

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE  
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE



**UNIVERSITE LARBI BEN M'HIDI  
OUM EL BOUAGHI**



**FACULTE DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE  
L'ARCHITECTURE**

**DEPARTEMENT DE GEOLOGIE**

N de série : .....

**THESE**

Présentée pour l'obtention du diplôme de Doctorat (LMD)  
En Géologie

**Thème :**

**NEOTECTONIQUE ET MOUVEMENTS DE  
MASSE DANS LES MONTS DES  
NEMENTCHAS**

**Filière: Géologie**

**Spécialité : Géologie dynamique appliquée**

Par :

**TAIB HASSAN**

Devant le jury :

M. BOUMEZBEUR Abderrahmane	Professeur	Université d'Oum Bouaghi	Président
M. BENABBAS Chaouki	Professeur	Centre de recherche .Aménagement et Territoire Constantine	Directeur de thèse
M. KHIARI Abdelkader	Professeur	Université d'Oum Bouaghi	Co-Directeur de thèse
M. AMIRECHE Hamza	Professeur	Université de Constantine 3	Examinateur
M. BOUZEKRI Hafidh	M.C.A	Ecole des forêts de Khenchela	Examinateur
M. MAZOUZ Elhadi	M.C.A	Université d'Oum Bouaghi	Examinateur

**Année 2022-2023**

## Remerciement

Je tiens à adresser mes remerciements à Allah le tout-puissant pour m'avoir donné la force et la volonté de terminer ce modeste travail. Je remercie L'Université d'Oum El Bouaghi et ses professeurs qui ont contribué à la réussite de ma thèse.

Je tiens à adresser mes remerciements aux personnes suivantes pour leur contribution à l'élaboration de cette thèse : Pr BENABBAS Chaouki, Professeur à l'Université de Constantine3, pour avoir proposé ce sujet, et pour m'avoir donné l'opportunité de suivre ce travail avec lui, et Pr KHIARI Abdelkader, Professeur de l'Université d'Oum El Bouaghi pour avoir été le co-directeur de ma thèse et qui a également suivi toutes les étapes de réalisation de ma recherche.

Mes remerciements les plus sincères vont aux membres du jury qui ont accepté de juger ce travail.

Un grand merci à Pr Hadji Riheb, (professeur. Institut d'architectures. Sétif- Algérie), pour ses efforts d'applications au SIG et aussi en cartographie.

Je voudrais profiter de cette occasion pour exprimer ma sincère gratitude à tous mes professeurs, en particulier Hammimed et Defaflia, qui ont fait une énorme différence dans ma vie. Je souhaite également adresser mes sincères remerciements à mes amis, qui m'ont soutenu à travers mes différentes absences et excuses. Il s'agit de : Hadjira .Yahia. Hichem,Housseem,Haythem,Hassen et Lotfi.

Tout au long de mes études, j'ai pu compter sur le soutien et la patience de ma famille. À ma mère, qui m'a tant appris, et à ma famille, qui m'a accueilli à bras ouverts, je tiens à vous remercier tous.

## **DEDICACE**

Mes parents m'ont toujours motivé et poussé à étudier. Sans eux, je n'aurais pas été capable d'y parvenir. Ce projet est l'aboutissement de leur soutien et de leurs encouragements. Je tiens à les remercier pour leurs encouragements et leur soutien permanents.

**TAIB HASSAN**

## Résumé

Le contexte structural particulier du bassin d'effondrement de Tébessa montre des axes de plis ont une orientation NE-SO entrecoupés par une série de grabens plus récents d'orientation NO-SE. En raison du contexte tectonique particulier de cette région, l'approche qui combine le traitement du MNT, des cartes géologiques et topographiques et des photos aériennes pour l'analyse des caractéristiques géomorphologiques du bassin versant de Morsot-Tebssa-Youkous . L'étude a permis de faire ressortir divers indices géomorphologiques tels que l'hypsométrie intégrale (HI), la sinuosité des fronts de montagne (SMF) et l'indice de largeur de la vallée (Vf). Il a utilisé le facteur d'asymétrie et le facteur topographique pour analyser les effets de l'activité tectonique sur le développement de ces caractéristiques. Les données obtenues ont ensuite été intégrées dans un système d'information géographique (SIG) pour créer un nouvel indice, qui est l'indice d'activité tectonique relative (IRAT). La moyenne des différents indices géomorphologiques a été utilisée pour estimer la distribution spatiale des activités tectoniques dans la zone d'étude. L'indice résultant a ensuite été divisé en quatre classes basées sur la distribution relative de l'activité tectonique dans la région. Celles-ci comprennent la classe 1 très élevée (1, IRAT 1,5), la classe 2 élevée (1, IRAT 1,5), la classe 2 moyenne (1,5 IRAT 1,9) et la classe 3 faible (IRAT > 2). L'étude a également identifié les zones fortement déformées de la région. Elle a révélé que la réapparition des failles en subsurface est associée au mouvement des systèmes hydrographiques. L'étude a également identifié les différents facteurs qui contribuent à la formation de ces zones fortement déformées. Il s'agit notamment de la présence de linéaments tectoniques multiples et de la corrélation géographique entre les systèmes hydrographiques souterrains de la région et les failles cartographiées.

Notre étude nous a permis d'introduire un nouvel indice de mesure de l'activité tectonique dans la région

**Mots clés :** Néotectonique, Géomorphologique, Tébessa, L'hypsométrie intégrale, Systèmes hydrographiques.

## **Abstract**

The particular structural context of the collapse basin of Tebessa shows fold axes have a NE-SW orientation intersected by a series of more recent grabens of NW-SE orientation. Due to the particular tectonic context of this region, the approach that combines the processing of MNT, geological and topographic maps and aerial photographs for the analysis of geomorphological features of the watershed of Morsot-Tebssa-Youkous. The study brought out various geomorphological indices such as the integral hypsometry (HI), the sinuosity of mountain fronts (SMF) and the index of valley width (Vf). He used the asymmetry factor and the topographic factor to analyze the effects of tectonic activity on the development of these features. The resulting data were then integrated into a geographic information system (GIS) to create a new index, which is the relative tectonic activity index (RTAI). The average of the different geomorphic indices was used to estimate the spatial distribution of tectonic activity in the study area. The resulting index was then divided into four classes based on the relative distribution of tectonic activity in the area. These include class 1 very high (1, IRAT 1.5), class 2 high (1, IRAT 1.5), class 2 medium (1.5 IRAT 1.9), and class 3 low (IRAT > 2). The study also identified highly deformed areas in the region. It revealed that the reappearance of subsurface faults is associated with the movement of river systems. The study also identified the various factors that contribute to the formation of these highly deformed zones. These include the presence of multiple tectonic lineaments and the geographic correlation between the subsurface hydrographic systems in the region and the mapped faults.

Our study has allowed us to introduce a new index for measuring tectonic activity in the region

**Keywords:** Neotectonics, Geomorphology, Tebessa, Integral hypsometry, Hydrographic systems.

## المخلص

يظهر السياق الهيكلي الخاص لحول إنبهار تبسة محاور طيات لها إتجاه شمال شرق و جنوب غربي تتخللها سلسلة من الأخاديد حديثة التكوين ذات إتجاه شمال غربي و جنوب شرقي. نظرا للطبيعة التكتوني الجديد في هذه المنطقة مهمة جدا، تهدف دراستنا إلى توفير مقارنة شاملة تجمع بين تحليل نموذج التضاريس الرقمية و الخريطة الجيولوجية و الطبوغرافية و الضرر الجوية لتحليل الخصائص الجيومورفولوجية تجمعات المائية مرست-تبسة- يوكوس. تهدف الدراسة الى استخراج مؤشرات جيومورفولوجية مختلفة مثل التكامل الهيبسومتري (HI) و مؤشر تعرج مقدمة الجبل (SMF) و مؤشر عرض الوادي (VF) و إستخدما مؤشر عامل عدم التماثل (AF) و عامل التماثل الطبوغرافي (T) لتحليل آثار النشاط التكتوني على تطور هذه الخصائص. ثم تم دمج البيانات الناتجة في نظام المعلومات الجغرافية (GIS) لإنشاء مؤشر جديد و هو مؤشر النشاط التكتوني النسبي (IRAT). تم استخدام متوسط المؤشرات الجيومورفولوجية المختلفة لتقدير التوزيع المكاني للأنشطة التكتونية في منطقة الدراسة

و تم تقسيم المؤشر الناتج إلى أربع فئات بناء على التوزيع النسبي للنشاط التكتوني في المنطقة و تشمل الفئة الأولى العالية جدا ( $IRAT < 1,5$ ) و الفئة الثانية العالية ( $1,5 < IRAT < 2$ ) و الفئة الثالثة متوسطة ( $2 < IRAT < 2,5$ ) و الفئة الرابعة منخفضة ( $IRAT > 2,5$ )

كما حددت الدراسة مناطق مشوهة للغاية في المنطقة. وكشفت ان تأثير الفوالق تحت السطحية مرتبط بحركة الأنظمة الهيدروغرافية ، كما حددت الدراسة العوامل المختلفة التي تساهم في تكوين هذه المناطق شديدة التشوه و تشمل هذه وجود خطوط تكتونية متعددة و الإرتباط الجغرافي بين الأنظمة الهيدروغرافية في المنطقة و الفوالق ، بالإضافة إلى ذلك ، تمكنت من إنشاء مؤشر جديد يقيس الزيادة النسبية في النشاط التكتوني في المنطقة

**الكلمات المفتاحية:** التكتونية الحديثة ، جيومورفولوجيا ، تبسة ، التكامل الهيبسومتري ، أنظمة هيدروغرافية.

## Table des matières

### Remerciement

### Dédicace

### Résumé

### Table des matière

### Liste des figures

### Liste des tableaux

### Liste des abréviations

<b>Introduction générale.....</b>	<b>1</b>
<b>Problématique.....</b>	<b>3</b>
<b>CHAPITRE I : Généralités.....</b>	<b>4</b>
<b>1. Introduction.....</b>	<b>4</b>
<b>2. situation géographique.....</b>	<b>4</b>
<b>3. Climatologie .....</b>	<b>5</b>
<b>4. Démographie.....</b>	<b>5</b>
<b>5. Le Couvert Végétal.....</b>	<b>5</b>
<b>6. Réseaux hydrographique.....</b>	<b>6</b>
<b>CHAPITRE II: Contexte géologique regional et local .....</b>	<b>7</b>
<b>1.Cadre géologique régional.....</b>	<b>7</b>
1.1. Le domaine interne.....	8
1.2. Le domaine des Flyschs.....	9
1.3. Le domaine externe.....	10
<b>2.Cadre géologique local.....</b>	<b>12</b>
2.1.Introduction.....	12
2.2.Mésozoïque .....	13
2.2.1.Trias .....	13
2.2.2 .Jurassique .....	13
2.2.3.Crétacé .....	14
2.2.3.1. Crétacé inférieur .....	14
• Le Barrémien .....	14
• Aptien .....	14
• L'Aptien marneux .....	16
• L'Aptien calcaire .....	16

• Le Clansayésien .....	16
2.2.3.2. Crétacé Supérieur .....	17
• Albien .....	17
• Le Vraconien .....	17
• Le Cénomaniens .....	17
• Le Turonien .....	18
• Le Coniacien .....	18
• Le Santonien .....	18
• Le Campanien .....	19
• L'Emschérien .....	19
• Le Maastrichtien .....	19
2.2.4. Cénozoïque .....	19
• Paléocène .....	19
• L'Éocène .....	19
• Le Miocène .....	20
2.2.5. Les formations quaternaires .....	20
3. Conclusion.....	21
<b>CHAPITRE III: Contextes Géomorphologique et Géodynamique.....</b>	<b>22</b>
<b>1. Contexte Tectonique .....</b>	<b>22</b>
<b>2. Les principaux traits tectoniques et géomorphologiques du secteur d'étude.....</b>	<b>22</b>
2.1. La subsidence .....	22
2.2. Le diapirisme triasique .....	22
2.3. Une phase majeure de contrainte .....	23
2.4. La mise en place de fossés d'effondrement .....	24
<b>3. Contexte Géodynamique .....</b>	<b>24</b>
3.1. Dynamique des grabens Algéro-Tunisiens .....	24
3.2. Mise en place des fossés d'effondrements dans l'Atlas Algéro-Tunisien .....	27
a. Ouverture au Plio-Quaternaire .....	27

b. Ouverture au Miocène inférieur et moyen .....	28
<b>4.Caractérisation structurale et morphologique des formations de la région d'étude.....</b>	<b>31</b>
4.1. Le fossé d'effondrement de Tébessa (Algérie) .....	31
4.2. Le fossé d'effondrement de Morsott (Tébessa. Algérie) .....	34
4.3. Le fossé d'effondrement d'Hammamet (Tébessa. Algérie) .....	37
<b>5.Evolution du relief structural .....</b>	<b>38</b>
5.1. Analyse de la carte hypsométrique .....	38
5.1.1 Djebel Guerigueur .....	38
5.1.2. L'ensemble Djebels Mzouzia- Metloug .....	38
5.1.3. Djebel Belkif .....	39
5.1.4. L'ensemble Djebels Zitouna-Tala-Chemla.....	39
5.1.5. Djebel Dyr .....	40
5.1.6. Djebel Bou Roumane.....	40
5.1.7. L'ensemble Djebels Anoual-Tala-Ozmor .....	41
5.1.8. Djebel Mestiri .....	41
5.1.9. La dépression Morsott-Tébessa .....	41
<b>6. Analyse morpho structurale de la région de Youkous.....</b>	<b>42</b>
• Les glacis .....	43
• Les cônes de déjection .....	43
• Les mouvements de masses .....	44
• La karstification .....	45
• Les diaclases .....	47
<b>7. Analyse Morphostructurale de la région de Morsott.....</b>	<b>47</b>
• Le relief .....	48
• Le fossé d'effondrement .....	48
• Les massifs montagneux .....	48
• Les éboulis .....	49
• Les glacis .....	49
<b>8.analyse verticale du relief .....</b>	<b>50</b>

8.1. bassins de Tébessa .....	51
8.1.1. La coupe morphogéologique .1(fig.22) .....	51
8.1.2.La coupe morphogéologique .2(fig.22) .....	51
8.1.3.La coupe morphogéologique.3(fig.23) .....	52
8.1.4.La coupe morphogéologique .4(fig.23) .....	53
8.1.5.La coupe morphogéologique .5(fig.23) .....	53
<b>9.Conclusion .....</b>	<b>55</b>
<b>CHAPITRE IV: Les mouvements de masse dans la région d'étude : Inventaire, caractérisation et analyse....</b>	<b>56</b>
<b>1.Introduction.....</b>	<b>56</b>
<b>2.Facteurs de causalité .....</b>	<b>56</b>
2.1La gravité .....	56
2.2Le rôle de l'eau .....	57
2.3. Interactions humaines .....	58
<b>3. Les classifications et leurs exemples dans la zone d'étude .....</b>	<b>59</b>
• chute de pierres .....	60
• Glissement de terrain .....	62
<b>CHAPITRE V: Les différentes méthodes, techniques et procédés pour une estimation des mouvements néotectoniques.....</b>	<b>66</b>
<b>1.Introduction .....</b>	<b>66</b>
<b>2. Matériel et Méthode .....</b>	<b>66</b>
2.1.le facteur d'assymétrie des bassin versants .....	67
2.2. L'Intégrales hypsométrique(Hi) .....	68
2.3. L'indice morphologie d'une vallée(Vf) .....	69
2.4. La sinuosité des fronts montagneux(Smf) .....	70
2.5.L'indice de gradient de longueur de flux ( SL).....	71
2.6.L'indice de la forme de bassin de drainage (BS) .....	72
2.7 Facteur de symétrie topographique transverse (T) de Cox (Cox et al. 2001) .....	74
<b>3.Conclusion .....</b>	<b>75</b>

<b>CHAPITRE VI : IDENTIFICATION, CARTOGRAPHIE ET CARACTERISATION DES INDICATEURS DE LA NEOTECTONIQUE .....</b>	<b>76</b>
<b>1.Introduction .....</b>	<b>76</b>
<b>2. Particularités géologiques, géomorphologiques et tectoniques .....</b>	<b>78</b>
<b>3. Matériel, méthodes et acquisition des données .....</b>	<b>80</b>
<b>4. Résultats, discussions et analyse des données .....</b>	<b>81</b>
4.1.1. Le facteur d'asymétrie .....	82
4.1.2. Analyse hypsométrique .....	83
4.1.3 L'indice morphologie d'une vallée (Vf) .....	85
4.1.4. Indice de sinuosité du front de montagne (Smf) .....	87
4.1.5. Indice de gradient de longueur de cours d'eau (SL) .....	89
4.1.6. Indice de forme du bassin de drainage (Bs) .....	92
4.1.7. Facteur de symétrie topographique transversale (T).....	94
<b>4.2. Discussion des résultats .....</b>	<b>96</b>
<b>4.3. Évaluation de l'IRAT .....</b>	<b>99</b>
<b>5. Conclusions .....</b>	<b>102</b>
<b>Conclusion générale .....</b>	<b>104</b>
<b>Références bibliographiques .....</b>	<b>108</b>

## Liste de figures

### CHAPITRE I

**Fig.1 :** A.B localisation géographique de la zone d'étude, C. carte géologique et structural de la zone d'étude

**Fig.2 :** Carte du réseau hydrographique de la région d'étude

### CHAPITRE II

**Fig.1.:** Carte de répartition des différentes Unités structurales majeures de l'Atlas Nord-Africain (Boccaletti & al. 1985).

**Fig.2:** Position des nappes de flyschs par rapport aux unités de la chaîne des Maghrébides (Bouillin, 1986).

**Fig.3:** Les grands ensembles de l'édifice structural alpin de l'Algérie du nord orientale (Durant-Delga, 1969).

**Fig.4 :** Synthèse de l'histoire géodynamique de la Provence avec les principales directions (Fournillon. 2012)

**Fig.5 :** Carte géologique de la région d'étude

**Fig.6 :** Colonne stratigraphique synthétique de la région de Tébessa.

**Fig.7 :** : A : calcaire d'âge Aptien Djebel Hameimat (Nord Tébessa). B : calcaire d'âge Aptien Djebel Bou Roumane (Est Tébessa)

**Fig.8 :** intercalation calcaires argileux et argilites d'âge Vraconien Djebel Bou Roumae (Sud -Est Tébessa)

**Fig.9 :** calcaire d'âge Turonien Djebel Mizeb.

### CHAPITRE III

**Fig.1 :** carte géologique montrant la localisation des différents diapirs de la zone d'étude.

**Fig.2 :** Carte synthétique des grands ensembles structuraux du domaine méditerranéen montrant la localisation des fronts de chevauchements des Maghrébides (Roure et al. 2012).

