, on entend l'aire qui va des monts de Djebel Ouahch aux contre forts sud de la chaîne Numidique.

Les paysages de cette région ont connus des mouvements d'instabilité et de désordre. Certains segments (portions) de structures glissantes ont connues des réactivations. Ces dernières sont en, faite, une réponse d'origine naturelle ou humaine et continue à causer des dommages. Une approche géomorphologique est nécessaire pour cartographier les glissements dans la région d'étude et d'évaluer le potentiel de leur réactivation. Par ailleurs on va montrer le comportement mécanique d'un glissement de terrain qui était, depuis des années, un obstacle devant l'achèvement des travaux de construction d'un tronçon de l'autoroute à cette zone.

Le but de ce travail est de présenter une démarche basée sur les techniques géomorphologiques et/ou, l'examen hydrologique et hydrogéologique pour concevoir et mettre en évidence la cartographie des paléo mouvements ainsi qu'un essai sur le comportement mécanique de la réactivation de ces mouvements. De ce fait, la démarche que nous proposons consiste à croiser différents types d'informations à l'aide d'approches multi sources (tectonique, active et récente, photo-interprétation, géomorphologie ....) et divers outils d'analyse (SIG.....).

## VI.2 Présentation de La région d'étude

### VI.2.1 Géographie et géologie

Le massif de Djebel Ouahche et la région de Tafrent appartiennent à la chaîne des Magrebides. Les aires concernées par cette étude se situent au niveau des zones telliennes. Les versants de Tafrent s'étendent sur quelques dizaines d'hectares et sont représentés selon (**Figure VI. 1**) Coiffait et Vila (1977) par :

-Les affleurements de l'unité numidienne : Principalement constitué par de gros bancs de grès, très fracturés. A sa base, des argiles et argilites numidiennes se manifestent. Par conséquent, cette unité constitue la principale origine d'alimentation des éléments des formations superficielles du Quaternaire (éboulis de pente, les coulées boueuses) qui couvrent de grande étendue sur la vallée de Tafrent.

-Les affleurements de l'unité tellienne : essentiellement marneux d'âge Maestrichtien Paléocène surmontés par quelques affleurements des calcaires phosphatés d'âge Yprésien (Coiffait et al. 1977 ; Vila 1980 ; Coiffait 1992).

-Les affleurements de l'unité néritique du Djebel Kellal : Cette formation fait partie de l'unité basale de l'édifice structurale de la région. Il s'agit de l'unité des formations néritiques. Cet édifice structural des formations géologiques présente un empilement de nappes de charriages.



## VI.2.2 Géomorphologie

La morphologie des versants de Tafrent résulte de l'érosion sous l'action des agents climatiques (pluie, vent, gel), au cours du Quaternaire, et des réajustements néotectoniques (Benabbas, 2006 ; Yelles-Chaouche et al, 2006 ; Marre 1987). Cette morphologie correspond à un recouvrement des versants par un manteau de formations remaniées, ayant subi des mouvements gravitaires (formations superficielles de pente). Il s'agit par ailleurs d'une dépression intra montagnaise perchée (Manchar et al 2012 ; 2018).

Les points culminants qui dominent la région, sont Kef Sidi Abdallah (1116), les quatre lacs de Djebel Ouahche (1025m), Aioun es Derias (1092m) et Koudiat el Kramas (932m). Le relief est relativement chahuté, il se caractérise par des recouvrements marneux, marno-calcaires et gréseux. Les altitudes varient entre 671m et 1280m. La région se distingue par un climat continental d'où les températures sont à l'ordre de -5 à 45° et des précipitations voisines de 750 mm/an.

Les formations superficielles reposent, par endroits, sur les niveaux marneux du Maestrichtien-Paléocène et/ou sur les argiles numidiennes. Ainsi, les pentes fortes à moyennes concernent les terrains calcaires et gréseux. Ces pentes peuvent se développer sous forme d'escarpements. Les pentes faibles concernent les terrains marneux où se développent des glissements de terrains. Ces désordres qui ont mobilisé des volumes importants sont apparus à la fin du Quaternaire. Le versant de Tafrent présente un réseau hydrographique moins développé à cause de la morphologie en disharmonie (hummocky) due aux mouvements de terrain. Il est traversé par Oued Annaga. La présence des sources, zones marécageuses ainsi que des étangs, témoignent de l'activité hydrogéologique et hydrologique particulière et leur influence sur la dynamique du versant.

### IV.2.2.1 La zone de Tafrent

Le cadre structural représenté par l'extrémité NO du Djebel Kellal qui est délimitée dans ces parties nord et ouest par des failles d'orientation respectivement est ouest et Nord Sud. D'autres de moindre importance et d'orientation légèrement différente s'associent pour triturer le substrat calcaireux. Cette situation a permis l'installation d'un réseau hydrographique qui s'est encaissé sous forme de bassin perché. Comme elle a favorisé la karstification des massifs donnant ainsi des résurgences qui imbibent continuellement les formations superficielles vulnérables. Il est à noter que les formations gréseuses (flysch numidiens) dominant le versant d'exposition SO sont affectées par une fracturation dense montrant les deux orientations principales. De ce fait, elles constituent un réservoir qui alimente continuellement les formations superficielles situées à ces pieds. En outre, nous signalons que le rajeunissement du relief a joué un rôle prépondérant dans le façonnement de la morphologie actuelle (Vila, 1980 ; Vila et Coiffait, 1977).

Le bassin ainsi individualisé a subi un remplissage d'âge Quaternaire ancien. Ce niveau a été démantelé par le réseau hydrographique sur de grandes surfaces. Ces dernières ont été comblées par des apports provenant, pour l'essentiel, des escarpements argilo-gréseux du flysch numidien. Ce bassin est drainé par l'Oued Aanga qui montre un Talweg rectiligne (probablement suivant un tracé de faille). Il s'inscrit profondément en balayant le niveau Quaternaire ancien. Son encaissement était suffisant pour créer deux versants opposés NE et SO. L'exposition NE montre, sur la photo aérienne, un ton plus foncé indiquant une épaisseur des formations superficielles importantes et plus ou moins généralisées. Par contre, l'exposition SO montre des formes de paléo Vallons qui ont subi un remplissage assez épais en provenance surtout du front gréseux (flysh Numidien) qui a alimenté ce versant. Ainsi, ce versant est couvert par des formations superficielles très localisées (ANA, 2011 ; Manchar et al, 2012 ; Achour et al., 2017). Ainsi, la configuration globale de ce milieu favorise des mouvements de masse (par endroit) qui affectent les zones vulnérables dans le bassin de Tafrent. Ce bassin a été traversé dans sa partie amant par l'autoroute Est Ouest sur toute sa largeur (environ 2 Km) traversant perpendiculairement toutes les zones de stabilité précaire d'où le déclenchement de mouvements de masse de grande ampleur. Cette instabilité a été accentuée par des opérations de déblais et des remblais (**Figure VI. 2**). Cette situation a causé un retard important et des dépenses considérables pour une stabilisation non confirmée du versant.

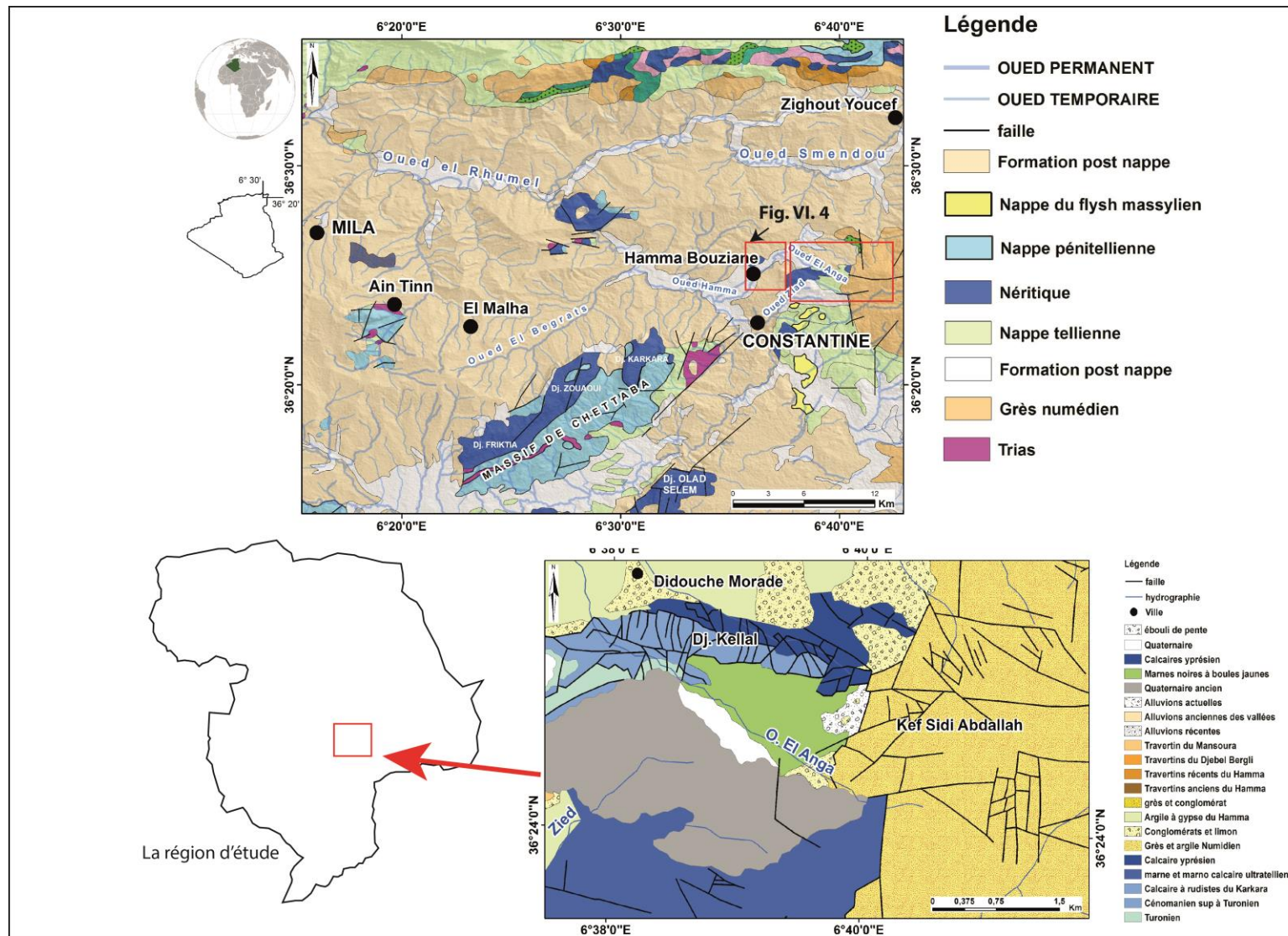
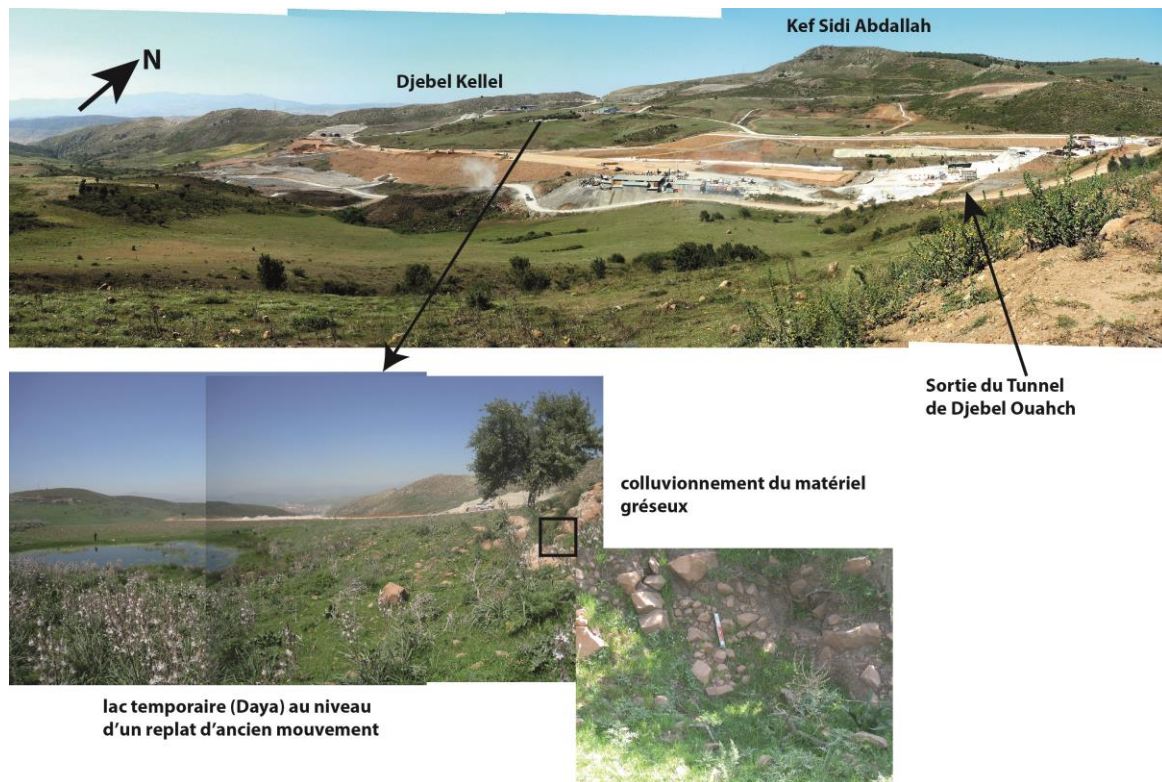


Figure VI. 1 position géologique de la région de Tafrent.

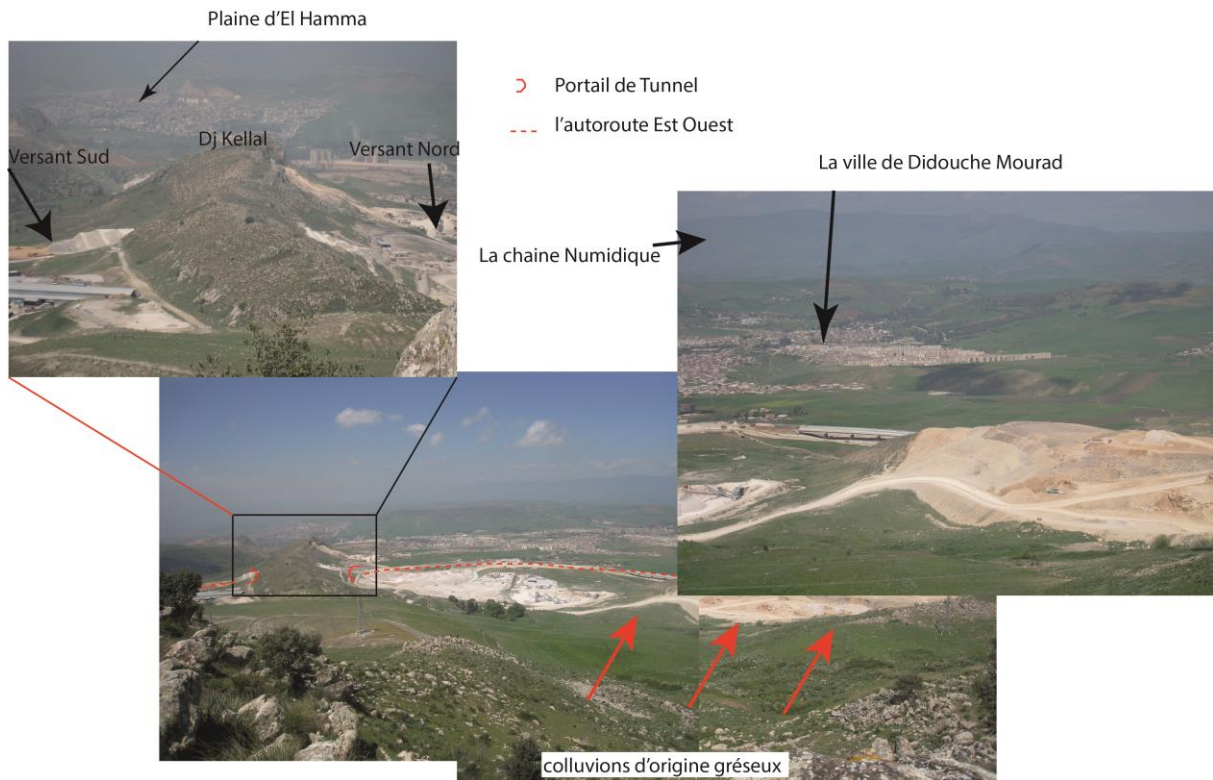


**Figure VI. 2** Photo panoramique sur les versants de Tafrent et leur morphologie : un désordre représenté par des zones sursaturées en replats et des amas de blocs.

#### IV.2.2.2 Le versant nord de Djebel Kellal (à la sortie du Tunnel)

La traversée du bassin de Tafrent se termine par la percée à la faveur de la construction d'un Tunnel d'une barre calcaire d'âge Céno-mano-Turonien. Ce dernier donne sur le grand bassin mio-pliocène de Constantine. Sa limite sud montre une juxtaposition d'une série de cônes de déjection de dimensions pluri-décamétriques issues d'une alimentation à partir de la désagrégation des formations gréseuses du flysch Numidien les surplombant.

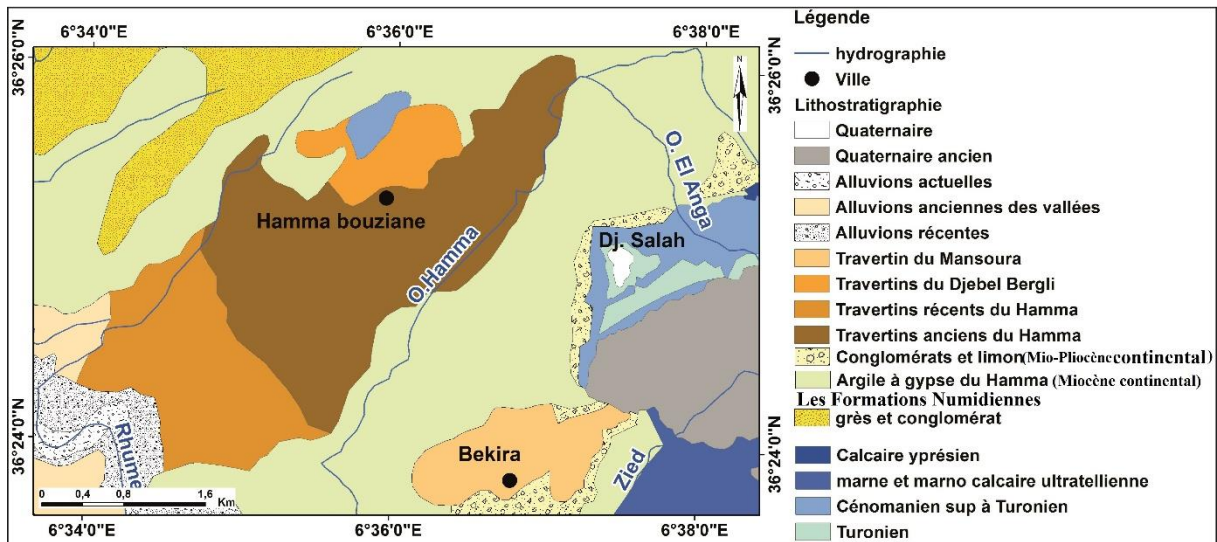
Cet héritage morphologique d'une stabilité précaire n'a pas été pris en compte lors du choix du tracé de l'autoroute est ouest (**Figure VI. 3**). En effet, le volume et l'épaisseur de ces formations ne permettaient ni l'ancrage des ouvrages ni les travaux de terrassement d'où des solutions improvisées très coûteuses (Viaducs démesurés).



**Figure VI.3 la limite entre le bassin quaternaire de Tafrent et le remplissage mio-pliocène du bassin de Constantine qui sont représentées par les versants Sud et Nord du Dj. Kellal respectivement (Manchar et al., 2018).**

#### IV2.2.3 Le versant NO de Bekira

Ce versant a montré une instabilité très importante lors de l'ouverture de l'évitement de la ville de Hamma Bouziane sur la route Constantine Skikda (RN 3), dans sa partie située au pied des calcaires lacustre de Bekira ; particulièrement lors de la construction de la gare du Hamma aux années 1940. Aussi la route a été stabilisée en utilisant une végétalisation dense par l'Eucalyptus (arbre permettant l'ancrage des formations sur 4 m environ). Ces opérations, avec un entretien continu ont permis de fixer les formations instables d'une façon satisfaisante. Par ailleurs, au début des années 1980, il a été décidé le contournement de la ville du Hamma dans la continuité du versant instable. En effet, sans aucunes études préalables et sans prise en compte des instabilités (historiques) survenues lors des travaux précédents cités ci-dessus. (Figure VI. 4).



**Figure VI. 4** Contexte géologique de la région d'El Hamma-Bekira (Extrait de Constantine et ElAria 1/50000).

#### V2.2.4 Les désordres du versant ouest de Bekira

Ce versant est constitué de formations quaternaires assez épaisses sous forme de colluvionnement qui drapent essentiellement la partie avale du versant. Par contre la partie amont est couverte d'une juxtaposition de coulées boueuses qui peuvent atteindre 3 à 400 m de longueur. Le substrat est constitué de formations limono argileuse d'âge Mio-Pliocène.

Cependant, le versant est dominé par des calcaires lacustres jouant le rôle de réservoir d'eau alimentant le versant d'une manière continue. Les calcaires du Crétacé supérieur de Djebel Salah participent aussi à cette alimentation. Cette situation permet d'entretenir une dynamique par mouvements de masses (coulée boueuse) dans la partie amont du versant aux pieds des falaises calcaires. Comme elle permet une circulation préférentielle à la base des formations superficielles.

Cette observation est confirmée par la présence des sources dans le lit (10 l/sec) de l'Oued délimitant le pied du versant. A mi- versant, au pied des coulées boueuses passent la ligne ferroviaire (Constantine- Skikda).

#### V2.2.5 Le contournement à l'origine de la rupture d'un équilibre précaire

Les travaux de déblaiement effectué au pied du versant ont créé un appel au vide à l'origine d'une série de niches d'arrachements qui ont atteint l'amont du versant en quelques semaines affectant ainsi plusieurs hectares et déstabilisant le tracé du chemin de fer sur une longueur d'environ 1 km. Cette situation n'a pas alerté le maître d'œuvre jusqu'à la généralisation de l'instabilité sur l'ensemble du

versant. De ce fait, les travaux ont été suspendu faisant appel à d'autres études plus approfondies afin de résoudre le problème ; ce qui a créé des retards considérables.

### VI.3 Analyse de la carte morpho-structurale

L'analyse d'une scène satellitale panchromatique (d'origine japonaise) ainsi que des photographies aériennes au 1/ 20 000, nous ont permis d'élaborer une carte que nous avons baptisé « carte Morpho structurale de la région de Taffrent » (**Fig. VI.5**).

Cette carte met en valeur les particularités morphologiques d'une part et d'autre part elle souligne les particularités structurales et géologiques de cette région complexe.

#### VI.3.1 Particularités morphologiques

Parmi les particularités morphologiques et orographiques, on peut relever ce qui suit :

##### - Les différents types de désordres et de mouvements gravitaires

Ces formes occupent d'importantes surfaces sur toute la région d'étude, Les déplacements de ces masses le long d'une surface dépendent de plusieurs facteurs tel que : Topographie, lithologie et teneurs en eau.

Le contexte structural semble contrôler et / ou limiter ces mouvements de masse. Ces corps qui sont souvent anciens sont réactivés par le jeu récent de failles qui déstabilisent les versants. On observe plusieurs zones instables tels que :

La rive gauche d'Oued El Anga, tout le versant qui surplombe la rive gauche de l'Oued semble présenter des signes d'instabilités. Les glissements les plus actifs se concentrent au voisinage immédiat de l'Oued (avec des sapements de berges importants) (**Fig. VI.5**).

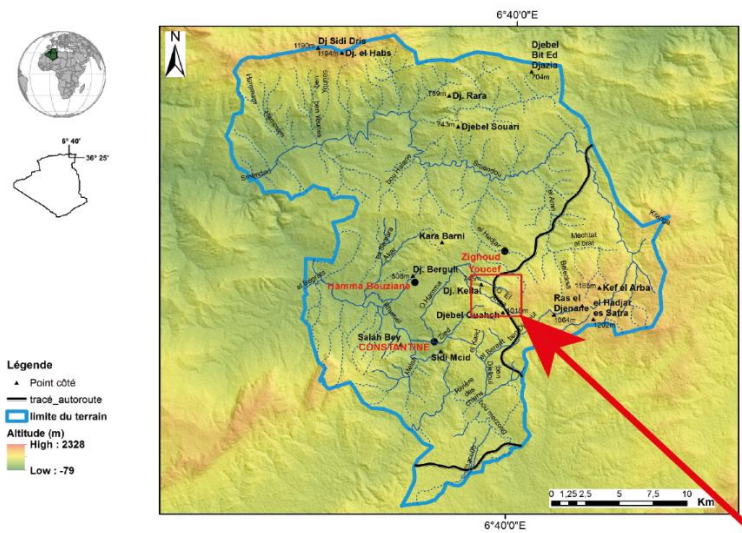
Toujours sur cette rive, une grande paléo coulée à bloc se distingue dans le paysage. Cette structure assez particulière qui constitue un réservoir d'eau important et un drain naturel mériterait à notre humble avis une étude exhaustive (**Fig. VI.5**).

Tout le secteur compris entre la rive droite d'Oued El Anga et la terminaison orientale de Dj Kellal est sujette à instabilité. On note aussi la présence de nombreuses fractures et accidents ; ces derniers semblent encadrer les mouvements gravitaires. (**Fig. VI.5**)

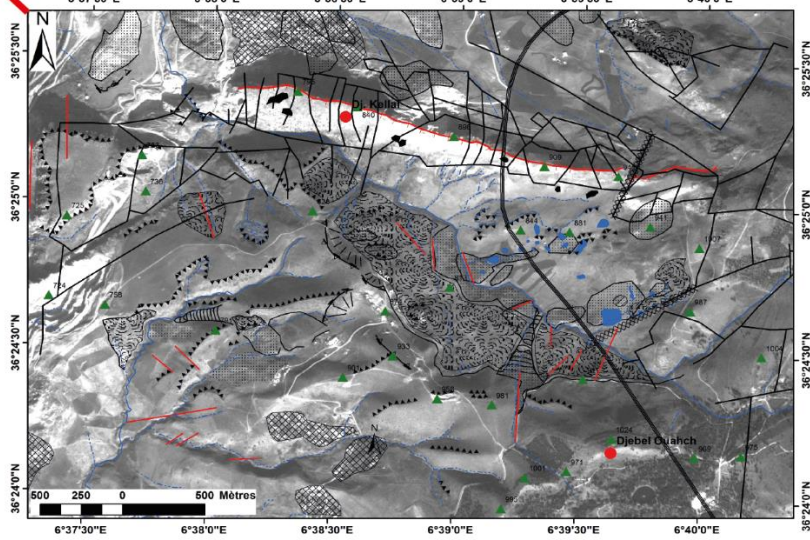
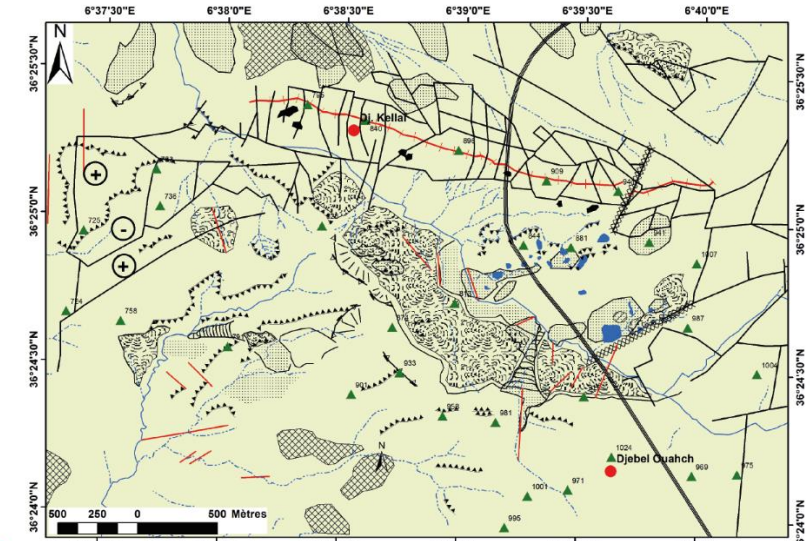
Toute la partie amont du micro bassin d'Oued Ziad connaît des mouvements gravitaires (solifluxion, glissements, coulée à bloc....) (**Fig. VI.5**).

##### - Eboulements, éboulis et coulées à blocs

Le détachement de blocs et leur chutes sur les versants sont souvent provoqués par des déformations néotectoniques qui s'exercent sur les escarpements raides, ces blocs dévalent les versants jusqu'à l'adoucissement de leurs pentes ou ils s'arrêtent.



**Légende**  
 ▲ Point côtier  
 — tracé autoroute  
 [ ] limite du terrain  
 Altitude (m)  
 High : 2328  
 Low : -79



**Légende**

- toponymie
- ▲ Altitude (m)
- tracé de l'autoroute Est-Ouest
- Zone humide
- Zone ravinée ou Oued Temporaire
- Chevelu hydrographique
- Faille cartographiée à partir de la carte géologique El Aria
- ▲▲▲▲ Crête
- Escarpement
- ▲ Niche d'arrachement
- Faille ou fracture
- XXXXX Zone de broyage

**Zone concave**

- Doline (forme karstique)
- Glissement avec sens du mouvement
- ▨ Replat
- ▨ Solifluxion
- ▨ Zone urbanisée

**Value**  
 High : 255  
 Low : 22

Figure VI. 5 Carte morpho-structurale de la zone de Tafrent.



Les éboulis ont été rencontrés essentiellement sur les versants Sud et Nord de Dj Kellal ; on les rencontre aussi et surtout aux piémonts des massifs gréseux (partie Est et Sud-est du Taffrent).

#### - Les formes Karstiques

Le massif carbonaté, fortement fracturé de Dj Kellal présente sur sa surface des formes karstiques variées et assez développées comme : des dolines qui sont les formes les plus rencontrées ainsi que des avens et même des grottes.

- Au niveau du versant sud de Dj Kellal on observe d'importants surcreusements qui semblent évoluées en bad lands.

- Oued El Anga est un linéament hydrographique et pourrait correspondre à un segment d'accident actif (**Fig. VI.5**).

- Au niveau de Dj Salah nous remarquons deux grands escarpements de ligne de faille de direction N50°, ces deux failles donnent un système de horst et graben.

### VI.3.2 Particularités géologiques et structurales

La carte morpho structurale laisse apparaître un système de fractures complexes, qu'on peut regrouper en quatre principales familles directionnelles N-S, E-W, NE-SW et NW-SE.

Une série de structures particulières sont identifiées :

- Dj Kellal avec sa direction nord 80° (E-W) se présente comme un massif carbonaté très disloqué et fracturé (la crête de ce djebel est cisillée par des accidents de direction NNE (entre : N20°, N30°). Ce massif est délimité par deux failles bordières au Nord et au Sud (de direction N100° E).

- Les terminaisons occidentale et orientale de Dj Kellal sont délimitées par deux grandes zones de failles.

La seconde terminaison correspond à une zone de broyage et voit affleurer le Trias ; il s'agit d'une discontinuité géologique nette entre les formations néritiques et l'unité tellienne à matériel éocène.

- Le versant nord de Dj Kellal est limité par un escarpement de ligne de faille de direction E-W.

- Dj Salah est limité dans sa terminaison occidentale par un .accident net dans le paysage, de direction N-S.

## **VI. 4. Impact du climat et des propriétés des formations géologiques sur les mouvements gravitaires**

### **VI. 4.1. Méthodologie et collecte de données**

Pour délimiter les anciens mouvements éventuellement avec leur état d'activité (Maquaire et al. 2001 ; Cruden et Varnes 1996) une cartographie est importante afin de donner un inventaire des structures morphologiques qui pourraient être à l'origine d'anciens mouvements. Pour ce faire, la carte géomorphologique présentée ici (**Figure VI. 6**) est très différente des cartes géomorphologiques classiques : elle constitue un essai de cartographie devant répondre à un objectif précis d'ordre géotechnique. On a cherché à ne représenter que les caractères morphologiques pouvant avoir une incidence directe sur la stabilité des pentes à court et moyen terme, en retenant trois critères principaux : Les caractères hydrologiques (humidité apparente, écoulement ou stagnation d'eau, etc.) ; Les facteurs topographiques (altitudes) ; et les formes apparentes de glissement.

L'analyse détaillée des différents facteurs intervenant dans les mouvements de terrain ou leurs réactivations est nécessaire, en appliquant ces mesures pour un cas de glissement dans la zone qui présente un état réactivé. Pour les mesures et le suivi des mouvements engendrés par l'anthropisation (bien évidemment la construction de l'autoroute), une série de mesures a été effectuée à l'aide de différentes techniques et instruments de mesures in situ. Premièrement, une série de forages carottés accompagnés par l'installation de tubes inclinométriques (pour suivre les mouvements de la surface jusqu'à la ligne de rupture) ou piézomètres (pour reconnaître le niveau piézométrique et la fluctuation de la nappe) (**Figure VI. 7**). Des débits de quelques sources qui résurgent sur le versant ont été enregistrés.