**Fig.3 :** Carte structurale de la Tunisie et l'Est Algérien, montrant le Domaine de distribution des fossés d'effondrements. (Zargouni, 1985).

**Fig.4 :** Cadre structural actuel et récent des fossés de l'Atlas Algéro-tunisien dans le contexte géodynamique de la Méditerranée centrale. (Belguith, 2010).

**Fig. 4.a:** Evolution géodynamique de l'extrême Est Algérien et la Tunisie depuis l'Aquitainien jusqu'au Quaternaire (Dlala et al, 1986; Philip et al, 1986).

**Fig.5 :** Ouverture de bassins en pull-apart : fossés de Tébessa-Foussana. Taraguel (Chihi, 1995).

**Fig.5.a:** Localisation géographique du fossé de Tébessa-Foussana.

- Fig.6 :** Coupe Schématique de l'effondrement de la plaine de Tébessa. (Richard, 1952).
- Fig. 7.a :** Vue panoramique de l'effondrement de Tébessa Dj Mizeb, Dj Doukkane, Dj Mestiri (Sud -West de la zone d'étude)
- Fig.7.b :** Vue panoramique de l'effondrement de Tébessa Dj Dyr (Nord -Est de la zone d'étude)
- Fig.8:** Photo 03D satellitaire montrant les formations essentielle de l'effondrement de Morsott
- Fig.9 :** 05 Photo montrant les Karsts au niveau de djebel Dyr.
- Fig.10 :** Photo 3D satellitaire montrant le mini graben de Youkous.
- Fig.11 :** Carte hypsométrie la région du Meskiana.
- Fig.12:** Carte hypsométrie la région du Morsott.
- Fig.13:** Carte hypsométrie la région du Tébessa.
- Fig. 14:** carte morpho-structural de l'effondrement d'Youkous.
- Fig. 15:** Vue panoramique des mouvements tectoniques de Dj. Es Senn et Dj Troubia.
- Fig. 16:** Photo 3D satellitaire montrant la localisation de deux grottes de Youkous.
- Fig. 17:** Photo montrant la localisation de la grotte de Bouaakous.
- Fig. 18 :** Photo montrant la localisation de la grotte de Youkous.
- Fig. 19:** Photo montrant les Karsts au niveau de djebel Es Senn.
- Fig. 20 :** 02 Photo 3D satellitaire montrant le développement de diaclase dans Dj. Essenn(Ben Abbas, 2006).
- Fig.21:** Carte morphostructural de Morsott.
- Fig.22:** coupes morphogéologiques 1+2 (monts de Tébessa).
- Fig.23:** coupes morphogéologiques 3+4+5 (monts de Tébessa).
- CHAPITRE IV**
- Fig.1:** La force de gravité sur une pente ( Steven Earle 2019).
- Fig.2:** l'eau pénètre entre les granulés et empêche le contact par friction entre eux ( Steven Earle 2019).
- Fig.3 :** les éboulis de Djebel Dyr.

**Fig.4:** les éboulis d'Ain Kbire.

**Fig.5 :** **Fig.5 a :** Instabilité de la région de Hadj Abdellah (In Benabbas C., 2006)

**Fig.5 b:** Paléo-glissement et paléo- coulée dans la région Youkous (in Benabbas C., 06)

**Fig.6 :** Vue panoramique des mouvements tectoniques de Dj. Es Senn et Dj Troubia

**Fig.7 :** Carte de répartition des mouvement de masse dans la région de Youkous

**Fig.8:** carte de répartition des mouvement de masse dans la région de Morsott

## **CHAPITRE V**

**Fig.1 :** schématique montrant l'indice morphométrique le facteur d'assymétries

**Fig.2:**Diagramme schématique montrant l'indice morphométrique l'Intégrales hypsométrique(Hi)et courbe hypsométrique

**Fig. 3 :** schématique montrant l'indice morphométrique L'indice morphologie d'une vallé(Vf).

**Fig.4:**schématique montrant l'indice morphométrique La sinuosite des fronts montagneux(Smf).

**Fig. 5 :** schématique montrant l'indice morphométrique L'indice de gradient de longueur de flux (SL).

**Fig. 6 :** schématique montrant l'indice morphométrique L'indice de la forme de bassin de drainage BS.

**Fig.7 :** schématique montrant l'indice morphométrique le Facteur de symétrie topographique transverse (T).

## **CHAPITRE VI**

**Fig. 1:** localisation géographique de la zone d'étude.

**Fig.2 :** Schéma structural de la zone d'étude.

**Fig.3 :** Carte geologique simplifiée de la zone d'étude.

**Fig.4 :** Diagramme méthodologique de l'approche adoptée.

**Fig.5 :** Carte de distribution de l'indice d'assymétrie géomorphométrique Af.

**Fig.6 :** Courbes hypsométriques orientales A.

Courbes hypsométriques centrales B.

Courbes hypsométriques occidentales C

**Fig.7 :** Carte de distribution de l'indice morphologique de (Vf).

**Fig.8 :** Carte du distribution d'indice de sinuosité du front de montagne (Smf).

**Fig.9 :** Carte de distribution des classes d'indice SL.

**Fig.10 :** Carte Carte de distribution de la résistance des roches et de la SL.

**Fig.11 :** Carte de distribution de l'indice BS.

**Fig.12 :** Carte des classes d'indice T.

**Fig.13:** Carte morpho-structurale de la région du Youkous.

**Fig.14:** Carte morpho-structurale de la région de Morsott.

**Fig.15 :** Carte de l'indice d'activité tectonique (IRAT).

### **Liste des tableaux**

#### **CHAPITRE IV**

**Tableau1:** Classifications du mouvement de masse

#### **CHAPITRE VI**

**Tableau 2 :** Valeurs des indices morphotectoniques pour les 40 sous-bassins et classification IAT

## Liste des abréviations

N	Nord
S	Sud
O	Ouest
E	Est
DJ	Djebel
Fig	Figure
m	Mètre
ArcGis	Logiciel géospatial pour visualiser, modifier, gérer et analyser les données géographiques
AF	Facteur d'assymétrie
HI	Intégrales hypsométrique
VF	L'indice morphologie d'une vallée
Smf	La sinuosité des fronts montagneux
SL	L'indice de gradient de longueur de flux
BS	L'indice de la forme de bassin de drainage
T	Facteur de symétrie topographique transverse
IRAT	L'indice d'activité tectonique relative
GIFD	Geographic Information Framework Data
MNT	Modèle numérique du terrain

## **Introduction générale**

Les déformations tectoniques post-orogéniques sont largement répondues dans les formations géologiques de l'Algérie septentrionale. Elles, marquent et impactent le développement des modelés, paysages et reliefs plio-quaternaires. Leur étude reste cependant peu développée, malgré leur importance dans la compréhension et la reconstitution de l'histoire

Actuellement, la néotectonique se base entre autre sur les révélateurs et indicateurs géomorphologiques et sédimentaires relevés sur terrain ; pour élaborer un schéma d'évolution morpho-tectonique.

Le système géomorphologique étudié à différentes échelles spatio-temporelles permet l'analyse des formes de surface et des processus d'érosion et ainsi de même la détermination des structures pertinentes du relief (ruptures topographiques, asymétrie des formes et des bassins de drainage ..). On y associe également la quantification dynamique des éléments d'érosion à savoir le taux d'érosion, le type de sédimentation et la vitesse du flux sédimentaire.

Aussi, les formes des reliefs à mesurer et quantifier permettent de comparer les différentes topographies (formes) et les paramètres morphométriques qui caractérisent la surface du paysage ou modelé en question.

Le moyen utilisé pour corréliser les objets tectoniques et les éléments morphologiques est le traitement numérique qui donne une interprétation structurale de la région en relation avec le cadre géodynamique.

Par ailleurs, dans ce cadre géodynamique actif, nous rencontrons souvent des désordres et des instabilités, essentiellement à mi versant des reliefs.

Les processus de ces désordres et instabilités se matérialisent souvent dans des éboulements, affaissements et surtout glissements de terrains.

Le terme générique "glissement de terrain" ou "landslide" définit le mouvement d'une masse de roches, de terre ou de débris sur une pente (Cruden 1991). Les ruptures du terrain rencontrées le long des surfaces sont caractérisées par des faiblesses mécaniques qui sont présentes dans presque tous les massifs rocheux. Celles-ci résultent soit de la genèse de la masse rocheuse (plans de stratification des roches sédimentaires...), soit de l'histoire tectonique des massifs rocheux. C'est dans ce contexte qu'on essaie de déterminer l'activité néotectonique concernant le bassin d'effondrement TEBESSA-MORSOTT-YOUKOUS.Également,nous voulons élaborer une

approche pour faciliter la caractérisation des zones à risques de glissement de terrain et de mouvement des masses rocheuses.

En outre, notre travail est un essai d'identification des structures néotectoniques de reconstitution des structures morphométriques du paysage ainsi que du réseau de drainage du bassin.

Pour ces objectifs, nous avons proposé l'application d'une analyse quantitative des indices géomorphologiques extraits du DEM de la zone d'étude.

La zone d'étude correspond à un bassin d'effondrement composé de roches sédimentaires variées, plus particulièrement des calcaires et des dolomies, mais également des évaporites, des calcaires argileux et des calcaires gréseux d'âge Mésozoïques. Celles-ci sont recouvertes par des formations mio-plio-quadernaires

Notre travail est structuré en six (6) chapitres qui permettent de mettre en évidence la nature active et néotectonique de cette partie des monts de Nemenchats .

Le premier chapitre traite la localisation géographique du bassin versant par rapport à la zone d'étude, dans le second chapitre, on trouve les principales informations sur les contextes géologiques régional et local.

Pour le troisième chapitre, une grande partie est dédiée aux particularités morpho structurales et au cadre géodynamique.

Le quatrième chapitre est consacré à l'identification, caractérisation et à l'inventaire des mouvements de masse dans la région d'étude.

Le cinquième chapitre développe les méthodes, techniques et procédés pour l'estimation des mouvements néotectoniques dans les bassins d'effondrement.

Le sixième chapitre présente l'identification, cartographie et caractérisation des indicateurs de la néotectonique.

Enfin, nous terminons notre travail par une conclusion générale ou nous relatons les principaux résultats, nous présentons aussi des recommandations pour une meilleure utilisation des traitements numériques pour quantifier la néotectonique.

## **Problématique:**

Le modèle géodynamique de mise en place des bassins tectoniques de la région de Tébessa reste encore mal connu, très peu d'études lui ont été consacrées et ce à cause de la faible visibilité des indicateurs et révélateurs tectoniques et géomorphologiques en surface. Les bassins de la région d'étude sont recouverts par les formations géologiques récentes et leur relief est très faible.

La recherche d'une méthodologie adéquate des indices morpho-structuraux, morphométries et de drainage, la compréhension du « facteur géomorphologie » de la région ainsi que l'observation détaillée sur terrain permettraient une analyse la plus exacte des événements néotectonique qui ont affectés la zone d'étude.

Ce travail de recherche a pour objectif de réussir à dresser un schéma le plus réaliste possible de l'activité néotectonique et morpho-structurale de l'évolution des bassins d'effondrement.

Cette étude contribuera à répondre aux questions suivantes :

- 1-Quels sont les différents processus responsables de l'érosion dans le bassin d'effondrement ?,
- 2-Quels sont les styles de déformations qui ont structurées les paysages ? .

Pour la première fois, dans cette zone d'étude, nous essayerons de coupler la géomorphologie et la morphométrie. L'analyse géo-morphométrique et l'évaluation de son expression sur terrain pourrait nous donner une classification du degré d'activité tectonique récente dans la région d'étude.

## 1.Introduction

L'une des plus rares régions d'Algérie où l'on peut constater la diversité de son patrimoine est la région de Tébessa. Les vestiges archéologiques sont nombreux dans cette région considérée comme un véritable musée à ciel ouvert.

Les zones rurales de la région de Tébessa présentent les mêmes avantages que les zones urbaines. On peut y trouver de nombreuses structures anciennes, telles que des forts, des pressoirs à huile et autres richesses et patrimoines préhistoriques, romains, byzantins et islamiques.

Ces civilisations ont pu étendre leur influence à travers toute la région. Pendant la période romaine, de nombreuses villes ont pu connaître une activité urbaine et économique prospère et importante.

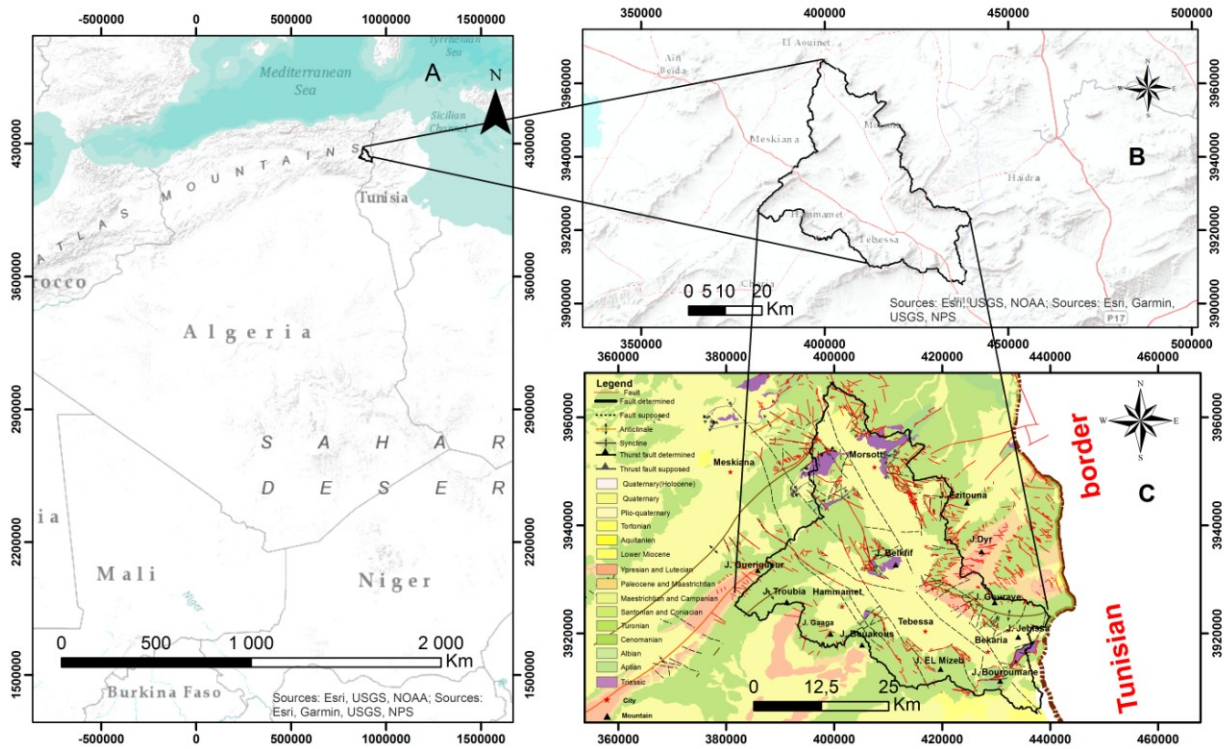
La situation de cette région, située dans les montagnes de Tébessa en Afrique du Nord, en a fait une zone convoitée par les puissances coloniales. Pendant la Seconde Guerre mondiale, la région a été le théâtre d'une grande bataille. Elle a également servi de toile de fond à divers mouvements de résistance armée contre les colonisateurs français.

## 2.Situation géographique:

La zone d'étude appartient à la province de Tébessa, au Nord-Est de l'Algérie entre les longitudes 3916246 à 3976415 N, et latitudes 926463 à 986767E (WGS 84, UTM 32N) (Fig.1b).

Ce bassin transfrontalier est situé sur la bordure orientale de la chaîne Aurès-Nemenchats (Kowalski 1997). La structuration de la région montre des axes de plis NE-SW et des grabens de direction NW-SE (Fig.1a). La lithostratigraphie est représentée globalement par le Trias gypso-argileux diapirs du Djebel Jebissa et Belekfif, un calcaire épais, et des marnes crétacées aux confins du bassin, et un remplissage Mio-Plio-quaternaire au milieu de la plaine

( Kowalski et Al. 2002). Le bassin Morsott-Tébessa-Youkous a été mis en place par l'action tectonique d'un réseau de fractures imbriquées.



**Figure 1:** A.B localisation géographique de la zone d'étude, C. carte géologique et structurale de la zone d'étude

### 3.Climatologie:

Le climat de la zone d'étude est semi-aride Type semi-continentale aride, caractérisé par des précipitations annuelles et mensuelles irrégulières et peu de jours de pluie. La distribution des précipitations mensuelles présente deux saisons principales distinctes. Une saison sèche et chaude et une saison humide et froide. La première se répartit entre juin et septembre, c'est une période de pluviométrie insuffisante. Les orages sont fréquents en fin d'été et les eaux s'évaporent et s'infiltrent rapidement.

### 4.Démographie:

Avec une population de 222 824 habitants en 2022, Tébessa est l'une des 50 villes d'Algérie et se classe au 12e rang en termes de population. Les informations sur la population de la ville de Tébessa proviennent de sources publiques. Sur le site Web du Population Center, vous pouvez trouver le nombre d'habitants de n'importe quelle région de la planète

### 5.Le Couvert Végétal

La couverture végétale est considérée comme un facteur important de protection des sols contre l'érosion et la désertification. Il est peu présent ou utilisé dans la plaine de Tébessa-Morsott. On note la présence d'une végétation discontinue couverte de genévriers et de chênes locaux et halfa,

qui se développent sur des sols calcaires et forment de très belles forêts, malheureusement localement exploitées (Bassi Lakhdar, Kamache Rabie 1997).