L'inclinomètre est un instrument géotechnique utilisé pour mesurer les déplacements horizontaux à travers plusieurs points dans un forage. Les inclinomètres sont, idéalement, adaptés à long terme. Il est également possible de surveiller la vitesse de déplacement en effectuant une série de mesures périodiques. Ceci dépend du degré d'activité du mouvement (une période très restreinte pour une activité importante et un intervalle assez large pour un glissement plus ou moins lent).

Le dispositif inclinométrique est constitué par un tubage plus ou moins plastique avec 4 cannelures, une sonde qui s'enfonce le long de tubage connecté par un câble électrique gradué en mètre. La profondeur de chaque déformation est détectée par la sonde et indique la surface de rupture du glissement. Les mesures sont enregistrées par un enregistreur connecté à son tour par le câble électrique. Elles sont transférées, par la suite dans un ordinateur qui contient le logiciel de traitement (GLNP 4.1.3).

Les piézomètres sont utilisés pour surveiller le niveau d'eau en utilisant un puits. Le piézomètre consiste en un tube en PVC crépiné et canalisé verticalement. Il est installé après avoir réalisé un filtre

en sable. Au sommet de la zone qui contient le filtre, un scellement par la bentonite est nécessaire pour maintenir et isoler les parois ainsi que les zones sus jacentes. Les niveaux d'eau sont mesurés par l'observation à l'aide d'une sonde piézométrique. Cette sonde est formée par un câble gradué qui s'enfonce dans le piézomètre jusqu'à son contact avec l'eau à l'intérieur. Ce contact lance un signal sonore et lumineux.

Une station a été installée par l'entreprise pour mesurer les précipitations, d'une manière quotidienne, par la lecture de pluviomètre et l'enregistrement de ces valeurs sur un fichier Excel pour pouvoir traiter.

#### **VI. 4. 2 Résultats et discussions**

Les mouvements gravitaires étudiés occupent tous le versant Est de Tafrent et peuvent se décomposer en quatre types (active, ancien, réactivé et latent) selon l'état d'activité et l'analyse experte basée sur les observations de terrain. La figure VI. 6 montre une distribution des mouvements sur les versants de Tafrent, pratiquement dans la rive droite de l'Oued Ennaga. Selon Varnes (1984), ces mouvements présentent un état d'activité actif, en suspens, réactivé ou latent limitée ou en mouvement et des morphologies emboîtées ou multiples (Dikau et al, 1996a). Ces différentes formes de mouvements de terrain ont donnée des replats sur lesquels manifestent des zones humides ou stagnation d'eaux (zone marécageuses) qui sont alimentés principalement par les ruissellements ou les venues d'eaux de différentes sources.

##### ***Instabilité du versant***

Le versant de Tafrent pourrait avoir connu depuis fort longtemps, des désordres et des instabilités aux moins durant l'Holocène à cause des changements climatiques et des réajustements tectoniques (Manchar et al. 2012 ; Yelleschaouche et al. 2006 ; Coiffait 1992 ; Benabbas 2006). L'anthropisation a joué un rôle capital sur la réactivation de certaines structures tel que celles traversés par l'autoroute. La construction de ce tronçon a commencé en 2008, et a terminé six ans après. Il s'agit d'une section en remblai de hauteur de 15 m situé dans une zone importante joignant deux tunnels qui font partie de l'autoroute.

Les travaux de remblai ont commencé en juillet 2009 après avoir terminé la construction de l'ouvrage hydraulique. L'entreprise a constaté une apparition des fissures en octobre 2010. Ceci a été détecté par des inclinomètres installés avant le démarrage des travaux. Ces déformations ont évolué en Février 2010. Sur le terrain, les premiers signes des mouvements ont été constatés, par le cisaillement soudain d'un inclinomètre à une profondeur de 12 m, situé à la partie avale du remblai, dans le cadre des travaux de construction autoroutière d'où des inclinomètres ont été installés à titre de prévention. Par la suite, ces mouvements ont généré une fissuration dans l'ouvrage hydraulique installé sous le remblai autoroutier qui n'a pas été achevé (reste 4 m de hauteur sur 15 m). Ces fissures ont évolué en

endommageant l'ouvrage. Une révision des plans de la construction a été entamée par l'élaboration des contremesures. Il s'agit d'une mise en place d'un remblai de contre poids en Juin 2010, d'où la fissuration est devenue visible en surface du sol. En effet, l'inclinomètre cisailé a été remplacé par INC-7 (**Figure VI. 7**) pour pouvoir contrôler l'évolution du glissement à la même profondeur. En Février 2011, les inclinomètres installés ont enregistré des déformations intensifiées (INC-7) (soit une vitesse de 0.2 mm/jours en 27 janvier 2011, 1.8 mm/jours le 21 Février 2011 et 3 mm/jours le 24 mars 2011). En mars 2011, des fissures se sont apparues spontanément à la surface du remblai principal y compris le remblai de contrepoids parallèlement à la réalisation du contrepoids programmé pour stopper le premier glissement. La superficie visible glissée s'étend sur 20 000m<sup>2</sup> (100m sur 200m). A ce stade l'entreprise a mis les travaux à l'arrêt (**Figure VI. 7**).

En mars 2011, ces mouvements ont été évolués par l'apparition des fissures sur le remblai autoroutier et aussi sur le remblai de contrepoids qui était, par la suite, une solution prise en compte pour stopper les mouvements détecté auparavant (**Figure VI. 7**). L'étendue et la profondeur du glissement seront clairement définies à l'issue des investigations et des mesures effectués d'une manière plus large en amont ainsi qu'en aval du corps principal (**Figure VI. 7**).

Pour mieux comprendre le type des mouvements de terrain déjà déclenché, une campagne d'investigation a été effectuée en Avril 2011. Il s'agit d'une réalisation d'un nombre de sondages carottés pour détailler la nature lithologique du corps glissant et l'installation, par la suite, des tubes inclinométriques et piézométriques (**Figure VI. 7 et 8**). La campagne a été terminée par l'installation d'un nombre de 13 inclinomètres dont 8 à l'intérieur du corps glissant et 5 théoriquement à l'extérieur du corps (**Figure VI. 7**).

Les résultats obtenus montrent clairement des niveaux de déformation à des profondeurs différentes d'un inclinomètre à l'autre. Les mouvements et la vitesse dépendent des conditions climatologiques (précipitations) et anthropiques (arrêt de remblai, et l'avancement des travaux de buté).

### ***Inclinométrie***

Ayant participé dans les travaux de construction de l'autoroute Est Ouest en qualité d'ingénieur, j'ai anticipé de manière directe sur l'interprétation, la réalisation de plans et rapports de suivi (investigations géotechniques, mesures piézométriques et élaborations de plans et rapports techniques).

Les sondages carottés réalisés sur la section réactivée qui est traversée par l'autoroute (**Figure VI. 8**) ont donné deux principaux faciès (colluvion et Alluvion) sur un substratum marneux. Il s'agit des marnes telliennes du Paléocène-Maestrichtien. Les alluvions sont largement développées dans le bassin de Tafrent. Il occupe, le long de la rive droite de l'Oued Aanga, un recouvrement constitué par des argiles ou des éboulis de pente d'une façon qu'on ne peut pas distinguer à cause de leurs

constituants qui épouse les formations de marnes telliennes. Ils sont constitués de bas en haut 10m de sable granoclassé ; 15 à 20m de marne argileuse à boules jaunes qui sont principalement des blocs et cailloux de grès roulés de couleurs grisâtres à jaunâtre. Les Colluvions sont développés dans la rive gauche de l'Oued Annaga est représentée par des formations des éboulis récents. Il s'agit de coulées boueuses d'origine glaciaire (Coiffait et al, 1977) à matériel emprunté au quaternaire ancien. Leur organisation permet d'attribuer la genèse de ces coulées à un climat de type glaciaire ou péri- glaciaire (Coiffait et al, 1977). Les observations sur terrain nous montrent que ces coulées sont à blocs. La rive droite, une importante répartition, le long du versant, du matériel colluvionnaire. Ce matériel est disposé au pied des massifs de grès numidiens auxquels il emprunte ces éléments.

## Légende

- ▲ Altitude (m)
- Oued secondaire
- Oued principale
- Tracé de l'Autoroute
- Ligne de crête
- Escarpement sur affleurement rocheux ou d'un glissement
- Faille (cartographiée à partir de la carte géologique 1/50000 El Aria (P.E. Coiffait et J. M. Vila, 1977))
- - - - - Faille probable nouvellement cartographiée

zone humide

## mouvements

### symbole

- (a) mouvement actif
- (r) mouvement réactivé
- (f) mouvement ancien
- (l) mouvement latent

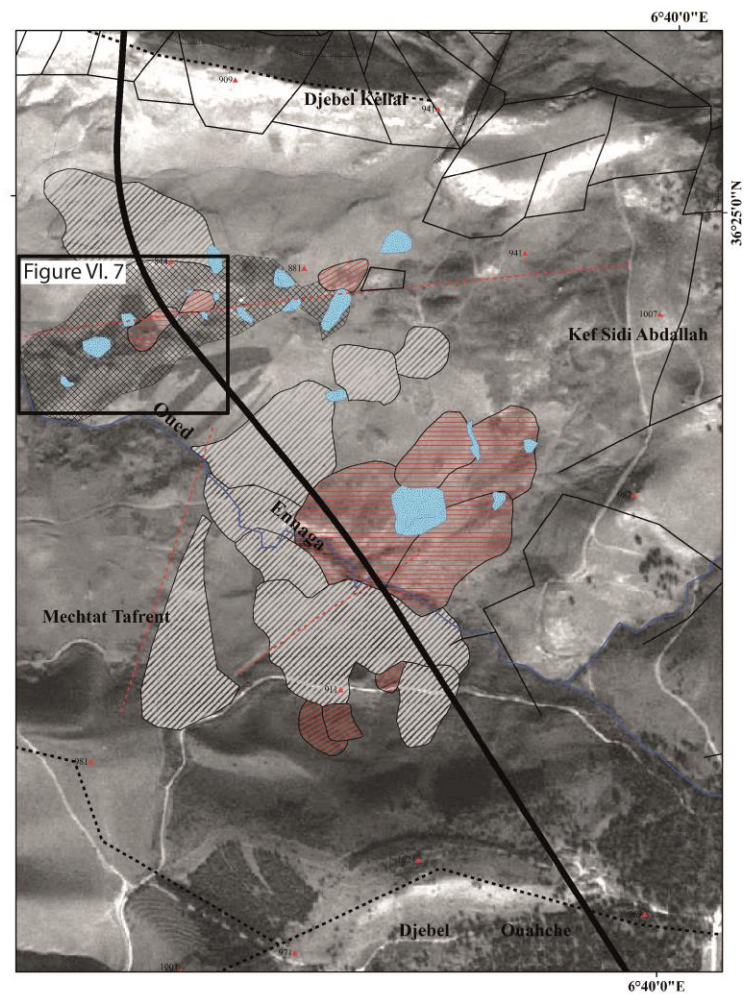


Figure VI. 6 Cartographie et délimitation des différentes formes de mouvement selon la configuration avec une répartition topographique à Tafrent.

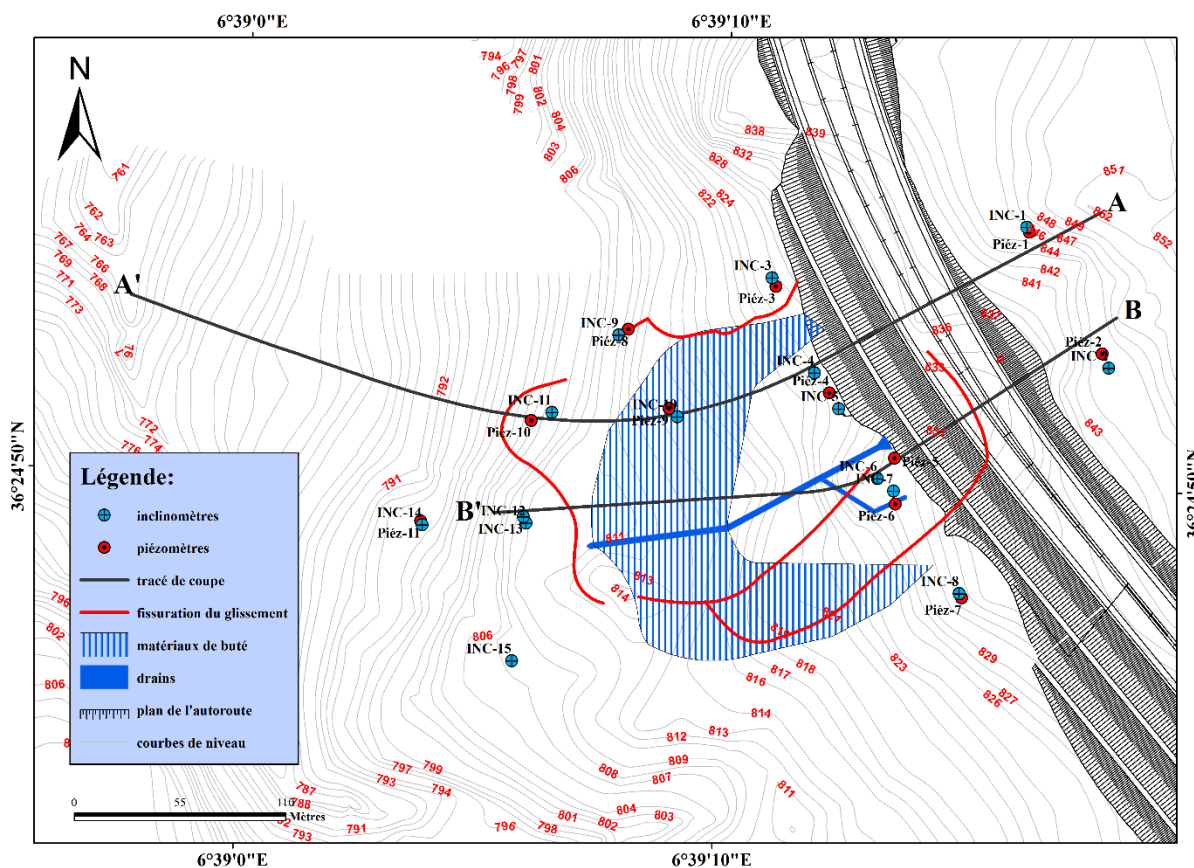


Figure VI. 7 Carte de répartitions des investigations (Inclinomètres et Piézomètres) sur la section d'autoroute concernée par le glissement.

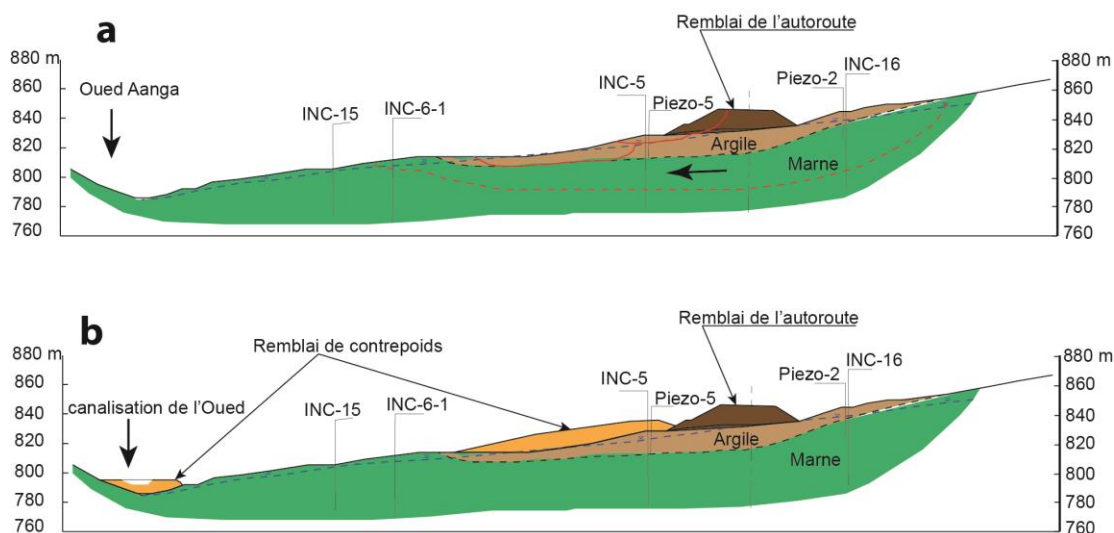


Figure VI. 8 Coupe interprétative sur le versant NO de Tafrent recoupé par l'autoroute : a- lignes de ruptures (1- ligne de rupture à la base des formations superficielles. 2- profondeurs probables de la ligne de ruptures affectant le substrat marneux) b- confortement par contrepoids sur le bourrelet du glissement.

L'examen des graphes (**Figure VI. 9**) montre des déplacements d'un bloc de glissement de terrain détecté par l'inclinomètre installé juste à l'aval du corps de remblai qui était en cours de construction. Suite à la charge du remblai en une côte bien déterminé, un déclenchement par une vitesse de 1cm/jours en février 2010. Cela coïncide avec une forte précipitation. Cette vitesse a diminué d'une façon constante et continue. Une autre tentative pour reprendre les travaux en Mai 2010, mais la vitesse est de nouveau 1 cm/jours ce qui confirme que l'action anthropique est le premier déclencheur du phénomène. Les résultats obtenus montrent clairement des niveaux de déformation à des profondeurs différentes d'un inclinomètre à l'autre. Les mouvements et la vitesse dépendent des conditions climatologiques (précipitations) et anthropiques (arrêt de remblai, et l'avancement des travaux de buté). L'examen de ces résultats montre une vitesse de 1mm/jour des mouvements entre mai à mi-juin 2010 suite aux précipitations importantes (50mm environ). Entre mi-juin et mi-juillet : une période de sécheresse, le corps glissant s'est mis en suspens mais toujours avec des mouvements non négligeables (de l'ordre de 0.5mm/jour). cela coïncide avec l'opération de l'enlèvement du remblai endommagé et la purge de l'assise (environ 5m de profondeur). La période entre mi-juillet et Septembre : on observe une stabilisation des mouvements dans la ligne de rupture supérieure (12 à 16 m) de la côte du terrain naturel mais un mouvement latent au niveau de la ligne de rupture profonde (29 m). Ceci est traduit par les inclinomètres INC-12, INC-13, INC-13-1, INC-13-2 (**Fig. VI. 7**). Ensuite vers la fin du mois de septembre où le début de la saison pluviale, l'entreprise a recommencé l'opération du remblai au fur et à mesure avec la réalisation de la buté. De ce fait, on constate une réactivation des mouvements mais avec des vitesses modérées qui n'excède pas 1mm/jour et qui peuvent endommager la construction. Une stabilisation par la mise en place du remblai de contreponds conçu pour toute la masse nouvellement glissée. Cette stabilisation est traduite par les résultats des inclinomètres INC-15 et INC-13 (**Tableau VI. 1**).

**TABLEAU VI.1 L'état des inclinomètres installés et leurs caractéristiques.**

Nom d'inclinomètre	Profondeur du forage (m)	côte Z (m)	interface (ligne de rupture)	Profondeur de rupture (m)	Type d'activité (Actif : A ; Inactif : I)
INC-1	30	845,726	Colluvion-marne	10,5-12	A
INC-2	30	845,548	Colluvion-marne argileuse	7,5	A
INC-3	30	-	-	-	I
INC-4	30	827,198	Alluvion-Sable	16	A
INC-5	45	827,045	Marne-marne argileuse	16,5	A
INC-6	20	831,747	Colluvion	13	A
INC-7	30	831,909	Colluvion-marne sableuse	12	A



INC-8	20	832,054	-	-	I
INC-9	30	811,504	-	-	I
INC-10	30	817,829	Colluvion-Marne	12	A
INC-11	30	803,85	-	13	A
INC-12	30	809,65	Marne-Marne	29	A
INC-13	40	809,659	Marne-Marne	29	A
INC-13-1	40	809,6	Marne-Marne	29	A
INC-14	30	795,925	Marne argileuse- Marne	10	A
INC-15	45	827,055	Marne-Marne	31,5	A
INC-16	50	848,545	-	-	I
INC-17	50	847,745	-	-	I
INC-18	20	780,657	-	-	I

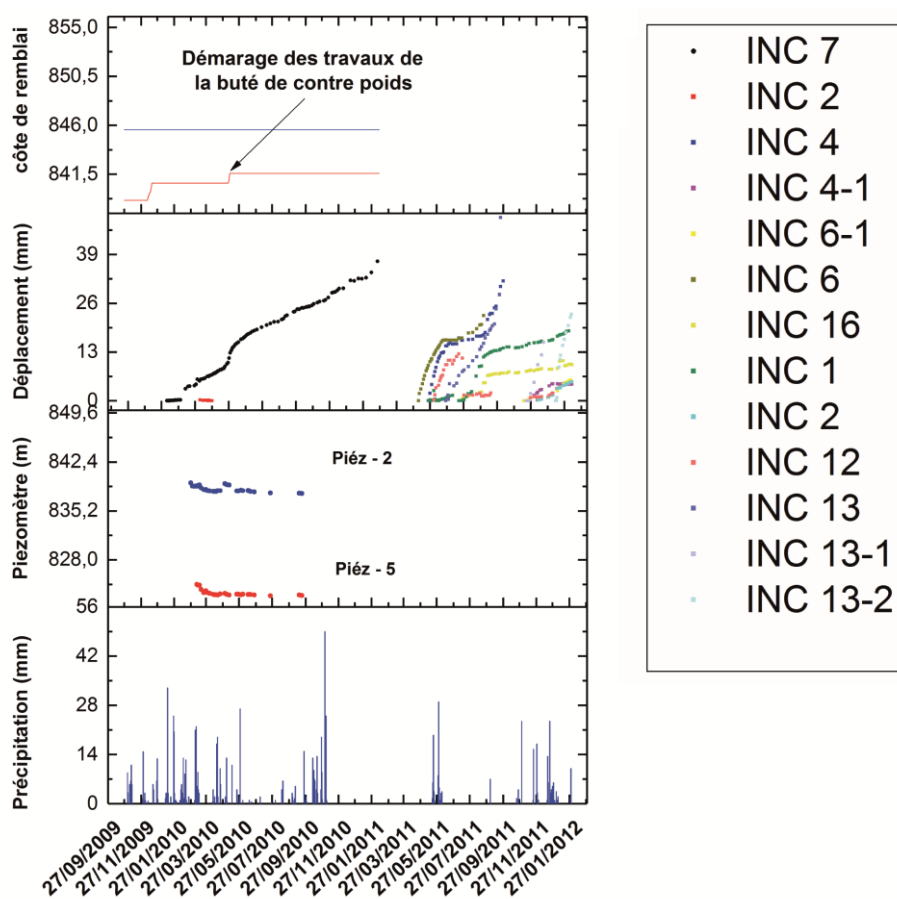
#### VI. 4. 2.1 Hydrologie et hydrogéologie

Il y a plusieurs types de mécanismes hydrologiques déclenchant qui déterminent un état de système qui définit le seuil des instabilités et leur réactivation.

Pour les glissements plus profonds, on reconnaît un système relatif à l'augmentation de la pression interstitielle résultante de la diminution de la contrainte effective et les résistances dans le sol (Bogaard 2001). Les infiltrations peuvent avoir des effets avant et après sur l'instabilité du versant. Dans les pentes raides, les glissements superficiels peuvent être générés, dans les sols, par une baisse de cohésion apparente accompagnée par une diminution des forces de la succion matricielle (Van Asch T.W.J. et al. 2007). Quand le front d'humidité atteint des niveaux plus profonds de la surface sans qu'il y ait une pression interstitielle (Van Asch et Sukmantalya 1993 ; Brooks et al. 2004 ; Van Asch T.W.J. et al. 2007 ; Cruden and Brown 1992). Un autre système hydrologique qui peut être à l'origine des déclenchements des glissements de terrain. Il s'agit de la rotation des contraintes principales (Van Asch T.W.J. et al. 2007), vers la base du sol. Ce qui est expliqué par l'élévation du niveau piézométrique favorisant le développement des plans de rupture (Picarelli et al. 2000 ; Urcioli, 2002).

Les eaux souterraines jouent un rôle primordial sur l'activité et le déclenchement des mouvements gravitaires (Pouget et Livet 1994). Deux piézomètres installés de profondeur de 30 m en amont (Piéz-2 : Z=845.416m) ainsi qu'en aval (Piéz-5 : Z=831.472m) soit une dénivelée de 14 m. les mesures effectuées montrent un seul niveau piézométrique (7 m environ sous la côte terrain naturel). La fluctuation de la nappe a une réponse tardive avec les précipitations, et une réponse directe avec l'accélération des mouvements. Les gradients hydrauliques passent de quelques pour mille des plaines alluviales à plus de dix pour cent dans les glissements. Dans la zone d'étude, la valeur obtenue du

gradient hydrauliques est calculée entre deux piézomètres (Fig. 4) est de 12 pour cent. De tels gradients hydrauliques, associés à la forte pentetopographique des terrains ainsi qu'à leur hétérogénéité géologique, occasionnent souvent des secteurs fortement artésiens ainsi que de nombreuses zones sourcières, en particulier dans les dépressions du relief (Office Fédéral de l'Environnement "OFEV" 2010). Le gradient hydraulique au pied du glissement peut être particulièrement élevé en raison de la réduction de la section d'écoulement ; les forces de percolation, qui sont proportionnelles au gradient, sont donc intenses et peuvent donner lieu à un entraînement des particules solides ; cette érosion souterraine est parfois un facteur déclenchant une rupture qui se propage de manière régressive.



**Figure VI. 9 Evolution des déplacements au niveau des lignes de rupture et leurs relations avec les facteurs hydrologiques, hydrogéologique et anthropique.**

#### VI. 4. 2.2 La nature et le type de glissement

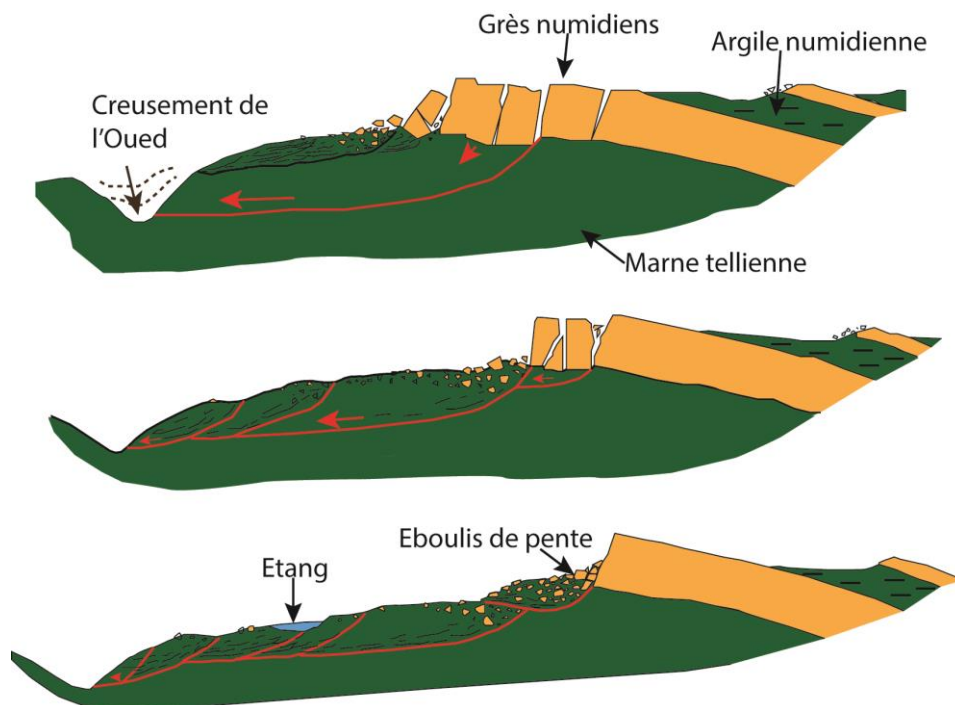
Selon la classification de Cruden et Varnes(1996), les mouvements de terrain à Tafrent sont peut-être des mouvements complexes : une combinaison de série de glissements rotationnels avec un grand

mouvement gravitationnel transrational latent ce qui donne une constatation sur l'activité permanente.

Le glissement qui a touché le corps du remblai autoroutier est vérifié par l'inclinomètre INC-7 à 12.5 m de profondeur juste à l'interface argile et marne argileuse remaniée et marne compact (**Figure VI. 8**). Une autre ligne de rupture plus profonde est apparue tardivement à 29 m de profondeur. Elle est vérifiée par l'inclinomètre INC-12, INC-13, INC-13-1, INC-13-2 et INC-15 (**Tableau VI. 1**).

L'analyse spatio-temporelle des mouvements des inclinomètres montre une activité d'âges variés allant d'anciens glissements confirmés par l'analyse morphologique qui s'est stabilisés naturellement jusqu'à la réactivation par l'anthropisation. Il s'agit de la réalisation de l'autoroute qui s'est stabilisé artificiellement. L'analyse de ce cas d'étude donne une répartition progressive des mouvements et une morphologie emboîtée des corps glissants (**Figure VI. 10**) (Avenard 1962 ; Dikau et al., 1996 ; Flageollet 1989).

Toutes ces valeurs montrent une variation spatio-temporelle due aux facteurs de prédispositions et de déclenchement suscités. De toute manière les travaux de renforcement (mise en place de la buté de contreponds), ont donné des résultats satisfaisants par la stabilisation des mouvements.



**Figure VI. 10** Coupe Schématique interprétant l'évolution des glissements de terrain sur le versant de Tafrent

## VI. 5 Conclusion

Les mouvements de terrain sont des phénomènes dynamiques, au comportement complexe dans le temps et dans l'espace et contrôlés par des facteurs (hérités et actuels) de prédisposition et de déclenchement.

La région de Constantine fait partie des zones telliennes à dominance marneuse. Elle connue par sa complexité structurale d'où les dispositions des massifs en nappe de charriage. Cet édifice est soumis à une tectonique active. Des mouvements de terrain par conséquent peuvent être constatés d'où leur histoire est depuis au moins l'Holocène. La caractérisation géomorphologique a permis de trouver deux principaux types de glissements de terrains (anciens et actifs). Les glissements anciens qui sont naturellement stabilisés peuvent être réactivés sous l'effet de facteurs déclencheurs (Excavation ou les charges excessives.). Les observations sur les formations superficielles montrent qu'il s'agit réellement de fragments de marnes et parfois quelques paquets isolés qui gardent l'aspect feuilleté de la marne originale ; 3 à 5 m argile marron à noirâtre très plastique à plastique. P.E. Coiffait et al, (1977) attribuait ces formations à des coulées boueuses qui contiennent parfois des blocs provenant d'épandages plus anciens ce qui témoignent l'ancienne activité de ces versant.

Les fortes précipitations restent le facteur déclencheur principal des réactivations de ces structures (désordres).

- ✓ Cisaillements et déformations le long des crêtes et lignes de partages des eaux,
- ✓ Lignes de crêtes déformées et cisailées.
- ✓ Escarpements de lignes de failles dans les formations plio-quadernaires.
- ✓ La grande perturbation du réseau hydrographique.
- ✓ Discontinuités tectoniques et géologiques des terrains néogènes.

**CHAPITRE VII: *Cartographie de la susceptibilité aux glissements de terrain (approche multicritère AHP).***

## **VII. Cartographie de la susceptibilité aux glissement de terrain (approche multicritère AHP).**

### **VII.1 Description de la méthode AHP**

Le **processus d'analyse hiérarchique** est une technique structurée pour organiser et analyser des éléments complexes, basée sur les mathématiques et la psychologie. Elle a été développée par Thomas L. Saaty dans les années 1970, largement étudiée et affinée depuis.

Elle a notamment des applications dans la prise de décision de groupe (Saaty, 1977), et est utilisée à travers le monde pour une grande variété de prises de décision, que ce soit des décisions gouvernementales, dans le monde des affaires, de l'industrie, de la santé, de la construction navale ou de l'éducation.

Plutôt que de prescrire une décision « exacte », la procédure d'analyse hiérarchique aide les décideurs à trouver celle convenant le mieux à leur objectif et leur compréhension du problème (**Tableau VII.1**). Elle fournit un cadrage complet et rationnel de structuration d'une prise de décision, de représentation et d'évaluation des éléments, afin de les relier aux objectifs et d'évaluer les solutions de rechange.

L'utilisateur de la procédure hiérarchique d'analyse commence par décomposer la problématique devant aboutir à une décision en une hiérarchie de sous-problèmes de plus en plus restreints pour pouvoir être analysés de façon indépendante. Les éléments de la hiérarchie peuvent se rapporter à un aspect de la décision, à un problème matériel ou immatériel, soigneusement mesuré ou estimé, bien ou mal compris, tout en se rapportant à une prise de décision. Une fois que la hiérarchie est construite, les décideurs évaluent systématiquement ses différents éléments en les comparant les uns aux autres, deux à la fois, en ce qui concerne leurs impacts sur un élément au-dessus d'eux dans la hiérarchie. En réalisant ces comparaisons, les décideurs peuvent utiliser des données concrètes d'éléments, mais utilisent leur jugement pour décider des éléments importants et pertinents. C'est l'essence même de la AHP que le jugement humain, et pas uniquement les informations sous-jacentes, puisse être utilisées pour conduire les évaluations.

Les étapes d'analyse par la méthode AHP consiste à :

- ❖ Cerner la problématique par la structuration du problème multicritère de façon hiérarchique plus simple à comprendre et à évaluer.
- ❖ Elaborer des matrices et donner un poids d'importance pour chaque facteur (alternative, critères sous critères).
- ❖ Modéliser des préférences globales et des procédures d'agrégation des performances (importance relative des facteurs).

- ❖ Synthétiser l'analyse de résultats par la production de la carte de susceptibilité des glissements de terrain.

Une fois les matrices de comparaison sont remplies, on calcul leurs valeurs propres et leurs vecteurs propres. Le vecteur propre indique l'ordre de priorité ou la hiérarchie des caractéristiques étudiées, ce résultat est important pour l'évaluation de la probabilité, puisqu'il sera utilisé pour indiquer l'importance relative de chaque critère opérant. La valeur propre est la mesure qui permettra d'évaluer la cohérence ou la qualité de la solution obtenue, représentant ainsi, un autre avantage de cette méthode. Donc l'évaluation subjective de différentes alternatives seront converties en valeurs numériques puis traités pour être classées.

L'objectif de cette opération consiste à dériver les poids des facteurs et les poids des classes pour calculer le rapport de cohérence (Consistency Ratio : CR) qui dépend en réalité du nombre des facteurs.

#### **CR=CI/RI**

Où CI (Consistency Index) est l'indice de cohérence qui correspond au maximum de la valeur propre de la matrice et RI (Random Index) est l'indice aléatoire.

**Tableau VII.1 Echelle des valeurs utilisée par Saaty (1977).**

<i>Degrès d'importance</i>	<i>définitions</i>	<i>Explications</i>
1	Importance égale des deux éléments	Deux éléments contribuent autant à la propriété
3	Un élément est un peu plus important que l'autre	L'expérience et l'appréciation personnelles favorisent légèrement un élément par rapport à un autre
5	Un élément est plus important que l'autre	L'expérience et l'appréciation personnelles favorisent fortement un élément par rapport à un autre
7	Un élément est beaucoup plus important que l'autre	Un élément est fortement favorisé et sa dominance est attestée dans la pratique

9	Un élément est absolument plus important que l'autre	Les preuves favorisant un élément par rapport à un autre sont aussi convaincantes que possible
2, 4, 6, 8	Les valeurs intermédiaires	Utilisé pour représenter un compromis entre les préférences poids 1, 3, 5, 7, et 9
<i>Inverse</i>	Opposites	Utilisé pour la comparaison inverse

Pour une matrice de 10x10 par exemple, le RI est 1.51 et le CR doit être inférieur à 0.1 pour accepter les poids calculés. Le CR est le rapport entre CI et RI qui est en général compris entre 0 et 0.1. L'indice aléatoire est la moyenne des indices de cohérence obtenus par la production d'un grand nombre de matrices aléatoires (**Tableau VII.2**).

**Tableau VII.2 les valeurs de l'indice aléatoire (Random Index) : RI.**

Matrice	2	3	4	5	6	7	8	9	10
RI	0	0.58	0.9	1.12	1.24	1.32	1.41	1.45	1.51

La production de la carte de la susceptibilité aux glissements passe par le calcul de la valeur de l'indice de la susceptibilité au glissement (LSI : Landslide Susceptibility Index) pour chaque pixel considéré. Ceci, n'est rien d'autre que la somme des poids multipliés par le poids de la classe (rating) pour ce pixel et s'écrit de la manière suivante :

$$LSI = \sum (W_i \times R_i)$$

Où LSI est l'indice de la susceptibilité au glissement pour un pixel donné ;  $R_i$  et  $W_i$  sont respectivement le poids de la classe (rating value) et poids du facteur.

Ainsi, toutes les valeurs du LSI seraient séparées en 5 catégories de zone susceptibles aux glissements (Landslide Susceptibility Zone :LSZ) de la région étudiée et qui peuvent être nommées : zone de très forte susceptibilité (TFS), zone de forte susceptibilité (FS), zone de moyenne susceptibilité (MS), zone de faible susceptibilité (FS) et zone de très faible susceptibilité (TFS).

Les couches thématiques qui ont une relation avec les facteurs causaux peuvent être générées en utilisant l'outil de télédétection et cette tâche peut être complétée par des données bibliographiques et des observations et/ou levés de terrain.

Les informations réellement détectables sur les images satellitaires et les MNT permettent de :

- Cartographier des modes d'occupations de sol ;
- Calculer l'indice de végétation (NDVI).



-Extraire des éléments de la topographie.

D'autres informations telles que la lithologie et les éléments tectoniques ont été extraits à partir des cartes géologiques et les sources d'eau et la toponymie des cartes topographiques au 1/50000 ainsi que de la consultation des bases de données (ONM, ANRH).

Ces données thématiques ont consisté à inventorier les facteurs et les hiérarchiser et qui ont pu être classées en trois grandes catégories : géologiques, topographiques et environnementales.

❖ Facteurs géologiques

- Lithologie
- Réseau de fracturation

❖ Facteurs topographiques

- Pente
- Exposition des versants (Aspect)
- Élévation
- Réseau hydrographique

❖ Facteurs environnementaux

- Précipitations
- NDVI
- Sources d'eau

Ces facteurs se présentent sous formes de cartes obtenues par divers processus de traitement (digitalisation et extraction) en faisant recours aux différents algorithmes contenus dans les logiciels cités plus haut. Chaque carte qui correspond donc à un facteur avec un poids est entrée (input) avec ses poids de classes et la carte de sortie (output) sera donc une carte de la susceptibilité montrant un zoning de classes de susceptibilité.

## **VII.2 Résultat Et Discussion**

### **VII.2.1 Application de l'AHP**

Le résultat final consiste à des poids dérivés des facteurs et classes ainsi que leurs indices de cohérence (CR).

La manifestation des glissements de terrain résulte de la combinaison de ces facteurs précités qui sont des facteurs déclencheurs ou aggravants qui s'appellent les facteurs de prédisposition. Une dizaine de facteurs ont été retenus pour le présent travail mais on peut en retenir plus que ce nombre.

La méthode AHP est basée sur une appréciation experte des poids relatifs de ces facteurs pour constituer une matrice dont les éléments sont comparés par paire. Cette opération est suivie de la même manière, par la construction de matrices de corrélation dont le CR (Consistency Ratio) et le rang (poids ou rating) sont à chaque fois calculés et ce pour chacun de facteurs (**Tableau VII.3**).

**Tableau VII.3 Matrice de corrélation des facteurs comparés par paire (Manchar et al. 2019).**

<i>Matrice globale</i>										
										<i>Poids</i>
<i>lithologie</i>	1									0.12554
<i>Pente</i>	0.889	1								0.125
<i>Exposition</i>	0.778	0.875	1							0.45854
<i>Élévation</i>	0.556	0.625	0.714	1						0.01256
<i>distance au drainage</i>	0.556	0.625	0.714	1	1					0.02226
<i>distance au faille</i>	0.556	0.625	0.714	1	1	1				0.04586
<i>Densité_d'eau</i>	0.889	1	1.143	1.6	1.6	1.6	1			0.112547
<i>NDVI</i>	0.667	0.75	0.857	1.2	1.2	1.2	0.75	1		0.548211
<i>Précipitation</i>	0.889	1	1.143	1.6	1.6	1.6	1	1.333	1	0.548217
<i>Consistency Ratio: 0,000015</i>										

#### **A-La lithologie**

La lithologie joue un rôle très important dans les glissements de terrain et de ce fait, on considère qu'elle est le facteur le plus important (**Fig. VII.1**). Les argiles du Mio-Pliocène sont connues par leur susceptibilité aux glissements de terrain (**Tableau VII.4**).

**Tableau VII.4 matrice de corrélation des paires de la lithologie (Manchar et al. 2019).**

<i>Lithologie</i>										
										<i>Poids</i>
<i>Argile</i>	1									0.58799
<i>Colluvion</i>	0.5478	1								0.365444
<i>Marne</i>	0.667	0.75	1							0.25483
<i>Calcaire</i>	0.2547	0.125	0.167	1						0.25455
<i>Calcaire marneu</i>	0.222	0.25	0.25	2	1					0.45879
<i>Travertin</i>	0.333	0.375	0.5	3	1.5	1				0.11111
<i>Flysch</i>	0.556	0.625	0.833	5	2.5	1.667	1			0.14519
<i>Consistency Ratio: 0.00882</i>										

## B-Carte des pentes :

La pente est le deuxième paramètre en importance dans notre étude (**Tableau VII.5**). Sa carte est dérivée du MNT (30m X 30m) et par reclassification et procédé colorimétrique ; on la présente sous forme de sept classes rangées de 5° en 5° d'où les pentes varient de 0 à <30° (**Fig. VII.2**). En théorie on admet que la susceptibilité est d'autant plus importante que la pente est raide. De ce fait, celles appartenant à la classe <30° dispose du plus grand poids et cette classe prédomine globalement sur les versants montagneux (Dj. Kellal, Dj. Ouahch).

**Tableau VII.5** matrice de corrélation des paires de la pente (Manchar et al. 2019).

<i>Pente</i>								
							<i>Poids</i>	
<i>0-5°</i>	1						0.026273	
<i>5-10°</i>	3	1					0.075067	
<i>10-15°</i>	5	1.667	1				0.131378	
<i>15-20°</i>	6	0.333	1.2	1			0.136648	
<i>20-25°</i>	7	2.333	1.4	1.167	1		0.183933	
<i>25-30°</i>	8	2.667	1.6	1.333	1.143	1	0.210209	
<i>&gt;30°</i>	9	3	1.8	1.5	1.286	1.125	1	0.236491

*Consistency Ratio: 0.019221*

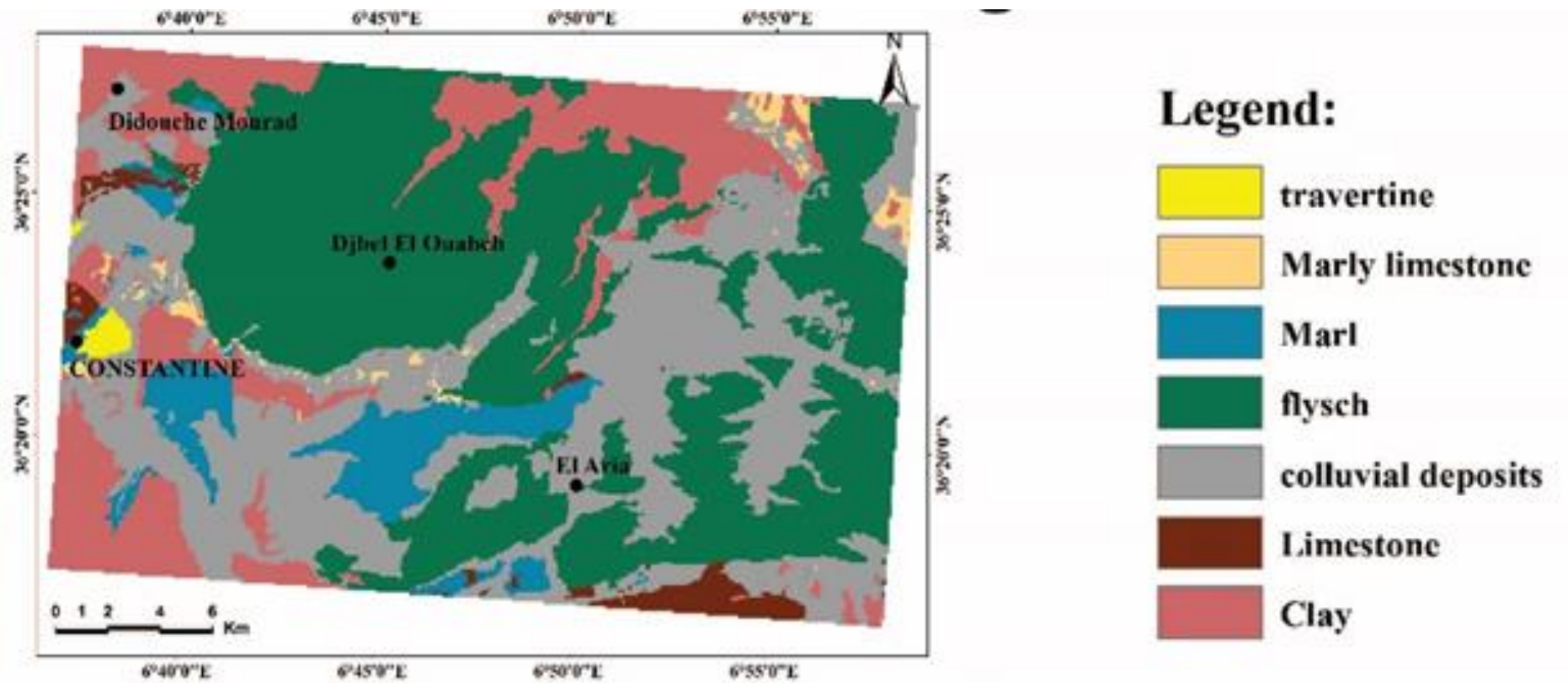


Figure VII.1 Carte lithologique de la région d'El Aria 1/50000 (Manchar et al. 2019).

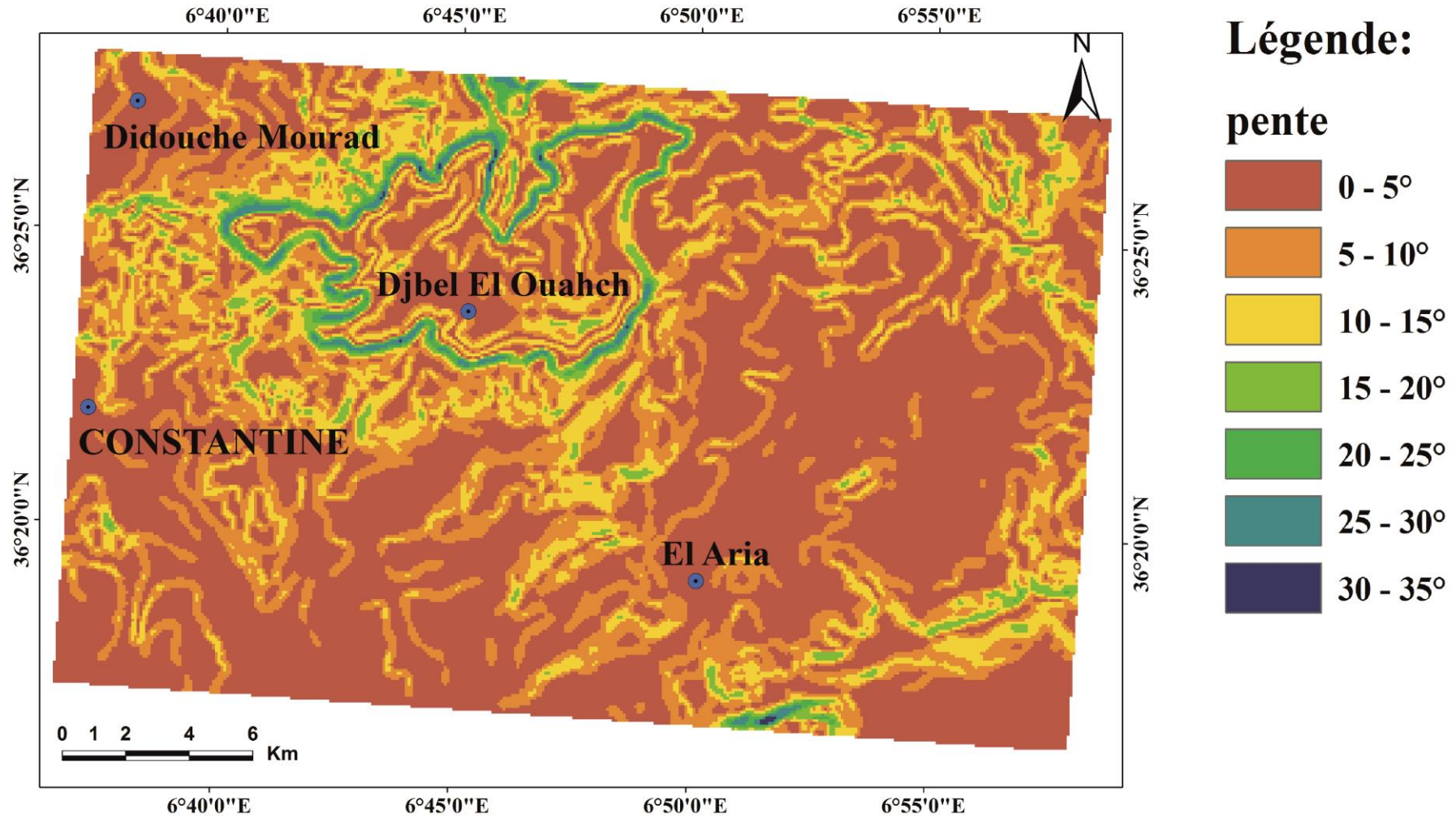


Figure VII.2 Carte des pentes de la région d'El Aria 1/50000 (Manchar et al. 2019)

### C-Indice NDVI (couvert végétal)

Le couvert végétal est un facteur déterminant dans la stabilité des versants (**Fig. VII.3**). Il y est d'ailleurs parfois recommandé, en vue de stabiliser certains talus. Les incendies et les déchiffrements facilitent dans beaucoup de cas le déclenchement des glissements de terrain aux niveaux des versants. La vulnérabilité d'un versant ou d'un talus est observée à travers la densité de ce couvert végétal ou on a discriminé les zones forestières et fortement boisées de celle non boisées (**Tableau VII.6**).

$$\text{NDVI} = (\text{PIR} - \text{R}) / (\text{PIR} + \text{R})$$

Où PIR et R sont respectivement la réflectance observée de la bande proche infrarouge et rouge du spectre électromagnétique.

**Tableau VII.6 matrice de corrélation des paires de l'indice NDVI (Manchar et al. 2019).**

<i>NDVI</i>						
						<i>Weight</i>
<i>0.974026-0.231481</i>	1					0.325666
<i>0.231481-0.148438</i>	0.255	1				0.654888
<i>0.148438-0.045936</i>	0.556	0.125	1			0.455584
<i>-0.045936-0.151899</i>	0.245	0.429	0.6	1		0.245888
<i>0.151899-0.818182</i>	0.111	0.143	0.2	0.222	1	0.524555

*Consistency Ratio: 0.000056*

### D-Réseau de faille

La tectonique, surtout active joue un rôle important dans le processus de glissement de terrain (**Fig. VI.4**). Ce dernier prend plus d'importance quand la tectonique est combinée à d'autres paramètres tels que : Faille-eau, Faille-lithologie, Faille-pente...etc (**Tableau VII.7**). La carte linéamentaire a été obtenue par l'extraction des éléments linéaires à partir de deux images satellitaire LandSat8 (L8\_p193r35 du 12/05/2015). Couvrant la zone d'étude ainsi que le levé des failles déjà cartographiées dans la carte géologique (El Aria 1/50000).

**Tableau VII.7 matrice de corrélation des paires des distances aux failles (Manchar et al. 2019).**

<i>Distance aux failles</i>						
						<i>poids</i>
<i>0-400</i>	1					0.458777
<i>400-800</i>	0.778	1				0.254447
<i>800-1200</i>	0.889	0.714	1			0.125555
<i>1200-1600</i>	0.333	0.429	0.6	1		0.1
<i>1600-2000</i>	0.111	0.143	0.2	0.333	1	0.32144

<b>2000-2400</b>	0.111	0.143	0.54	0.333	1	1					0.33332
<b>2400-2800</b>	0.125	0.143	0.33	0.333	1	1	1				0.33332
<b>2800-3200</b>	0.111	0.143	0.2	0.333	1	1	1	1			0,25444
<b>3200-3600</b>	0.111	0.143	0.2	0.333	1	1	1	1	1		0,33332
<b>3600-4000</b>	0.111	0.143	0.2	0.333	1	1	1	1	1	1	0,33332

*Consistency Ratio: 0.000032*

## E-Précipitation

La carte des précipitations montre que la partie nord-ouest de notre bassin se caractérise par un taux de pluviométrie plus élevés que la partie sud-est, en effet, elle reçoit une quantité allant de 650 à 750mm

**Tableau VII.8.** Ce sont des quantités jugées suffisantes pour d'éventuels déclanchements de glissements de terrain et ce dans les terrains surtout argileux imbibés (**Fig. VII.5**).

**Tableau VII.8** matrice de corrélation des paires des Précipitations (**Manchar et al. 2019**).

<i>Précipitation</i>					
					<i>poids</i>
<b>600</b>				1	0.125
<b>700</b>			1.245	1	0.235
<b>800</b>		2.215	1.4	1	0.292
<b>900</b>	3.256	1.8	2	1	0.400

*Consistency Ratio: 0,000035*

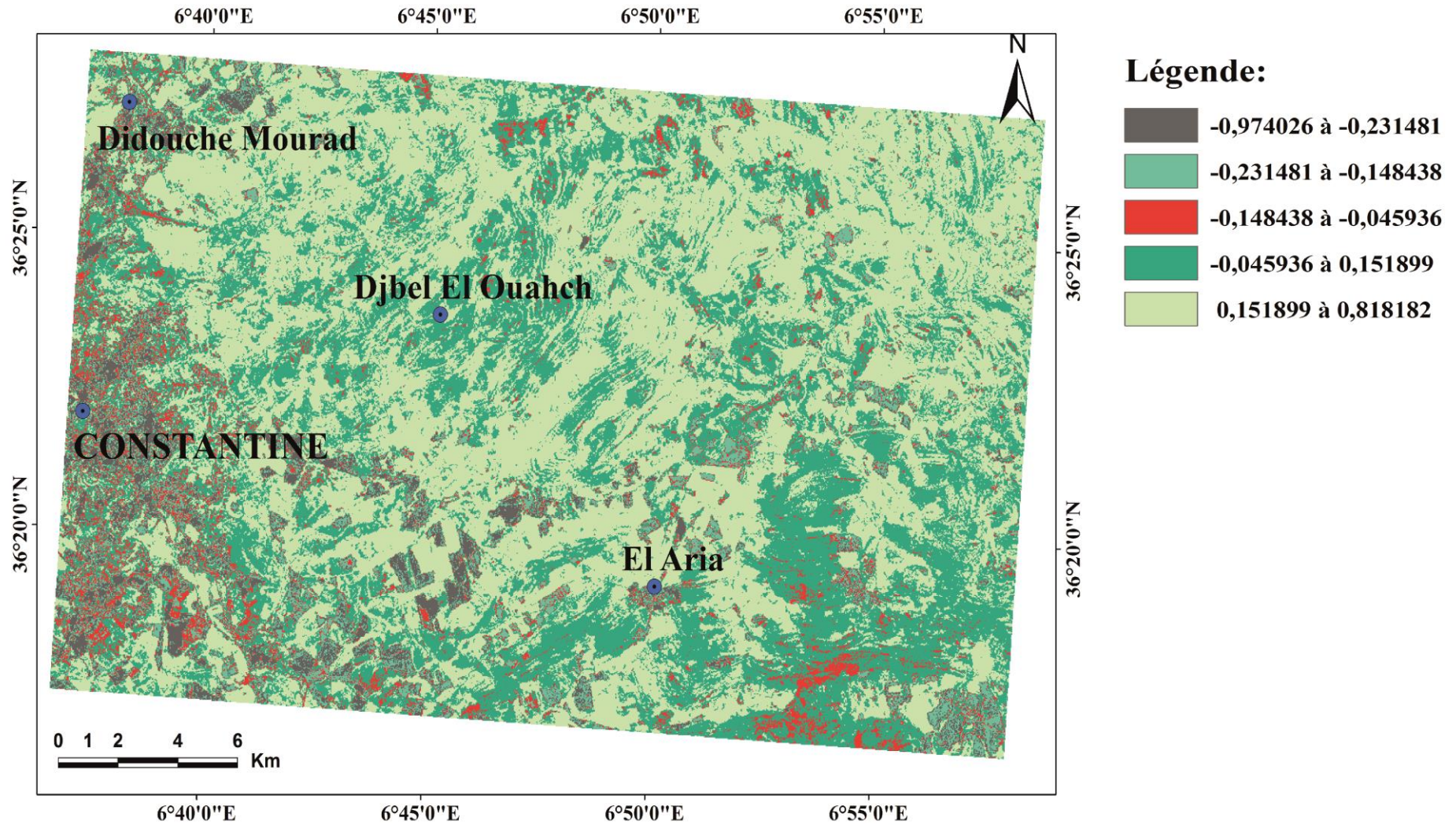


Figure VII.3 Carte de l'indice NDVI de la région d'El Aria 1/50000 (Manchar et al, 2019).



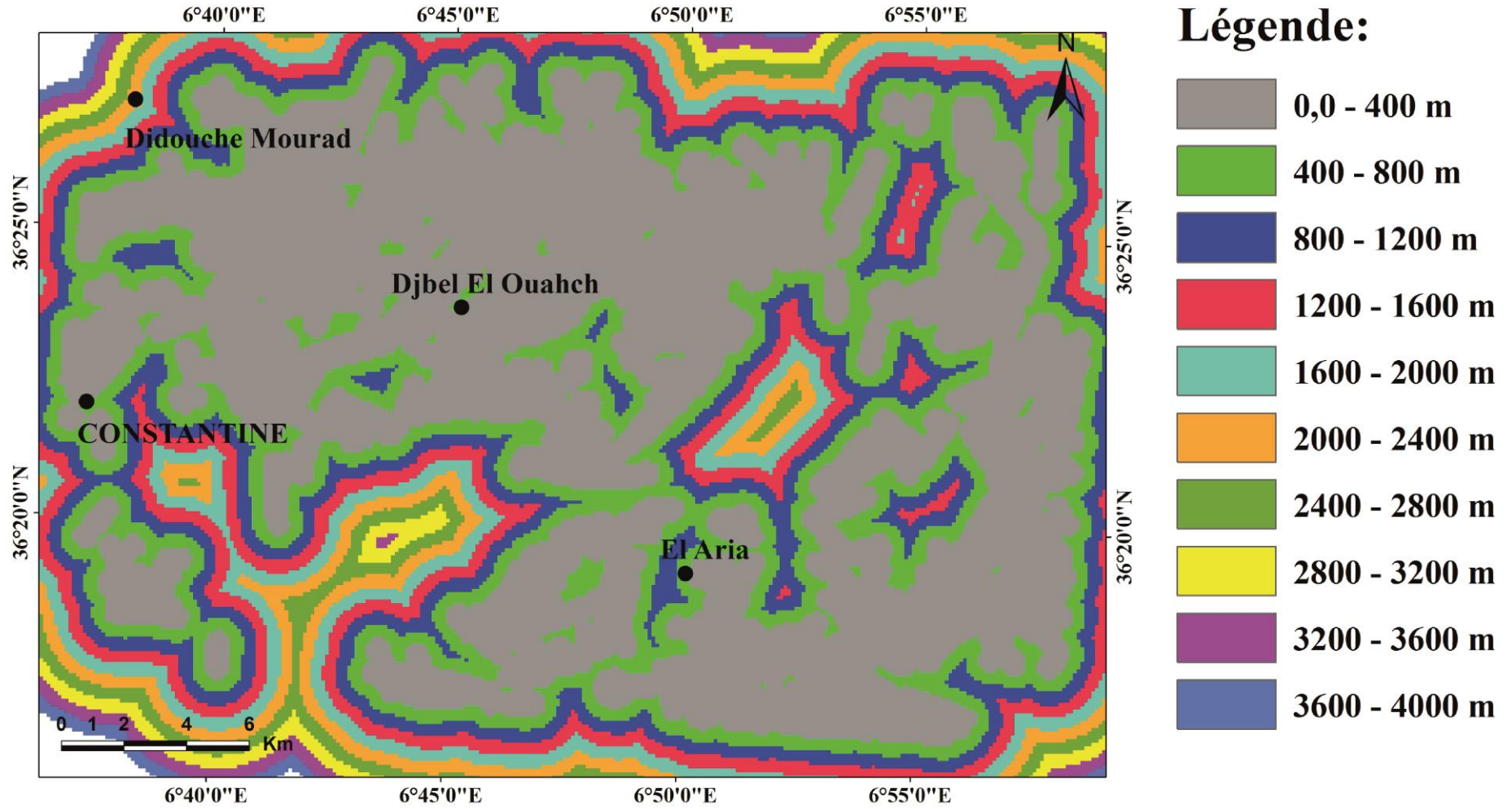


Figure VII.4 Carte des distances de faille de la région d'El Aria 1/50000 (Manchar et al, 2019)

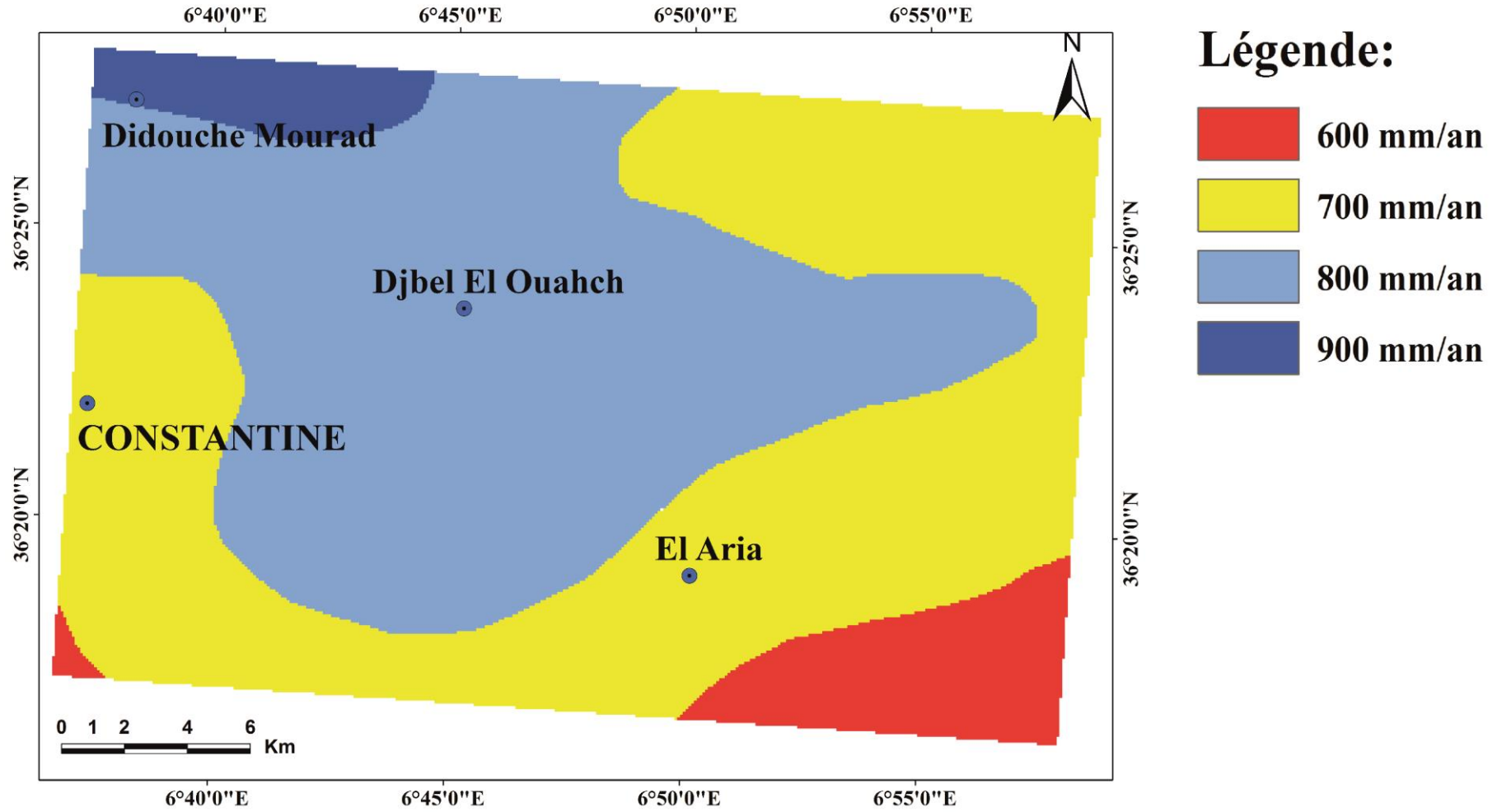


Figure VII.5 Carte des précipitations de la région d'El Aria 1/50000 (Manchar et al, 2019)

## F-Exposition des versants

L'exposition des versants est un facteur déterminant, elle est localisée par l'azimuth de la plus grande pente du versant (**Tableau VII.9**). C'est un produit également dérivé du MNT (30m X 30m). En effet les versants les plus humides et les plus arrosés sont ceux orientés (270°-315°) NNW (**Fig. VII.6**).

**Tableau VII.9** matrice de corrélation des paires des expositions (**Manchar et al. 2019**).

<i>Exposition</i>									
									<i>poids</i>
<b>0-45°</b>	1								0.236551
<b>45-90°</b>	0.714	1							0.2548
<b>90-135°</b>	0.143	0.2	1						0.022725
<b>135-180°</b>	0.254	0.2	1	1					0.022725
<b>180-225°</b>	0.714	1	4.25	5	1				0.45822
<b>225-270°</b>	1	0.215	7	7	1.4	1			0.159091
<b>270-315°</b>	1.987	1.8	9	9	1.8	1.286	1		0.20455
<b>315-360°</b>	1.286	1.8	9	9	1.8	1.286	1	1	0.21542

*Consistency Ratio: 0.000059*

## G-Densité des sources d'eau

L'eau a toujours joué un rôle primordial dans le déclenchement des glissements de terrain. La prise en charge de ce facteur a consisté à inventorier et digitaliser à partir des cartes topographiques 1/50000 citées plus haut l'ensemble des sources d'eau (**Fig. VII.7**). Puis on a procédé à un traitement pour produire une carte de densité des sources d'eau dans laquelle 5 classes de densités ont été retenues **Tableau VII.10**.