## 6. Réseaux hydrographique:

Le réseaux hydrographie de la plaine Tébessa-Morsott est caractérisé par des cours d'eaux d'écoulement temporairement qui dépendent des précipitations irrégulières de la zone d'étude (Chikha Belgacem Bilal et Debbar Hocine. 2017). Les eaux de surface la région drainées par Oued El-Kebir dans la plaine de Tébessa et Oued Ksob dans la plaine de Morsott avec sa confluence avec Oued Chabro.(fig.2)

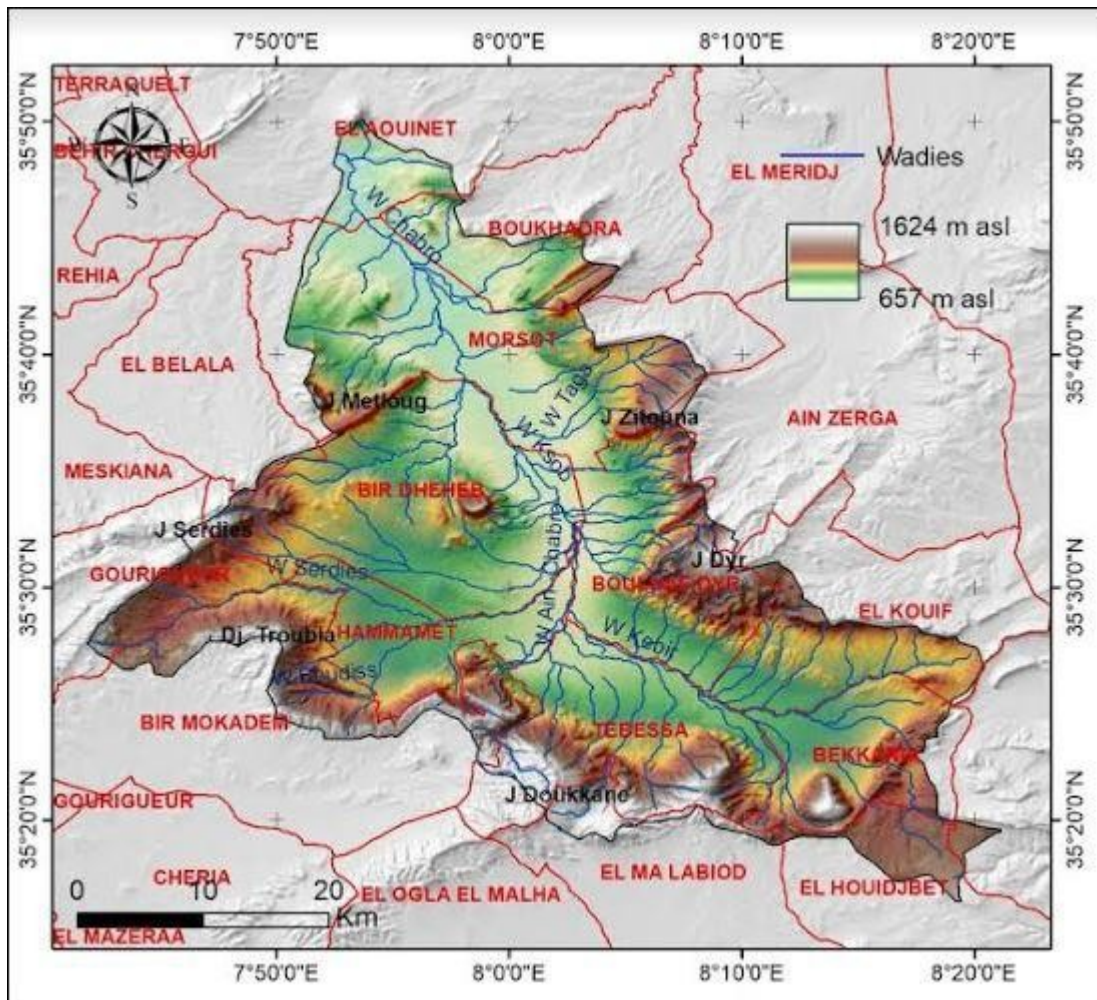


Figure 2: Carte du réseau hydrographique de la région d'étude(MNT)

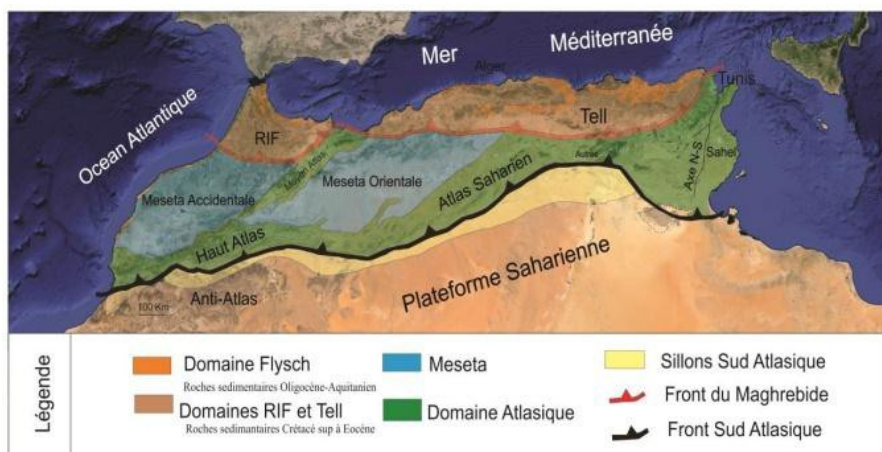
### 1-Cadre géologique régional

Les Monts de Tébessa et ceux de Mellègue,(Dubourdiou, 1956), font partie de l'Atlas Saharien oriental ce dernier se prolonge par les monts de l'Atlas Tunisien.

Cette chaîne de montagnes est composée essentiellement par de larges synclinaux perchés et d'anticlinaux qui sont orientés généralement selon une direction SW-NE.(fig.1)

Dans cette partie du travail,nous parlerons des différentes caractéristiques géologiques et structurales de l'Atlas Saharien en général et des monts de Tébessa en particulier.

Aussi, il est important de replacer l'histoire géologique de la zone d'étude dans son contexte régional. Cela permettra de mieux comprendre ses caractéristiques géologiques ; c'est-à-dire dans le cadre des chaînes côtières d'Afrique du Nord, (Wildi en 1983) ou Maghrébides, (Durand Delga ,1980).



**Figure.1:** Carte de répartition des différentes Unités structurales majeures de l'Atlas Nord-Africain (Boccaletti & al. 1985).

En fait, la région d'étude fait partie d'une zone appartenant à la chaîne des Maghrébides ou chaîne alpine d'Afrique du Nord (Durand Delga ,1980 ; Wildi, 1983). ; cette dernière s'étend sur 2000km de Gibraltar à la Sicile.

La chaîne des Maghrébides est un segment alpin caractérisé par un empilement de grandes nappes de charriages à vergence Sud.

Cette chaîne résulte de la structuration du bassin maghrébin et de ses marges africaines et européennes lors des phases tectoniques tertiaires.

La mise en place et la structuration de ce bassin intra plaque (qui plonge vers le Nord) a débuté vraisemblablement dès le Trias, (Wildi , 1983).

Au Jurassique, le bassin maghrébin s'est différencié en plusieurs domaines paléogéographiques qui sont actuellement en partie superposés (In Aris , 1994).

L'ensemble de cet édifice constitue une unité orogénique caractéristique d'une chaîne à vergence Sud.

Les structures qui composent la chaîne maghrébine proviennent de trois domaines paléogéographiques différents :

- Le domaine interne
- Le domaine des Flyschs
- Le domaine externe représente la marge téthysienne du continent africain.

### 1.1. Le domaine interne

Ce domaine est suivant de la plaque d'Alboran. Un domaine est formé d'éléments pour la plaque d'Alboran: socle cristallophyllien continental aminci et couverture sédimentaire du Paléozoïque au Tertiaire. Cette couverture peut être en partie désolidarisée de son socle pour former des nappes de charriages (fig. 02). On attribue au socle (Bouillin , 1977 et Raoult , 1974) trois ensembles lithologiques :

- ✓ Un ensemble cristallophyllien inférieur, formé de gneiss à intercalations, parfois puissantes, de marbres et d'amphibolites ;
- ✓ Un ensemble cristallophyllien supérieur, comportant «des schistes satinés ou phyllades, des grés et des porphyroïdes oeillés » ;
- ✓ La couverture sédimentaire Paléozoïque du socle cristallin, peu ou pas métamorphique, dont les séries comportent des termes de l'Ordovicien, du Silurien, du Dévonien, ainsi que du Carbonifère inférieur.

Pour ce qui est de la Dorsale kabyle ou Chaîne calcaire, les auteurs (Durand Delga, 1969 ; Raoult, 1974 ; Vila, 1980), ont subdivisé cet ensemble en des unités internes, médianes et externes.

Ces derniers constituaient, à l'origine, la couverture sédimentaire Mésozoïque et Tertiaire du socle Kabyle. Les unités médianes et extérieures se sont séparées après, de leur substratum. Les unités extérieures et médianes ont été plissées et recouvertes ensuite par la dorsale interne et le socle Kabyle.

### 1.2. Le domaine des Flyschs

Les nappes du flysch sont situées dans la partie Sud de la région du Crétacé-Paléogène. Elles se sont déposées dans un bassin marin (Durand-Delga, 1969; Bouillin, 1986). Il existe trois types de flysch dans cette région (Durand-Delga, 1969):

- **Flysch mauritanien:** est une série unique qui comprend un certain nombre de types connus sous le nom de Guerrouche (Durand, 1969, Vila, 1980),

Il comporte de bas en haut (Vila, 1980):

- ✓ Les radiolarites rouges du Malm et un flysch d'argile sableuse étaient dominants pendant la période du Crétacé inférieur ;
- ✓ La formation de calcaires conglomératiques et micro-conglomératiques et silicifiés blanches a également été importante au cours du Crétacé supérieur.
- ✓ Des formations conglomératiques et micro-conglomératiques était également dominant au cours de la période yprésienne.

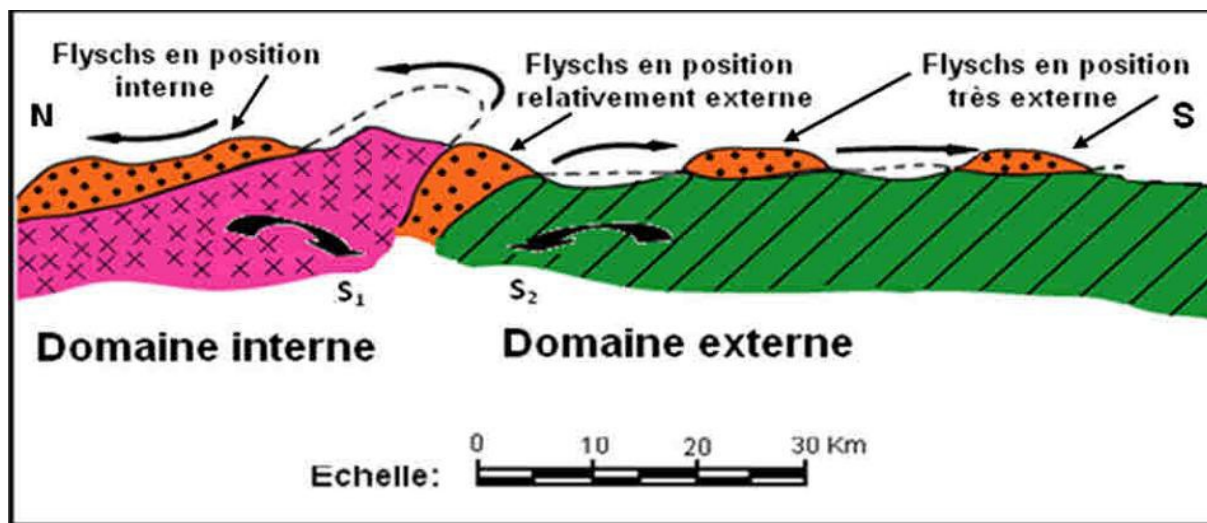
#### **Flysch Massylien :**

C'est un type de flysch argilo-quartzite qui remonte au Crétacé inférieur (Raoult, 1969). Il présente une structure phtanitique du Cénomaniens avec une alternance d'argiles et de microbrèches d'âge Crétacé supérieur (Raoult, 1972).

#### **Flysch Numidien:**

- ✓ Ce Flysch est caractérisé par sa nature gréseuse et argileuse qui est associé au Burdigalien inférieur. Il a été formé par un flysch Oligo-Aquitainien. Il est discordant sur les contacts tectoniques qui séparent le domaine interne de l'unité flysch en Mauritanie. La nappe Numidienne est constituée de structures fortement déformées. Elle ne se trouve pas dans les zones qui ont été touchées par les accidents sauf dans les régions d'El Aria et de

Constantine.



**Figure.2:** Position des nappes de flyschs par rapport aux unités de la chaîne des Maghrébides (Bouillin, 1986).

### 1.3. Le domaine externe

Le domaine externe fait référence à la marge téthysienne de l'Afrique. Il existe deux grands types de séries que l'on peut distinguer l'une de l'autre.

- Les séries telliennes
- Les séries de l'avant pays

#### 1.3.1. Les séries telliennes

La série tellienne a été découpée par les plaques tectoniques tertiaires dans la région frontalière orientale Algéro-tunisienne. Ses limites sont similaires à celles du Paléocène, du Crétacé et de l'Éocène. Ce sont, du Nord vers le Sud (Wildi, 1983 ; Vila J.M., 1980) :

- **Les unités ultra-telliennes**, ont été décrites pour la première fois par Raoult en 1969. Elles sont composées des marnes, des bancs de calcaires que l'on retrouve au Crétacé et des calcaires avec des marnes à silex de l'Eocène (Vila, 1978).
- **Les unités telliennes sensu-stricto** Elles sont principalement situées dans la région de Sétif et sont associées aux chaînes côtières de Babor, aux monts Hodna. Les formations marneuses et calcaires que l'on trouve couramment dans ces régions se sont formées au cours du Crétacé et du Paléogène. (Vila, 1980).

- **Les unités péni-telliennes et les unités méridionales à nummulites**, La dernière série de falaises carbonatées du Crétacé supérieur à l'Eocène, représente des affinités entre les avant-pays du Sud et les unités Sétifiennes du Sud. Elles sont également associées à l'unité néritique de Constantine.

### 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 :

- **Unité néritique constantinoise :**

Les séries néritiques constantinoises forment des massifs isolés(fig.03), 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 J.M.,(1980), les écaillés des Sellaoua et les unités Sud Sétifiennes. L'autochtonie de cette unité est reprise par Chadi.,(1991)et Coiffait P.E., (1992).Une certitude cependant, durant les phases tectoniques alpines ,cette unité s'est comportée de façon rigide ;

- **Unités sud- sétifiennes:**

Ces unités considérées par Savornin , (1913) comme « Bati présaharien », ont été décrites par Vila ,(1980)sous l'appellation« ensemble allochtone sud-sétifien »; elles sont caractérisées par des séries mésozoïques de plateformes admettant des intercalations pélagiques.

- **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 comprenant essentiellement des terrains marno-calcaires crétacés avec un léger apport détritique dans le Crétacé supérieur. Le Paléocène et le Lutétien supérieur sont marneux, par contre, l'Yprésien est carbonaté et riche en Nummulites ; l'Oligocène est signalé par Vila (1980) et par Coiffait (1992).

L'écaillage de ces séries est attribué à des raccourcissements considérables ayant provoqué des chevauchements de grandes ampleurs.

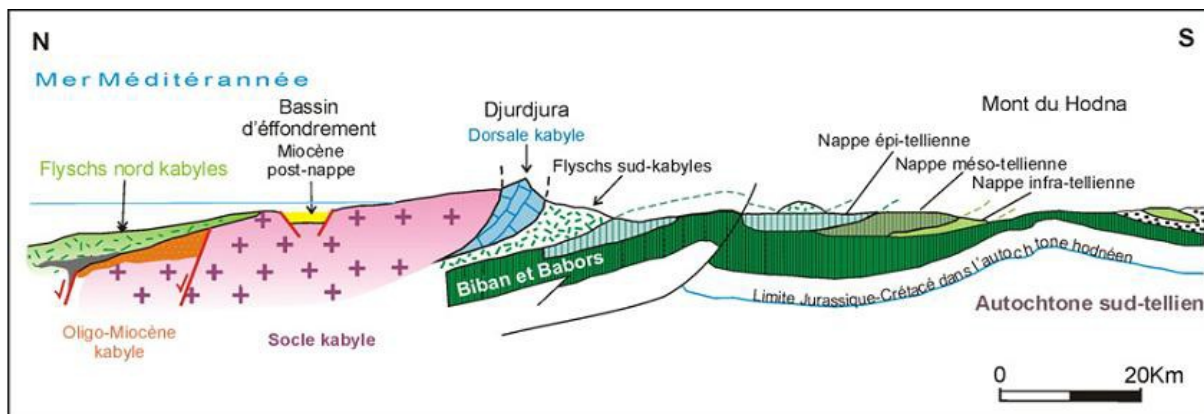
### ➤ Le para autochtone Nord-aurésien :

La partie Nord de l'Atlas autochtone est composée par ce para-autochtone est définie par les différentes structures qui ont été formées par les montagnes de Ain Yaghout et les Djebels (Hanout,Guellif, Sidi Reghis) dans la région de Oum El Bouaghi et Ain Kercha.

Ce grand ensemble a été affecté par une forte tectonique alpine. Beaucoup d'auteurs pensent que la période triasique de la région des lacs peut être le cœur d'un vaste pli couché (Van De Fliert, 1955; Guiraud, 1973; Vila, 1980).

### ➤ L'autochtone Nord-Aurésien

Le domaine atlasique est un ensemble constitué par des formations mésozoïques qui ont été déformées et plissées à la fin de l'Éocène, puis plus tard au Trias, dans une séquence diapirique. C'est le seul exemple connu de ce type de domaine. Le domaine atlasique est situé à l'Est, près des montagnes de Tébessa et d'Ouenza. (Farah, 1991).



**Figure.3:** Les grands ensembles de l'édifice structural alpin de l'Algérie du nord orientale (Durant-Delga, 1969).

## 2-Cadre géologique local

### 2.1.Introduction

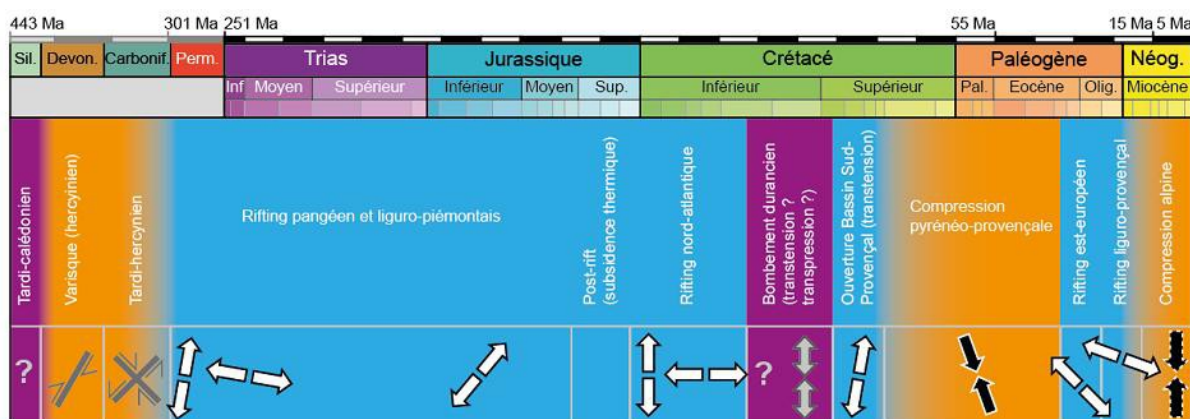
La zone d'étude est située dans l'est de l'Atlas saharien. Elle est caractérisée par la présence d'un Trias évaporitique qui a été fortement déformé par les différents épisodes tectoniques.

Cette région présente également une couverture importante du Crétacé inférieur (Barrémien) au Miocène. Les formations triasiques sont constituées essentiellement par du gypse et des niveaux variables de dolomie.

Hormis les matériaux continentaux quaternaires, les autres formations sédimentaires sont plissées suivant une direction d'axe NE-SW. Ces plis ont été causés par une tectonique compressive qui s'est

produite pendant la phase atlasique de l'ère éocène. (Dubourdiou et Durozoy, 1950 ; Dubourdiou, 1956 ; Vila, 1980 ; Kazi-Tani, 1986).

La partie méridionale de ces plis est recoupé par des fossés d'effondrement. Ceux-ci sont généralement remplis par des formations quaternaires, comme celles de Tébessa-Morsott et d'Ouled Boughanem. Les fossés sont situés du NW-SE au N-S en relation avec la tectonique distensive qui s'est produite durant le Miocène (Dubourdiou, 1956; Castany, 1954). Les différents épisodes de distension et de compression qui se sont produits durant cette période s'accompagnent d'ascension et de percement des formations triasiques depuis au moins l'Aptien (Thibiéroz et Madre, 1976; Aoudjehane et al. 1992) jusqu'à l'Actuel (Fig.4).



**Figure.4:** Synthèse de l'histoire géodynamique de la Provence avec les principales directions (Fournillon.2012)

## 2.2. Mésozoïque

### 2.2.1. Trias

Le Trias est présent principalement dans la partie centrale et nord orientale de la région d'étude (Djebel Belekfif et Hameimat), on le retrouve aussi, au niveau de Djebel Djebissa

Certains auteurs (Masse et Chikhi-Aouimeur, 1982), précisent que le Trias de cette région présente des récifs à son apex à l'Aptien et à l'Albien ; d'autres insistent sur le fait que ce Trias occupe le cœur des anticlinaux (Aoudjehane et al. 1990 ; 1992) (fig.5).

### 2.2.2. Jurassique

Les affleurements d'âge jurassique sont absent dans la région d'étude ( Dubourdiou, 1956). En fait, ces formations ne sont mentionnées que dans les forages pétroliers profonds.

### 2.2.3. Crétacé

#### 2.2.3.1. Crétacé inférieur

##### Le Barrémien

Le Barrémien n'est connu que dans le petit anticlinal de Sidi Embarka, qui se trouve au NE du Djebel Ouenza. Ces formations apparaissent également sur le flanc SW de l'anticlinal de Mesloula et le long de l'Oued Batma et le long de la section NW du Dehar Mesloula (Dubourdiou, 1956). Ailleurs des mouvements d'effondrements (Boukhadra-Hameimat) et la poussée triasique (Ouenza, Boudjaber, Dubourdiou, 1956), empêchent d'observer les sédiments antérieurs à l'Aptien.

Les formations barrémiennes sont caractérisées principalement par des marnes grises ou jaunes argileuses, à ammonites pyriteuses. Vers le sommet, ces marnes sont intercalées par de minces passées de calcaires noduleux gris clair à patine ocre (Dubourdiou, 1956). Ces formations ne dépassent pas les 250 mètres d'épaisseur. Ces formations, se seraient déposées sur un haut fond assez proche de la surface (Dubourdiou, 1956), et reflètent les conditions de sédimentation en mer peu profonde. Ces conditions de sédimentation se sont poursuivies jusqu'au début de l'Aptien.

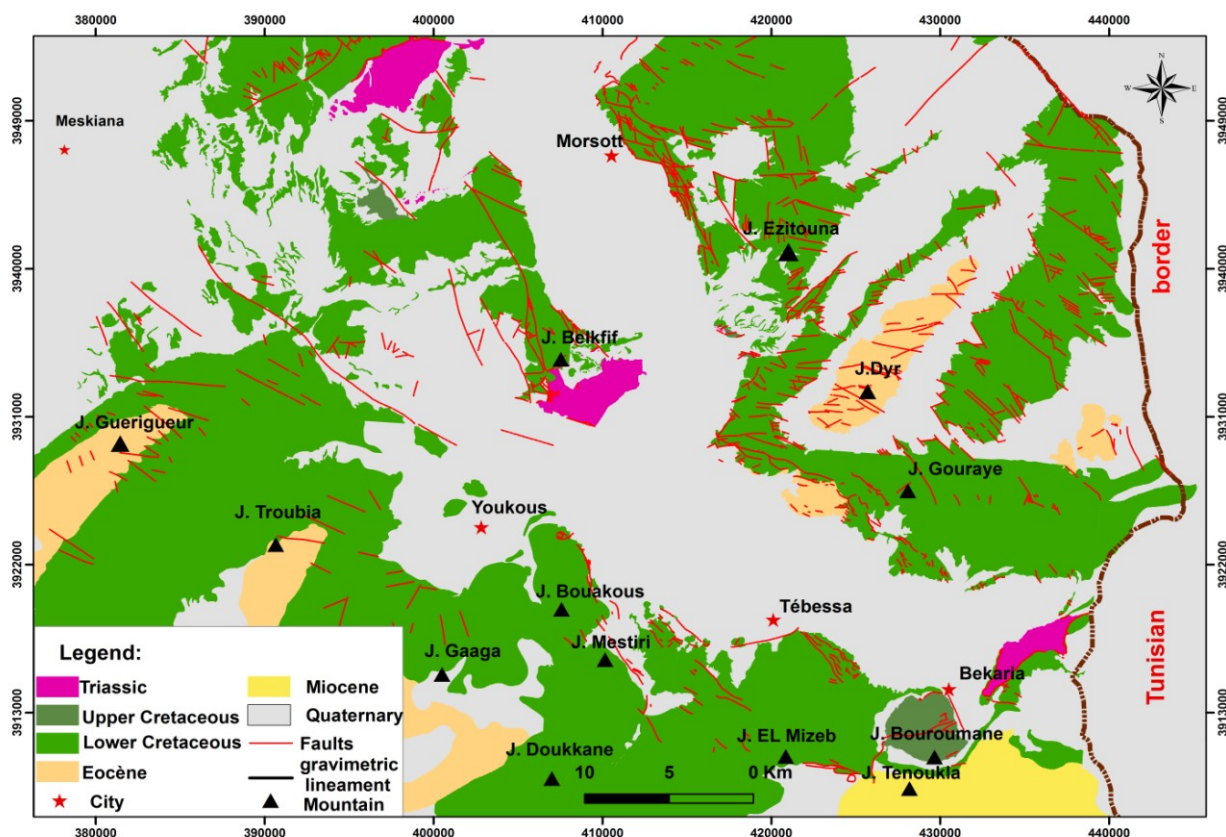
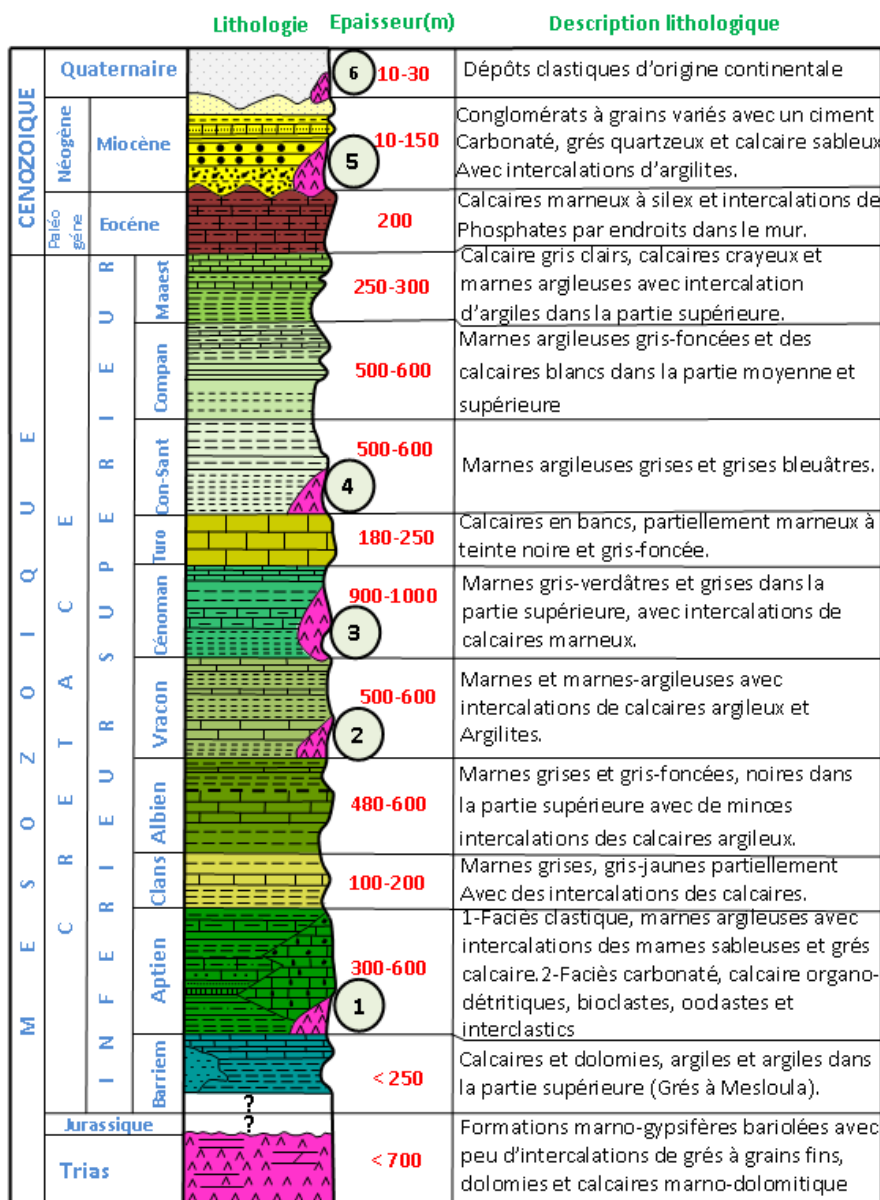


Figure.5: Carte géologique de la région d'étude

### Aptien

On le trouve souvent à la périphérie des diapirs triasiques du Djebel Hameimat Nord, du Djebel Belkif Sud et du Djebel Mzouzia. Il est également présent sur de vastes surfaces. L'Aptien prend dans la région d'étude une grande importance L'Aptien par la nature de ses dépôts et de son épaisseur (300 à 600 m d'épaisseur). Il s'est formé en raison de la présence de roches carbonatées néritiques dans des eaux peu profondes.



**Figure.6 :** Colonne stratigraphique synthétique de la région de Tébessa (In Dubourdiou1956,1959 ;Fleury 1969)

Ces conditions ont conduit à la sédimentation de diverses structures. La mer était plus étendue durant l'Aptien. La formation de récifs coralliens sur des rides allongées est également une caractéristique importante de cette période. (Dubourdiou, 1956). Au cours de l'Aptien supérieur, il y

avait le développement de nombreuses plateformes isolées de la région. Leur architecture était contrôlée par la montée diapirique. (Dubourdiou, 1956). Ce complexe fait partie du domaine profond qui s'est séparé du sillon atlasique oriental pendant l'Aptien. La régression fini-aptienne qui en résulte est visible dans les différentes caractéristiques de ce complexe. La formation aptienne commence par un aptien marneux composé par une alternance de Marnes, d'Argiles, de Grés et de Calcaires à Gastéropodes, Mollusques et Echinoïdes.

Cet Aptien marneux est surmonté par un Aptien calcaire, formé de puissants blocs calcaires à ciment dolomitique, bioclastiques à orbitolines, rudistes et qualifiés de récifaux (Dubourdiou, 1956).

### L'Aptien marneux :

L'Aptien est caractérisé par de gros bancs massifs et épais de calcaire bréchiq ue à ciment dolomitique, de calcaires graveleux et bioclastiques à Orbitolines et de Mollusques.

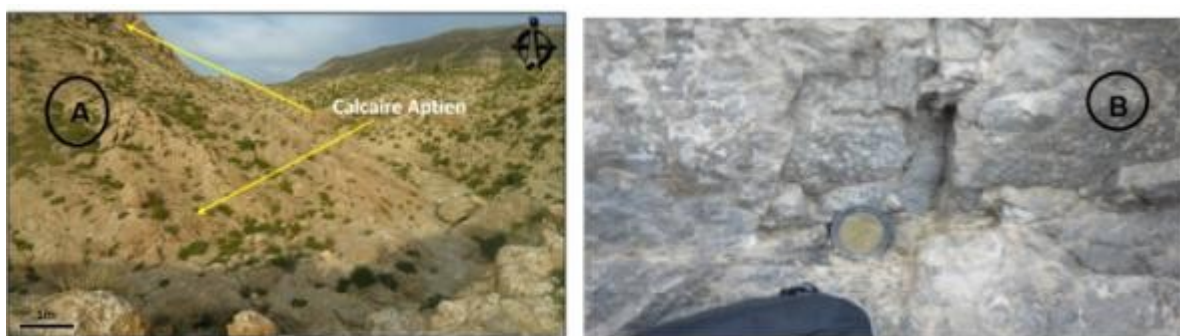
Parfois, on rencontre es intercalations de quelques niveaux de marnes feuilletées de couleur rouge violacée ou verte. On trouve aussi des Lamellibranches et des moules dans le Djebel Bou Roumane.

Ces dernières font partie de la famille des gastéropodes.

### L'Aptien calcaire :

Il repose sur l'Aptien marneux et contient principalement des miliolae, des rudistes et des lamellibranches. (Chikhi-Aouimeur, 1980) et une abondance de quartz automorphe.

Ce type de formation présente une couche épaisse allant de 100 à 170 mètres environ. Ces calcaires (Fig.7) sont comme un métallotecte lithologique puisqu'ils encaissent l'essentiel de la minéralisation ferrifère et/ou polymétallique (Dubourdiou, 1956; Bouzenoune, 1993).



**Figure.7:** A : calcaire d'âge Aptien Djebel Hameimat (Nord Tébessa).B : calcaire d'âge Aptien Djebel Bou Roumane (Est Tébessa)

### Le Clansayésien:

Il est présent dans le cœur de plusieurs anticlinaux et se caractérise par des marnes jaunes et des marnes grises. Ces dernières sont constituées d'ammonites avec des calcaires gréseux (Dubourdiou ; 1956). la formation aptienne est caractérisée par une épaisseur totale d'environ 700 m

### 2.2.3.2 Crétacé Supérieur

- **Albien**

Il est représenté par un faciès carbonaté qualifié de « récifal » dans sa partie inférieure et marneux et marno-calcaire dans sa partie moyenne à supérieure. La zone d'étude est marquée par une faune benthique. La couverture albo-aptienne a été percée par le Trias, ce qui a conduit à la formation de structures complexes dans l'Albien supérieur. (plis évasés, plis en champignon, etc.) généralement scellées par le Vraconien (Bouzenoune, 1993; Othmanine, 1987).

- **Le Vraconien**

Il est caractérisé généralement par des marnes à intercalation de calcaires argileux et argilites, il a une épaisseur d'environ 500 à 600 mètres. (Dubourdiou, 1956)(fig.8)



**Figure.8:** intercalation calcaires argileux et argilites d'âge Vraconien Djebel Bou Roumae (Sud -Est Tébessa)

### Le Cénomanién

Dans la région de Tébessa, on trouve de nombreuses marnes argileuses verdâtres qui présentent des intercalations diverses. Ces marnes sont généralement accompagnées d'une faune variée et de veinules de calcite fibreuses. Au Cénomanién moyen, ces marnes présentent un peu plus de calcaire. La sédimentation du Cénomanién supérieur devient alors carbonatée.

L'épaisseur de la formation du Cénomaniens est estimée à environ 750 à 1100 mètres. Sa sédimentation s'est déposée dans un paléo environnement profond. Cette période, qui se caractérise par un raccourcissement de la vitesse de sédimentation, est connue sous le nom de période abyssale. (Othmanine, 1987).

### Le Turonien

La vitesse de sédimentation durant le Turonien et le changement de sa composition, passant de calcaires épais à des calcaires compacts, ont entraîné des reliefs marqués. Cette caractéristique naturelle forme également les flancs des synclinaux et anticlinaux et se situe en dehors des zones diapiriques.

Selon une analyse réalisée en 2004 par Salmi-Laouar, la partie inférieure du Turonien dans le massif d'Essouabaa, d'une épaisseur d'environ 200 mètres, est composée d'une série d'alternances stratocrostiques impliquant la présence de marnes, de calcaires et de calcaires marneux (fig.9). Les marnes sont généralement de couleur grisâtre et ont une épaisseur décimétrique à métriques. Par contre, les bancs épais de calcaires fins micritiques et marneux ont une épaisseur métrique à pluri métrique.