**Tableau VII.10** matrice de corrélation des paires de densité d'eau (**Manchar et al. 2019**).

<i>Densité des sources d'eau</i>									
									<i>Poids</i>
<b>0-0.2</b>	1								0.05534
<b>0.2-0.4</b>	1	1							0.05534
<b>0.4-0.6</b>	2	2	1						0.110681
<b>0.6-0.8</b>	2.5	2.5	1.25	1					0.138352
<b>0.8-1</b>	3	3	1.25	1.2	1				0.166023
<b>1-1.2</b>	4	4	2	1.6	1.333	1			0.221364
<b>1.2-1.4</b>	4.5	4.5	2.5	1.8	1.5	1.125	1		0.2529

*Consistency Ratio: 0.001923*

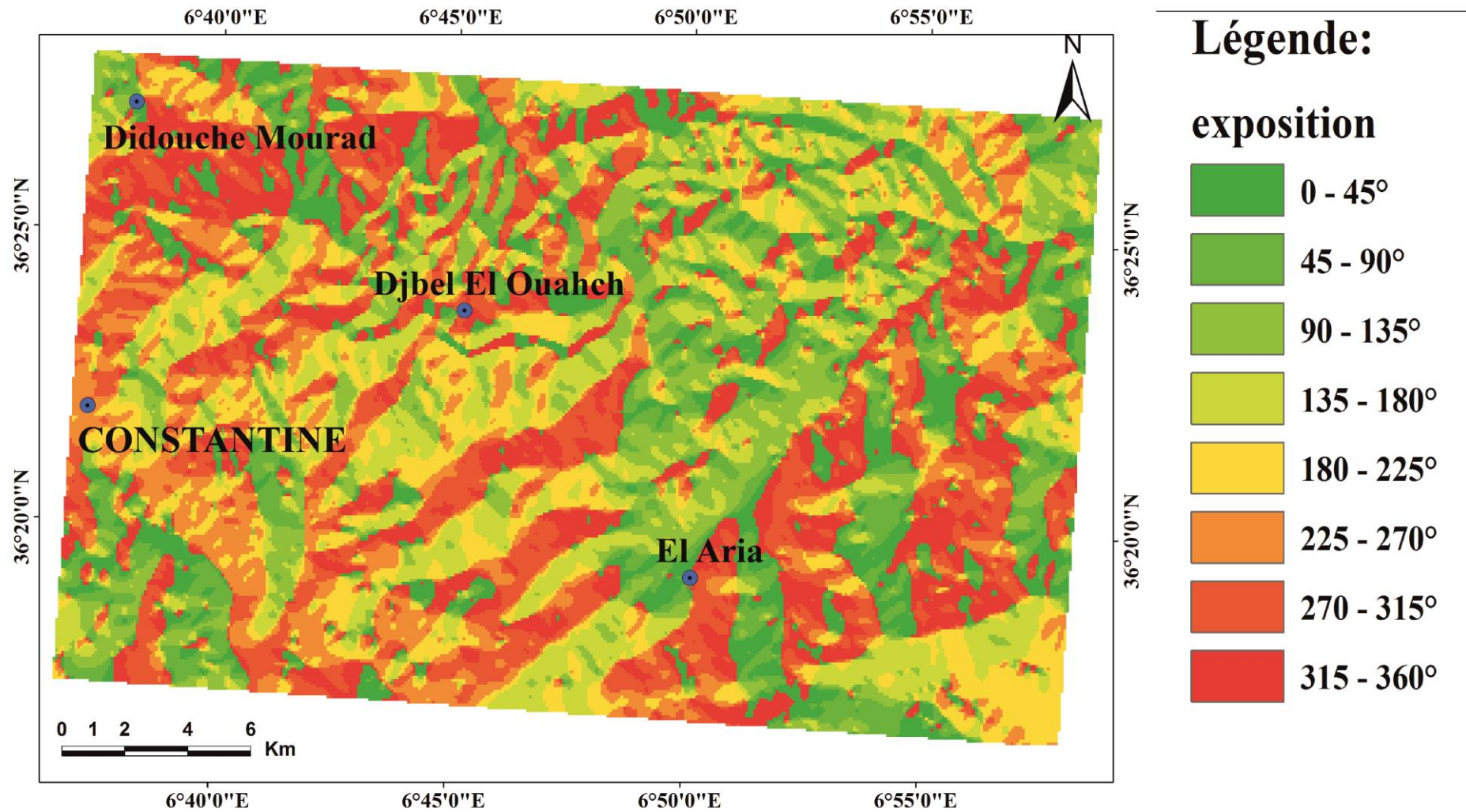


Figure VII.6 Carte des expositions aux versants de la région d'El Aria 1/50000 (Manchar et al, 2019)

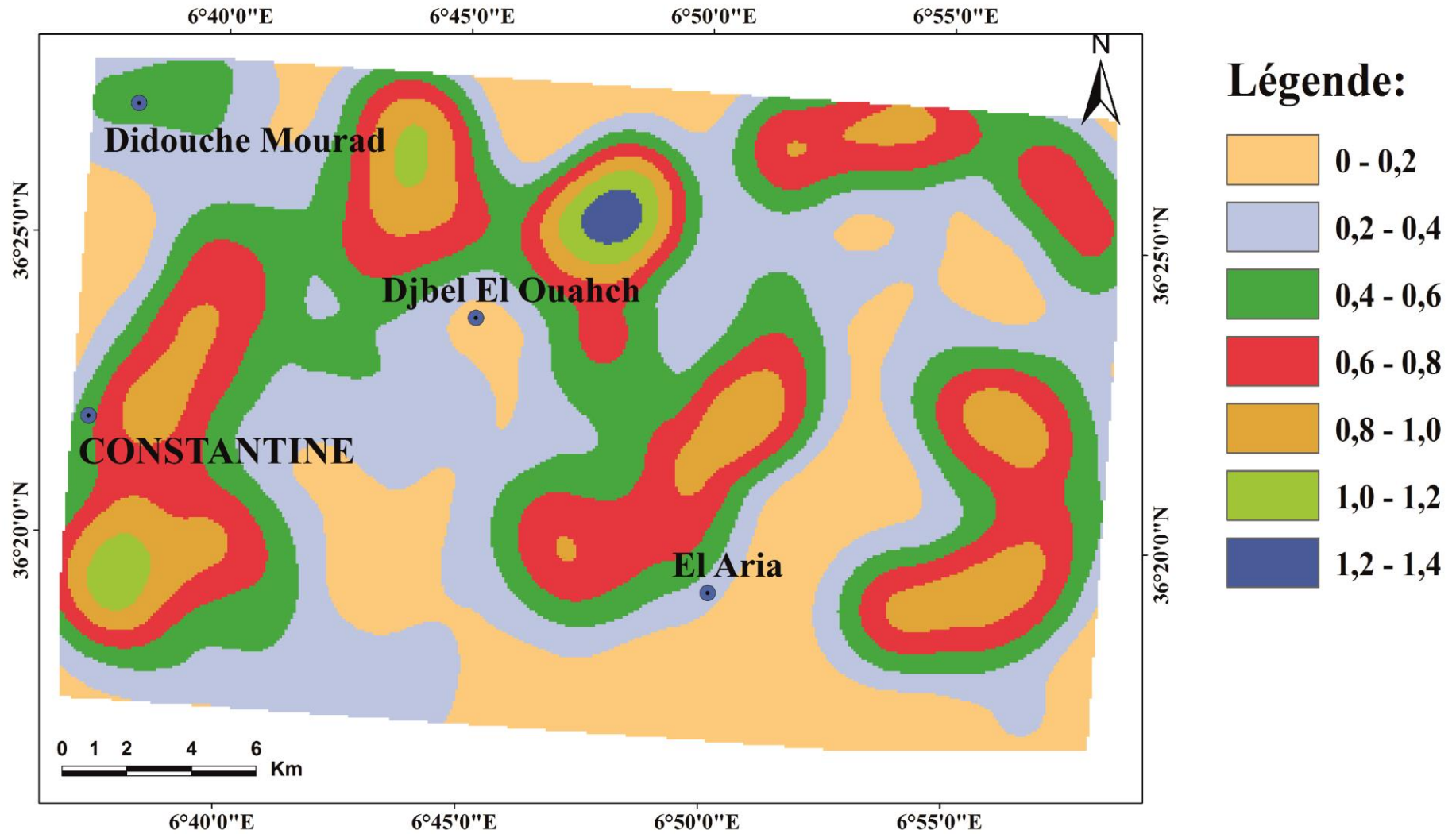


Figure VII.7 Carte de densité des sources d'eau de la région d'El Aria 1/50000 (Manchar et al, 2019).

## H-Élévation

La carte d'élévation représente le relief sous la forme hypsométrique avec des plages de teintes différentes pour une meilleure visualisation du relief. Pour cela on a opté pour une équidistance de 100m et de ce fait, la carte présente sept classes (**Tableau VII.10**). En théorie, la susceptibilité au glissement de terrain est proportionnelle à l'élévation qui est en relation directe avec les précipitations sous différentes formes aussi bien pluie que neige. Les sommets compris entre 800 et 1000 m sont souvent plus arrosés et sont le siège de forte chute de neige en hiver, cet état tend à diminuer en allant vers les terrains de faible altitude (0-200m) (**Fig. VII.8**).

**Tableau VII.10** matrice de corrélation des paires d'élévation (Manchar et al. 2019).

<i>Elévation</i>								
								<i>Poids</i>
<i>500-600</i>	1							0.041665
<i>600-700</i>	3	1						0.124999
<i>700-800</i>	3	1	1					0.124999
<i>800-900</i>	4	1.333	1.333	1				0.166664
<i>900-1000</i>	4	1.333	1.333	1	1			0.166664
<i>1000-1100</i>	4.5	1.5	1.5	1.125	1.125	1		0.187504
<i>1100-1200</i>	4.5	1.5	1.5	1.125	1.125	1	1	0.187504

*Consistency Ratio: 0.000023*

## I-Réseau de drainage

La carte du réseau hydrographique peut renseigner plusieurs choses, en effet, un réseau dense renseigne un substrat imperméable, un substrat argileux avec une faible densité renseigne une dynamique de versant...etc. le phénomène de sapement des oueds peut provoquer parfois des mouvements de sol d'où la nécessité de désigner les zones tampon par la mesure de la distance qui sépare le drain de la zone vulnérable (**Fig. VII.9**). Dans cette carte on présente les drains avec des tranches de distances par pas de 200m. En effet, on distingue dix classes (**Tableau VII.11**). La distance inférieure à 200 m est la plus susceptible aux glissements quant à la plus éloignée, elle est la moins susceptible.

**Tableau VII.11** matrice de corrélation des paires du réseau de drainage (Manchar et al. 2019).

<i>Distance au drainage</i>						
						<i>Poids</i>
<i>0-200</i>	1					0.300006
<i>200-400</i>	0.778	1				0.233336
<i>400-600</i>	0.889	0.714	1			0.166666
<i>600-800</i>	0.333	0.429	0.6	1		0.1

<b><i>800-1000</i></b>	0.111	0.143	0.2	0.333	1							0.33332
<b><i>1000-1200</i></b>	0.111	0.143	0.2	0.333	1	1						0.33332
<b><i>1200-1400</i></b>	0.111	0.143	0.2	0.333	1	1	1					0.33332
<b><i>1400-1600</i></b>	0.111	0.143	0.2	0.333	1	1	1	1				0.33332
<b><i>1600-1800</i></b>	0.111	0.143	0.2	0.333	1	1	1	1	1			0.33332
<b><i>1800-2000</i></b>	0.111	0.143	0.2	0.333	1	1	1	1	1	1		0.33332

---

***Consistency Ratio: 0.000032***

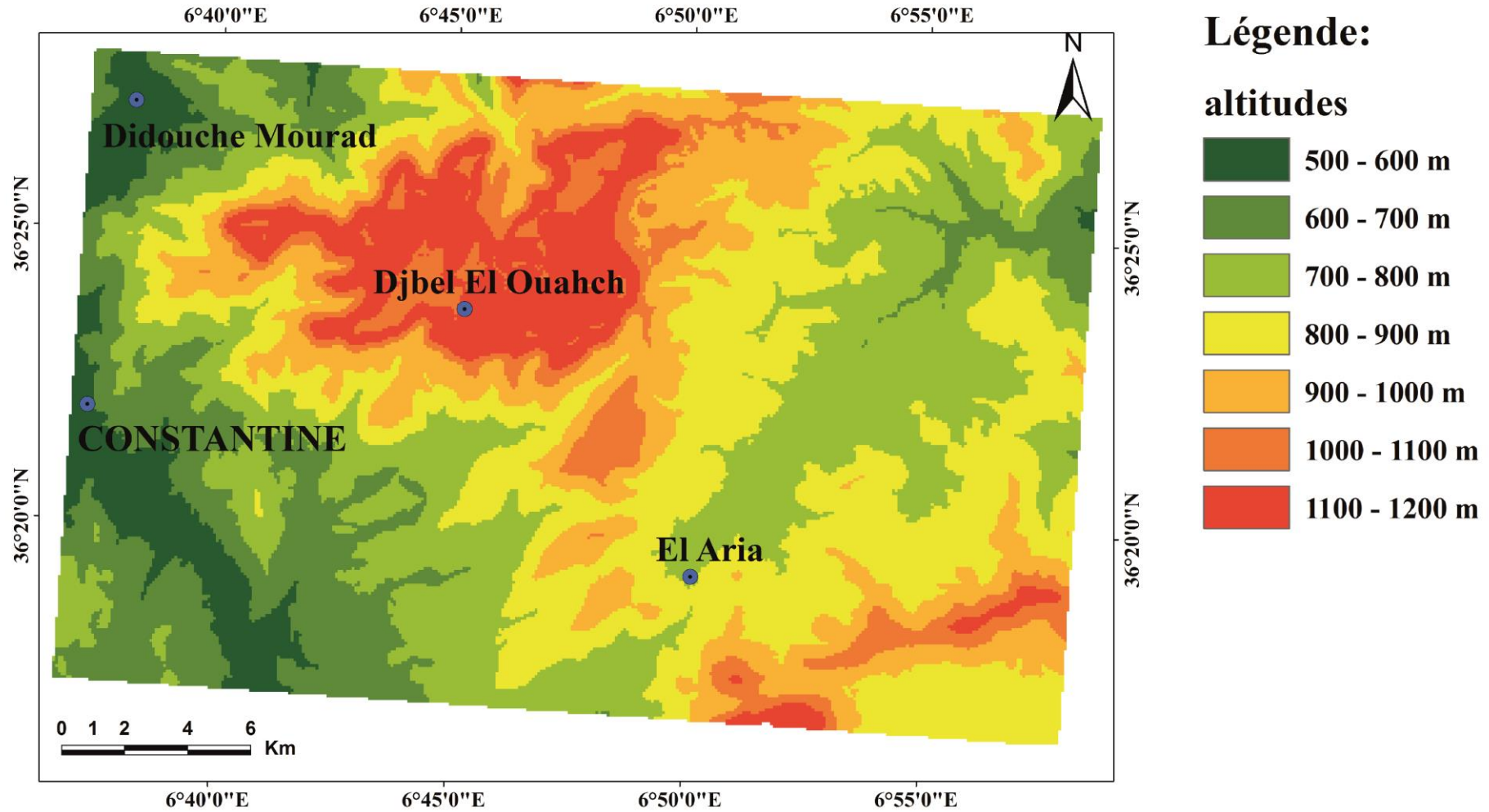


Figure VII.8 Carte Hypsométrique de la région d'El Aria 1/50000 (Manchar et al, 2019).



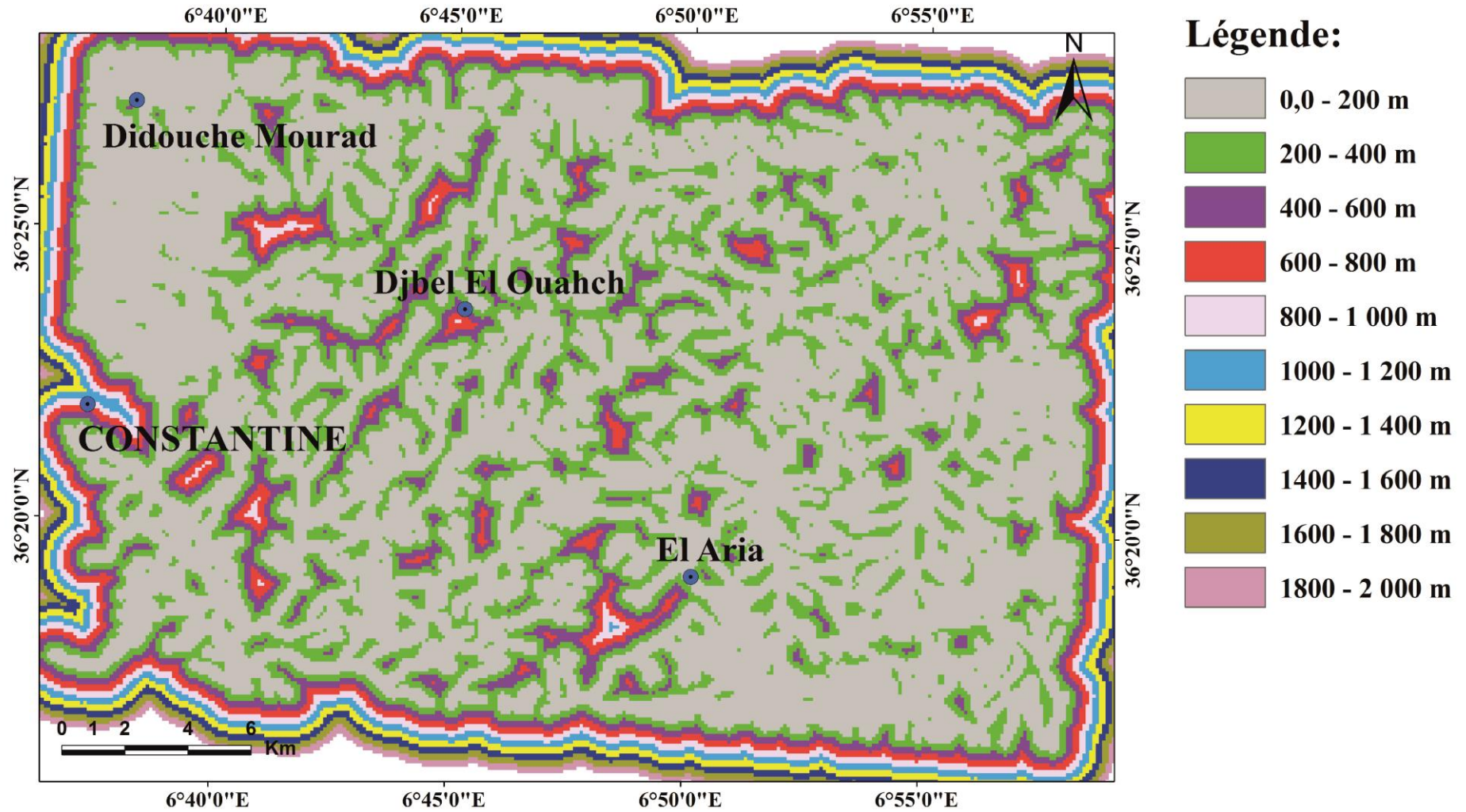


Figure VII.9 Carte de densité du réseau hydrographique de la région d'El Aria 1/50000 (Manchar et al, 2019).

## VII.2.2 Interprétations des Données et Discussions

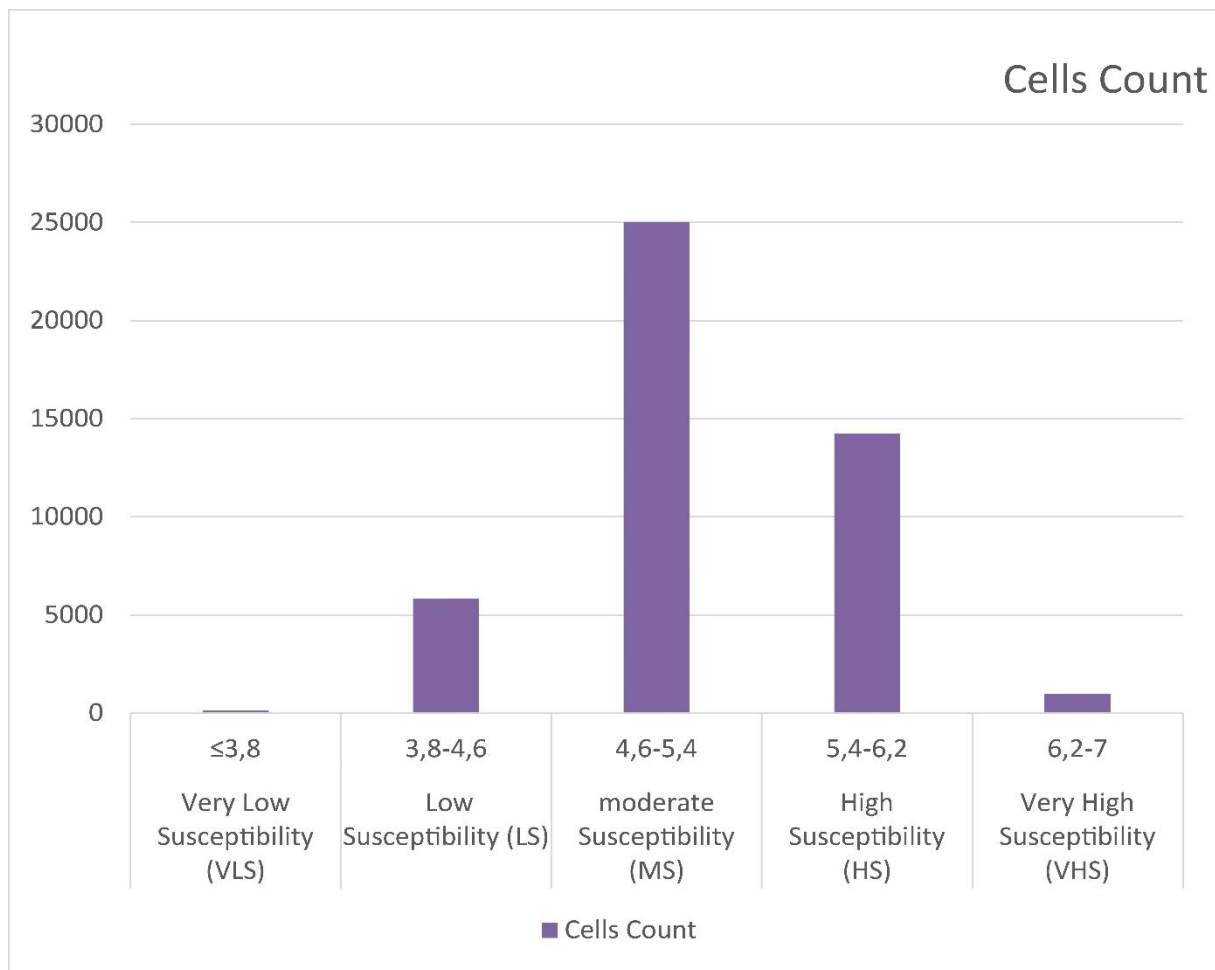
La carte finale de susceptibilité au glissement de terrain a été obtenue par l'application de la méthode AHP selon la formule :

$$LSI = \sum (W_i \times R_i)$$

Le LSI représente la susceptibilité relative de l'occurrence du glissement de terrain ; donc, l'indice est d'autant plus élevé que le site est potentiellement instables. L'effectif global des valeurs a été alors reclassifié en 5 classes, représentant les différentes zones de susceptibilité au glissement sur la carte ; ce sont, les zones de TFS, FS, MS, FS, TFS (**Fig. VI. 10,11**). Les pourcentages d'extension relatifs des zones représentant les différentes susceptibilités sont présentées dans le tableau ci-dessous (**Tableaux VII. 12**).

**Tableaux VII. 12 distribution des points de glissement de terrain dans les classes de susceptibilité au glissement de terrain et le rapport de fréquence associé à chaque classe.**

Susceptibility Class	Susceptibility Index	Area percentage	Landslide Point location number	Fréquency Ratio (FR)	Cells Count
Very Low Susceptibility (VLS)	≤3,8	0,30%	_ (0%)	0	139
Low Susceptibility (LS)	3,8-4,6	12,61%	1 (2,32%)	0,3172	5829
moderate Susceptibility (MS)	4,6-5,4	54,15%	13 (30,23%)	0,6648	25030
High Susceptibility (HS)	5,4-6,2	30,84%	23 (53,5%)	1,5564	14254
Very High Susceptibility (VHS)	6,2-7	2,10%	6 (14%)	5,7143	970



**Figure VII. 10 distributions des pixels selon les classes de susceptibilité (Manchar et al, 2019)**

Selon les données présentées dans ce tableau, il est clairement mentionné qu'environ 75% de la surface totale sont classées comme étant TFS.

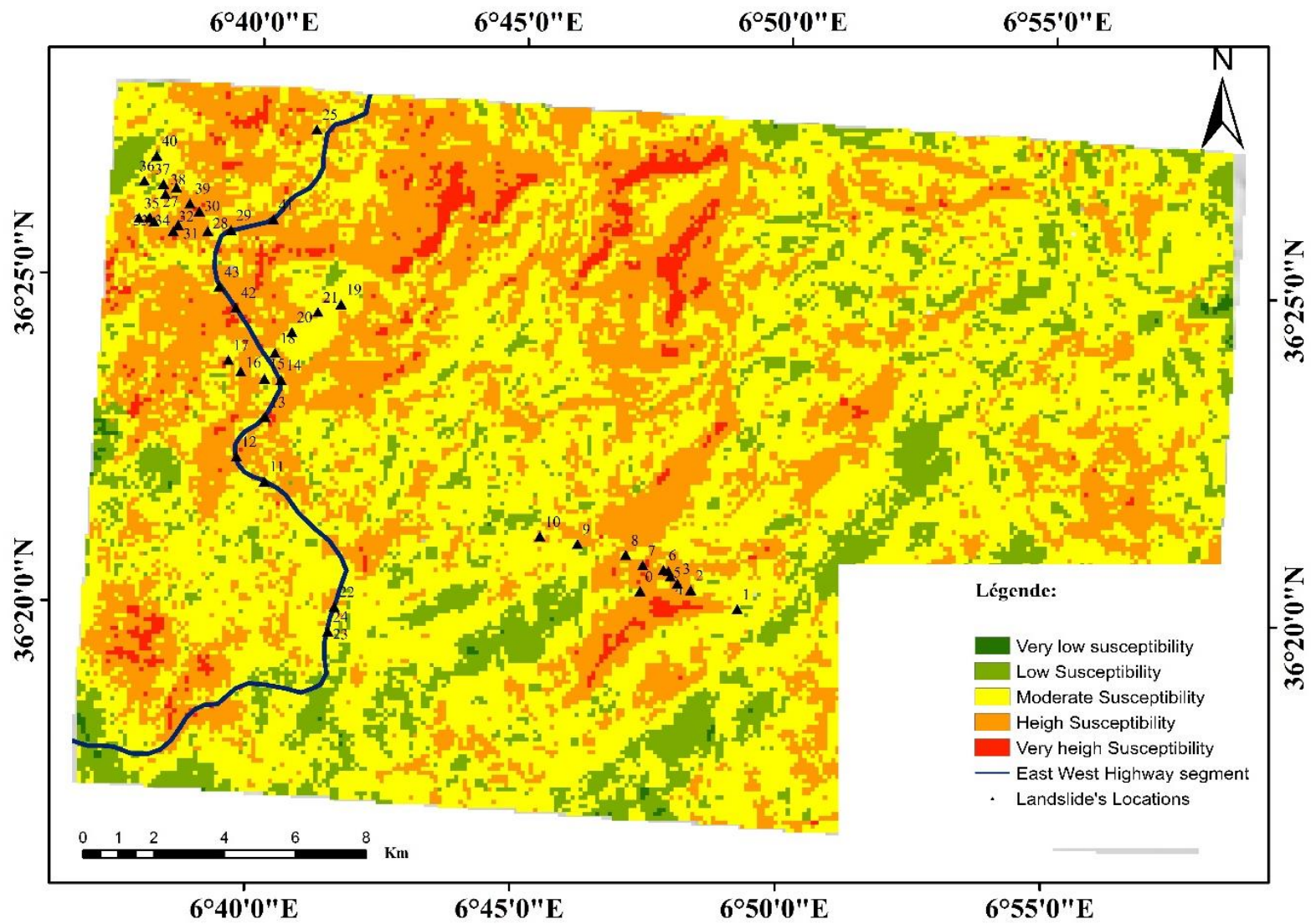
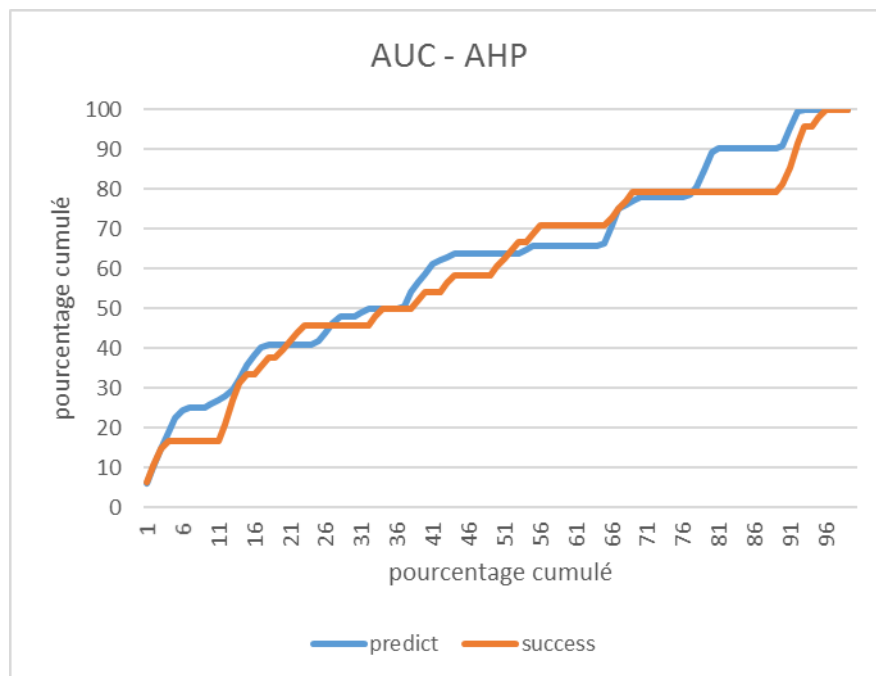


Fig. VII.11 Carte de susceptibilité aux glissements de terrain de la région d'El Aria (Manchar et al, 2019)

### VII.3 Validations des résultats

Pour tester la compatibilité du modèle et déterminer sa capacité de prédiction, la méthode de l'aire sous la courbe (AUC) a été utilisée (Zweig & Campbell 1993). En général, cette approche compare la carte de l'inventaire des glissements de terrain connus avec la carte de sensibilité. La plage de l'aire sous la courbe ROC varie entre 0 et 1 pour un bon ajustement, tandis que les valeurs proches de 1 étant parfaites et le coup 0.5 définissant une approximation stochastique (Hanley & McNeil 1983). L'AUC est connue comme le meilleur indicateur pour réussir à différencier les zones de glissements de terrain possibles des régions sans glissements de terrain prévisibles (Lee 2005). Dans l'évaluation de la courbe AUC, la sensibilité (le taux de vrais positifs est la part des faux positifs sur le total des positifs réels) et la 1-Spicificité (le taux de faux positifs est la part des faux positifs sur le total des négatifs réels) a été réalisée pour la validation du modèle.

La valeur AUC est de 0,61 et 0,59 (**Fig. VII.12**), indique la bonne capacité d'une fonction à distinguer correctement les groupes en échec et non défailtants dans l'échantillon utilisé pour construire le modèle, ce qui signifie que le taux de réussite total est de 0,59.



**Fig. VII. 12** Courbes des caractéristiques de fonctionnement du récepteur (ROC) représentant la qualité du modèle AHP utilisé (Manchar et al, 2019).

### VII.4 Conclusion

Les glissements de terrain, comme les autres risques géologiques, sont difficiles à prévoir. Cependant, on peut palier à cela par la cartographie de la susceptibilité à ce phénomène.

Dans cette étude, le processus de hiérarchie analytique a été utilisé, et une carte de susceptibilité est réalisée pour la partie orientale de Constantine. Pour ce faire, neuf (9) facteurs responsables de glissements de terrain ont été considérés. En utilisant la technique AHP, une évaluation de ces facteurs a été appliquée, et des poids de facteurs et des degrés d'importance (poids de classe) ont été attribués à chacun des facteurs associés. Les facteurs les plus influents sur l'activité des glissements de terrain en fonction de leurs poids associés sont les précipitations (0,14), la lithologie (0,15) et l'angle de pente (0,13).

La carte de susceptibilité obtenue montre que les zones de susceptibilité élevée et très élevée couvrent environ 33% de la zone, tandis que 13% seulement ont été classées comme étant les zones à faible et très faible sensibilité. Environ 54% de la zone est une zone de sensibilité modérée, le facteur anthropique ou les facteurs déclenchant (fortes pluies et tremblement de terre) sont suffisants pour reclasser la zone correspondante dans la classe de sensibilité élevée. La carte a été vérifiée à l'aide des données de localisation des glissements de terrain existantes basées sur la méthode de la surface sous courbe (ROC) à partir de laquelle la précision de prédiction de 61% a été obtenue.