**Figure.9:** calcaire d'âge Turonien Djebel Mizeb

### Le Coniacien

Il est constitué par du monotone de marnes noires ou vertes avec une épaisseur (250 m) (jaune en altération), admettant à la partie supérieure des niveaux plus calcaires et dans 2/3 inférieurs (Coniacien ) ,des assises épaisses de lumachelles ocre très bien marquées dans la topographie (banc repère ou niveau horizon). Les études de J. Sigal (1967) et M. Caron (1966) montrent l'existence des Rosalines qui sont probablement les *Globotruncana « praeconcovata ou mariei »*, l'une est l'autre de ces espèces semblant caractériser le Coniacien.

L'ensemble de la micro faune qui se trouve au sommet des lumachelles (*G. schneegansi*, *G. concavata*), permet de conclure que la limite supérieure des lumachelles correspond à la limite Coniacien-Santonien (Sigal,1967; F. Dalbiez, 1956).

### **Le Santonien**

Le Santonien est caractérisé par une marne argileuse grise, et il est composé d'*Inoceramus siccensis* PERV (Dubourdiou, 1956 ; Blès et Fleury, 1970). La limite supérieure est marquée par la disparition de *Sigalia deflaensis* et *Globotruncana carinata*, ainsi que par l'apparition de formes campaniennes. La limite inférieure est mal connue en raison de l'absence d'éléments de datation

### **Le Campanien**

La base du Campanien est caractérisée par une grande accumulation de marnes grises. Dans le Campanien moyen, les calcaires sont blancs à gris clair, avec de petites niveaux de marnes grises ou verdâtres. Ce sont des calcaires fins, avec une variété de couleurs et de motifs, tels que *Globotruncana*, *Globigerines*, *Inoceramus*, *Lagena*, et *Pithonella*.

Le Campanien supérieur est composé de marnes à *Globotruncanidae*. L'épaisseur de cette formation campanienne totale atteint d'environ 550 m (Dubourdiou, 1956).

### **L'Emschérien**

Des marnes grises et des intercalations de bancs calcaires sont les composantes de cette série. De nombreux filons de calcite sont présents dans les différents bancs. Le banc fossilifère bien délimité au centre de la série constitue un niveau repère dans le paysage.

### **Le Maastrichtien**

Le Maastrichtien comprend les marnes grises et noires (Kowalski, 2002) qui sont souvent éclipsées par la puissante série calcaire que l'on trouve dans sa limite inférieure. Ces calcaires massifs sont composés de calcaires blanc-gris à gris-jaunâtre (Fig.08), et ils présentent des prismes d'*Inoceramus*. L'altération des calcaires peut entraîner la formation de plaques sonores que l'on observe souvent en surface et dans les zones karstifiées. Ces caractéristiques sont parfois qualifiées de grande dimension dans la grotte de Bouakous

#### **2.2.4. Cénozoïque**

##### **Paléocène**

Sa base est identique à celle du Maastrichtien supérieur en termes de structure. Il présente également des couches de phosphate qui remontent jusqu'aux niveaux supérieurs.

### **L'Éocène**

Le Paléocène inférieur et moyen est caractérisé par différents types de calcaires, tels que les calcaires à nummulites et les calcaires à silex. Ces derniers se trouvent près de la région de Tébessa. (Dyr). Leur puissance est de 200 mètres. Au Nord de Djebel Gourigueur et au SE de Youkous et Tazbent, l'Eocène est d'environ 50m d'épaisseur.

### **Le Miocène**

Ce complexe continental est formé d'une épaisse série détritique, reposant en discordance sur les différents termes du Crétacé et de l'Eocène. A sa base, on distingue des sables siliceux attribués au Miocène et au sommet, on observe une formation argilo-conglomératique pliocène

### **Les formations quaternaires :**

Ils sont pour la plupart d'origine continentale et sont situés dans de vastes zones, comme les plaines et le pied des montagnes.

On note la présence d'un matériel d'épandages anciens (éboulis et anciens cônes de déjection), d'alluvions anciennes de piémonts (dépôts de bordure , argileux ou caillouteux), une croûte calcaire et des limons fins récents.

### 3. Conclusion:

Les caractéristiques structurales de la section Nord-Est de l'Atlas Saharien ont été déterminées comme étant le résultat de mouvements tectoniques. Cette étude explique l'évolution structurale et paléogéographique de la région. Elle décrit également les différentes structures géologiques qui ont été créées par ces événements, comme les fossés d'effondrement, le diapirisme et les subsidences.

L'une des caractéristiques les plus courantes de l'Atlas Saharien est le diapirisme. Ces structures intrusives sont généralement situées dans des bandes allongées d'environ 80 kilomètres. Elles ont une direction qui suit généralement l'axe NE- SW.

En outre, les plis de l'Atlas Saharien sont aussi caractérisés par une orientation générale NE- SW et des anticlinaux qui sont percés par le Trias. Ces anticlinaux représentent des fermetures périclinales qui sont interrompues par des accidents le long des fossés.

La région Nord-Est de l'Atlas Saharien est caractérisée par des fossés d'effondrement qui se succèdent sur une large zone. Ces tranchées sont limitées par des accidents majeurs en raison des failles normales de la région.

La fracturation ancienne aurait influencé mais pas jouée un rôle important dans la mise en place et dans le développement du paysage actuel. Les phases orogéniques atlasique et alpine et surtout l'activité tectonique post orogénique ont cependant exercé une grande influence le modelé de cette région, ce dont témoignent les plis de l'Atlas saharien nord-oriental ; des plis qui sont recoupés par des failles transversales selon une direction NW-SE.

Par ailleurs, nous pensons que les grandes failles à composante normale de la région ont été causées par une phase distensive qui a favorisée la mise en place des fossés d'effondrement. Ces fossés d'effondrement ont été créés par l'alignement des structures atlasiques et le rejet des failles normales de la région.

Les fossés se sont effondrés pendant et après le dépôt des formations du Miocène. Le dépôt de ces formations a continué pendant la distension du Pliocène et celle du Quaternaire, ce qui a provoqué un enfoncement encore plus important des deux bassins.

### 1. Introduction

L'Algérie septentrionale (comme le reste de la partie nord du Maghreb) ; est séparé en deux grands ensembles structuraux mis en place au cours du Cénozoïque, le Tell au Nord (ou Atlas Tellien) et au sud l'Atlas. L'Atlas Saharien ou se situe l'aire d'étude constitue en fait la partie centrale d'un domaine intracratonique qui s'étend depuis le Haut Atlas au Maroc à l'Ouest jusqu'à l'Atlas Tunisien à l'Est . Ce domaine intracratonique est formé de terrains méso-cénozoïques plissés principalement à l'Eocène (Guiraud, 1973; Aïssaoui, 1984; KaziTani, 1986; Boudjemâa, 1987).

Au plan morphologique, cette grande structure correspond à un domaine plissé généralement orienté NE-SW à l'Ouest ; il prend à l'extrême Est, une direction E-W (au niveau de la région de Negrine). Classiquement, l'Atlas Saharien est subdivisé en trois domaines différents par leurs caractéristiques sédimentaires et tectoniques. Du Nord-Est au Sud-Ouest se succèdent l'Atlas Oriental, l'Atlas Central et l'Atlas Occidental.

### 2. Les principaux traits tectoniques et géomorphologiques du secteur d'étude

Les traits structuraux et morpho-structuraux des Monts de Tébessa, sont le résultat de mouvements tectoniques qui ont affecté la région depuis la formation des bassins. Quatre étapes principales, distinctes peuvent se dégager de la Une forte subsidence ;

- ✓ Un diapirisme triasique ;
- ✓ Une phase majeure de contrainte ;
- ✓ La mise en place de fossés d'effondrement

#### 2.1. La subsidence.

Dès 1956, Dubourdiou G., avait conclu à l'effondrement et à l'enfoncement du socle Algéro-tunisien. Cet enfoncement, qui va durer du Barrémien jusqu' à la fin du Crétacé s'est traduit par une accumulation sédimentaire d'une puissance totale de 4 à 5 000 m environ, tandis que les estimations bathymétriques n'ont jamais dépassé quelques centaines de mètres.

Cette subsidence n'est pas la même partout. Elle est perturbée au moins dès l'Aptien par l'apparition des hauts fonds sur lesquels une sédimentation carbonatée sub-récifale s'est déposée.

Certains auteurs, Masse JP et Chikhi-Aouimeur F, (1982), pensent que l'apparition de ces hauts fonds serait liée à l'activité diapirique des formations triasiques.

Cette dernière aurait été déterminée par le rejet d'accidents hercyniens orientés NNE-SSW, ou une dynamique en extension NE-S W à l'Aptien.

#### 2.2. Le diapirisme triasique.

Du golfe du Gabès et jusqu'à l'atlantique, les chaînes de montagnes d'Afrique du nord se distinguent par la présence de structures assez particulières, appelées diapirs. (Fig.1).

Ces structures impliquent des matériaux d'âge triasique. La composition des formations triasiques est constituée par une trilogie : roches évaporitiques, détritiques et carbonatées.. Généralement, lorsque des évaporites sont présentes, ces dernières sont soit du gypse, soit de l'anhydrite.

La migration des complexes plastiques peut avoir commencé à n'importe quel moment. Elle est cependant fortement influencée par les contraintes tectoniques et la pression lithostatique. Durant le Quaternaire tardif le diapirisme était toujours actif. Il y a aujourd'hui suffisamment de preuves pour considérer qu'il continue à l'être.

Les formations triasiques sont caractérisées par un ensemble chaotique entouré d'enveloppes tectonisées et bréchiques.

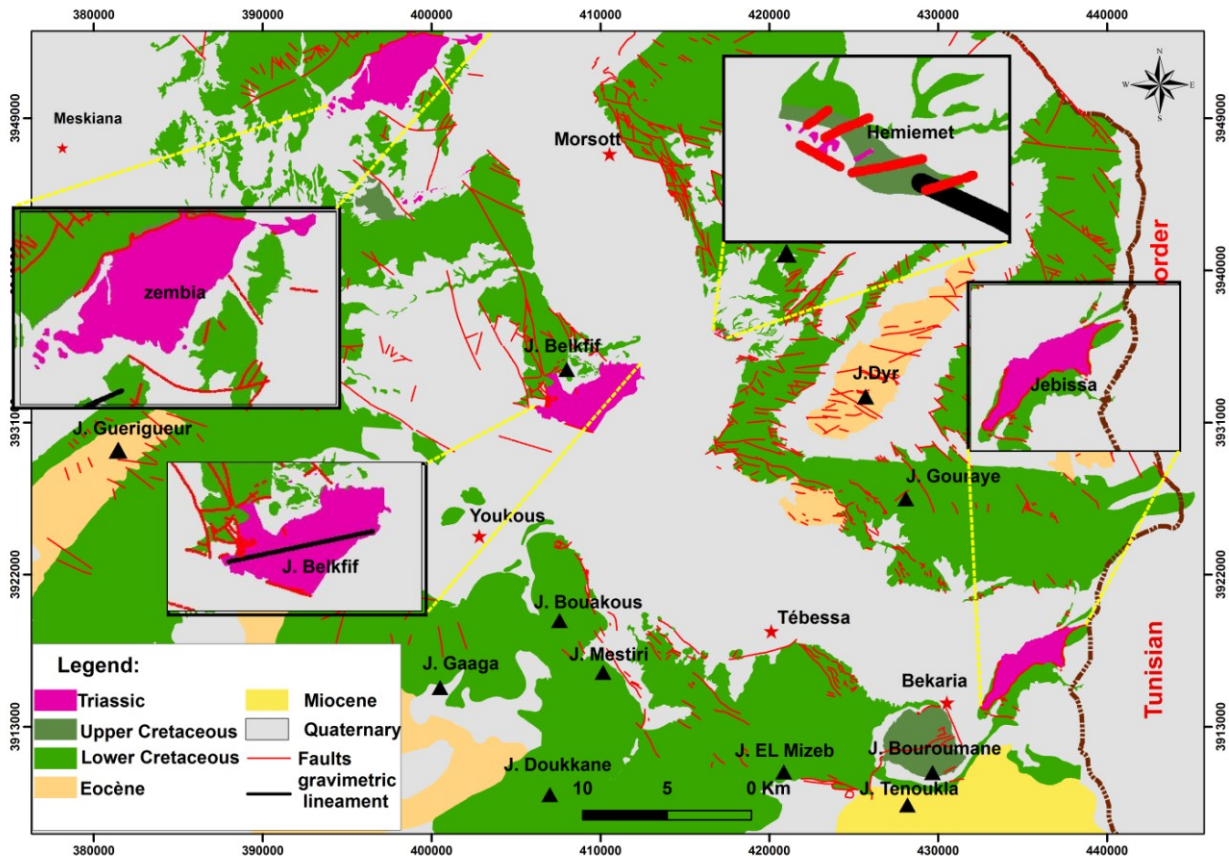


Figure.1: carte géologique montrant la localisation des différents diapir de la zone d'étude

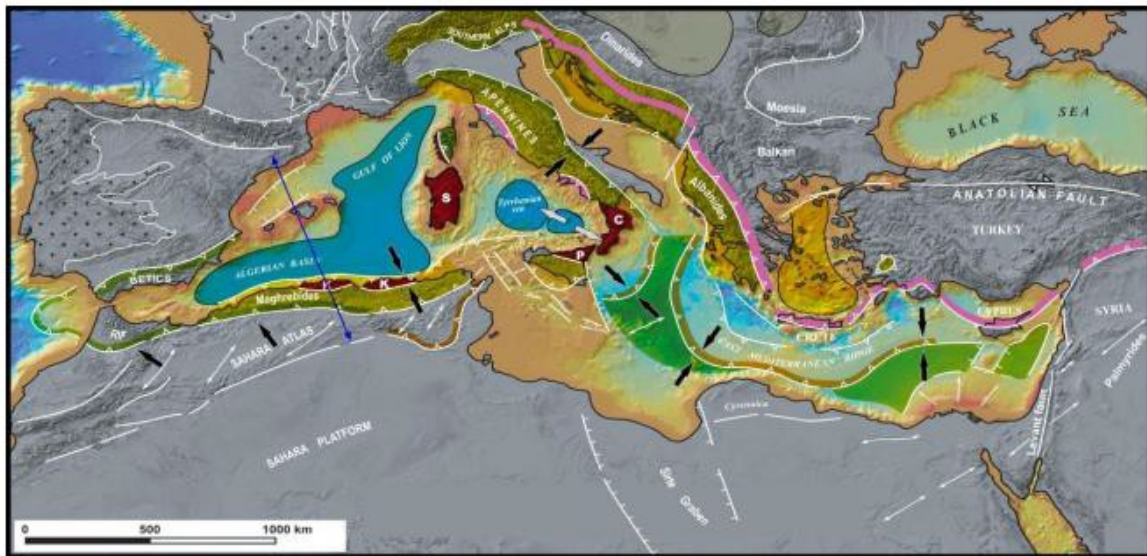
### 2.3. Une phase majeure de contrainte :

L'Atlas oriental Algéro-Tunisien, est considéré comme un orogène intra-cratonique. Il s'est structuré durant la période Méso- cénozoïque avec une grande influence de l'héritage structural, (Schamel, 1981 et Zargouni, 1985). Par ailleurs, l'allure générale de sa structure reste dominée par une série de plissements à grand rayon de courbure et qui sont percés par les formations triasiques.

Les plis ont une direction générale NE-SW, à fermetures périclinales coniques, souvent recoupés par des accidents.

### 2.4 La mise en place de fossés d'effondrement

L'histoire géologique des chaînes d'Afrique du Nord a révélé qu'une grande partie de sa limite orientale se distingue par la présence de nombreuses structures distensives (fig.2) de direction générale NW-SE et E-W. Ces structures seraient associées à des décrochements d'ampleur régionale, évoluant soit en pull-apart, ou en rifts continentaux

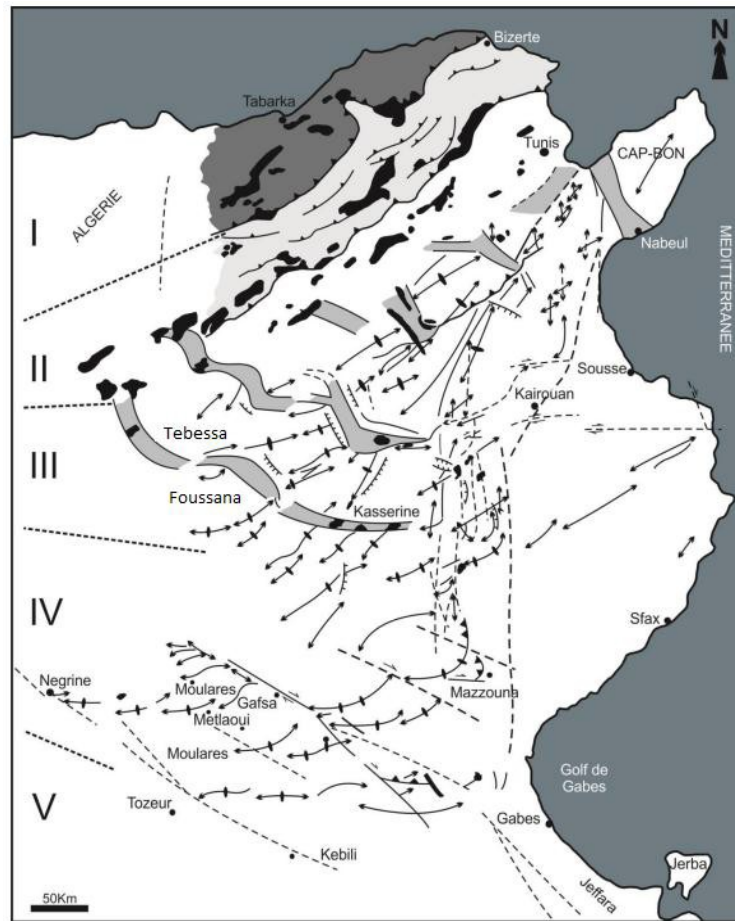


**Figure. 2:** Carte synthétique des grands ensembles structuraux du domaine méditerranéen montrant la localisation des fronts de chevauchements des Maghrébides (Roure et al. 2012).

### 3-Contexte Géodynamique

#### 3.1. Dynamique des grabens Algéro-Tunisiens.

La mise en place des structures en grabens de l'Atlas Algéro-Tunisien débuterait dès l'Aquitainien. Les nappes de charriage de la partie septentrionale de l'aire d'étude ont migré du NW au SE (Rouvier, 1977), puis ont arrêté leur mouvement au Tortonien inférieur. Une phase distensive a suivi cette période de compression majeure. Cette dernière aurait favorisé la mise en place des fossés d'effondrement. Ces derniers ont évolué pour devenir l'un des principaux traits structural et tectonique de ces régions (Fig.3).



**Figure. 3:** Carte structurale de la Tunisie et l'Est algérien, (Zargouni, 1985).

La zone des fossés est limitée par la faille de Kasserine et Gafsa-El Ma Labiod au Sud et par la zone des extrusions triasiques et le front de chevauchement de l'Atlas septentrional au Nord.

Ces structures sont caractérisées par des effondrements et affaissements de direction générale NW-SE et aussi par structures plissées de direction générale NE-SW qui ne présentent qu'une seule terminaison périclinale (Belguith, 2010).

Les grabens de cette vaste région sont loin d'être isolés. Leur histoire est intimement liée à celle de la Méditerranée centrale, résultat du rapprochement des plaques Euro- Africaine (Fig.4) (Fig.4.a).

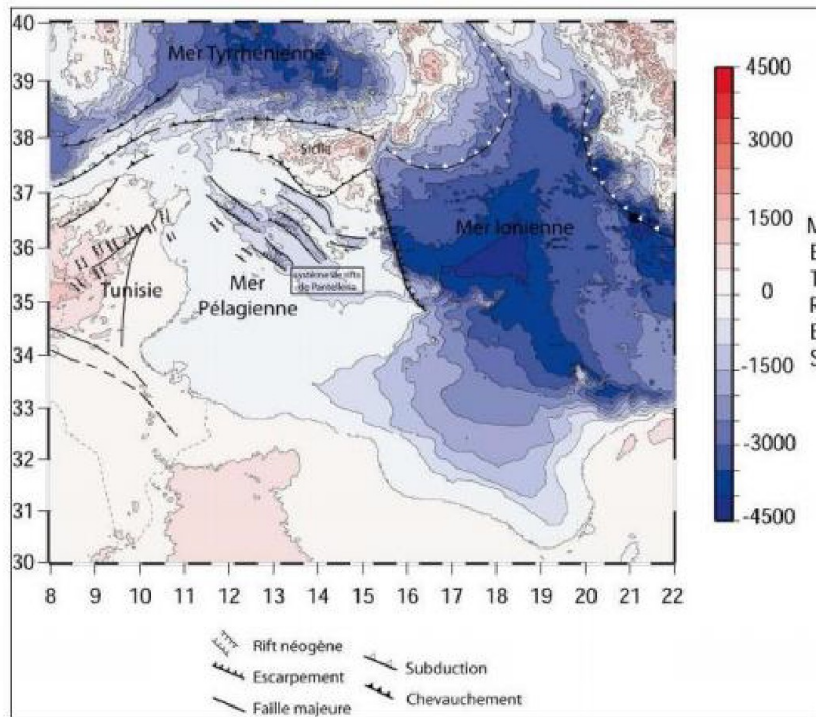
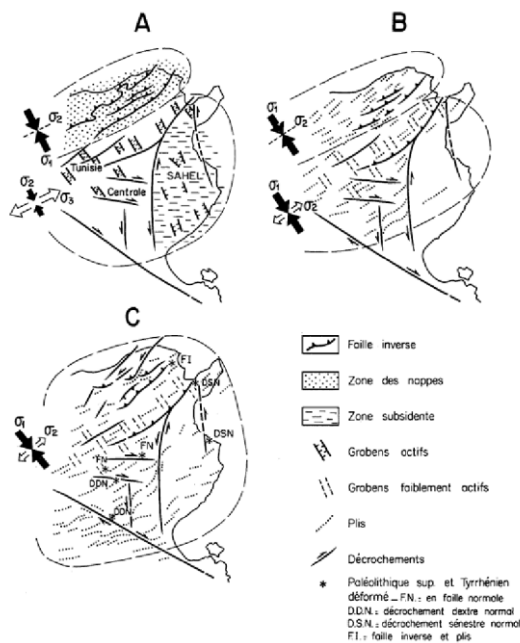


Figure. 4: Cadre structural actuel et récent des fossés de l'Atlas Algérotunisien dans le contexte géodynamique de la Méditerranée centrale. (Belguith, 2010).



A : Aquitainien –Tortonien ; B : Tortonien- Messinien ; C : Plio- Villafranchien

Figure. 4.a: Evolution géodynamique de l'extrême Est Algérien et la Tunisie depuis l'Aquitainien jusqu'au Quaternaire(Dlala et al, 1986; Philip et al, 1986).

### 3.2. Mise en place des fossés d'effondrements dans l'Atlas Algéro-Tunisien

Plusieurs auteurs ont tenté d'étudier et de comprendre les origines et l'évolution géologique et structurale de ces fossés d'effondrement dans un contexte régional périméditerranéen.

#### a. Ouverture au Plio-Quaternaire

Cette hypothèse a été soutenue dans de nombreux travaux réalisés essentiellement au cours du 20ème siècle (Pervinquière, 1903 ; Castany, 1948 et 1951 ; Dubourdiou, 1956 ; Burollet, 1956 ; Jauzein, 1967 ; Richert, 1969 et 1971 ; Ben Ayed, 1975 et 1980 ; Jauzein et Perthuisot, 1976 ; Caire, 1977 ; Perthuisot, 1978 ; Dubourdiou, 1956 ; Otmanine, 1987) ; mais aussi par des travaux plus récents (Hadj Sassi et al. 2006).

La principale idée portée par les auteurs de cette hypothèse, est que l'âge des fossés d'effondrement serait assez récent (Plio-Quaternaire).

Les arguments de ces derniers s'appuient sur la disposition structurale des formations plissées par rapport aux fossés d'effondrements. En effet, ces auteurs considèrent que les structures plissées à une seule terminaison périclinale, mis en place durant le Miocène supérieur ont été fracturés et disloquées plus tard durant le Plio- Quaternaire pour donner naissance à des grabens effondrés.

Par ailleurs, plusieurs scénarios de genèse et d'évolution structurale de ces fossés d'effondrement ont été proposés :

- Selon Richert (1969), les fossés d'orientation générale NW-SE sont limités par des failles normales, et la cinématique des branches E-W est décrochante dextre. Cette situation et contexte permet de lier les grabbens à des méga-fentes qui apparaissent durant la phase quaternaire.
- Selon Caire (1977), l'histoire tectonique et géodynamique de cette grande région est conditionnée par l'action des nombreux décrochements dextres qui sont disposés selon un arc parallèle à la région. Toujours selon cet auteur, c'est à partir de l'Algérie (confins Algéro-Tunisiens), que ces décrochements dextres subissent au niveau du territoire tunisien une déviation ; pour se raccorder ensuite aux Apennins et à la Sicile.

Les divers accidents qui se produisent dans différentes régions naturelles conduisent souvent à la conclusion qu'ils ne sont pas causés par les conditions locales et superficielles mais par des structures tectoniques crustales (profondes).

Ces fractures peuvent être remobilisées au Plio-Quaternaire par les coulissements arqués.

Le modèle proposé pourrait expliquer les différentes caractéristiques des fossés, comme les torsions sigmoïdes de ces axes de (Hameima, Fahes, Morsot, Tebessa, Kasserine, et Kalia

Djerda). Il pourrait également expliquer les directions E-W des fossés en particulier (Kasserine-Bou Arada...).

- Selon certains auteurs (Doubourieu 1956, Jauzein, 1967 et Ben Ayed, 1975), la genèse de ces structures est intimement liée aux jeux de failles qui se sont manifestés aux niveaux des fossés selon une direction NE-SW et ce durant le Crétacé et développés pendant le Quaternaire.

### **b. Ouverture au Miocène inférieur et moyen**

Il existe aussi d'autres approches et explication qui se basent essentiellement sur l'analyse et l'étude de la tectonique profonde. Ces approches ont été développées par (Philip, 1983 ; Chihi, 1984, 1988 et 1995 ; Dlala, 1984 et 1995; Ben Ayed, 1986; Philip et al. 1986 ; Rebai, 1992). Dans ces travaux, les auteurs proposent une ouverture des grabbens à partir du Miocène inférieur et moyen, antérieurement à la compression majeure du Tortonien responsable de la phase atlasique. Quatre principaux éléments peuvent être relevés :

- ✓ Les formations miocènes (Aquitaniens-Tortonien) seraient concordantes sur les séries du Crétacé ;
- ✓ Les failles normales bordières limitant les fossés auraient provoqué d'importantes variations d'épaisseurs dans les séries miocènes. Ceci pourrait démontrer l'aspect synsédimentaire de ces failles ;
- ✓ Les grands plis anticlinaux sur les grabbens ne correspondent pas les uns aux autres. Ils se forment au bord des fossés avec une seule terminaison périclinale ;
- ✓ Les plans des failles qui limitent des grabbens présentent deux types de stries. Le premier est une composante verticale donnant des failles normales, tandis que le second a une composante horizontale donnant un mouvement en décrochement.

D'autres études ont essayé d'expliquer la genèse des fossés d'effondrement au cours de deux épisodes tectoniques. C'est le cas de Philip (1983) et Philip et al (1986) pour lesquels les grabbens de cette région se sont formés pendant l'extension NE-SW du Miocène. Durant cette phase, les structures précédemment formées auraient été rétablies et auraient donné naissance à des plis sans la présence de fermeture périclinale sur les bordures des grabbens. Ces auteurs considèrent que la composante horizontale des failles de limite de grabben a été prise en compte pour montrer que les structures se sont formées pendant les deux épisodes tectoniques décrochants ; un épisode décrochant-extendif qui s'est produit pendant le Miocène inférieur et moyen, alors que le deuxième, décrochant-compressif, s'est produit au Miocène supérieur

Pour Dalal (1984 et 1995), Les fossés d'effondrement dans la région septentrionale peuvent avoir été étendus plus tôt en raison de la présence de plusieurs déformations tectoniques fragiles

dans la séquence anté-tortonienne. On pense également que les anticlinaux sur les marges des fossés peuvent ne pas correspondre exactement les uns aux autres, ce qui pourrait affecter les périodes du Crétacé et du Miocène.". Selon l'auteur, la région au cours du Miocène moyen et inférieur a subi une déformation décrochante-extensive importante. Il y avait trois directions préférentielles dans la déformation cassante extensive E - W, NE - SW, et NW - SE. Les fossés d'effondrement sont réparties de manière assez uniforme sur les différentes distances les uns par rapport aux autres. Ceci est dû au fait que les failles préexistantes dans la région NW-SE ont réagi pour donner des grabens orientés perpendiculairement à la direction d'extension  $\sigma_3$  de direction NE-SW. Pendant les phases tectoniques compressives du Tortonien et du Quaternaire, les fossés d'effondrement de la région d'étude, dont la direction moyenne NW-SE est subparallèle à la direction de la contrainte maximale  $\sigma_1$ , peuvent alors être assimilés à "des fentes géantes dont les parties centrales s'ouvrent pendant que les bordures se raccourcissent".

Toujours, d'après cet auteur, la formation des plis à une seule terminaison périclinale se fait pendant la phase compressive miocène par plissement des bordures des fossés antérieurement formés.

- Dans le modèle structural proposé par Chihi (1984, 1988 et 1995), les fossés d'effondrement de l'Atlas oriental et centro-septentrional sont disposés en relais ; associés à leurs extrémités à des décrochements E-W dextres assurant leur jonction selon des systèmes d'effondrement en pull-appart. Le meilleur exemple pour ce modèle structural est celui du système des bassins de Siliana-Sers-Kef, Rohia – Kalâa Jarda - Bou Ghanem et Kasserine – Foussana qui se poursuivent en Algérie par les grabbens de Tébessa et Morsott-Taraguel.

Toujours, selon cet auteur, durant l'Aquitaniens et jusqu'au Tortonien, les fossés de la région d'étude s'ouvrent à l'emplacement des zones qui ont été le siège de phénomènes extensifs au "Crétacé moyen". En effet, l'intervention d'une tectonique en extension dirigée NE -SW a fait rejouer les anciens accidents de direction NW-SE, E-W et NE-SW en donnant naissance à des failles normales synsédimentaires NW-SE qui sont à l'origine des variations d'épaisseurs et de faciès de part et d'autre des bordures des grabens".

Au cours des phases compressives du Tortonien et du Quaternaire, les failles de direction NW-SE garderaient une composante normale tandis que les failles E-W jouent en décrochement dextre sous l'effet de la contrainte majeure  $\sigma_1$  de direction NW-SE (fig.5).

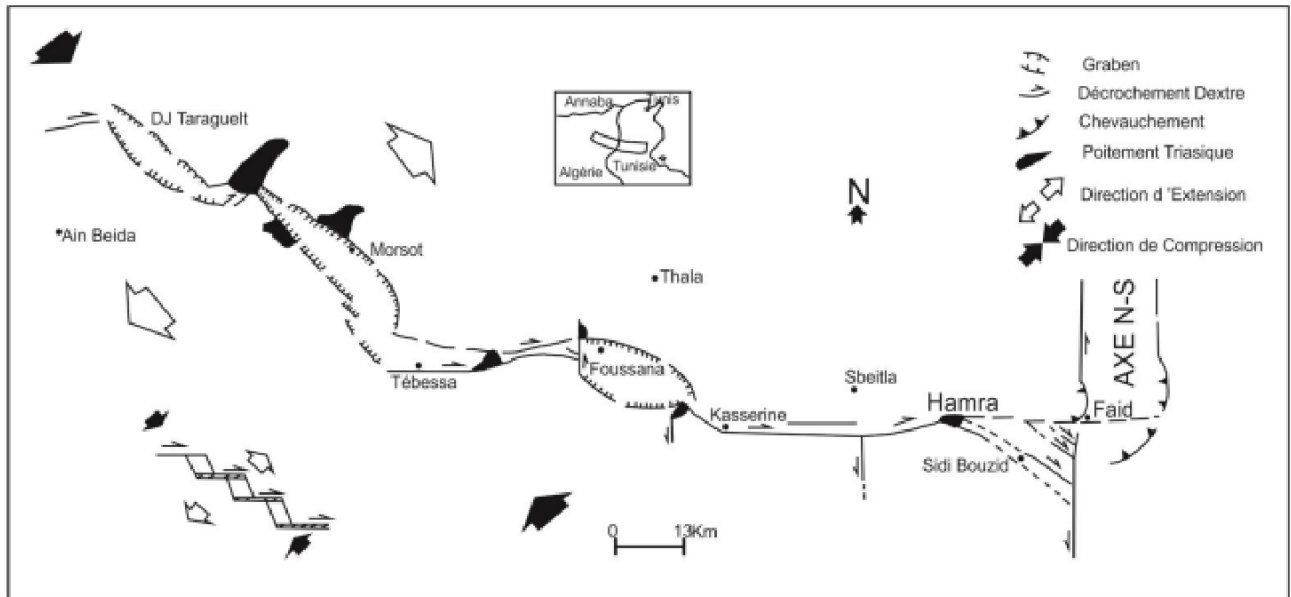


Figure. 5: Ouverture de bassins en pull-apart : fossés de Tébessa-Foussana.Taraguelt (Chihi, 1995)

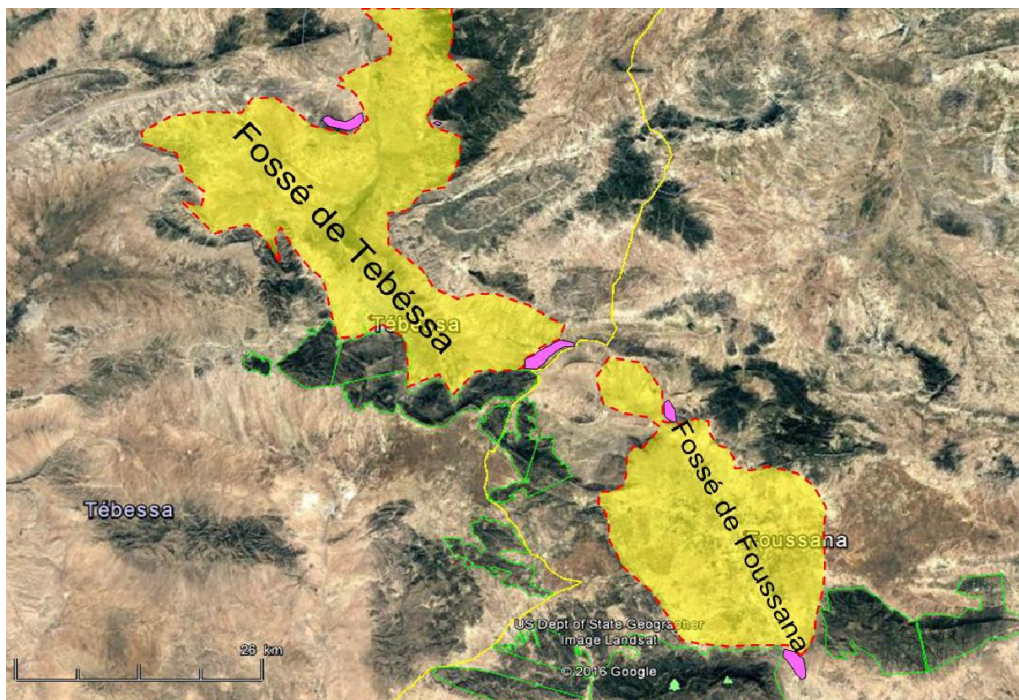


Figure.5.a: Localisation géographique du fossé de Tébessa-Foussana.