**CHAPITRE VIII: *Cartographie de la susceptibilité en  
utilisant les méthodes statistiques***  
*(rapport des fréquences « FR », evidence de poids « Wofe »  
et valeur informative « IV »).*

## **VIII. Cartographie de la susceptibilité en utilisant les méthodes statistiques (rapport des fréquences « FR », évidence de poids « Wofe » et valeur informative « IV »).**

### **VIII. 1 Matériel et méthodologie**

#### **VIII. 1.1 Caractéristiques des glissements et la carte d'inventaire**

L'élaboration de la carte d'inventaire est l'étape la plus importante dans la cartographie au susceptibilité aux glissements de terrain. Elle offre la distribution spatiale des différents mouvements de terrain et leurs caractéristiques. La carte d'inventaire de la région d'étude (**Fig. VIII. 1**) a été préparée à l'échelle 1/5000, à partir des enregistrements historiques de ces mouvements de l'Agence Nationale des Autoroutes (ANA), des Photo aériennes, de photos satellites de grande résolution, travaux de terrain et observations et la consultation de différents documents existants dans la littérature. Photo satellite panchromatique image (**Fig. 2a**) avec une résolution of 2.5m prise en 2007 à l'échelle 1:10000. L'image satellite Google Earth prise entre 2009 et 2011 est utilisée pour la détection visuelle des instabilités dans la zone d'étude.

81 glissements ont été cartographié (1 transrationalnel, 1 solifluxion, 1 coulée, et 78 sont rotationnels). Ces instabilités présentent une distribution importante au Nord de la zone étudiée. Elles occupent les marnes très fracturée.

Dans cette modélisation, les mouvements inventoriés, sont séparés aléatoirement de : 70% (57 glissement) pour la modélisation et 30% (soit 24 glissements) pour la validation (Pradhan et Lee 2010) en utilisant un logiciel SIG pour la séparation automatique.

#### **VIII.1.2 Les facteurs conditionnant le glissement**

Les données utilisées dans cette recherché sont : l'image satellite (Landsat-7 TM (Résolution de 30 m), photos aériennes, carte géologique et des cartes topographiques.

Les courbes de niveau à 10 m ont été préparées et digitalisé à partir de la carte topographique aux 1/50000 pour générer le MNT en utilisant un logiciel SIG. Elévation, la pente, et exposition des versants ont été extraits du MNT de 30 m de résolution (**Fig. VIII. 1**).



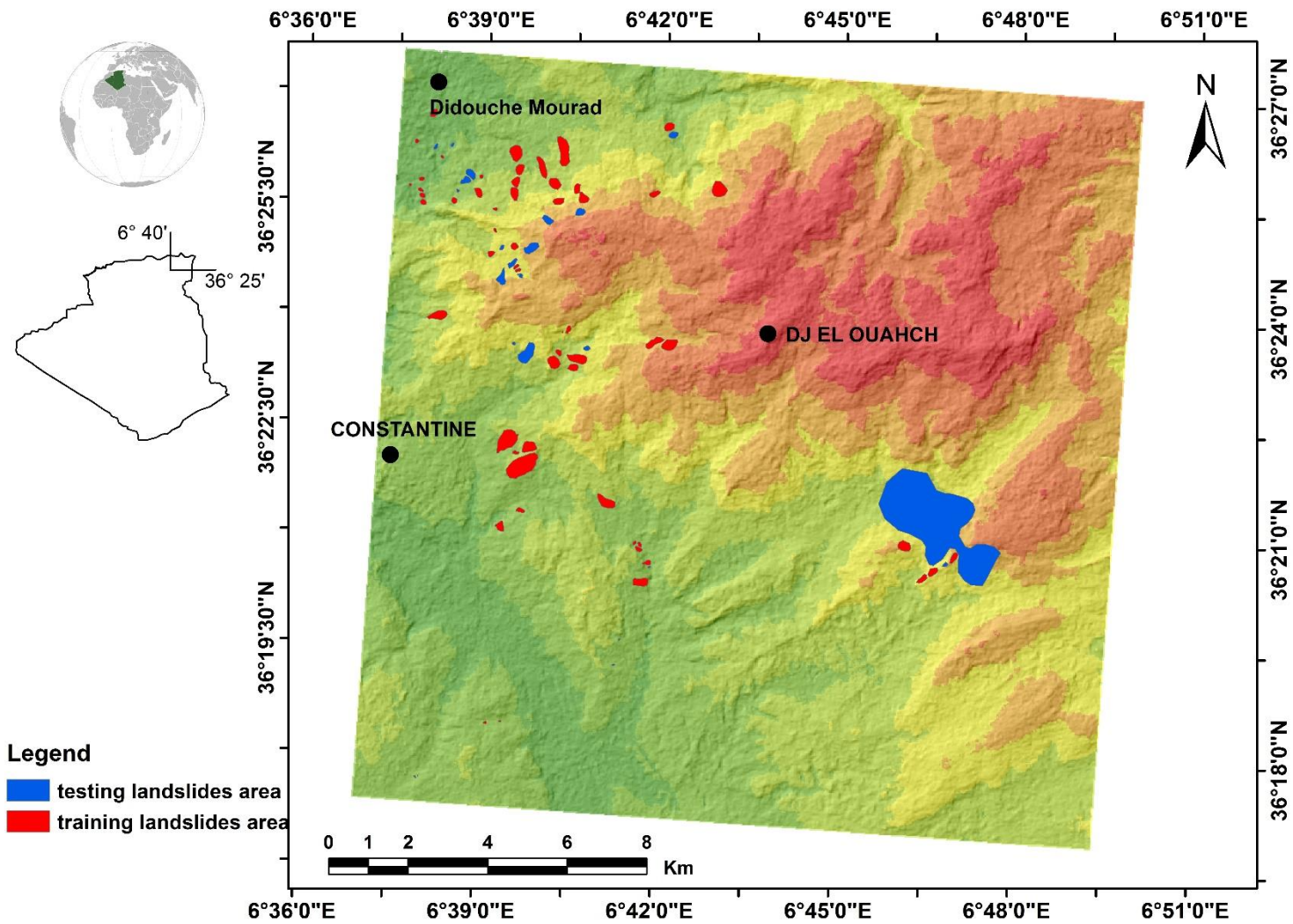


Figure VII. 1 La carte des glissements inventoriés de la zone d'étude

**a- Lithologie**

Les facteurs géologiques jouent un rôle important dans les ruptures de pente et par conséquent dans l'évaluation de la sensibilité aux glissements de terrain. La carte lithologique de la zone d'étude (**Fig. VIII.3**) était défini par la numérisation de la formation d'affleurements de «El Carte géologique Aria »(No 74) éditée par l'Agence Algérienne d'études géologiques (ASGA). La zone d'étude est subdivisée en sept groupes lithologiques.

**b- La pente**

Le facteur intrinsèque le plus important influençant la stabilité des versants est la pente. De ce fait, les pentes de la zone d'étude ont été classé en 7 classe (**Fig. VIII.4**)

**c- L'exposition des versants**

L'exposition des versants joue un rôle important dans le contrôle de certains facteurs climatiques connexes tels que la pluie, humidité du sol et intempéries. La carte d'exposition a été classée en huit classes principales, avec l'ajout de terrains plats (**Fig. VIII. 5**).

**d- L'altitude**

Dans de nombreuses études portant sur la susceptibilité aux glissements de terrain, l'altitude était considérée comme un facteur influent de la stabilité des pentes (Guzzetti et al. 2005). L'élévation de la zone d'étude a été divisée en sept catégories basées sur un intervalle de 100 m (**Fig. VIII. 6**).

**e- Distance aux Failles**

Les failles jouent un rôle important dans l'initiation des glissements de terrain. Sur la base de failles, plis et fractures numérisés, la carte des distances aux failles a été classée en huit longueurs de 400 à 3200 m, par pas de 400 m, avec une neuvième catégorie supplémentaire pour les distances supérieures à 3400 m (**Fig. VIII. 7**).

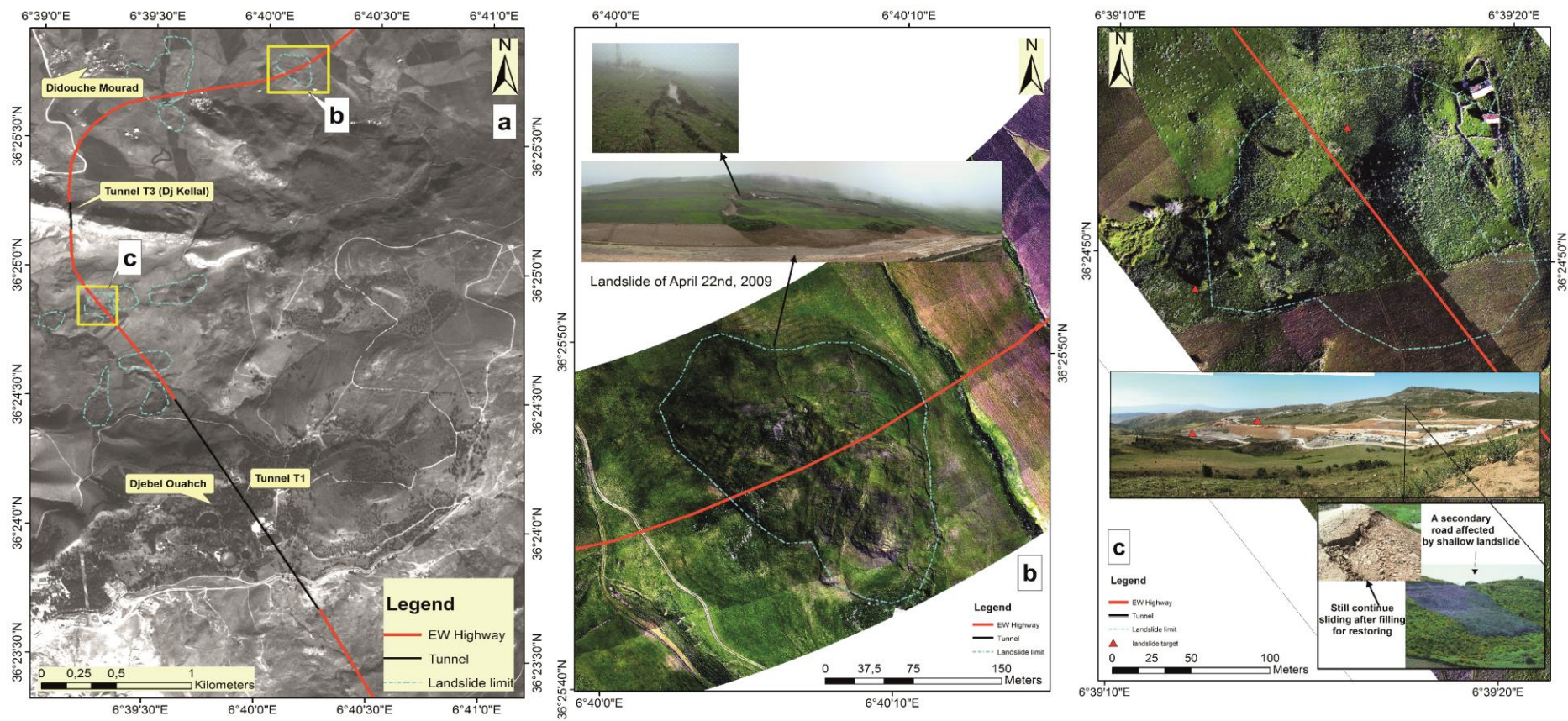


Figure VIII. 2 la cartographie des instabilités à partir des photographies aériennes.

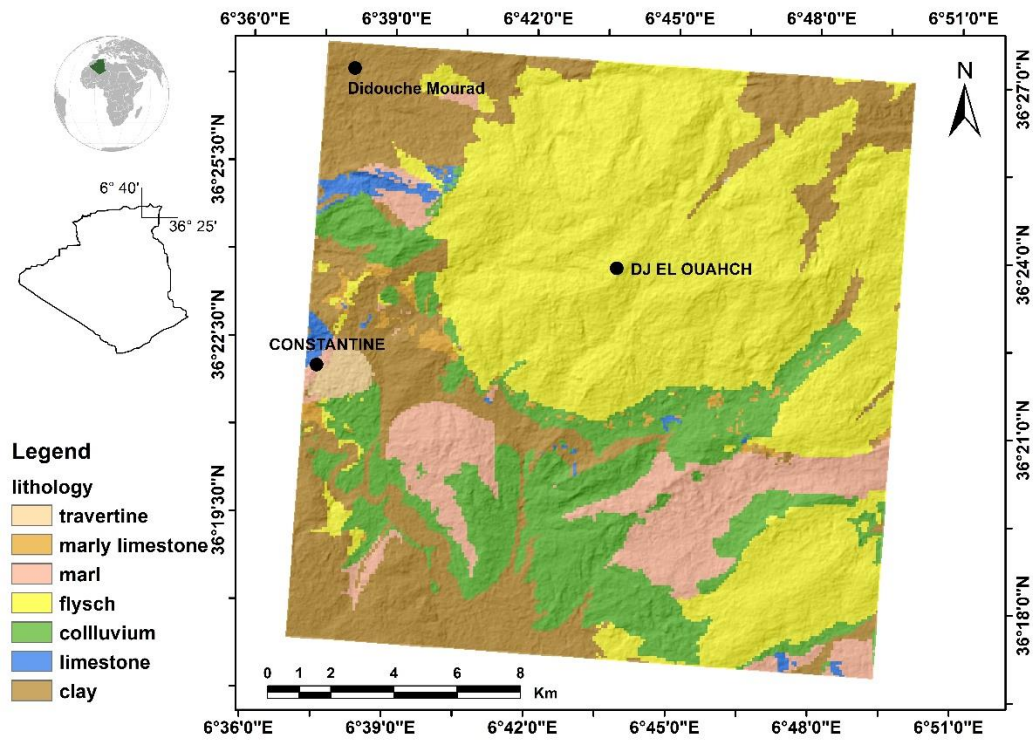


Figure VIII. 3 La lithologie de la zone d'étude

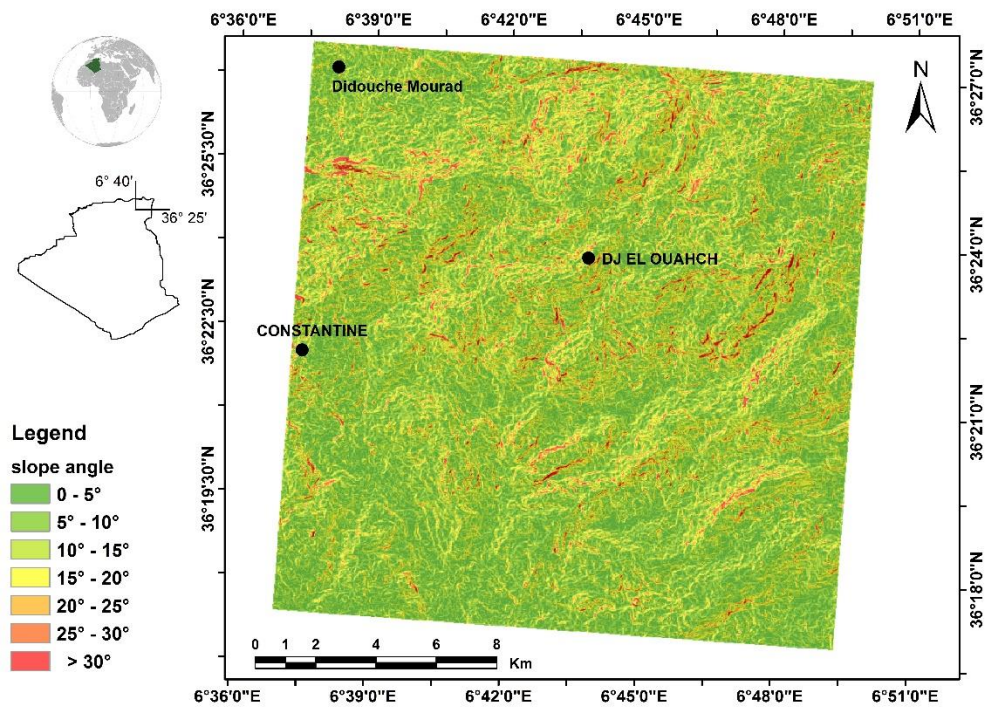


Figure VIII. 4 La pente de la zone d'étude

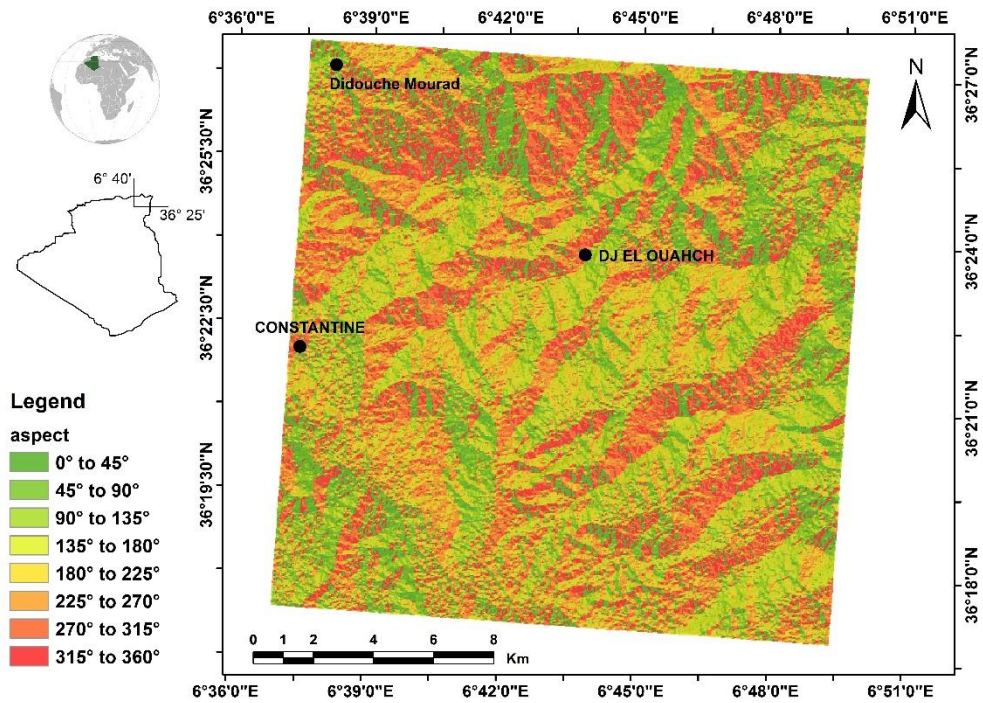


Figure VIII. 5 L'exposition de la zone d'étude

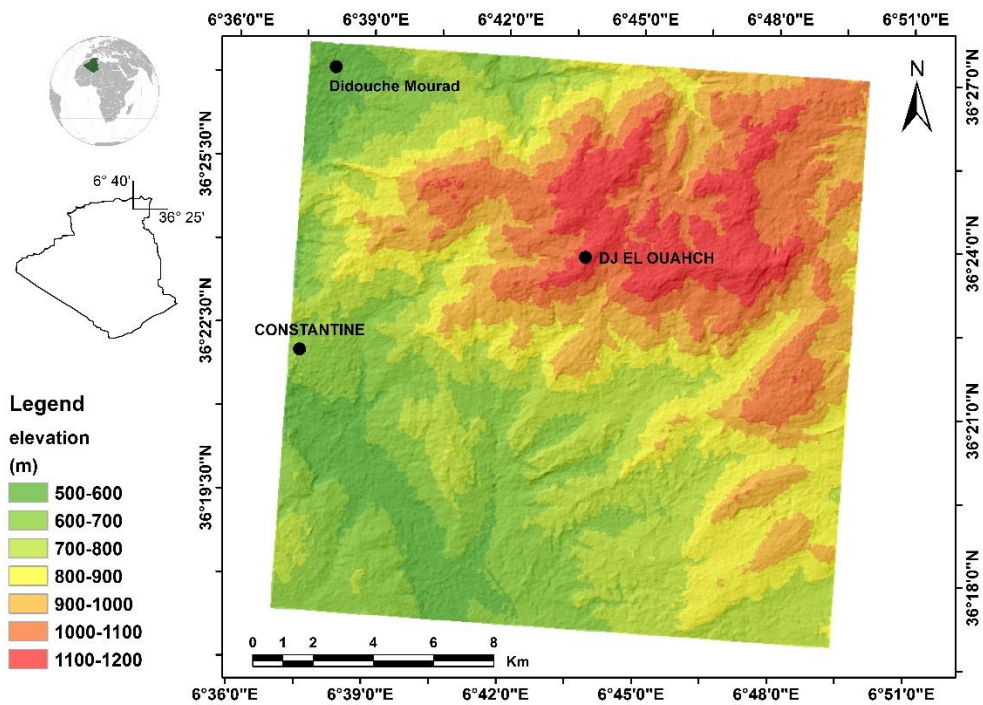


Figure VIII. 6 L'altitude de la zone d'étude

**f- Distance aux cours d'eau et densité des sources d'eau**

Le réseau hydrographique est un facteur important contrôlant les glissements de terrain, car son action d'érosion est caractérisée principalement par les sapements de berges. La distance au ruisseau était classée en quatre longueurs de 200 à 800 m, par pas de 200 m, avec une cinquième catégorie supplémentaire > 1000 m (**Fig. VIII. 8**). La carte l'interprétation de la densité du noyau des sources d'eau a été traitée à partir de la cartographie des sources existantes sur le terrain (**Fig. VIII. 9**).

**g- Précipitation**

Le facteur de déclenchement le plus important influençant la stabilité des versants est la pluviométrie. La carte de la pluviométrie moyenne annuelle a été obtenue à partir du poids de distance inverse (IDW) par l'interpolation des données de cinq stations hydroclimatiques (Constantine, Hama Bouziane, Ain El Bey, Fourchi et Bir Drimil) sur une période de 32 ans. La zone d'étude obtient des précipitations de 500 à 650 mm de pluie (**Fig. VIII. 10**).

**h- Indice de végétation (NDVI)**

Le couvert végétal est un facteur influençant dans la stabilité des versants (**Fig. VIII.11**). La vulnérabilité d'un versant ou d'un talus est observée à travers la densité de ce couvert végétal ou on a discriminé les zones forestières et fortement boisées de celle non boisées.

$$\text{NDVI} = (\text{PIR} - \text{R}) / (\text{PIR} + \text{R})$$

Où PIR et R sont respectivement la réflectance observée de la bande proche infrarouge et rouge du spectre électromagnétique.

**VIII.1.3 Méthodologie**

Dans cette recherche, FR, WofE, and WF ont été utilisés pour élaborer une carte de susceptibilité "LZS" de la région Ouest de la feuille d'El Aria au 1/50000 basé sur les systèmes SIG. Ces systèmes sont largement recommandés pour plans d'aménagement et des extensions urbaines et la gestion des plans d'occupation des sols. Pour évaluer la consistance de la méthode, dite ROC ou AUC (the area Under the Curve) of the Receiver Operating Characteristics (ROC), can be calculated and discussed in the validation section using Excel software. Toutes les cartes LZSs ont été classées en 5 principales classes. Ce type de regroupement de classes servira pour une bonne interprétation des cartes.

**VIII.1.3.1 Les poids en évidence (Weight of evidence "WofE")**

The WofE est le log-linear du modèle de probabilité Bayesian pour l'évaluation de la susceptibilité aux glissements de terrain qui utilise l'occurrence aux glissements comme étant des points de test afin de dériver des données sortantes prédictifs (Pardeshi et al., 2013). Cette méthode a été utilisée au sud des Alps (Thiery, 2007), et le SO d'Allemagne (Neuhäuser et al., 2012). Cette méthode utilise le modèle de

probabilité Bayesian en log-linear pour estimer l'importance relative de l'évidence par des moyens statistiques (van Westen, 2008; Pradhan et al., 2010). La formule s'écrit

$$P(A|B) = P(B|A) * \frac{P(A)}{P(B)} \quad (2)$$

Basé sur la présence ou non du glissement (A) dans la zone étudiée Cette méthode calcule le poids de chaque facteur prédictant le glissement (B) (Vakhshoori et al. 2016, van Westen, 2002, Bonham-Carter, 1994, Lee et al. 2004) et s'écrit comme

$$W_i^+ = \ln\left(\frac{P\{B|A\}}{P\{\bar{B}|A\}}\right) \quad (3)$$

$$W_i^- = \ln\left(\frac{P\{B|\bar{A}\}}{P\{\bar{B}|\bar{A}\}}\right) \quad (4)$$

où P est la probabilité et ln est log, B est la présence des facteurs prédictifs de glissements potentiels,  $\bar{B}$  et l'absence de facteurs prédictifs d'un glissement potentiel, A est la présence et  $\bar{A}$  est l'absence de glissements. le poids positif ( $W^+$ ) et poids négatif ( $W^-$ ) montre une corrélation positive ou négative entre les facteurs qui causent le glissement et le glissement, respectivement. Le poids contrasté et la différence entre  $W^+$  et  $W^-$  :  $C = W^+ - W^-$ , le facteur C reflète la corrélation spatiale entre les glissements et les facteurs qui causent les glissements désirés.

### VIII.1.3.2 Weighting factor (Information Value)

La valeur informative (weighting factor 'WF') est une méthode statistique bivariée (Cevik and Tepal 2003). Cette approche a été proposée par la première fois par (Yin and Yan (1988) et modifiée par Van Westen (1993). Dans ce modèle, le poids de la classe du facteur est défini comme étant un logarithme naturel de la densité des glissements dans la classe divisée par la densité des glissements dans la surface totale; WF est construite comme suit (Van Westen, 1993):

$$S_{if} = \ln\left(\frac{D_{if}}{D}\right) = \ln\left[\frac{(N_{if}/P_{if})}{(N/P)}\right] \quad (5)$$

où:

$S_{if}$  est le poids donné pour certaines classes  $i$  du facteur  $f$ .  $D_{if}$  est la densité des glissements à l'intérieur de la classe  $i$  du facteur  $f$ .  $D$  est la densité à l'intérieur de la surface totale.  $N_{if}$  est le nombre de glissements dans la classe  $i$  du paramètre  $f$ .  $P_{if}$  est le nombre de pixels dans la classe  $i$  du facteur  $f$ .  $N$  est l'ensemble des glissements à l'intérieur de la zone d'étude.  $P$  est les pixels totale à l'intérieur de la zone d'étude.

### VIII.1.3.3 Rapport des fréquences (Frequency ratio)

La méthode des fréquences souvent utilisée aux domaines des risques naturels (Yilmaz 2009, Lee and Pradhan, 2006, Bourenane et al. 2016). Cette méthode permet La méthode FR permet de dériver des relations spatiales entre les glissements de terrain et les facteurs de distribution. The FR est le rapport entre les glissements dans la classe du facteur et le pourcentage de la superficie dans la même classe, la carte est conçue par le calcul par la sommation de chaque rapport de facteur.

$$LSZ = \sum_{i=1}^n FR_i \quad (6)$$

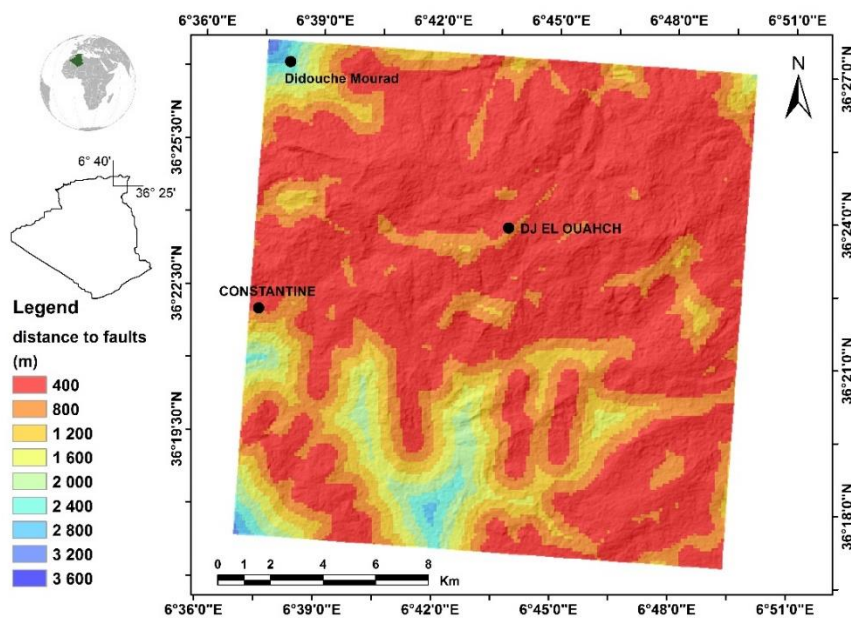


Figure VIII. 7 L'altitude de la zone d'étude

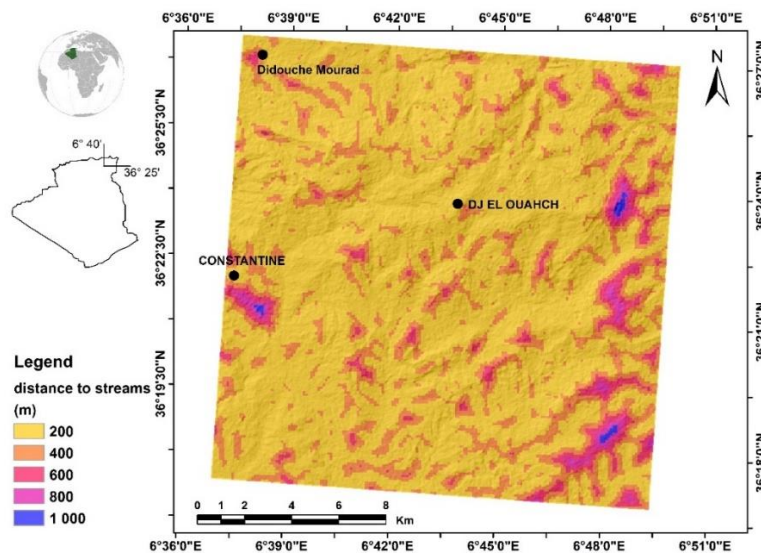




Figure VIII. 8 Distance au réseau hydrographique de la zone d'étude

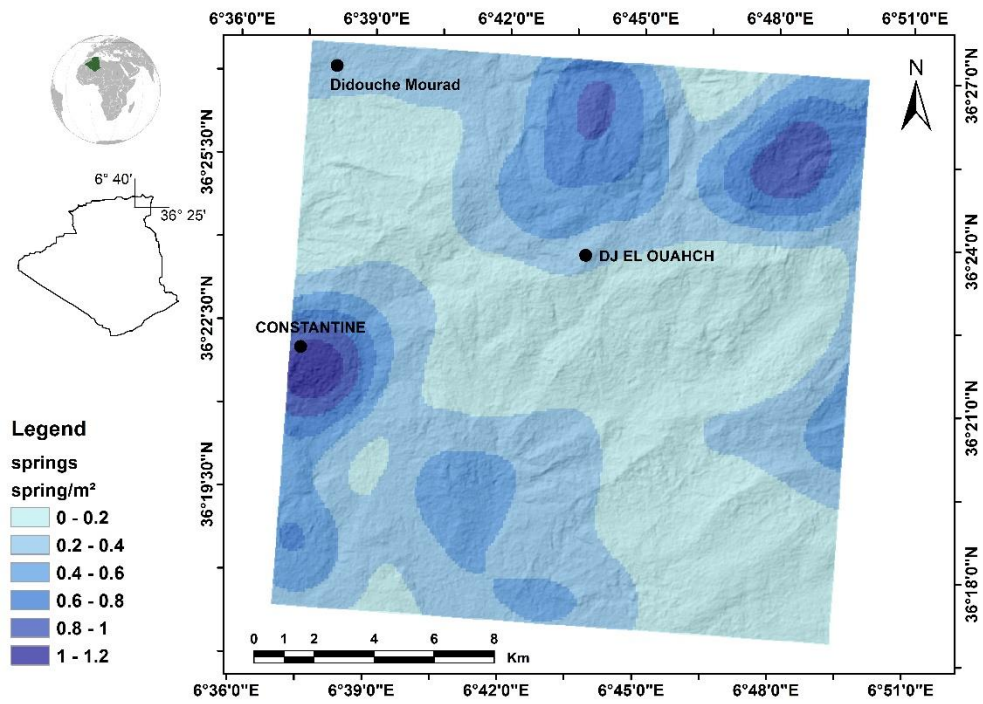


Figure VIII. 8 Densité des sources d'eau dans la zone d'étude

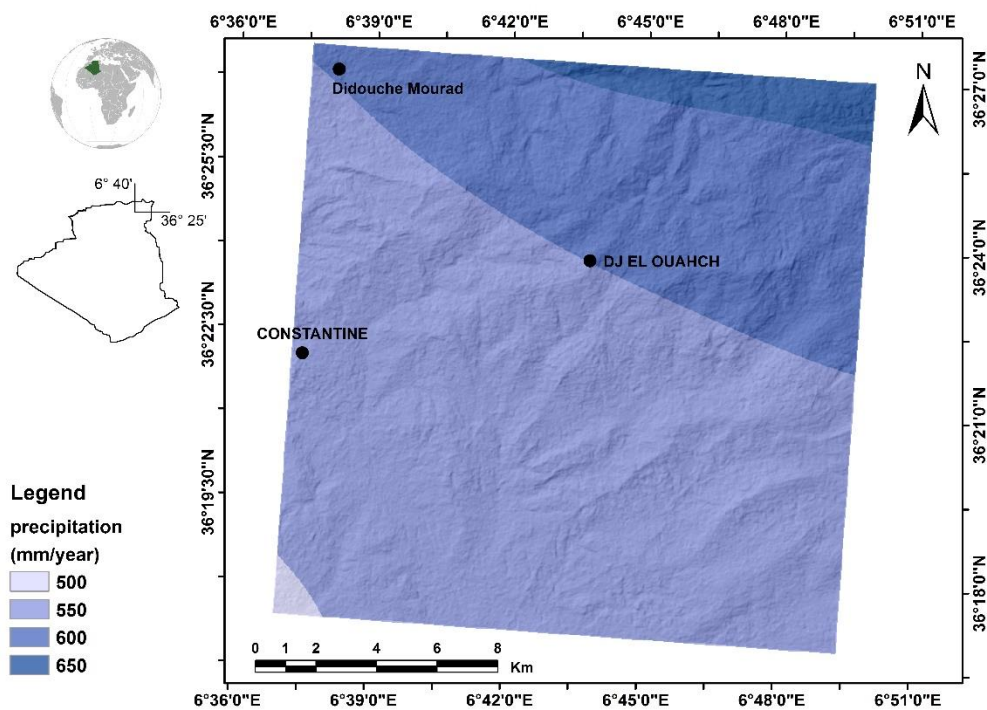


Figure VIII. 10 Précipitation de la zone d'étude

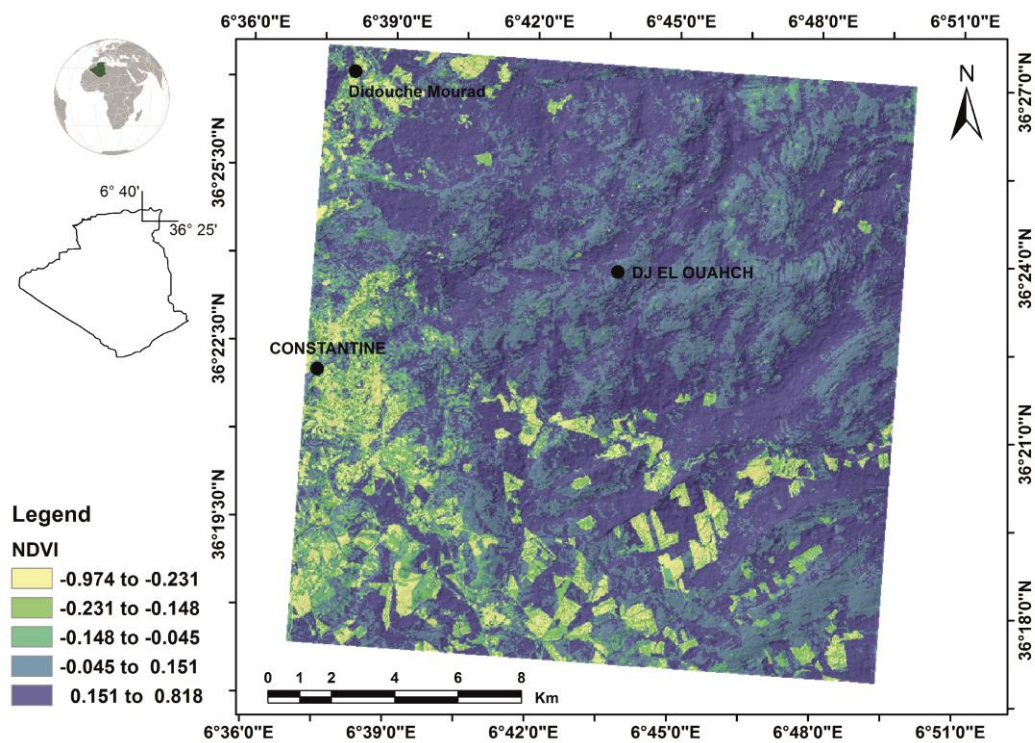


Figure VIII. 11 Indice de végétation de la zone d'étude

## VIII.2 Résultats et validation

### VIII.2.1 Relation spatiale entre les facteurs causatifs

Les cartes aux susceptibilités aux glissements de terrain montrent des similitudes remarquables entre les 3 méthodes (**Fig. VIII. 12**).