#### **4. Caractérisation structurale et morphologique des formations de la région d'étude**

##### **4.1. Le fossé d'effondrement de Tébessa (Algérie).**

Le fossé tectonique de Tébessa, orienté NNW-SSE, s'étend sur la quasi-totalité de la région étudiée et concorde avec l'orientation du fossé de Morsott. (Dubourdiou et Durozy. 1950). La jonction entre la faille de Foussana et la faille de Tébessa a été établie pendant la phase du Villafranchien inférieur. Les sédiments érodés de la partie du Pliocène supérieur du fossé de Tébessa ont été déposés pendant la première phase d'effondrement du fossé. Ils ont été principalement érodés lors de la deuxième phase d'effondrement, qui a touché l'ensemble du fossé au Villafranchien supérieur (Pléistocène inférieur). Dans le fossé de Foussana les sédiments du Miocène sont couverts par la formation de Segui (Villafranchien inférieur) qui est contemporaine des sédiments du premier stade d'effondrement du fossé de Tébessa. Ce fossé s'individualise par la présence d'une puissante série de cailloux caractérisant la deuxième phase d'effondrement du Pléistocène inférieur. (Ghrieb, 2007). Après la deuxième phase d'effondrement, la région a connu une subsidence modérée. Le troisième stade d'effondrement, du Pléistocène moyen, a vu le dépôt d'une sédimentation argileuse importante. La quatrième phase d'effondrement du fossé de Tébessa s'est produite au Pléistocène supérieur. Il est considéré comme l'événement le plus important survenu dans la zone axiale du fossé de Tébessa. Selon A. Zerdazi (1990), la phase d'effondrement du fossé de Tébessa a provoqué la formation d'un graben d'environ 2 kilomètres de large (Fig.6). L'ampleur de l'effondrement a provoqué l'érosion partielle des sédiments de Q2 et le dépôt des galets de la série Q3 dans les zones érodées.

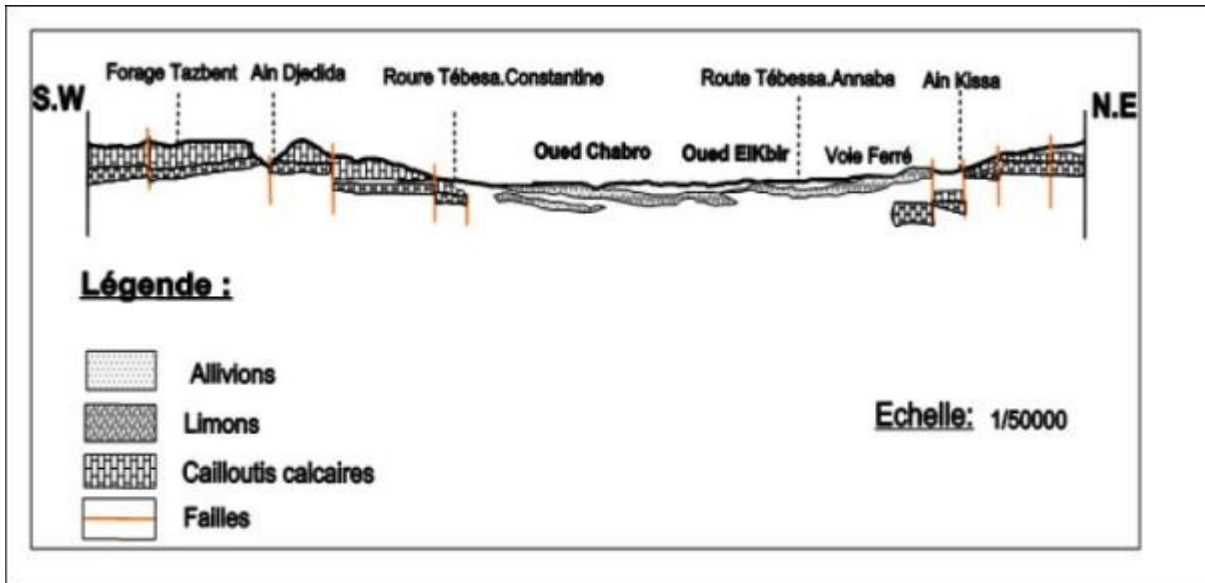
Malgré le ralentissement du taux de subsidence au cours de l'Holocène, le phénomène se poursuit encore aujourd'hui. En 1995, plusieurs tremblements de terre d'une intensité allant jusqu'à 4,5 sur l'échelle de Richter se sont produits dans la région. On pense qu'ils ont été déclenchés par la phase de distension du mouvement tectonique du Plio-Quaternaire.

La zone axiale du graben de Tébessa continue de s'affaisser au fur et à mesure que les marges du fossé se soulèvent. Cette zone abrite actuellement des dépôts alluviaux.

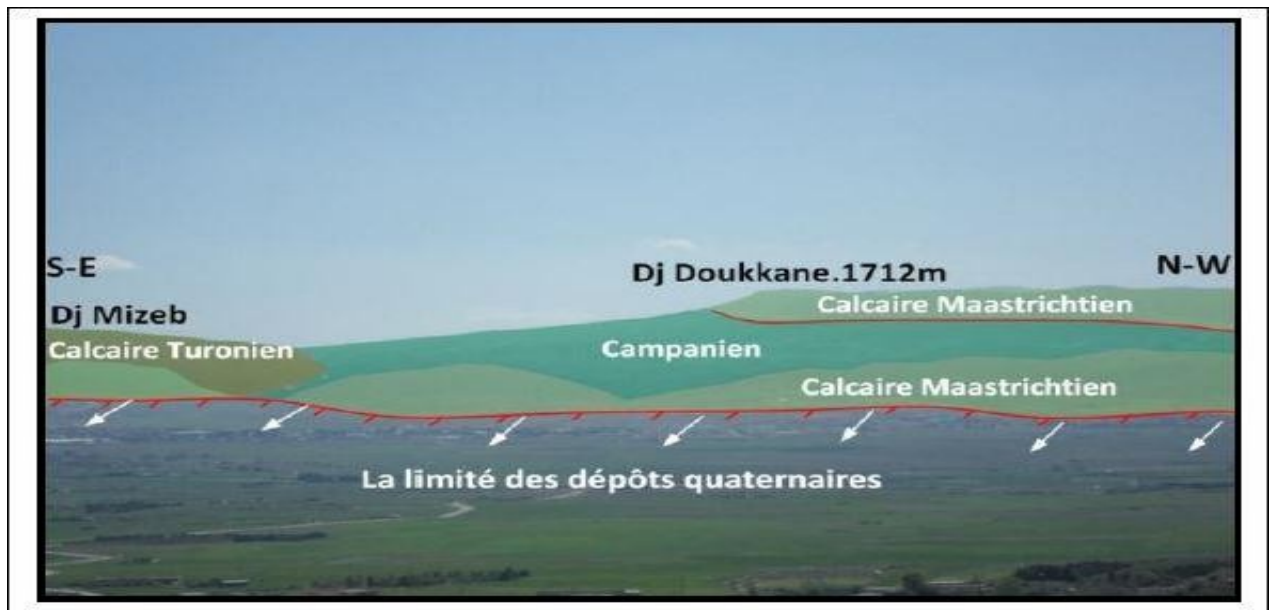
Ce mouvement tectonique (Fig. 7.a.b) a entraîné l'érosion de certains sédiments.

Dépôt de galets du Pléistocène moyen et du Pléistocène supérieur dans les zones d'érosion. Le centre du fossé constitue, actuellement, le siège de dépôts alluvionnaires sur les sédiments du

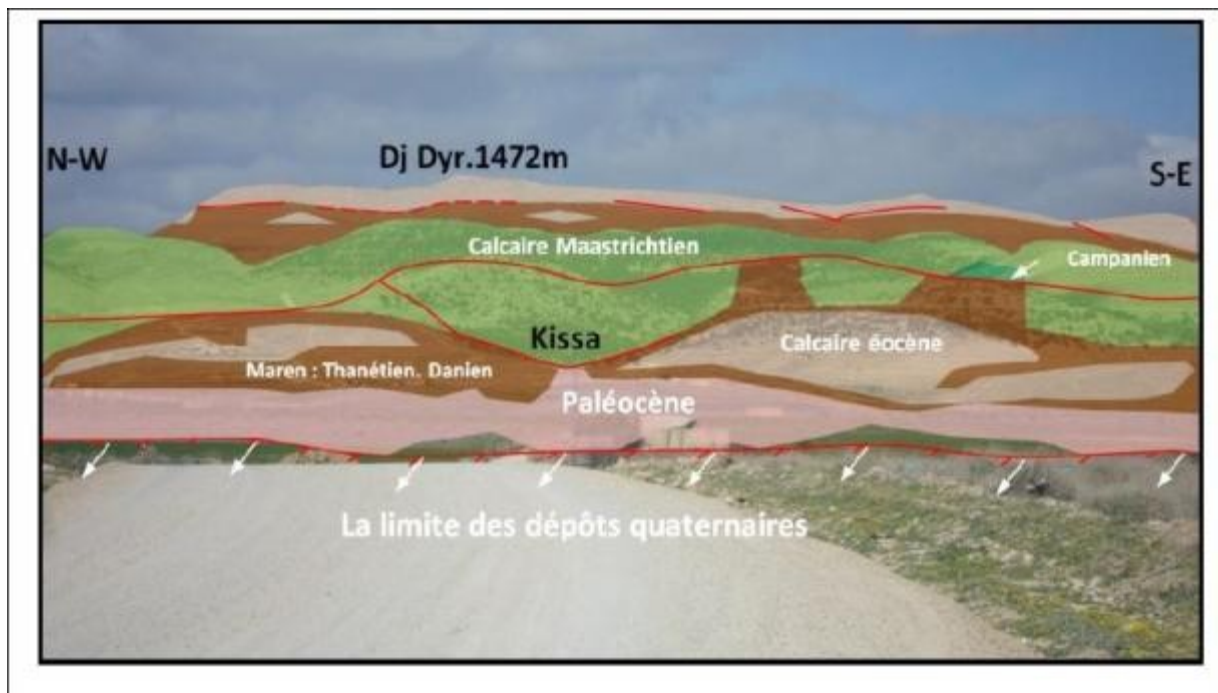
Quaternaire



**Figure. 6:** Coupe Schématique de l'effondrement de la plaine de Tébessa. (Richard, 1952)



**Figure. 7.a :** Vue panoramique de l'effondrement de Tébessa Dj Mizeb, Dj Doukkane, Dj Mestiri (Sud -West de la zone d'étude)



**Figure.7.b** : Vue panoramique de l'effondrement de Tébessa Dj Dyr (Nord -Est de la zone d'étude)

Dans la littérature (Dubourdiou, 1956, Otmanine. 1987), la dépression Morsott-Tébessa est scindée en deux segments ou branches : la branche de Morsott de direction N150-160°E et celle de Tébessa d'orientation E-W. La carte élaborée permet une autre lecture de cette structure.

On peut en effet observer trois branches bien distinctes :

- La dépression de Morsott de direction N160°E, symétrique aux bords raides.
- La dépression de Hammamet-Belkif de direction E-W, asymétrique au bord oriental raide et une limite occidentale peu pentue présentant une évolution graduelle du relief.
- Une troisième dépression, celle de Tébessa, de direction ESE-WNW (N120°E) limitée par une orographie variée dans son modelé et son démembrement.

#### **4.2. Le fossé d'effondrement de Morsott (Tébessa. Algérie).**

Le fossé d'effondrement de Morsott localisé au Nord de la zone d'étude, avec une différence de dénivellation jusqu'à 200m. En fait, il existe deux systèmes orographiques perpendiculaires avec des plis s'étendant sur plusieurs kilomètres dans la direction NE-SW correspondant au haut relief d'une part, et de larges plaines dans la direction NW-SE d'autre part. Il se compose en deux

branches distinctes. La branche septentrionale de direction N150° (Feuille de Morsott) et la branche méridionale orientée N 110° (Feuille de Tébessa). Il s'agit d'une vaste plaine dont la partie centrale est drainée par l'oued El Ksob, et formant un système de dépressions tectoniques énormes où l'épaisseur des alluvions (quaternaires et récentes) est considérable.

La limite nord occidentale du fossé correspond à des failles N150°E (Benabbas, 2006), découpant les calcaires turoniens de Haoud El Srhir, de Haoud El Kebir et de Djebel Zitouna en corniches de même orientation que le fossé. Au sud du Djebel Zitouna, la bordure orientale de la dépression de Morsott devient plus compliquée.

En effet deux chaînons calcaires albo-aptiennes (Hameimet nord et sud) émergent au centre d'une demi-boutonnière marneuse cénomanienne encadrée d'escarpements de Djebel

Boulhaf au SE et de Djebel Chamla au NE (Benabbas, 2006).

- **Les massifs montagneux.**

Au plan structural, les massifs constituent le reste des principales structures tectoniques atlasiques de la région et qui sont bien dégagées du point de vue morphologique. On observe souvent une alternance de calcaire et de marne d'une importante épaisseur (Cénomaniens et Campanien-Emscherien) favorisant le dégagement des formes structurales par l'érosion différentielle. Les plus caractéristiques se voient dans les surfaces structurales qui forment les revers des monoclinaux, et dans les versants à corniches.

Elles sont formées essentiellement par les calcaires massifs du Maastrichtien et Turonien et de l'Eocène (fig.8).

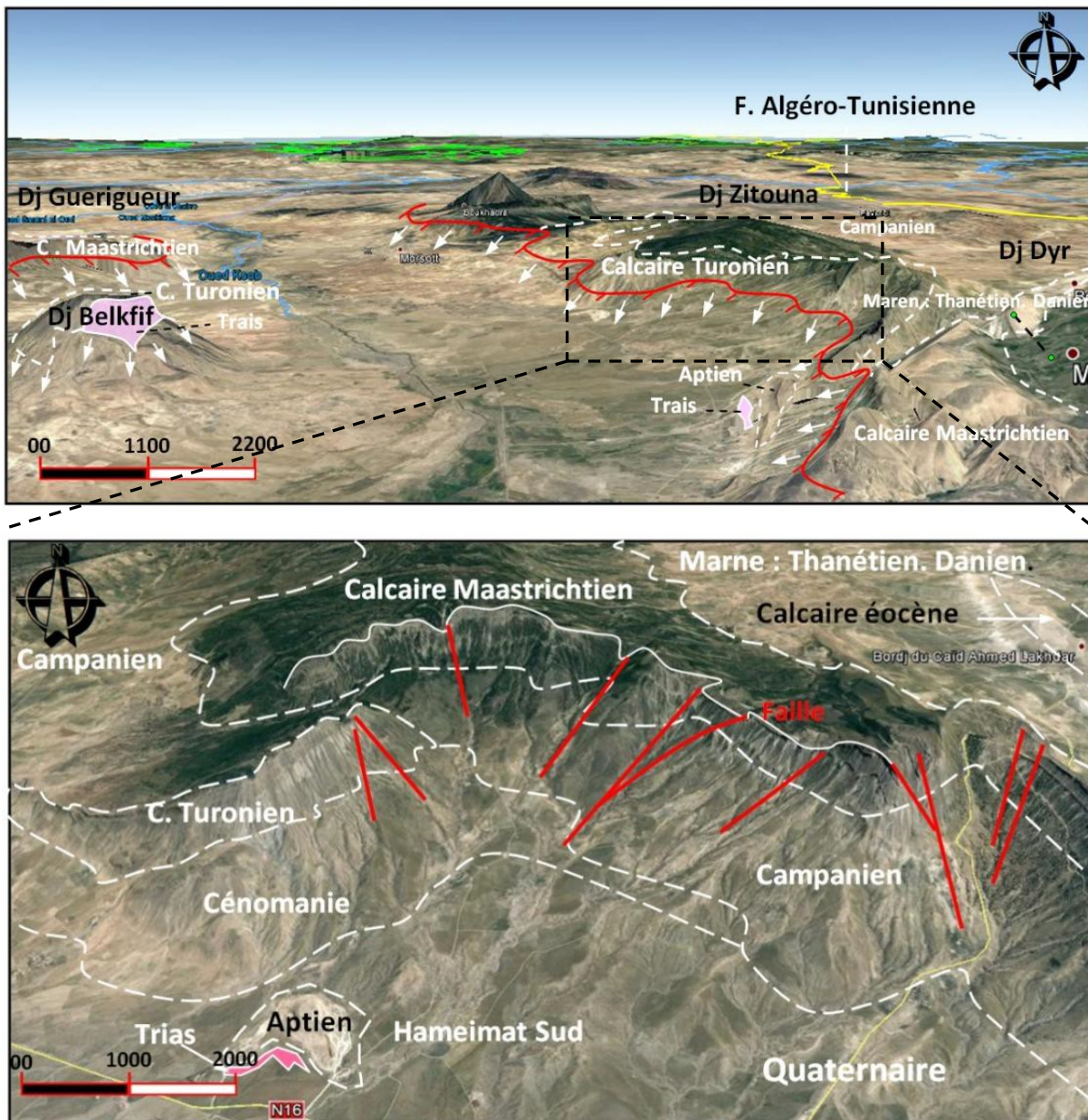


Figure.8 : Photo 03D satellitaire montrant les formations essentielles de l’effondrement de Morsott

- **Les éboulis.**

Des épandages détritiques à éléments de calcaires éocènes sous forme d'éboulis se sont accumulés au pied du synclinal du Dyr. Ces éboulis sont importants par leur nombre et le volume déplacé. On y trouve plusieurs générations d'éboulis, ayant une relation directe avec des linéaments importants. En effet, on trouve plusieurs cônes d'éboulis tronqués par des linéaments. Ceci indique la postériorité de ces derniers ainsi que leurs rejeux actuels et récents. C'est le cas du linéament allant de Bel-Dabb qui est parallèle au fossé d'effondrement et d'orientation N 118°E. D'autres éboulis semblent être stoppés ou limités par des linéaments. Le meilleur exemple, est celui de Bordj Si

Ahmed Lakhdar, stoppé par le linéament N° 287 ainsi que le cône d'éboulis d'Ain Kbire, venant buter contre le linéament N° 2 d'orientation N75°E (Benabbas, 2006).

La répartition de ces éboulis ne serait pas seulement mise en rapport avec la valeur moyenne des pentes mais serait étroitement liée à une influence structurale et au processus dynamique qui touche la région (Benabbas, 2006).

- **Les glacis.**

Les glacis sont généralement liés à une longue évolution en climat semi-aride. Durant le Plio-Quaternaire, la région d'étude a connu (Kala M. 1990) un climat semi-aride, caractérisé par des écoulements en nappes. Ces glacis sont formés d'un matériel détritique fin, d'âge plio quaternaire.

Ces glacis forment plusieurs niveaux et leur épaisseur s'accroît localement par suite des affaissements et de la subsidence.

Ils sont bien développés sur la rive droite de l'Oued El Ksob. Les glacis sont très perturbés entre Oued Zerga et Oued Rbai à cause de la tectonique récente et actuelle (Benabbas, 2006).