Le tableau VIII.1 donne la classification de tous les facteurs intervenant dans le glissement cités ci-dessus afin de donner des poids indiquant le degré d'importance de chaque classe. Cela est représenté dans les colonnes 7, 10 et 13.

D'après le tableau VIII.1, la relation entre les glissements de terrain et le gradient de pente montre que la plupart des glissements de terrain observé pour les pentes  $> 30^\circ$ . Cela signifie qu'il existe une bonne corrélation entre l'angle de pente et l'occurrence des glissements de terrain. Par contre, il n'y a pas de corrélation entre l'élévation et l'occurrence des glissements de terrain. Pour l'exposition des versants, les classes les plus sensibles sont N et SW. Concernant le facteur de densité des sources d'eau, la classe la plus appropriée est 0.8–1. Dans le cas du facteur NDVI, la susceptibilité augmente progressivement avec la diminution dans les valeurs NDVI. La relation entre la lithologie et l'inventaire des glissements de terrain de la zone d'étude montre que les glissements de terrain s'est produit principalement dans (i) l'argile mio-pliocène et Numidien, marne de l'unité tellienne et marne argileuse de Priabonien, dépôts superficiels et colluvions actuels et (ii) le flysh de l'unité numidienne. Concernant le facteur pluviométrie, les classes supérieures à 550 mm sont les plus susceptibles. La

relation entre les occurrences de glissements de terrain et la distance aux failles et au réseau hydrographique montre qu'un grand nombre des glissements de terrain ont été observés dans la zone avec une distance moins de 400 m et 200 m, respectivement.

### **VIII.2.2 La cartographie à la susceptibilité**

Les LSM produits des trois méthodes (**Fig. VIII. 12**) étaient subdivisé en cinq classes hiérarchiques (très faible, faible, modérée, élevée et très élevée) en utilisant le classificateur NB. Les zones de très forte sensibilité sont situées dans le nord-ouest et SE de la zone d'étude s'étalant sur 22% (IV), 19% (WoE) et 9% (FR) de la superficie totale. La sensibilité modérée a une distribution étroite avec 21,59% (IV), 25,17% (WoE) et 29,49% (FR) de la superficie totale. Enfin, le faible à très faible sensibilité se propage dans le N, le NE et le SO de la zone d'étude dans la moyenne de 24,1% (IV), 27% (WoE) et 39,35% (FR).

Table VIII. 1 Relation spatiale entre les facteurs causant les glissements et les glissement en utilisant les trois méthodesWF, WofE and FR.

Factor	Classes	Nbre de Pixels par classe	glissement (Nbre de pixels par classe)	Weighting Factor			Frequency Ratio		Weight of Evidence			
				index statistique( Wi)	Wf par classe	Weig hting facto r (Wf)	% de la surface totale (a)	% de la surface des glissements(b)	Rappo rt de Frequ ence ratio (b/a)	W+	W-	C
(A) Lithologie	Flysch	8395	8395	-0.343	-28.61	83.5	45.52	32.31	0.71	-0.357	0.383	-0.740
	Argile	7450	7450	0.175	14.61		24.07	28.67	1.19	0.184	1.096	-0.911
	Marne	5188	5188	0.710	59.29		9.81	19.97	2.03	0.762	2.150	-1.388
	Colluvion	4950	4950	0.075	6.22		17.68	19.05	1.08	0.078	1.525	-1.447
	Calcaire marneux	0	0	0.000	0.00		1.09	0.00	0	-	-	-
	Calcaire	0	0	0.000	0.00		1.13	0.00	0	-	-	-
	Travertin	0	0	0.000	0.00		0.70	0.00	0	-	-	-
(B) Angle de pente (°)	0-5°	504	504	-3.156	-	100.0	45.52	1.94	0.04	-3.202	0.722	-3.924
	5-10°	7603	7603	0.195	19.54		24.07	29.26	1.22	0.206	1.089	-0.883
	10-15°	9870	9870	1.354	135.37		9.81	37.99	3.87	1.503	1.993	-0.490
	15-20°	4504	4504	-0.020	-1.99		17.68	17.33	0.98	-0.021	1.541	-1.562
	20-25°	2207	2207	2.053	205.31		1.09	8.49	7.79	2.451	4.829	-2.377
	25-30°	678	678	0.842	84.15		1.13	2.61	2.32	0.908	4.527	-3.619
	>30°	618	618	1.219	121.93		0.70	2.38	3.38	1.342	5.057	-3.715
(C) Précipitation (mm)	500	0	0	0.000	0.00	74.6	0.51	0.00	0	-	-	-
	550	22019	22019	0.226	16.86		67.60	84.74	1.25	0.238	-1.476	1.715
	600	3964	3964	-0.606	-45.25		27.98	15.26	0.55	-0.628	1.086	-1.715
	650	0	0	0.000	0.00		3.91	0.00	0	-	-	-
(D) Distances des failles (m)	0-400	17409	17409	0.070	7.04	100.0	62.44	67.00	1.07	0.074	-0.634	0.708

	<b>400-800</b>	8377	8377	0.491	49.06		19.74	32.24	1.63	0.522	1.264	-0.743
	<b>800-1200</b>	22	22	-4.670	-		8.89	0.08	0.01	-4.716	2.372	-7.089
	<b>1200-1600</b>	88	88	-2.616	-		4.63	0.34	0.07	-2.659	3.025	-5.684
	<b>1600-2000</b>	88	88	-2.085	-		2.73	0.34	0.12	-2.127	3.558	-5.684
	<b>2000-2400</b>	0	0	0.000	0.00		1.15	0.00	0	-	-	-
	<b>2400-2800</b>	0	0	0.000	0.00		0.34	0.00	0	-	-	-
	<b>2800-3200</b>	0	0	0.000	0.00		0.08	0.00	0	-	-	-
	<b>3200-3600</b>	0	0	0.000	0.00		0.00	0.00	0	-	-	-
<b>( E ) Distance des Oueds (m)</b>	<b>0-200</b>	23041	23041	0.183	13.57	74.2	73.86	88.68	1.20	0.193	-1.866	2.058
	<b>200-400</b>	2942	2942	-0.612	-45.38		20.87	11.32	0.54	-0.634	1.425	-2.058
	<b>400-600</b>	0	0	0.000	0.00		4.12	0.00	0	-	-	-
	<b>600-800</b>	0	0	0.000	0.00		0.98	0.00	0	-	-	-
	<b>800-1000</b>	0	0	0.000	0.00		0.17	0.00	0	-	-	-
<b>( F ) Elévation (°)</b>	<b>500-600</b>	1347	1347	-0.424	-25.07	59.2	7.92	5.19	0.65	-0.440	2.466	-2.906
	<b>600-700</b>	3040	3040	-0.520	-30.78		19.68	11.70	0.59	-0.540	1.481	-2.021
	<b>700-800</b>	8249	8249	0.422	24.99		20.81	31.75	1.53	0.448	1.214	-0.765
	<b>800-900</b>	8607	8607	0.811	47.96		14.73	33.12	2.25	0.873	1.575	-0.703
	<b>900-1000</b>	4453	4453	0.160	9.48		14.60	17.14	1.17	0.169	1.745	-1.576
	<b>1000-1100</b>	288	288	-2.576	-		14.55	1.11	0.08	-2.620	1.872	-4.492
	<b>1100-1200</b>	0	0	0.000	0.00		7.71	0.00	0	-	-	-
<b>( G ) NDVI</b>	<b>(-0.974026) - (0.23148)1</b>	61	61	-3.216	-35.11	10.9	5.88	0.24	0.04	-3.261	2.785	-6.047
	<b>(0.231481) - (0.148438)</b>	154	154	-3.861	-42.15		28.13	0.59	0.02	-3.907	1.216	-5.123
	<b>0.148438-0.045936</b>	508	508	-1.110	-12.11		5.93	1.96	0.33	-1.141	2.774	-3.915
	<b>0.045936-0.151899</b>	2932	2932	0.057	0.62		10.66	11.28	1.06	0.059	2.122	-2.062

<b>(H) Densité des sources d'eaux (en Km<sup>2</sup>)</b>	<b>0.151899-0.818182</b>	22328	22328	0.554	6.05		49.40	85.93	1.74	0.590	-1.220	1.810
	<b>0-0.2</b>	20887	20887	0.616	33.22	53.9	1.85	80.39	1.85	0.658	-0.752	1.411
	<b>0.2-0.4</b>	3478	3478	-0.851	-45.91		0.43	13.39	0.43	-0.879	0.988	-1.867
	<b>0.4-0.6</b>	492	492	-2.057	-		0.13	1.89	0.13	-2.099	1.850	-3.948
	<b>0.6-0.8</b>	1126	1126	-0.426	-22.99		0.65	4.33	0.65	-0.443	2.651	-3.094
	<b>0.8-1</b>	0	0	0.000	0.00		0.00	0.00	0	-	-	-
	<b>1-1.2</b>	0	0	0.000	0.00		0.00	0.00	0	-	-	-
<b>( I) exposition des versants (°)</b>	<b>0-45°</b>	7306	7306	0.922	65.77	71.3	11.18	28.12	2.51	0.998	1.937	-0.939
	<b>45-90°</b>	2162	2162	-0.157	-11.23		9.74	8.32	0.85	-0.165	2.235	-2.399
	<b>90-135°</b>	2763	2763	-0.092	-6.55		11.66	10.64	0.91	-0.096	2.032	-2.129
	<b>135-180°</b>	1622	1622	-0.760	-54.21		13.35	6.24	0.47	-0.786	1.924	-2.709
	<b>180-225°</b>	2380	2380	-0.408	-29.09		13.77	9.16	0.67	-0.424	1.870	-2.294
	<b>225-270°</b>	4074	4074	0.173	12.35		13.19	15.68	1.19	0.182	1.865	-1.682
	<b>270-315°</b>	2938	2938	-0.225	-16.07		14.16	11.31	0.80	-0.235	1.825	-2.060
	<b>315-360°</b>	2738	2738	-0.206	-14.68		12.95	10.54	0.81	-0.215	1.924	-2.139

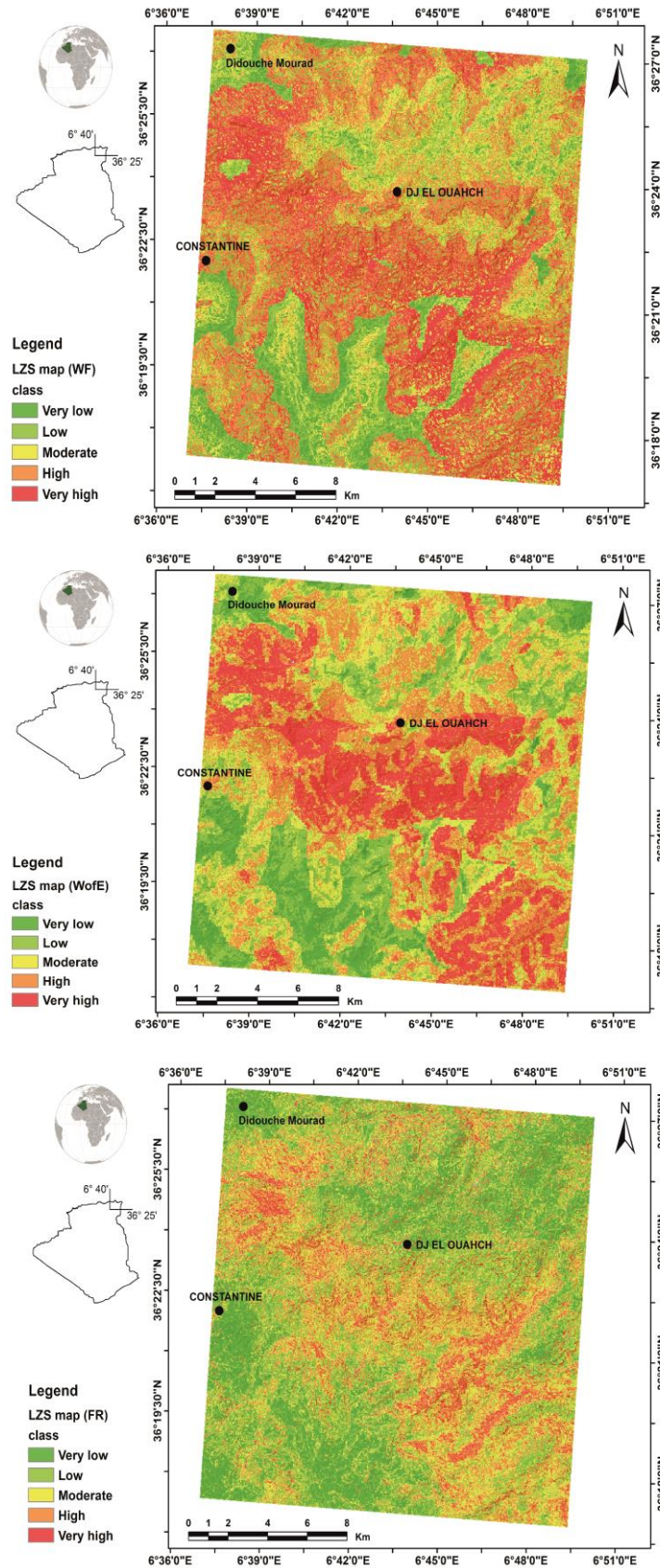


Figure VIII.12 Les cartes de susceptibilité issues des trois méthodes.

### VIII.2.3 Validation des résultats

Afin de tester la compatibilité des modèles et de déterminer leur capacité de prédiction, l'AUC (succès et taux de prédiction) a été tracée. Les taux de prédiction des méthodes FR et WoE sont comprises entre 0,7332 et 0,7907, indiquant une bonne performance des modèles, avec une légère différenciation pour le modèle WoE. En cas de succès taux, la méthode IV montre un score faible de 0,5881. Cette valeur est moins convaincante que les deux modèles restants (Fig. VIII. 13).

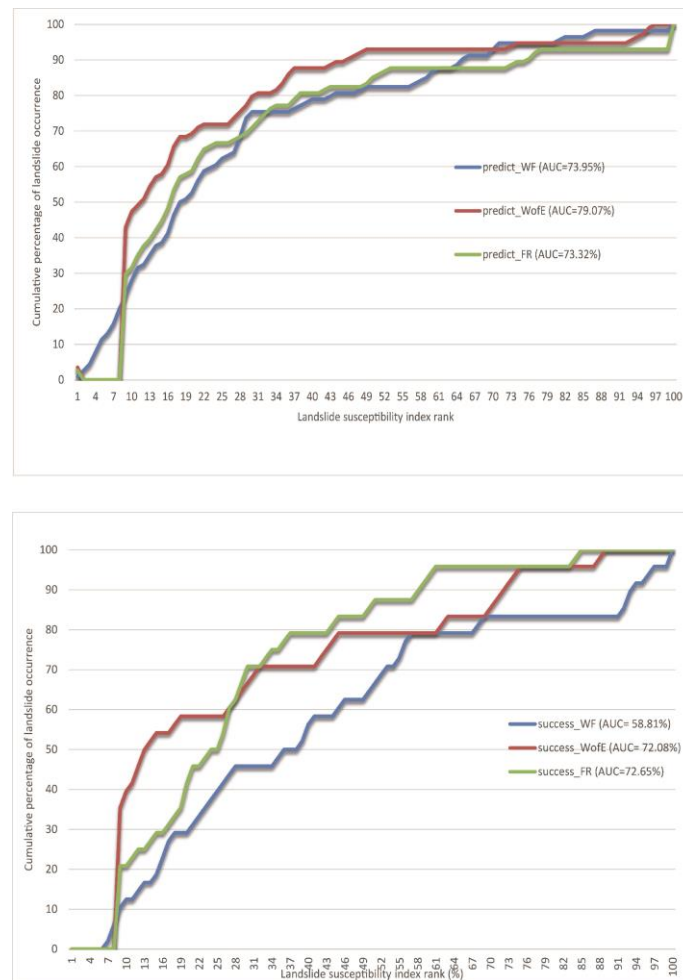


Figure VIII.13 les courbes ROC des trois modèles utilisés

### VIII.2.4 Discussions

A partir de ces calculs, on peut dire que le gradient de pente est le paramètre le plus important pour la stabilité des versants, parce que la force motrice du mouvement de masse augmente avec la pente croissante. Dans la zone d'étude, les pentes supérieures à  $25^\circ$  dans les meubles et / ou les sols sont les plus sensibles aux glissements de terrain. En raison de leur comportement physique, les formations argileuses, de marnes et de colluvions sont plus sujettes aux contraintes de cisaillement et donc plus sensibles à l'occurrence de glissements de terrain. Il est clair que le facteur d'élévation influence moins l'occurrence du glissement de terrain, par rapport à d'autres facteurs. Cela est



probablement dû à l'accumulation de matériaux altérés à basse altitude (correspondant à pentes douces) et la dureté des formations affleurantes aux hautes altitudes. Le réseau hydrographique est un autre paramètre d'occurrence des glissements de terrain, comme l'érosion des cours d'eau peut saper le pied des pentes et saturer leur partie inférieure. De plus, pour la distance aux failles, on ne peut pas extraire une corrélation claire entre la distance aux failles et l'occurrence du glissement de terrain. La relation entre des glissements de terrain et NDVI montrent que la plupart des glissements de terrain se produisent dans des zones à faible degré de végétalisation. La relation entre les l'exposition des versants et les glissements de terrain montre que la plupart des glissements de terrain ont été observés dans des zones avec l'exposition vers le N et les pentes orientées sud-ouest. Cela est probablement dû au plus l'exposition aux précipitations provenant de ces côtés.

### **VIII.3 Conclusion**

Au cours des dernières années, de nombreuses méthodes ont fait leurs preuves dans l'évaluation de la susceptibilité aux glissements de terrain. Dans ce chapitre, qui a été en grande partie publié en 2018 (Manchar et al 2018), trois approches statistiques ont été proposées pour promouvoir les avantages et surmonter les lacunes des méthodes basées sur les SIG pour évaluer la susceptibilité aux glissements de terrain à l'est de Constantine, constamment menacée par ce phénomène. IV, WoE et FR sont utilisés efficacement pour analyser la corrélation entre l'occurrence des glissements de terrain et leurs facteurs intervenants au glissement. Au départ, un seul inventaire des glissements de terrain basé sur les événements a été établi et a ensuite été divisé au hasard en ensembles de données de formation et de validation. Neuf facteurs causaux ont été adoptés pour l'analyse de susceptibilité aux glissements de terrain tels que la pente, l'exposition des versants, l'altitude, la distance à réseau hydrographique, lithologie, distance aux failles, précipitations, NDVI et densité des sources d'eau. Les poids et les indices de classe étaient attribués à chacun des facteurs associés. Les trois LSM ont été catégorisés: à savoir, «très élevé, élevé, modéré, faible et très faible ». Les cartes résultantes ont été validées par comparaison avec des glissements de terrain connus (30%). Le WoE présente le taux de prédiction le plus élevé (79,07%), distingué comme le modèle le plus performant pour l'évaluation de la sensibilité aux glissements de terrain dans la zone d'étude. Les résultats montrent que la pente, les précipitations, la lithologie et la distance aux réseau hydrographique sont les facteurs les plus influents à l'occurrence des glissements de terrain en fonction de leur poids associés.

**CHAPITRE IX : *Relations mouvements gravitaires  
et paramètres naturels***

## **IX- Relations mouvements gravitaires et paramètres naturels**

### **IX.1- Introduction**

Dans cette partie du travail, nous allons essayer de clarifier les relations et le rôle joué par certains paramètres naturels (la lithologie, le contexte hydrogéologique, morphogéologie et tectonique active) dans le déclenchement des mouvements gravitaires. Il s'agit de formations meso-cénozoïques en générale et néogène en particulier, très vulnérable aux mouvements gravitaires (dépression de Smendou). Cette dépression est raccordée, au Sud, par les carbonates des unités néritiques et telliennes. La karstification se développe dans les massifs carbonatés donnant ainsi des résurgences qui imbibent continuellement les formations superficielles vulnérables. Il est à noter que les formations gréseuses de Djebel Ouahche (flysch numidiens) sont affectées par une fracturation importante. De ce fait, elles constituent un réservoir qui alimente continuellement les formations superficielles situées à leurs piémonts. En outre, nous signalons que le rajeunissement du relief a joué un rôle prépondérant dans le façonnement de la morphologie actuelle.

### **IX.2- Mouvements gravitaires/contexte tectonique active**

Dans les zones de tectonique active, les tremblements de terre et les mouvements de failles peuvent également jouer un rôle important dans les processus de glissement de terrain en générant des surfaces de rupture à faible résistance au cisaillement associées à la tectonique (Tibaldi 1998) et aux mécanismes de déclenchement des mouvements gravitaires sous sollicitation dynamique cyclique (les séismes).

Le bassin de Constantine au NE Algérie est une région qui subit une forte surrection différentielle et des incisions profondes qui génèrent des modelés en blocs (ascendants ou descendants). La région est considérée comme sismiquement active selon beaucoup de travaux et d'auteurs (Benhallou et al. 1985 ; Benouar, 1994 ; Harbi et al. 2003 ; Meghraoui, 1988 ; Mokrane et al., 1994 ; Yelles, 2006).

Dans les régions montagneuses, nombreux séismes peuvent générer des mouvements gravitaires de différents types (Keefer 1984). De tels glissements de terrain sont les catastrophes secondaires les plus courantes qui peuvent provoquer d'énormes destructions.

Les paramètres géométriques du corps glissé dont la hauteur (height), largeur (width), longueur (length) et son volume ainsi que les rapports entre eux peuvent être utilisés pour caractériser ces mouvements. Cela peut aider à étudier les volumes impliqués dans les mouvements gravitaires, les mécanismes, les distances du déplacement et l'évaluation des risques (Hsü 1975; Nicoletti and SorrisoValvo 1991; Corominas et al. 2003; Yang 2006; Fan and Qiao 2011; Xu et al. 2016). Par exemple, l'angle de portée, qui est défini comme l'arc tangent au rapport hauteur-longueur du glissement de terrain ( $H / L$ ), est considéré comme représentant la mobilité relative d'un glissement

de terrain (Heim 1932). Scheidegger (1973) a pu trouver une corrélation inverse entre le volume de glissement et chaque angle en analysant 33 cas de glissement.

Zhang and Wang (2007) ont soulevé et relevé des résultats similaires en analysant les relations entre les volumes et les valeurs H/L de 39 cas de glissements de terrain sollicités par le séisme de Haiyuan (Chine) en 1920. Ils suggèrent que la mobilité des glissements sollicités par les séismes est beaucoup plus élevée que celle des autres glissements.

De plus, Corominas (1996) insiste sur le fait que la mobilité des mouvements gravitaires dépend du volume, les types de mouvement, obstacles et des contraintes topographiques le long de la trajectoire de glissement.

Finlay et al. (1999) ont suggéré qu'il y avait peu de corrélation entre les angles de portée et les volumes de glissements de terrain avec des volumes inférieurs à 1 000 m<sup>3</sup>. Un autre paramètre géométrique des glissements de terrain est le rapport d'aspect (rapport de la longueur du glissement de terrain à la largeur, L / W).

Selon les valeurs de ce paramètre, Parise and Jibson (2000) ont classé les glissements de terrain déclenchés par le séisme de Mw 6.7 Northridge en 1994 en trois types, à savoir, glissement rotationnel (rapport proche de 1), glissement translationnel (rapport inférieur à 1) et une lame allongée (le rapport supérieur à 1).

Sezer (2010) a constaté que différents types de glissements de terrain ont des rapports d'aspect différents, dont les valeurs L / W moyennes des laves torrentielles, ruptures rotationnelles et des ruptures translationnelles sont respectivement de 0,114, 0,921 et 1,044. Par conséquent, la sensibilité aux glissements de terrain peut également être liée à leurs proportions (Pourghasemi et al. 2013).

Pour mieux évaluer la relation entre les mouvements gravitaires et le comportement sismogénique de la région, il faut d'abord examiner, statistiquement, comment les surfaces de glissement sont en corrélation avec les facteurs contrôlant tel que les facteurs de terrain (altitude, la pente, l'exposition des versants, la courbure du versant et la distances des cours d'eau), les facteurs géologiques (lithologie), et le facteur sismique ( la magnitude sismique, accélération maximale du sol et la distance des failles sismogéniques).

Dans cette étude on constate que les failles actives sont le siège d'un élément déclencheur pour les glissements de terrain. C'est pour ça on estime que les failles actives accompagnées par une activité sismique en un temps défini, et des conditions de terrain favorable (essentiellement lithologique et de pente) peuvent déclencher des mouvements gravitaires.

### **IX.3- Mouvements gravitaires/ Lithologie**

La lithologie est l'un des paramètres les plus importants affectant les versants et leurs stabilités car les de cisaillement et les perméabilités des différentes unités lithologiques sont différentes les unes des autres. Par conséquent, la vulnérabilité au glissement de ces unités est également différente. (Dağ, 2007).

La dégradation ou l'altération de la même unité lithologique produit une sensibilité aux glissements également différente. Pour cette raison le degré de désintégration doit être mis en considération comme étant un autre paramètre qui génère des mouvements gravitaires superficiels (Fig. IX.1).

Dans l'étude réalisée à Constantine 85% des glissements de terrain observés se sont formés sur des formations fortement érodées (désagrégées). L'augmentation du contenu d'argile dans ces formations désintégrées dans ces régions a également entraîné une augmentation du nombre de glissements de terrain (Manchar et al., 2012).

Nous avons remarqué que les mouvements gravitaires se développaient en grande partie dans les formations colluvionnaires, par rapport aux formations calcaires et marno-calcaires.

### **IX.4- Mouvements gravitaires/ Morphologie**

Les mouvements gravitaires sont considérés comme d'importants mécanismes pour la dénudation des terrains et le transfert des sédiments dans des surfaces à relief élevé. Les volumes déplacés par ces phénomènes peuvent dépasser les millions de mètres cubes. Par exemple, le glissement de Vaiont dans les Alpes en italienne a généré un volume de 240 million de mètre cube de matériaux en 1963. Ceci est, cependant considéré comme minime en comparaison avec des glissements à l'échelle sub-marine qui donne des volumes pouvant atteindre des milliers de Kilomètres cube (Watts et Masson, 1995) (Fig. IX.2).

.Dikau et al. (1996) présente une méthode définissant la nature du glissement en terme de son activité (en mouvement, pourrait être réactivé ou actuellement stable). Cette méthode est également basé sur les travaux du congrès international de l'UNESCO (WP/WLI) (Working Party for World Landslide Inventory, 1990, 1991, 1993) (cf Chapitre IV).

Pour mieux comprendre les études d'ancien glissement de terrain, ces méthodes doivent avoir une continuité sur d'autres études afin d'incorporer le concept de « glissement fossile » proposé pour la première fois par Zaruba et Mencl (1982). Le tableau XI. 1 résume le système de l'activité des glissements de terrain y compris les méthodes possibles déjà proposé par Cruden et Varnes (1996), Keaton et DeGraff (1996), McCalpin (1984) et Mather et al (2003).

Comportement des glissements de terrain dans les formations marneuses.

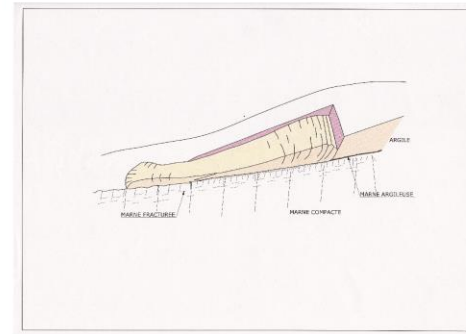
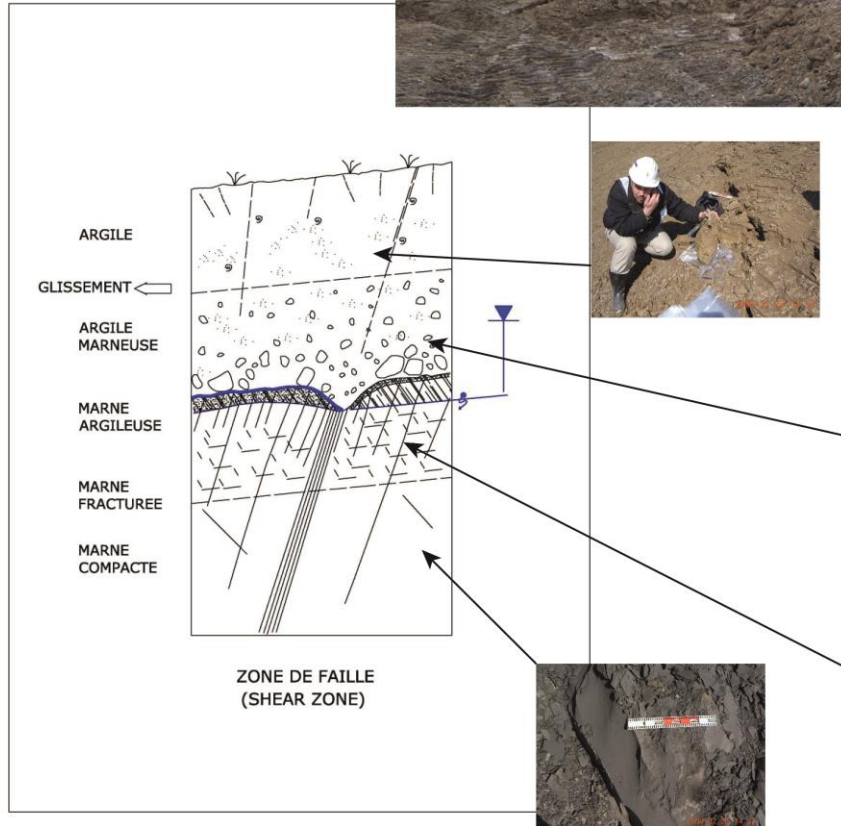
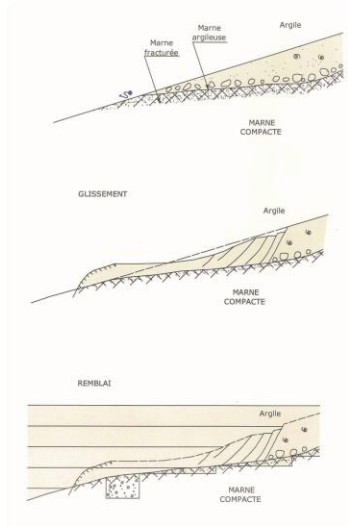
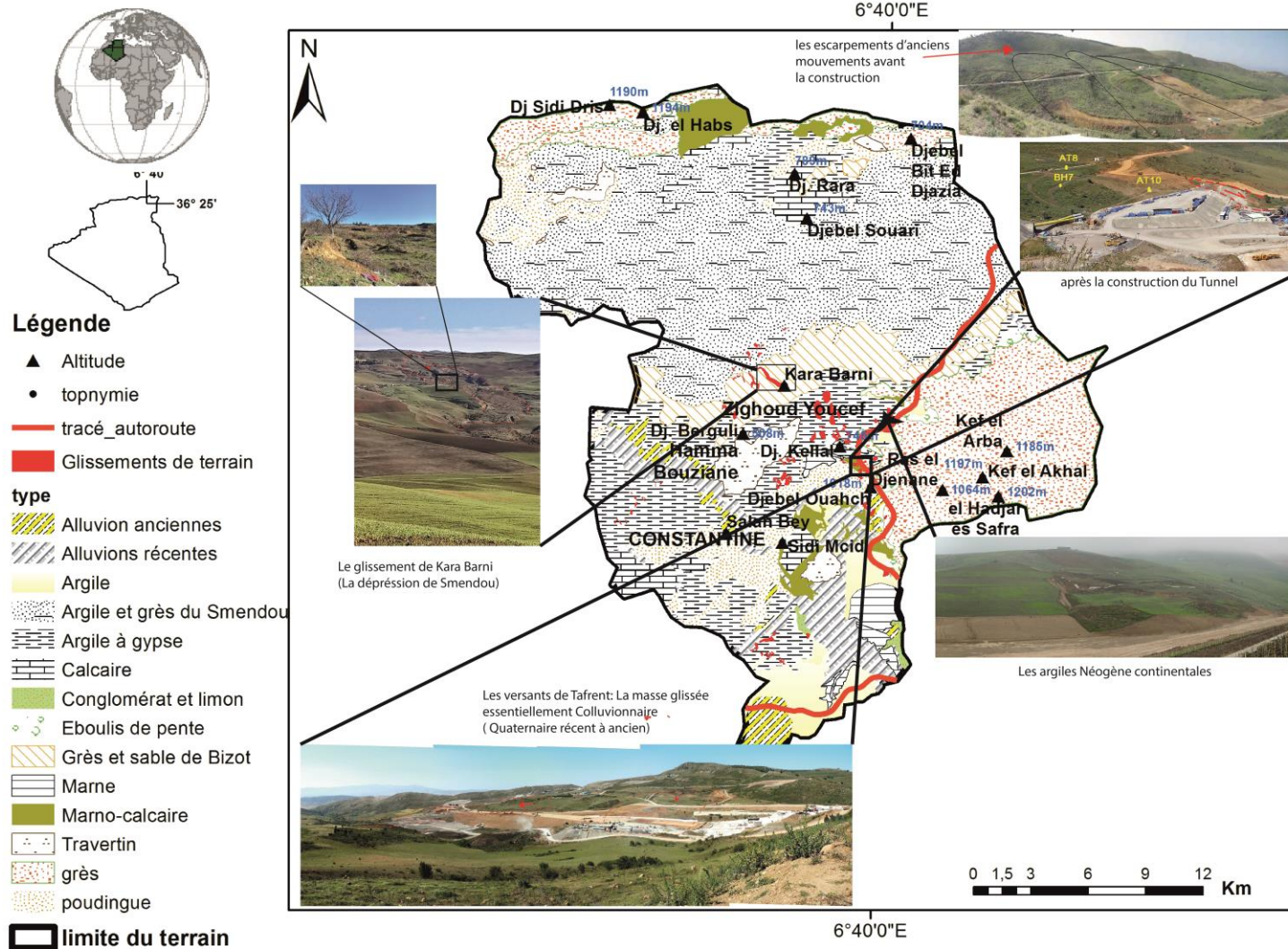


Figure IX.1 Les mécanismes et le comportement lithologique dans les terrains marneux



**Figure XI.2 Exemple de glissements de terrain dans le paysage des affleurements Quaternaires et Néogènes dans la région de Constantine.**

**Tableau IX.1 : Classification des glissements de terrain (basée sur les travaux de Zaruba and Mencl, 1982; McCalpin, 1984; Dikau et al., 1996; Keaton and DeGraff, 1996 et Mather et al. 2003)**

<b>Etat d'activité</b>	<b>L'Identification des causes du mouvement</b>	<b>caractère de l'écartement principal</b>	<b>Condition des marges latérales</b>	<b>La morphologie interne</b>	<b>L'âge estimée (années)</b>
<b>Actuellement en mouvement (comprend les glissements inactifs qui subissent une réactivation)</b>	Les causes du déplacement identifiables et actives	égu (présente une surface rugueuse) non végétalisé	Pointu ; ruisselé sur les bordures	disharmonie; des niches d'arrachements frêches; des replats; des depressions stagnantes (non drainées) et des fissures de tension frêches,	moins 100 (historic)
<b>En suspend- Déplacé dans les dernières 12 mois et susceptible de redevenir actif</b>	Les causes du mouvement sont identifiables et la réapparition est possible	(contraire de lisse) non végétalisé	Pointu ; ruisselé sur les bordures	disharmonie; des niches d'arrachements frêches; des replats; des depressions stagnantes (non drainées) et des fissures de tension identifiables,	superieur à 100 (historic)
<b>Latent -jeune (Inactif)</b>	cause de mouvement encore identifiable et pourrait réapparaître	relativement pointu (contraire de lisse); partiellement végétalisé	relativement pointu; partiellement végétalisé; des ruissements latéraux alimentés par de petits affluents s'écoulant du corps principal du glissement	disharmonie; des niches d'arrachements frêches; des replats; des depressions stagnantes (non drainées) et des fissures de tension fermées marquée par la végétalisation et petites depressions à leurs places,	100-5000 (Holocène ancien) late Holocene



<p><b>Latent-mature (inactif); decrit comme abandonné par Dikau et al. (1996)</b></p>	<p>cause de mouvement encore identifiable mais non susceptible de se reproduire</p>	<p>lisse végétalisé</p>	<p>pointu et végétalisé; ruisselements latéraux alimentés par de petits affluents s'écoulant du corps principal du glissement</p>	<p>lisse, topographie enroulée; réseau de drainage interne perturbé et disjoint,</p>	<p>5000-10000 (Early Holocene)</p>
<p><b>Latent-vieux (inactif) ou vestige (reste)</b></p>	<p>la cause du mouvement peut être déduite mais associée à différentes conditions climatiques ou géomorphologiques</p>	<p>disséqué végétalisé</p>	<p>marges latérales vagues</p>	<p>lisse; topographie onduleuse; système du réseau hydrographique ordinaire</p>	<p>10000-100000 (Late Pleistocene)</p>
<p><b>Fossile (inactif) ou ancien</b></p>	<p>cause de mouvement inconnue mais associée à des conditions climatiques ou géomorphologiques différentes</p>	<p>peut ne pas être identifiable, susceptible d'être au moins partiellement, sinon complètement éliminé par l'érosion,</p>	<p>peut ne pas être identifiable, susceptible d'être au moins partiellement, sinon complètement éliminé par l'érosion,</p>	<p>la morphologie est complètement intégrée à la topographie existante et très peu d'indications sur la morphologie restante du glissement</p>	<p>supérieur à 100000</p>

---

### IX.5- Mouvements gravitaires/Hydrogéologie

Il y a plusieurs types de mécanismes hydrogéologiques (hydraulique) déclenchant qui déterminent un état de système qui définit le seuil des instabilités et leur réactivation (Fig. IX.3).

Pour les glissements profonds, on reconnaît un système relatif à l'augmentation de la pression interstitielle résultante de la diminution de la contrainte effective et les résistances dans le sol (Bogaard 2001). Les infiltrations peuvent avoir des effets avant et après sur l'instabilité du versant. Dans les pentes raides, les glissements superficiels peuvent être générés, dans les sols, par une baisse de cohésion apparente accompagnée par une diminution des forces de la succion matricielle (Van Asch T.W.J. et al. 2007). Quand le front d'humidité atteint des niveaux plus profonds de la surface sans qu'il y ait une pression interstitielle (Van Asch et Sukmantalya 1993 ; Brooks et al. 2004 ; Van Asch T.W.J. et al. 2007 ; Cruden and Brown 1992). Un autre système hydrogéologique qui peut être à l'origine des déclenchements des glissements de terrain. Il s'agit de la rotation des contraintes principales (Van Asch T.W.J. et al. 2007), vers la base du sol. Ce qui est expliqué par l'élévation du niveau piézométrique favorisant le développement des plans de rupture (Picarelli et al. 2000 ; Urcioli, 2002).

Les eaux souterraines jouent un rôle primordial sur l'activité et le déclenchement des mouvements gravitaires (Pouget et Livet 1994). Le gradient hydraulique au pied du glissement peut être particulièrement élevé en raison de la réduction de la section d'écoulement ; les forces de percolation, qui sont proportionnelles au gradient, sont donc intenses et peuvent donner lieu à un entraînement des particules solides ; cette érosion souterraine est parfois un facteur déclenchant une rupture qui se propage de manière régressive.



**IX.6- Mouvements gravitaires/cartographie : Contraintes du choix des méthodes.**

O. Maquaire (2002) a abordé la problématique sur les échelles adaptées aux objectifs des études envisagées, pour les mouvements gravitaires, par l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur (Tableau XI. 2) en ajoutant le niveau local sur quatre niveaux qui est celui du site instrumenté.

**Tableau IX. 2** Avantages, inconvénients et utilité des SIG pour les méthodes d'évaluation de la susceptibilité et de l'aléa à différentes échelles (adapté Soeters et van Westen, 1996 ; Aleotti et Chowdhury, 1999 et Thiery, 2007).

SIG : Utilité du SIG : H : haute ; I : intermédiaire ; R : restreinte. Echelle de travail : R : régionale ; M : moyenne ; L : large ; Lo : locale. Op : optimale ; Na : non adaptée ; Rec : développement de procédures spécifiques pour la recherche. Nota : les n° reprennent ceux des différents paragraphes.

Approches		Avantages	Inconvénients	SIG	Echelle			
					R	M	L	Lo
Qualitatives	Carte d'inventaire	Information sur la localisation des phénomènes. Base pour toutes les autres approches.	Aucune évaluation de la susceptibilité et de l'aléa.	R	R	Op	Op	Op
	Analyse géomorphologique	Evaluation rapide tenant compte d'un grand nombre de facteurs.	Méthodologie subjective utilisant des règles implicites qui empêchent une analyse critique des résultats. Méthode peu transposable sur d'autres sites.	I	Na	R	Op	Op
	Combinaison de cartes d'index	Diminue le problème des règles subjectives. Totale automatisation des étapes. Standardisation de la gestion des données.	Subjectivité dans l'attribution des poids des valeurs des classes de chaque facteur. Méthode peu transposable sur d'autres sites.	I	R	R	Op	Op
Semi-quantitative	Logiques floues	Diminue le problème des règles subjectives. Permet une transposition dans des environnements similaires	Subjectivité dans l'attribution des pondérations des classes de chaque facteur. Recherche des règles combinatoires longues à mettre en œuvre	H	Op	Op	Rec	R
	AHP	Diminue le problème des règles subjectives. Permet une transposition dans des environnements similaires	Subjectivité dans l'attribution des pondérations des classes de chaque facteur. Recherche des règles combinatoires longues à mettre en œuvre	H	Op	Op	Rec	R

Quantitatives probabilistes	Bivariée	Méthode de susceptibilité	Simplicité de mise en place, rapidité des calculs. Permet l'introduction de l'opinion 'expert' pour améliorer les résultats. Possibilité d'automatiser la procédure.	Collecte systématique de certaines données. Evaluation de la dépendance conditionnelle des données d'entrée.	H	Op	Op	R	R
		Méthode par pondération de l'information ou méthodes statistiques	Simplicité de mise en place, rapidité des calculs. Permet l'introduction de l'opinion 'expert' pour améliorer les résultats. Possibilité d'automatiser la procédure.	Collecte systématique de certaines données. Evaluation de la dépendance conditionnelle des données d'entrée.	H	Op	Op	R	R
		Méthodes Bayésiennes	Technique la plus souple et modulable pour la modélisation. Permet l'introduction de l'opinion 'expert' pour améliorer les résultats. Possibilité d'automatiser la procédure.	Collecte systématique de certaines données. Evaluation de la dépendance conditionnelle des données d'entrée. Procédure à adapter pour l'échelle large.	H	Op	Op	Rec	R
	Multivariée	Analyse discriminante	Résultats très fiables si les facteurs les plus influents sont caractérisés avant le calcul. Généralisation aisée à un site large si les unités homogènes sont bien définies avant le calcul.	Collecte systématique de certaines données. Nécessite un large jeu de données Nécessite de caractériser les facteurs les plus influents avant le calcul Calcul par cellules déconseillé. Nécessite un traitement par logiciel externe au SIG	H	Op	Op	R	R
		Régressions multiples	Résultats très fiables si les facteurs les plus influents sont caractérisés avant le calcul. Généralisation aisée à un site large si les unités homogènes sont bien définies avant le calcul.	Collecte systématique de certaines données. Nécessite un large jeu de données Calcul par cellules déconseillé. Généralisation des facteurs trop grande si unités homogènes par polygones (slope-units) utilisées. Résultats peu acceptables si le site est complexe. Nécessite un traitement par logiciel externe au SIG.	H	Op	Op	R	R
		Régressions logistiques	Possibilité de calcul cellules par cellules. Pas d'analyse préalable sur les facteurs. Modules développés sous SIG existants.	Nécessite un large jeu de données Adaptation d'une stratégie spécifique si le terrain est complexe. Les distributions des probabilités sont difficiles à analyser pour de faible niveau d'aléa.	H	Op	Op	Rec	R

### CONCLUSION GENERALE

Ce travail a consisté à l'étude des mouvements gravitaires dans la région de Constantine à partir d'observations morphologiques, d'une cartographie morphodynamique détaillée, d'une cartographie 'expert' et simulations numériques en utilisant des approches et méthodes quantitatives et semi-qualitatives.

La région de Constantine fait partie des zones externes de la chaîne des maghrébides. Elle présente une géologie relativement compliquée, une morphologie accidentée et une structure tectonique dominée par une superposition de nappes. On y trouve une grande variété de roches, toutes d'origine sédimentaire et d'âge mésocénozoïque et quaternaire.

L'évaluation des différents termes du bilan hydrologique, et notamment de la pluie efficace, est tout particulièrement délicate dans les régions montagneuses, qui présentent souvent une forte variabilité spatiale de la pluviométrie ainsi que des variations significatives de la nature des sols, du couvert végétal et l'évapotranspiration, comme c'est tout particulièrement le cas au nord Algérie. Il est recommandé de mettre en œuvre une procédure de validation/critique du calcul des pluies efficaces telle que celle proposée ici afin de s'assurer de la qualité des résultats. La mise en regard des pluies efficaces interannuelles et des lames d'eau écoulées est tout particulièrement adaptée, en considérant bien entendu les particularités hydrologiques et hydrogéologiques des bassins versants jaugés utilisés pour ce faire.

L'analyse multi sources doit tenir compte d'un certain nombre d'éléments :

De la difficulté à déchiffrer et à quantifier les déformations tectoniques même si elles sont présentes et parfois assez importantes à cause de la nature terrigène des formations rencontrées dans cette région.

Du grand degré de déformation et de la forte activité sismique qui caractérisent la région de Constantine.

Le détachement de blocs et leur chutes sur les versants sont aussi provoqués par des déformations néotectoniques qui s'exercent sur des escarpements raides.

La fracturation ainsi que la reconnaissance du son réseau donne la constatation du conditionnement de l'allure et l'orientation du réseau hydrographique d'une part et tiennent une place prépondérante dans la répartition des ressources hydriques ainsi que celle des mouvements gravitaires.

Les résultats préliminaires de notre modeste travail nous ont poussés à réfléchir à la rédaction de certains points, que nous voulons comme contribution aux travaux futurs qui concerneront cette région.

## CONCLUSION GENERALE

Partant du fait que les villes Nord algériennes connaissent les plus fortes concentrations démographiques, infrastructurelles et économiques et que le développement et la croissance urbaine de ces villes, se trouvent confrontés à une multitude de problèmes.

En effet, la plupart de ces villes sont situées sur des zones à géologie complexe et à relief irrégulier et accidenté ; où les risques naturels constituent des contraintes majeures au développement urbain.

Tenant compte aussi du grand degré de déformation qui caractérise ces régions et qui résulte d'une grande activité néotectonique que ces régions ont connu, durant la fin du Pliocène et pendant tout le Quaternaire.

Cette forte activité a en effet, vu la réactivation d'anciens accidents et la mise en place de morpho-structures caractéristiques dont le matériel provient en grande partie d'un démantèlement du relief structural, aidé en cela par un paléoclimat fort variable.

Aidés par tous ces éléments ainsi que par les résultats et constatations réalisés durant nos travaux dans le cadre de ce travail et grâce aussi aux discussions que nous avons eues avec des doctorants et enseignants qui travaillent sur cette problématique, nous pouvons modestement avancer ce qui suit :

- L'analyse et la cartographie des mouvements de versants dans la région d'étude révèlent une grande complexité dans leurs distributions et leurs influences sur le modelé.
- L'instabilité des versants dans cette région est pour l'essentiel une résultante de l'activité tectonique, récente et actuelle, et où les mouvements de versants occupent parfois des surfaces considérables.
- Le déplacement des masses, le long d'une surface, dépend de plusieurs facteurs tels que :  
Topographie, lithologie et teneurs en eau.

Les corps, qui sont souvent d'anciens glissements semblent être réactivés par des jeux récents de failles déstabilisant souvent, les versants.

En fait, l'objectif principal est l'identification des néo structures, en particulier les segments de failles actives qui peuvent présenter un danger potentiel en cas de séisme et leurs relations avec la répartition des mouvements gravitaires afin de dégager les zones à risques.

Ainsi, l'identification, la cartographie et la caractérisation de l'aléa lié aux mouvements de terrain constituent de ce fait un préalable à toute stratégie d'aménagement lors de l'élaboration des différents plans où la quantification exhaustive des processus s'impose.

Autre élément à retenir est la forte activité sismique qui caractérise la région de Constantine.

L'abondance des mouvements gravitaires reconnus dans l'Holocène suggérerait que les glissements de terrain devraient être plus communément reconnus dans les enregistrements stratigraphiques plus anciens des sédiments terrestres. De toute évidence, la reconnaissance deviendra plus difficile avec le temps en raison de la perte d'une morphologie de glissement de terrain distincte par des processus subaériens d'aggradation / érosion.

## CONCLUSION GENERALE

La cartographie de véritables glissements de terrain «fossiles» est donc rare et la plupart de ces mouvements de terrain fossiles ne sont probablement mal connus.

Les cartes de susceptibilité aux mouvements gravitaires obtenus fournissent des outils pour les décideurs et les ingénieurs. Ils peuvent aider en tant que bons guides utiles pour les planificateurs dans la portée de choisir les emplacements appropriés pour la mise en œuvre des développements.

Les cartes de la susceptibilité résultantes des approches quantitatives (statistiques) donnent une performance plus fiable de la méthode WoE présente où le taux de prédiction le plus élevé (79,07%), dans la zone d'étude. Les résultats montrent que la pente, les précipitations, la lithologie et la distance au réseau hydrographique sont les facteurs les plus influents à l'occurrence des glissements de terrain en fonction de leur poids associés.



## Références bibliographiques

**Achour, Y., Boumezbeur, A., Hadji, R., Chouabbi, A., Cavaleiro, V., Bendaoud, E.A. 2017.** Landslide susceptibility mapping using analytic hierarchy process and information value methods along a highway road section in Constantine, Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, 10(8), 194.

**Agence Nationale des Ressources Hydrauliques, Alger (A.N.R.H). 1993 :** Quelques données géologiques, hydrogéologiques et climatologiques (compte-rendus des missions, fiches techniques de forages,...).

**Aleotti, P., Chowdhury, R. 1999.** Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives. *Bulletin of Engineering Geology and Environment.*, 58, pp. 21-44.

**Aleotti, P., Polloni, G., Canuti, P., Iotti, A. 2000.** Debris flow hazard and risk assessment using airborne laser terrain mapping techniques (ALTM). In *Landslides in Research, Theory and Practice: Proceedings of the 8th International Symposium on Landslides held in Cardiff on 26–30 June 2000* (pp. 1-19). Thomas Telford Publishing.

**Aleotti, P. 2004.** A warning system for rainfall-induced shallow failures. *Engineering Geology*, 73(3), 247-265.

**Alexander, D.E. 2002.** Principles of emergency planning and management. New York, Oxford University Press.

**Almeida-Teixeira, M.E., Fantechi, R., Oliviera, R., Gomes Coelho, A. 1991.** Natural hazards and engineering geology. Prevention and control of landslides and other mass movements. Proc.of the Eur. School of Climatology and Natural Hazards course, Lisbon, 28 march to 5 april 1990. Commission of the European Communities, 350p.

**Ambraseys, N.N., Melville, C.P. 1982.** A History of Persian earthquakes (Cambridge University Press, Cambridge), pp. 219.

**Avenard, J.M. 1962.** La solifluxion ou quelques méthodes de mécanique des sols appliquées au problème géomorphologique des versants. *Mémoire de la Revue de Géomorphologie dynamique*, n° 1, Édit. SEDES, Paris, 164 p.

**Bathrellos, G. D., Papanastassiou, K. G., Skilodimou, H. D., Papanastassiou, D., Chousianitis, K.G. 2012.** Potential suitability for urban planning and industry development using natural hazard maps and geological–geomorphological parameters. *Environmental Earth Sciences*, (2012) 66:537–548.

**Benabbas, C. 2006.** Evolution Mio-Plio-Quaternaire des bassins continentaux de l'Algérie nord orientale : apport de la photogéologie et analyse morpho structurale. Thèse de doctorat, Univ. Mentouri Constantine, 256 p.

**Benhallou, H. 1985.** Les catastrophes sismiques de la région d'Echelif dans le contexte de la sismicité historique de l'Algérie, Thèse de Doctorat. USTHB. Alger. 794 p.

**Ben Hassen, M., Deffontaines, B., Moncef, Turki, M. 2014.** Recent tectonic activity of the Gafsa fault through morphometric analysis: Southern Atlas of Tunisia. <http://www.sciencedirect.com/science/journal/Quaternary International> 338 (2014) 99-112.

**Benouar, D. 1994.** The Melouza earthquake of 21 February 1960, Seismicity of Algeria and adjacent region during the twentieth century, *Annals of Geophysics*. 37(4). 862 pp.

**Besson, L. 1996.** Les Risques naturels en montagne. Traitement, prévention, surveillance. Artès-Publiaip, Grenoble, 438 p.

**Bezzeghoud, M., Ayadi, A., Sebai, A., Ait Messaoud, A., Mokrane, A and Benhallou, H. 1996.** Seismicity of Algeria between 1365 and 1989: Map of Maximum observed intensities (MOI), *Avances en Geofisica y Geodesia* 1, ano 1, Ministerio de Obras Publicas, Transportes y Medio Ambiente, Instituto Geografico National España, 107-114.

**Bogaard, T.A. 2001.** Analysis of hydrological processes in unstable clayed slopes. *Netherlands Geographical Studies*, vol. 287, Utrecht, 191 p.

**Bonham-Carter, G. 1994.** Geographic information systems for geoscientists: modeling with GIS. Oxford: Pergamon Press.

**Bougdal, R., Belhai, D., Antoine, P. 2007.** Géologie détaillée de la ville de Constantine et ses alentours: une donnée de base pour l'étude des glissements de terrain. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, 18(2):161–187.

**Bougdal, R., Larriere, A., Pincet, B., Panet, M. and Bentabet, A. 2013.** Les glissements de terrain du quartier Bélouizdad, Constantine, Algérie. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 72(2), pp.189-202.

**Bouillin, J.P., Durand Delga, M., Gelard, J.P., Leikine, M., Raoult, J.F., Raymond, D., Tefiani, M., Vila, J.M. 1970.** Définition d'un flysch massylien et d'un flysch maurétanien au sein des flyschs allochtones de l'Algérie. *Les Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris. (D)*, t. 270, p. 2249-2252.

**Bouillin, J.P. 1977.** Géologie alpine de la petite Kabylie dans la région de "Collo" et "d'EI Milia" (Algérie). Thèse en Sciences., Paris VI, 551 p., 127 fig., 2 pl.h.t.

**Bounif, M.A., Haessler, H., Meghraoui, M. 1987.** The Constantine (northeast Algeria) earthquake of October 27, 1985: surface ruptures and aftershock study. *Earth and Planetary Science Letters*, 451-460.

- Bounif, M.A. 1990.** Etude sismotectoniques en Algérie du nord : contribution à l'étude d'un tronçon de la chaîne tellienne à partir des répliques du séisme de Constantine du 27/10/1985. Mémoire de Magister, USTHB, Alger, 155p.
- Bourenane, H., Bouhadad, Y., Guettouche, M., Braham, M. 2014.** GIS-based landslide susceptibility zonation using bivariate statistical and expert approaches in the city of Constantine (Northeast Algeria). *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 74(2), pp.337-355.
- Bourenane, H., Guettouche, M., Bouhadad, Y., Braham, M. 2016.** Landslide hazard mapping in the Constantine city, Northeast Algeria using frequency ratio, weighting factor, logistic regression, weights of evidence, and analytical hierarchy process methods. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(2).
- Brooks S.M., Glade T., Crozier M.J., Anderson M.G. 2004.** Towards establishing climatic thresholds for slope instability: use of a physically based combined soil hydrology-slope stability model. *Pure & Applied Geophysics.*, 161(4), 881-905.
- Brunsdon, D., Prior, D.B. 1984.** Slope Instability. John Wiley and Sons, Chichester, U.K., 620p.
- Brunsdon, D. 2002.** Geomorphological roulette for engineers and planners: some insights into an old game. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 35, 101–142.
- Bull, W.B., McFadden, L.D. 1977.** Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. In: Doehring, D.O.(Ed.), *Geomorphology in Arid Regions*. Proceedings of the Eighth Annual Geomorphology Symposium. State University of New York, Binghamton, pp. 115–138.
- Busnardo, R. 1957.** Etude stratigraphique des marnes ammonoïdés de la région de Constantine. *Bull. Serv. Géol.*
- Carrara, A., Guzzetti, F. 1995.** Geographical Information Systems in assessing natural hazards. International workshop, Perugia, September 20-22, Kluwer Academic Publishers, 353 p.
- Casale, R., Fantechi, R., Flageollet, J.C. 1994.** The Temporal Occurrence and Forecasting of Landslides in the European Community. Practical information and Programmes, Science Research Development, European Commission, EUR 15805 EN, 2 volumes, 959p.
- Casale, R., Margottini, C. 1999.** Floods and landslides. Integrated Risk Assessment, Berlin, Springer, 373p.
- Cevik, E., Topal, T., 2003.** GIS-based landslide susceptibility mapping for a problematic segment of the natural gas pipeline, Hendek (Turkey). *Environ Geol* 44 :949-962.
- Chadi, M. 2004.** Cadre géologique et structural des séries créacés néritiques du Constantinois (Est-Algérien). Thèse de Doctorat de l'Université de Constantine. 197p.

**Chadi, M. 1991.** Etude géologique de monts de Ain Mlila (Algérie orientale). Thèse de Doctorat de l'Université de Nancy1, 191p.

**Charlier, C., Decrop, G. 1997.** De l'expertise scientifique au risque négocié : le cas du risque en montagne. Editions Cemagref, Antony, 101 p.

**Cevik, E., Topal, T. 2003.** GIS-based landslide susceptibility mapping for a problematic segment of the natural gas pipeline, Hendek (Turkey). *Environmental Geology*, 44 :949-962.

**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 en Sciences. Nancy I.P.502.

**Corominas, J., Copons, R., Vilaplana, J.M., Altimir, J., Amigó, J. 2003.** Integrated landslide susceptibility analysis and hazard assessment in the principality of Andorra. *Natural Hazards* 30:421–435

**Costa, J.E., Wieczorek, G.F. 1987.** Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition and Mitigation. *Reviews in Engineering Geology*, Vol. 7, Geological Society of America, Boulder, Colorado, 239p.

**Crozier, M.J., Glade, T. 2005.** Landslide hazard and risk: issues, concepts and approach. In Glade, T., Anderson, M., Crozier, M.J. (Eds.), *Landslide Hazard and Risk*. Wiley, Chichester, p. 1–40.

**Crozier, M.J. 1986.** *Landslides: Causes, Consequences and Environment*. Croom Helm, London, 252p.

**Cruden, D.M., Brown, W.M. 1992.** Progress towards the world landslide inventory. In: *Proceedings of 6<sup>th</sup> Int. Symposium on landslides*, Christchurch, 1, pp. 59-64.

**Dai, F.F.C., Lee, C.F. 2002.** Landslides characteristics and slope instability modeling using GIS, Lantau Island, Hong Kong. *Geomorphology*. 42, pp. 231-228.

**Deffontaine, B., Chorowicz, J. 1988.** Principe d'analyse des réseaux hydrographiques à partir de données multisources. Applications aux structures de bassins : Zaïr- Fossé Rhéna. *Proc. Coll. Int. Néotectonique*, B. R. G. M., 3-5 Oct. 1988, Orléans. P : 15.

**Deffontaines, B. 1990.** Développement d'une méthodologie morphonéotectonique et morphostructurale ; analyse des surfaces enveloppes, du réseau hydrographique et des modèles numériques de terrains ; application au nord-est de la France. Thèse de doctorat, université P et M. Curie (Paris 6), 230 p.

**Desclôîtres, M., Dietrich, M., Guérin, R., Schott, J.J. 2001.** Une approche multidisciplinaire pour la connaissance d'un glissement-coulée dans les marnes noires du Callovien-Oxfordien (Super Sauze, Alpes-de-Haute-Provence, France). *Revue Française de Géotechnique*, 95/96, pp. 15-32.

**Devecchio, L.D., Keller, D.E., E. A. (2010)-** Rincon Mountain megaslide : La Conchita, Ventura County, California, *Geomorphology* 114 (3), 311-318.

**Devonald, D.M., Thompson, J.A., Hencher, S.R., Sun, H.W. 2009.** Geomorphological landslide models for hazard assessment: a case study at Cloudy Hill, Hong Kong. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 42(4), 473-486.

**Dikau, R., Brunsten, D., Schrott, L., Ibsen, M. 1996.** Landslide recognition: identification, movement and causes. Wiley, 251p.

**Dragut, L., Eisank, C. 2011.** Automated classification of topography from SRTM data using object-based image analysis. In: Hengl, T., Evans, I.S., Wilson, J.P., Gould, M. (Eds.), *Geomorphometry 2011*, 7e9 Sept., Redlands, CA, USA, pp. 113e116.

**Dubois-Maury, J. 2001.** Les risques naturels : quelles réponses ? Dossiers d'actualité mondiale Problèmes politiques et sociaux, n°863, 21 septembre, La Documentation Française, Paris, 88p.

**Duperet, A., Deffontaines, B. 2004.** Digital Analysis and Basic Shape Relief Extraction from DTM. In: *International Archives of Photogrammetry Remote Sensing and Spatial Information Sciences* 35, pp. 810-815.

**Durand Delga, M. 1955.** Etude géologique de l'Ouest de la chaîne Numidique. Publ. serv. Carte géol. Algérie, Bull. n° 24, 533 p., 143 fig., 16 pl., 10 pl.h.t.

**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. 1960.** Etude géologique de la Châteaudun du Rhumel, service géologique 456 pages, cartes.

**Ehsani, A.H., Quiel, F. 2009.** A semi-automatic method for analysis of landscape elements using Shuttle Radar Topography Mission and Landsat ETM<sub>p</sub> data. *Computers & Geosciences* 35, 373e389.

**El Hamdouni, R., Irigaray, C., Fernández, T., Chacón, J., Keller, E. A. 2008.** Assessment of relative active tectonics, southwest border of the Sierra Nevada (southern Spain). *Geomorphology* 96 (2008) 150 – 173.

**Ellis, L.A., Harrison, E., Bowden A.J. 2011.** Landslides on Gault: geomorphological identification and qualitative risk assessment. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 44, 35–48.

**Evans, I.S. 1979.** An Integrated System of Terrain Analysis and Slope Mapping. Final report on grant DA-ERO-591 -73-G0040.

- Evans, S.G. 1997.** Fatal landslides and landslide risk in Canada. In Cruden, D., Fell, R., (Eds), *Landslide Risk Assessment*, Balkema, Rotterdam, 185–196.
- Fan, X.Y., Qiao, J.P. 2011.** Classification evaluation of landslide hazard based on non-common characteristic factors and quantitative analysis. *Journal of Natural Disasters*, 20:1–6 (in Chinese)
- Finlay, P.J., Fell, R. 1997.** Landslides: risk perception and acceptance. *Canadian Geotechnical Journal*, 34 (6), 169–188.
- Flageollet, J.C. 1988.** Les mouvements de terrain et leur prévention, Paris : Masson, 224p.
- Flageollet, J.C. 1989.** Les mouvements de terrain et leur prévention. Édit. MASSON, 224 p.
- Flageollet, J.C. 1995.** Knowledge of landsliding for prevention and rescue, in T. Horlick-Jones, A. Amendola and R. Casale (eds.), *Natural risk and civil protection*, London: E. & FN Spon, pp. 255-267.
- Flageollet, J.C., Maquaire, O., Martin, B., Weber, D. 1999.** Landslides and climatic conditions in the Barcelonnette and Vars basins (Southern French Alps, France). *Geomorphology*, 30, pp. 65-78.
- Gelard, J.P. 1969.** Le flysch à base schisto-gréseuse de la bordure méridionale et orientale du massif de Chellata : le flysch Mauritanien (Grande Kabylie). *Bulletin de Société Géologique de France.*, (7), t. XI, pp. 676-686, 3 fig., 1 pl.
- Guemache, M., Chatelain, J., Machane, D., Benahmed, S., Djadia, L. 2011.** Failure of landslide stabilization measures: The Sidi Rached viaduct case (Constantine, Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, 59(4-5), pp.349-358.
- 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. 2000.** Landslide fatalities and the evaluation of landslide risk in Italy. *Engineering Geology*, 58, 89-107.
- Guzzetti, F., Reichenbach, P., Cardinali, M., Galli, M., Ardizzone, F. 2005.** Probabilistic landslide hazard assessment at the basin scale. *Geomorphology*, 72(1-4), 272-299.
- Hadji, R., Boumazbeur, A., Limani, Y., Baghem, M., Chouabi, A., Demdoun, A. 2013.** Geologic, topographic and climatic controls in landslide hazard assessment using GIS modeling: a casestudy of Souk Ahras region, NE Algeria. *Quaternary International* 302:224–237
- Hanley, J.A., McNeil, B.J. 1983.** A method of comparing the areas under receiver operating characteristic curves derived from the same cases. *Radiology* 148:839–843.

- Harbi, A., Maouch, S., Benhallou, Hadj. 2003.** Re-appraisal of seismicity and seismotectonics in the north-eastern Algeria Part II: 20th century seismicity and seismotectonics analysis. *Journal of Seismology* 7: 221–234.
- Hsü, K.J. 1975.** Catastrophic debris streams (Sturzstroms) generated by rockfalls. *Geological Society of America Bulletin* 86:129–140
- Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M.J., Hutchinson, J.N. 2001.** A review of the classification of landslides of the flow type. *Environmental & Engineering Geosciences*, 7, pp. 221-238.
- Hutchinson, J.N. 2001.** Reading the ground: morphology and geology in site appraisal. *Quarterly Journal of Engineering Geology And Hydrogeology.*, 34, 7-50.
- Iverson, R.M. 1997.** The physics of debris flows. *Reviews of geophysics*, 35(3), 245-296.
- Jakob, M., Weatherly, H. 2003.** A hydroclimatic threshold for landslide initiation on the North Shore Mountains of Vancouver, British Columbia. *Geomorphology*, 54(3), 137-156.
- Kazi-Tani, N. 1986.** Evolution géodynamique de la bordure Nord Africaine le domaine intra plaque nord orientale. Approche méga séquentielle. Thèse en Sciences de l'Université de Pau. 886p.
- Keaton, J.R., Degraaf, J.V. 1996.** Surface Observation and Geologic Mapping. In: Turner, Schuster (eds) "Landslides: investigation and mitigation". Transportation Research Board - National Research Council, Special Report 247, Washington, D.C., National Academy Press, pp. 178-230.
- Keefer, D.K. 1984.** Rock avalanches caused by earthquakes: source characteristics. *Science* 223:1288–1290.
- Keller, E.A. 1986.** Investigation of active tectonics: use of surficial Earth processes. In: Wallace, R.E. (Ed.), *Active Tectonics, Studies in Geophysics*. National Academy Press, Washington, DC, pp. 136–147.
- Keller, E.A., Pinter, N. 1996.** *Active Tectonics Earthquakes, Uplift, and Landscape*. Prentice Hall, Upper Saddle River, 338 p.
- Lahonder, J.C. 1987.** Les séries ultratelliennes d'Algérie Nord-Orientale et les formations environnantes dans leur cadre structural, Paul Sabatier, Toulouse, France, 242 pp.
- Lee, S. 2005.** Application of logistic regression model and its validation for landslide susceptibility mapping using GIS and remote sensing data. *Int J Remote Sens* 7:1477-1491.
- Lee, S., Choi, J., Min, K. 2004.** Probabilistic landslide hazard mapping using GIS and remote sensing data at Boun, Korea. *International Journal of Remote Sensing*, 25(11), 2037-2052.

- Lee, S., Pradhan, B. 2006.** Probabilistic landslide hazard and risk mapping on Penang Island, Malaysia. *Journal, of Earth System Sciences* 115:661-672.
- Legier, A. 1977.** Mouvements de terrain et évolution récente du relief dans la région de Barcelonnette (Alpes de Haute Provence). Université Scientifique et Médicale de Grenoble et Pierre Antoine, 171 pp.
- Leroi, E. 1996.** Landslide hazard - Risk maps at different scales: Objectives, tools and developments, in Senneset (ed), *Landslides*, Rotterdam, Balkema, pp. 35-51.
- Machane, D., Bouhadad, Y., Cheikhounis, G., Chatelain, J., Oubaiche, E., Abbes, K., Guillier, B., Bensalem, R. 2008.** Examples of geomorphologic and geological hazards in Algeria. *Natural Hazards*, 45(2), pp.295-308.
- Malet, J.P. 2003.** Les glissements de type écoulement dans les marnes noires des Alpes du Sud. Morphologie, fonctionnement et modélisation hydro-mécanique. Thèse de Doctorat en Sciences de la Terre, Géomorphologie Dynamique. Université Louis Pasteur, Strasbourg, 364 p.
- Malet, J.P., van Asch, T.W.J., van Beek, R., Maquaire, O. 2005.** Forecasting the behaviour of complex landslides with a spatially distributed hydrological model. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5, pp. 71–85.
- Manchar, N., Benabbas, C., Kacimi, M., Mimoun, A., Bouaicha, F. 2012.** Risque de glissements et aménagement: l'exemple d'un remblai autoroutier à Taffrent (NE de Constantine, Algérie nord orientale). 1<sup>er</sup> Congrès international de génie civil et d'hydraulique, Université de 8 Mai 1945, Guelma, Algérie.
- Manchar, N., Benabbas, C., Hadji, R., Foued Bouaicha, F., Grecu, F. 2018.** Landslide Susceptibility Assessment in Constantine Region (NE Algeria) By Means of Statistical Models *Studia Geotechnica et Mechanica* 40(3):208-219.
- Manchar, N. ., Benabbas, C. ., Bouaicha, F., & Boufaa, K. (2019).** Application of the analytical hierarchy process (AHP) for landslide susceptibility mapping in the east region of Constantine, ne Algeria. *Journal of Sciences & Technology*, 4(2), 23-33.
- Marre, A. 1987.** Étude géomorphologique du Tell Oriental Algérien de Collo à la frontière tunisienne. Thèse de Doctorat d'État, Université Aix-Marseille II, 555 p.
- Maquaire, O., Flageollet, J.C., Malet, J.P., Schmutz, M., Weber, D., Klotz, S., Albouy, Y., McCalpin, J., 1984.** Preliminary age classification of landslides for inventory mapping. 21st 859 Annual Symposium on Engineering Geology and Soils Engineering. 860 Proceedings. 861 University of Idaho, Moscow, ID, 99-111.
- Maquaire, O. 2002.** Aléas géomorphologiques (mouvements de terrain) –Processus, fonctionnement, cartographie- Institut de Phiyque du Globe de Strasbourg. Thèse. 219p.



- Mather, A. E., Griffiths, J.S. Stokes, M. 2003.** Anatomy of a ‘fossil’ landslide from the Pleistocene of SE Spain. *Geomorphology* 50(1-3):135-149.
- Matthews, J.A., Brunsten, D., Frenzel, B., Gläser, B., Weib, M.M. 1997.** Rapid mass movement as a source of climatic evidence for the Holocene, Stuttgart : Gustav Fischer Verlag, 444p.
- Mebarki, A. 1982.** Le bassin du Kébir Rhumel-Hydrologie de surface et aménagement des ressources en eau Thèse 3 ème cycle. Nancy 303 pages.
- Mebarki, A. 2005.** Hydrologie des bassins de l'est algérien : ressources en eau, aménagement et environnement. Thèse d'Etat, Université Mentouri de Constantine.
- Meghraoui, M. 1988.** Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie (paléosismologie, Tectonique active et synthèse sismotectonique). Thèse de Doctorat, université de Paris sud, Orsay, France.
- Mokrane. A., Ait Messaoud, A., Sebai, A., Ayadi, A., Bezzeghoud, M. 1994.** Les séismes en Algérie de 1365 à 1992. Publication du CRAAG, Département ESS, Alger-Bouzaréah.
- Monier, P. 1997.** Caractérisation du terrain en vue de son traitement numérique. Application à la généralisation de l'orographie. Thèse en SIG, Université Louis Pasteur (Strasbourg), 239 pp.
- Neuhäuser, B., Damm, B., Terhorst, B. 2012.** GIS-based assessment of landslide susceptibility on the base of the weights-of-evidence model. *Landslides*. 9:511-528.
- Nicoletti, P.G, Sorriso-Valvo, M. 1991.** Geomorphic controls of the shape and mobility of rock avalanches. *Geological Society of America Bulletin* 103:1365–1373.
- Nishimoto, H. 1992.** The supplementary budget for fiscal 1992. *Sabo Flood Control*, 25, 68-69.
- Office Fédéral de l'Environnement (OFEV). 2010.** Glissements de terrain: hydrogéologie et techniques d'assainissement par drainage, checked on 10/18/2017.
- Pardeshi, S.D., Autade, S.E., Pardeshi, S.S. 2013.** Landslide hazard assessment: recent trends and techniques. Springer Plus: <http://www.springer plus.com/content/2/1/523>.
- Parise, M. 2001.** Landslide mapping techniques and their use in the assessment of the landslide hazard. *Physics and Chemistry of Earth, C*, 26, (9), pp. 697-703.
- Pérez-Peña, J.V., Azora, A., Azañón, J.M., Keller, E.A. 2010.** Active tectonics in the Sierra Nevada (Betic Cordillera, SE Spain): Insights from geomorphic indexes and drainage pattern analysis. *Geomorphology* 119 (1e2), 74-87.
- Picarelli, L., Urcioli, G., Russo C. 2000.** Keynote lecture. Mechanics of slope deformation and rupture in stiff clays and clay shales as a consequence of cycling pore pressures. In: *Landslides in research*,

theory and practice: Proc. 8<sup>th</sup> Int. Symp. On Landslides, Cardiff, UK – Thomas Telford, London. Keynote lecture, CD\_ROM.

**Pradhan, B., Lee, S. 2010.** Delineation of landslide hazard areas using frequency ratio, logistic regression and artificial neural network model at Penang Island Malaysia. *Environmental Earth Sciences*, 60:1037-1054.

**Prasannakumar, V., Shiny, R., Geetha, N., Vijith, H. 2011.** Applicability of SRTM data for landform characterisation and geomorphometry: a comparison with contour-derived parameters. *International Journal of the Digital Earth* 4 (5), 387-401.

**Pouget, P., Livet, M. 1994.** Relations entre la pluviométrie, la piézométrie et les déplacements d'un versant instable (site expérimental de Sallèdes, Puy de Dôme). *Études et recherches des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, Paris, série géotechnique, n° GT 57, 198 p.

**Raoult, J.F. 1969.** Nouvelles données sur les flyschs du Nord du Kef Sidi Dris et dans la zone du Col des Oliviers (Nord du Constantinois, Algérie), *Bulletin de Société Géologique de France.*, (7), t. XI, pp 516-543, 2 fig.

**Rockwell, T.K., Keller, E.A., Johnson, D.L. 1985.** Tectonic geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near Ventura, California. In: Morisawa, M. (Ed.), *Tectonic Geomorphology. Proceedings of the 15th Annual Geomorphology Symposium.* Allen and Unwin Publishers, Boston, MA, pp. 183–207.

**Rogers, J.D., Chung J.W. 2016.** Applying Terzaghi's method of slope characterization to the recognition of Holocene land slippage. *Geomorphology* 265, 24-44.

**Rothé, J.P. 0950.** Les séismes de Kherrata et la sismicité de l'Algérie, *Bull. Serv. Cart. Geol. Algérie*, 4ème série, Géophysique, N. 3.

**Savornin, J. 1920.** Etude géologique de la région du Hodna et du plateau sétifien. *Bull. du S.C.G.A.*, 2ème série stratigraphie, descriptions régionales N° 7.

**Schrott, L., Pasuto, A. 1999.** Temporal stability and activity of landslides in Europe with respect to climatic change (Teslec), *Geomorphology*, special issue, 30, pp. 1-211.

**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, 43 Fig. 6 Pl.

**Schuster, R.L. 1996.** Socioeconomic significance of landslides. In Turner, A.K., Schuster, R.L. (Eds) *Landslides Investigation and Mitigation*, Transportation Research Board, Special Report 247. National Research Council, Washington, 12–35.

**Semroud, B. 1970.** Etude pétrographique du granite du Filfila (Skikda). Thèse de Doctorat de 3<sup>ème</sup> cycle. Université d'Alger. 131pp.

**Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardaji, T. 2003.** Fault generated mountain fronts in Southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and earthquake activity. *Geomorphology* 250, 203–226.

**Slama, T. 2008.** Conception orienté objet d'un SIG pour l'analyse quantitative morpho-structurale et morpho-néotectonique (tectonique active) de la partie nord-est de la zone des diapirs, Tunisie septentrionale, méthode numérique et applications. Thèse de doctorat en géologie, université Tunis El-Manar, 476 p.

**Soeters, R., van Westen., C.J. 1996.** Slope instability recognition, analysis and zonation. In: Turner, Schuster (eds) "Landslides: investigation and mitigation". Transportation Research Board - National Research Council, Special Report 247, Washington, D.C., National Academy Press, pp. 129-177.

**Soldati, M. 1996.** Landslides in the European Union, *Geomorphology*, special issue, 15, n°3-4, pp. 183-364.

**Speight, J.G. 1974.** A Parametric Approach to Land form Region. Institute of British Geographers, Special Publication 7, pp. 213e230.

**Strahler, A. 1952.** Hypsometric (area-altitude curve) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin* 63, 1117-1141.

**Thierry, Y., Malet, J. P., Sterlacchini, S., Puissant, A., Maquaire, O. 2007.** Landslide susceptibility assessment by bivariate methods at large scales: application to a complex mountainous environment. *Geomorphology* 92: 38-59.

**Thornthwaite, C. W. 1948.** An approach toward a rational classification of climate. *The geographical review*, Vol. XXXVIII, 1948, N° 1, p. 55-94.

**Tibaldi, A. 1998.** Effects of topography on surface fault geometry and Kinematics: examples from the Alps, Italy and Tien Shan, Kazakstan. *Geomorphology* 24, 225-243.

**Turc, L. 1961.** Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle. *Annales agronomiques*, Vol. 12 (I), p. 13-49.

**Urcioli, G. 2002.** Strains preceding failure in infinite slopes. *International Journal of Geomechanics.*, 2, 93-112.

**Vakhshoori, V., Zare, M. 2016.** Landslide susceptibility mapping by comparing by weight of evidence, fuzzy logic, and frequency ratio methods, *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, DOI: 10.1080/19475705.2016.1144655.

- Van Asch, T.W.J., Sukmantalya, I.N. 1993.** The modelling of soil slip erosion in the upper Komerung area, South Sumatra-Province, Indonesia. *Geographia fisica e dinamica Quaternaria.*, 16, 81-86.
- Van Asch, T.W.J., Malet, J.P., Van Beek, L.P.H., Amitrano, D. 2007.** Techniques, issues and advances in numerical modeling of landslide hazard. *Bulletin de la Société Géologique de France*, vol. 178, n° 2, pp. 65-88.
- Van Beek, R. 2002.** Assessment of the influence of changes in climate and land use on landslide activity in a Mediterranean environment. *Netherlands Geographical Studies* no. 294, KNAG, Faculty of Geosciences, Utrecht University, and 366 p.
- Van Westen C.J. 1993.** Application of geographic information systems to landslide hazard zonation. ITC Publication, vol. 15. International Institute for Aerospace and Earth Resources Survey, Enschede, p245.
- Van Westen, C.J. 1997.** GIS in landslide hazard zonation: a review, with examples from the Andes of Colombia. In: Price, M., Heywood, D.I. (eds), *Mountain environments and geographic information systems*. Taylor and Francis, pp. 135-165.
- Van Westen, C.J. 2000.** The modelling of landslide hazards using GIS, *Surveys in Geophysics*, 21, 241-255.
- Van Westen, C.J. 2002.** Use of weights of evidence modeling for landslide susceptibility mapping. *International Institute for Geoinformation Science and Earth Observation (ITC)*. 22P.
- Van Westen, C.J., Castellanos Abella, E., et Sekhar, L.K., 2008.** *Spatial data for landslide susceptibility, hazards and vulnerability assessment: an overview*. *Engineering Geology*, 102, 112-131.
- Varnes, D.J. 1978.** Slope Movement Types and Processes. In: Schuster, R.L., Krizek, R.J. (eds.) "Landslides: Analysis and Control". Transportation Research Board - National Research Council, Special Report 176, Washington, D.C., National Academy Press, pp. 11-33.
- Varnes, D.J. 1984.** Landslides hazard zonation: a review of principles and practice. *Natural hazard*, 3, 63p.
- Verdeil, P. 1961.** Utilisation pratique de la méthode de Torntwaite dans l'étude du bilan hydrique des bassins. *Congrès National d'Hydrogéologie. Journées H.SHOLLER-Bordeaux*. 13p, 6Tableaux.
- Verdeil, P. 1988.** Abaque pour le calcul du déficit d'écoulement en Algérie. *Séminaire des sciences de la terre*. Alger
- Verdeil, P. 1967.** Introduction à l'hydrologie superficielle et souterraine des bassins de l'Aude de l'Agly et du haut bassin de l'Hers. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine, Bordeaux N°178*, 603 pages. 209 tab., 180fig., 26 cartes.

- Vila, J.M. 1980.** La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse en Sciences. Université de Paris VI, 3 vol, 663 p., 199 fig., 40 pl., 7 pl.h.t.
- Vittecoq, B., Lachassagne, P., Lanini, S., Marechal, J. 2010.** Evaluation des ressources en eau de la Martinique : calcul spatialisé de la pluie efficace et validation à l'échelle du bassin versant. *Revue des sciences de l'eau/ Journal of Water Science*, 23 (4), 361-373. <https://doi.org/10.7202/045098ar>.
- Watts, A.B., Masson, D.G. 1995.** A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 100, 24487-24498.
- Wildi, W. 1983.** La chaîne tello rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue de Géologie Dynamique et géographie Physique.*, (24), 3, pp 201-297.
- WP/WLI. 1990.** A Suggested Method for reporting a Landslide. *Bulletin of the IAEG*, n°41, pp. 5-12.
- WP/WLI. 1991.** A Suggested Method for a Landslide Summary. *Bulletin of the IAEG*, n°43, pp. 101-110.
- WP/WLI. 1993a.** A Suggested Method for Describing the Activity of a Landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, n°47, pp. 53-57.
- WP/WLI. 1993b.** Multilingual Landslide Glossary. Bitech Publishers, Richmond, British Columbia, Canada, 59p.
- Xu, C., Xu, X.W., Shen, L.L., Yao, Q., Tan, X.B., Kang, W.J, Ma, S.Y, Wu, X.Y., Cai, J.T., Gao, M.X., Li, K. 2016.** Optimized volume models of earthquake-triggered landslides. *Scientific Reports* 6:29797. doi:10.1038/srep29797
- Yang, Z.Y. 2006.** The fractal characteristics of landslides induced by earthquakes and rainfall in central Taiwan. Paper presented at the 10th IAEG International Congress, Nottingham
- Yilmaz, I. 2009.** Landslide susceptibility mapping using frequency ratio, logistic regression, artificial neural networks and their comparison: a case study from Kat landslides (Tokat-Turkey). *Computers and Geosciences*. 35:1125-1138.
- Zaruba, Q., Mencl., V. 1982.** Landslides and Their Control. 2nd Ed., Elsevier, Amsterdam, Netherlands, 324p.
- Zweig, M.H., Campbell, G. 1993.** Receiver-operating characteristics (ROC) plots. *Clin Chem* 39: 561–577.

## Liste des figures :

Figure. 1 : Situation géographique de la région d'étude.	05
Figure 02 Bassins hydrographiques de l'Algérie du Nord et position de la zone d'étude.	06
Figure I.1 Tiré de la carte géologique au 1/500000 du NE Algérie et les confins algéro-tunisiens (D'après Vila, 1980).	14
Figure I. 2 La série de la Dorsale à Sidi Dris en contact avec le socle kabyle (établi à partir les descriptions de Raoult (1974).	17
Figure I.3 Tiré de la carte géologique 1/500000 <sup>ème</sup> (Vila 1980 modifiée).	19
Figure I.4 Log lithostratigraphique de l'unité néritique du Rocher de Constantine et Dj. Kellal (Vila 1980).	19
Figure I. 5 Colonne stratigraphique corrélatrice de la série numidienne à Dj Ouahche.	23
Figure I.6 Coupe sur les formations continentale de Djebel Hadj Baba (Coiffait, 1992)	25
Figure I.7 Colonnes litho stratigraphiques Mio-pliocène (Astracien et Valeso- Turolien) du Bassin néogène de Constantine (Coiffait, 1992).	26
Figure II.1 Présentation du sous bassin Constantine.	31
Figure II.2 Variations mensuelles et saisonnières moyennes des précipitations.	33
Figure II.3 Carte des précipitations moyennes annuelles du Nord Est algérien (D'après A.N.R.H., 1993 : données moyennes de 60 ans, périodes du 1er septembre 1921 au 31 août 1960 et du 1er septembre 1968 au 31 août 1989)	34
Figure II.4 Diagramme ombro-thermique, station de Constantine (1984-2015).	35
Figure II.5 Modèle de Thornthwaite (1948 in Vittecoq et al. 2010)	37
Figure II.6 : Evaluation de l'écoulement et de déficit en fonction des températures moyennes et des précipitations (à gauche l'abaque de Wundt modifiée par Coutagne ; à droite c'est l'abaque de P. Verdeuil, 1988).	43
Figure II.7 Bilan hydrique de la station de Constantine (A, B, C la série 1984-2015 ; D, E, F la série 1913-1939)	46
Figure II.8 : Carte lithologique de la région d'étude élaborée à partir des cartes géologiques aux 1/50000 des feuilles N° 73 (Constantine), N° 74 (El Aria), N°96 (Sidi Dris) et N°xx (Condé Smendou) (modifiée).	49
Figure II.9 : Carte des ressources hydriques de la région d'étude (Agence Nationale du Bassin Hydrographique)	53
Figure II.10 : log hydrogéologique élaboré à partir de la coupe du forage hydraulique de Hamma Bouziane effectué en 1955 (les descriptions et l'âge sont fournis par Durozoy log modifié et élaboré par Manchar N).	54
Figure III.1 : Carte linéamentaire de la région de Constantine	58
Figure III.2 : Cartes des intensités macrosismiques ressenties lors du tremblement de terre de Constantine du 27/10/1985 (Bounif M. A., 1990).	60
Figure III. 3 Evolution spatio-temporelle de la sismicité dans la région de Constantine	62
Figure III.4 Diagrammes idéalisés montrant le calcul des indices Smf et Vf, (Keller & Pinter 1996).	66
Figure III.5 (a) La courbe hypsométrique selon Strahler (1952).	66
Figure III.6 Courbe hypsométrique du terrain d'étude.	67
Figure III.7 Carte de positionnement des profils de sinuosité	68
Figure III.8 localisation des sections pour le calcul de Vf du terrain d'étude.	72
Figure III.9 Cartographie des failles actives par les anomalies du réseau hydrographique.	77
Figure III.10 Cartographie des failles et linéaments dû aux anomalies du réseau hydrographique.	78
Figure III. 11 Relation entre les indices morphométriques et les composants morphostructuraux de la région d'étude	79

Figure IV.1 Caractéristiques d'un glissement de terrain (WP/WLI, 1993).	86
Figure IV.2 Dimensions d'un glissement de terrain (WP/WLI, 1993)	87
Figure IV.3 Classification des mouvements de terrain (Cruden et Varnes 1996)	89
Figure IV.4 Schémas expliquant l'état d'activité (in Maquaire 2002)	91
Figure IV.5 Schémas expliquant la répartition (in Maquaire 2002)	92
Figure IV.6 Schémas expliquant la morphologie (in Maquaire 2002)	93
Figure. IV. 7 : Exemple de glissement rotationnel (Manchar et al. 2012)	94
Figure IV. 8 : Eroulement issue de la dégradation des formations grésos-argileuses du flysch numidien	94
Figure IV.9 Les différentes méthodes de la cartographie de l'aléa mouvements de terrain	95
Figure V.1 Délimitation des zones à cartographier avec les différentes méthodes appliquées.	107
Figure VI. 1 position géologique de la région de Tafrent.	114
Figure VI. 2 Photo panoramique sur les versants de Tafrent et leur morphologie : un désordre représenté par des zones sursaturées en replats et des amas de blocs.	115
Figure VI.3 la limite entre le bassin quaternaire de Tafrent et le remplissage mio-pliocène du bassin de Constantine qui sont représentées par les versants Sud et Nord du Dj. Kellal respectivement (Manchar et al. 2018).	116
Figure VI. 4 Contexte géologique de la région d'El Hamma-Bekira (Extrait de Constantine et ElAria 1/50000).	117
Figure VI. 5 Carte morpho-structurale de la zone de Tafrent.	125
Figure VI. 6 Cartographie et délimitation des différentes formes de mouvement selon la configuration avec une répartition topographique à Tafrent	126
Figure VI. 7 Carte de répartitions des investigations (Inclinomètres et Piézomètres) sur la section d'autoroute concernée par le glissement.	
Figure VI. 8 Coupe interprétative sur le versant NO de Tafrent recoupé par l'autoroute.	
Figure VI. 9 Evolution des déplacements au niveau des lignes de rupture et leurs relations avec les facteurs hydrologiques, hydrogéologique et anthropique.	129
Figure VI. 10 Coupe Schématique interprétant l'évolution des glissements de terrain sur le versant de Tafrent	130
Figure VII.1 Carte lithologique de la région d'El Aria 1/50000 (Manchar et al. 2019).	139
Figure VII.2 Carte des pentes de la région d'El Aria 1/50000 (Manchar et al. 2019)	140
Figure VII.3 Carte de l'indice NDVI de la région d'El Aria 1/50000 (Manchar et al, 2019).	143
Figure VII.4 Carte des distances de faille de la région d'El Aria 1/50000 (Manchar et al, 2019)	144
Figure VII.5 Carte des précipitations de la région d'El Aria 1/50000 (Manchar et al, 2019)	145
Figure VII.6 Carte des expositions aux versants de la région d'El Aria 1/50000 (Manchar et al, 2019)	147
Figure VII.7 Carte de densité des sources d'eau de la région d'El Aria 1/50000 (Manchar et al, 2019).	148
Figure VII.8 Carte Hypsométrique de la région d'El Aria 1/50000 (Manchar et al, 2019).	151
Figure VII.9 Carte de densité du réseau hydrographique de la région d'El Aria 1/50000 (Manchar et al, 2019).	152
Figure VII. 10 distributions des pixels selon les classes de susceptibilité	154
Figure VII.11 Carte de susceptibilité aux glissements de terrain de la région d'El Aria	155
Figure VII. 12 Courbes des caractéristiques de fonctionnement du récepteur (ROC) représentant la qualité du modèle AHP utilisé.	156
Figure VII. 1 La carte des glissements inventoriés de la zone d'étude	160
Figure VIII. 2 la cartographie des instabilités à partir des photographies aériennes.	162
Figure VIII. 3 La lithologie de la zone d'étude	163
Figure VIII. 4 La pente de la zone d'étude	163
Figure VIII. 5 L'exposition de la zone d'étude	164

Figure VIII. 6 L'altitude de la zone d'étude	164
Figure VIII. 7 L'altitude de la zone d'étude	167
Figure VIII. 8 Distance au réseau hydrographique de la zone d'étude	167
Figure VIII. 09 Densité des sources d'eau dans la zone d'étude	168
Figure VIII. 10 Précipitation de la zone d'étude	168
Figure VIII. 11 Indice de végétation de la zone d'étude	169
Figure VIII.12 Les cartes de susceptibilité issues des trois méthodes.	174
Figure VIII.13 les courbes ROC des trois modèles utilisés	175
Figure IX.1 Les mécanismes et le comportement lithologique dans les terrains marneux	181
Figure XI.2 Exemple de glissements de terrain dans le paysage des affleurements Quaternaires et Néogènes dans la région de Constantine	182
Figure XI.3 Relation entre les mouvements gravitaires et les différentes ressources hydriques de la région de Constantine.	186



## Liste des tableaux :

Tableau II.1 Caractéristiques des sous bassins du Kebir Rhumel.	30
Tableau II.2 Précipitation moyenne mensuelle et saisonnière de la station de Constantine.	33
Tableau II.3 Récapitulatif des moyennes mensuelles des précipitations et températures de la série (1984-2015) de la station de Constantine.	35
Tableau II.4 Variation des valeurs de rapport ( $P/T$ ) pour la station de Constantine (1984-2015), d'après la méthode d'Euverte.	36
Tableau II.5 Calcul d'ETP de la station de Constantine.	39
Tableau II.6 Récapitulatif des valeurs d'ETR (méthode Turc) de la station de Constantine.	40
Tableau II.7 Récapitulatif des valeurs d'ETR (méthode Wundt) de la station de Constantine.	40
Tableau II.8 Récapitulatif des valeurs d'ETR (méthode Coutagne) de la station de Constantine.	41
Tableau II.9 Récapitulatif des valeurs Comparatives d'ETR de la station de Constantine.	41
Tableau II.10 Bilan hydrique de la station de Constantine (1913-1938), méthode d'A. N. R. H.	45
Tableau II.11 Bilan hydrique de la station de Constantine (1984-2015), méthode d'A. N. R. H.	45
Tableau III.1 Références et sources documentaires des différents documents utilisés.	65
Tableau III. 2 les valeurs de Smf (indice de sinuosité des fronts de montagnes) de massif prédéfinis.	69
Tableau III. 3 : Les valeurs relatives aux calculs de Vf dans le bassin Néogène de Constantine.	71
Tableau III. 4 : Comparaison entre les paramètre géomorphologiques utilisés dans cette étude et d'autres études USA (Bull et Mc Fadden, 1977 ; Rockwell et al., 1985), l'Est de la cordillère Bétique (Silva et al., 2003) et au Sud-Ouest de la Sierra Nevada (El Hamdouni et al., 2008).	74
Tableau VI.1 L'état des inclinomètres installés et leurs caractéristiques.	127
Tableau VII.1 Echelle des valeurs utilisée par Saaty (1977).	134
Tableau VII.2 les valeurs de l'indice aléatoire (Random Index) : RI.	135
Tableau VII.3 Matrice de corrélation des facteurs comparés par paire (Manchar et al. 2019).	137
Tableau VII.4 matrice de corrélation des paires de la lithologie (Manchar et al. 2019).	137
Tableau VII.5 matrice de corrélation des paires de la pente (Manchar et al. 2019).	138
Tableau VII.6 matrice de corrélation des paires de l'indice NDVI (Manchar et al. 2019).	141
Tableau VII.7 matrice de corrélation des paires des distances aux failles (Manchar et al. 2019).	142
Tableau VII.8 matrice de corrélation des paires des Précipitations (Manchar et al. 2019).	142
Tableau VII.9 matrice de corrélation des paires des expositions (Manchar et al. 2019).	146
Tableau VII.10 matrice de corrélation des paires de densité d'eau (Manchar et al. 2019).	146
Tableau VII.10 matrice de corrélation des paires d'élévation (Manchar et al. 2019).	149
Tableau VII.11 matrice de corrélation des paires du réseau de drainage (Manchar et al. 2019).	150
Tableaux VII. 12 distribution des points de glissement de terrain dans les classes de susceptibilité au glissement de terrain et le rapport de fréquence associé à chaque classe.	153
Tableau VIII. 1 Relation spatiale entre les facteurs causant les glissements et les glissement en utilisant les trois méthodes WF, WofE and FR.	171
Tableau IX.1 : Classification des glissements de terrain (basée sur les travaux de Zaruba and Mencl, 1982; McCalpin, 1984; Dikau et al., 1996; Keaton and DeGraff, 1996 et Mather et al. 2003)	183
Tableau IX. 2 Avantages, inconvénients et utilité des SIG pour les méthodes d'évaluation de la susceptibilité et de l'aléa à différentes échelles (adapté Soeters et van Westen, 1996 ; Aleotti et Chowdhury, 1999 et Thiery, 2007).	187

SIG : Utilité du SIG : H : haute ; I : intermédiaire ; R : restreinte. Echelle de travail : R : régionale ; M : moyenne ; L : large ; Lo : locale. Op : optimale ; Na : non adaptée ; Rec : développement de procédures spécifiques pour la recherche. Nota : les n° reprennent ceux des différents paragraphes.