- **La karstification.**

Les systèmes aquifères karstiques du synclinal de Dyr – Gastel divisé en deux catégories karstiques (Fig.9).

- ✓ Aquifère épikarstique pour les calcaires éocènes ;
- ✓ Aquifère hoplokarstique pour les calcaires maastrichtiens.

A l'Ouest de Djebel Dyr, on relève aussi la présence de processus de karstification (au niveau de Dj Hameimat).



Figure.9: 05 Photo montrant les Karsts au niveau de djebel Dyr.

#### 4.3. Le fossé d'effondrement d'Hammamet (Tébessa. Algérie).

Le sous bassin de Hammamet structuré en un mini graben (fig.10), est inclus dans le système des fossés d'effondrements Morsott-Tébessa. Ces fossés sont auréolés par un relief montagneux jeune livrant des séries stratigraphiques mésozoïques, cénozoïques et quaternaires.

L'enfoncement du socle (Dubourdiou .1956) qui va durer du Barrémien jusqu' à la fin du Crétacé s'est traduit par une accumulation sédimentaire d'une puissance totale de 4 à 5 000 m environ.

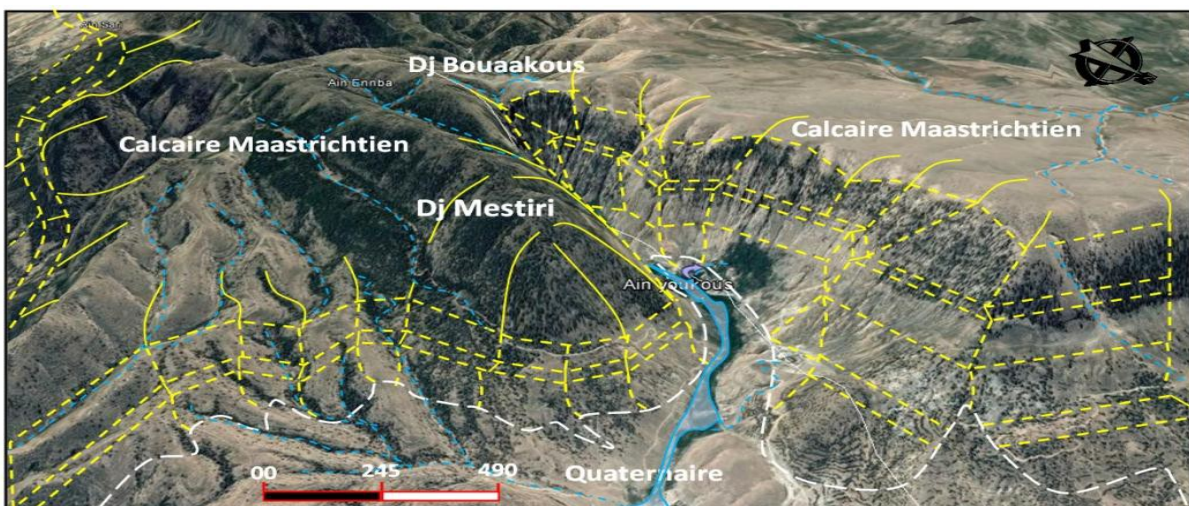


Figure.10: Photo 3D satellitaire montrant le mini graben de Youkous

### 5. Evolution du relief structural

#### 5.1. Analyse de la carte hypsométrique:

L'évolution d'un relief dépend de son échelle et de sa nature. Divers facteurs tels que l'action géodynamique, l'érosion différentielle et les conditions climatiques peuvent influencer le développement d'une forme caractéristique. Ces facteurs sont responsables de la création d'un cadre géologique.

L'analyse verticale et plane d'un relief actif fournit des informations précieuses sur son évolution. Elle permet également d'étudier la relation entre la tectonique et la morphologie. Par exemple, la relation entre les structures et la morphologie des blocs et des méga-blocs peut se traduire par diverses formes et structures, telles que les plis, l'érosion des ravins et la surrection des régions. Les différentes caractéristiques morpho-géologiques du relief révèlent l'énergie du mouvement de la tectonique. Ils indiquent également le rôle que la tectonique a joué dans l'évolution de cette même structure.

##### 5.1.1 Djebel Guerigueur

Le massif du Guerigueur, qui s'étend sur plus de 20 kilomètres de long, est situé dans la partie Sud et Sud-Ouest de la carte de Meskiana au 1 :50 000. Il occupe également une partie de la feuille d'Hammamet.

L'asymétrie de la structure apparaît évidente de même que le gauchissement de son axe, de N 25°E au niveau de Hr El Bekhouche à N 45-50° E, au niveau de Chaabat Dabaa (Benabbas, 2006).

Le Djebel Guerigueur se distingue des autres massifs par son alignement particulier. On peut voir que son axe est relevé vers le NE abaissé vers le SW

Une analyse détaillée de ses deux flancs du relief met également en évidence la présence de grandes zones d'érosion sur le flanc NW. Ces zones sont accompagnées de mouvements de coulissage qui affectent les crêtes. Ces mouvements se poursuivent au-delà du flanc SE, s'atténuant légèrement et se poursuivant ainsi selon deux directions NW- SE et E-W.

##### 5.1.2. L'ensemble Djebels Mzouzia- Metloug

- **Djebel Mzouzia** atteint les 1065m d'altitude, il présente des formations de l'Albo Aptien, il est allongé dans une direction NW- SE (direction rare dans la région) et présente deux parties: la partie SE en demi dôme dont le flanc NE est une falaise abrupte ; de l'autre côté, le flanc SO est moins marqué. la limite orientale du massif de Mzouzia est caractérisée par un escarpement linéaire et abrupt. Cette caractéristique est considérée comme un linéament orographique (Benabbas, 2006). La nature tectonique de ce linéament est claire.

- **Djebel Metloug d'âge turonien**, se caractérise par des structures étroites et allongées. Ses deux flancs présentent des corniches raides et marquantes.

La relation du massif du Jebel Metloug avec le bassin d'effondrement de Morsott est intéressante. En effet, sa forme et sa position en font un élément structural et morphologique intéressant. La relation du massif de Mzouzia avec le bassin d'effondrement de Morsott est également significative (Benabbas, 2006).

### 5.1.3. Djebel Belkif

Ce Djebel est un relief isolé dont la structure monoclinal à altitude de 1330 m s'apparente à celle d'un massif turonien. Il est situé sur le flanc Ouest du grand anticlinal de la Zitouna. Son importance est également reconnue du fait qu'il sépare le fossé de Hammamet du fossé de Morsott.

**Nous pensons que c'est en raison des différents jeux d'accidents NNW-SSE et E-W survenus dans la région que Djebel Belkif a été individualisé.**

Par ailleurs, nous relevons une présence de pointements triasiques traversant des formations pliocènes et villafranchiennes (rejeux néotectoniques), au NE de Djebel Belkif.

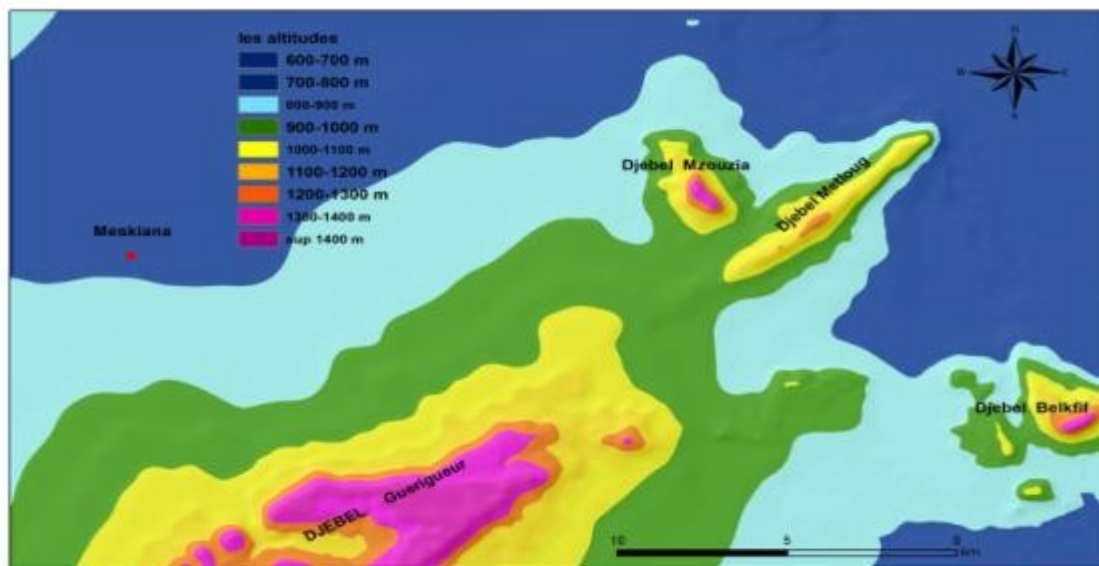


Figure.11: Carte hypsométrie la région du Meskiana

### 5.1.4. L'ensemble Djebels Zitouna-Tala-Chemla.

La masse montagneuse de cette région est caractérisée par une antiforme tronquée. Cet ensemble est situé au NE-SW de la région. Cet anticlinal n'a pas de terminaison péri-anticlinale SW. Ceci est en grande partie dû à l'effondrement du bassin de Morsott.

Au SE, Djebels Tala et Chemla semblent avoir maintenu la continuité de la structure du flanc oriental du Djebel Zitouna.

Par ailleurs, la partie occidentale du Djebel Chemla est soulignée par des corniches. Ces caractéristiques pourraient être dues à des accidents tectoniques (Benabbas, 2006).

### 5.1.5. Djebel Dyr

Présente une forme en cuvette perchée, 11,25 Km- 3,5 Km culminant à une altitude de 1450 m. Il se distingue de par sa forme asymétrique, un long versant NE et un court versant SW. La direction générale de cette région est N40 E. Elle a une élévation d'environ N40 E et un abaissement d'environ N40 E. Géologiquement, cette morpho structure est caractérisée par un synclinal perché avec un cœur Eocène.

L'axe de la structure est perturbé par la présence d'incisions linéaires, caractérisées par une érosion intense. On constate deux directions fondamentales : la direction N120-130° E et la direction E-W (Benabbas, 2006).

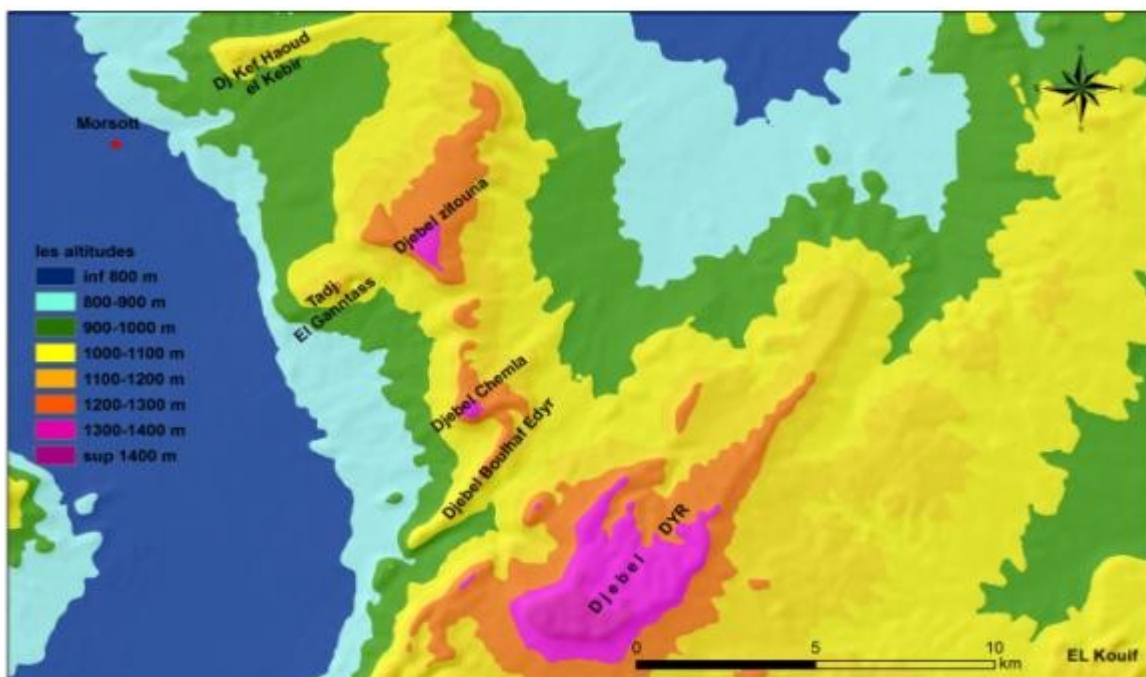


Figure.12: Carte hypsométrie la région du Morsott

### 5.1.6. Djebel Bouroumane

Sa forme générale est particulière et isolée. Ses dimensions sont de 3,5 x 3 km au Sud et de 0,80 km au Nord. Sa limite Sud est marquée par une forme semi-arquée, tandis que sa limite septentrionale est allongée et culmine à une altitude 1500 m

### 5.1.7. L'ensemble Djebels Anoual-Tala-Ozmor

Djebel Ozmor garde sa direction atlasique, les abaissements verticaux et brutaux le long de la crête sont bien visibles. On relève une multitude de glissements.

Depuis la vallée d'El Melab, on peut suivre la partie du Djebel Korza jusqu'au Sif Bouroumane. Ce dernier constitue en fait, la terminaison méridionale de Djebel Bouroumane.

La faille de Tenoukla est également visible sur la carte hypsométrique. Elle présente une grande incision linéaire dans une direction N-S, un coulissage sénestre le long de l'accident et des virgations de part et d'autre de l'accident. Ces virgations soulignent très bien la cinématique des mouvements (Benabbas, 2006).

### 5.1.8. Djebel Mestiri

Cette morpho structure est caractérisée par une petite taille et des caractéristiques structurales uniques. Ses deux versants, le versant SW et le versant NE, présentent des caractéristiques morphologiques différentes. En effet, son versant NE est court et raide, qui se déplace rapidement vers la plaine de la Tébessa ; alors que le versant SO est moins raide et situé au niveau de Bouakouss.

Une large incision linéaire limite Djebel Doukane dans sa terminaison SE de Djebel Mestiri. Sa profondeur et sa linéarité la classent comme un linéament de nature tectonique (Benabbas, 2006).

### 2.5.1.9. La dépression Morsott-Tébessa

Dans la littérature (Dubourdiou G., 1956, Otmanine A. 1987), la dépression de Morsott- Tébessa est subdivisée en deux tronçons ou branches : la branche de Morsott dont la direction est N150-160°E et celle de Tébessa orientée E-W.

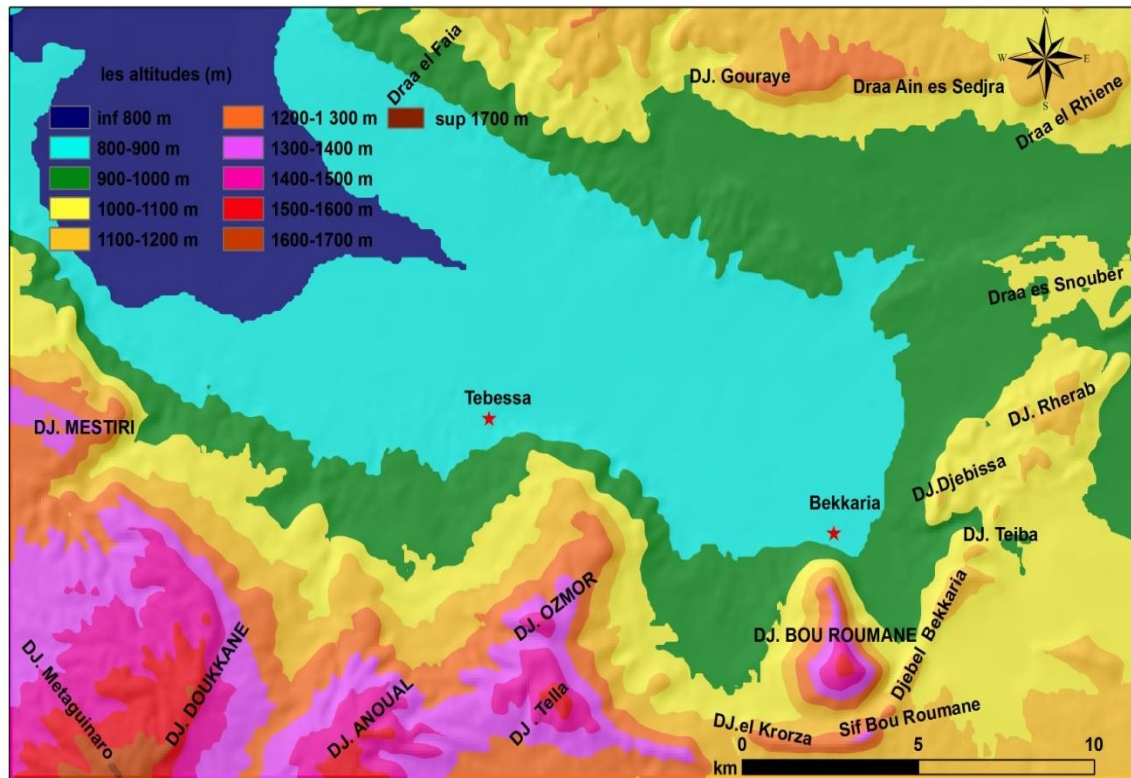


Figure.13:carte hypsometrie la région du Tébessa

### 6. Analyse morpo structurale de la région de Hammamet:

La carte morpo-structurale (fig.14) montre une représentation intéressante de divers éléments et structures morphologiques et structurales.

La région montagneuse représentée sur la carte est une chaîne continue, qui s'étend d'Est en Ouest et se divise en deux parties distinctes.

Sur le plan structural, cette chaîne représente en fait la structure Atlasique la plus importante de la régions. L'alternance de formations meubles (marnes et argiles) avec des formations dures (calcaires...) a permis de dégager les formes structurales (érosion différentielles).

Les caractéristiques structurales les plus marquantes de la région sont :

- ✓ Les escarpements de lignes de failles ;
- ✓ Les escarpements sur les flancs des plis (Dj. Guerigueur, Troubia ... etc.) ;
- ✓ et sur les versants à corniches dominant la dépression de Hammamet (fig.13).

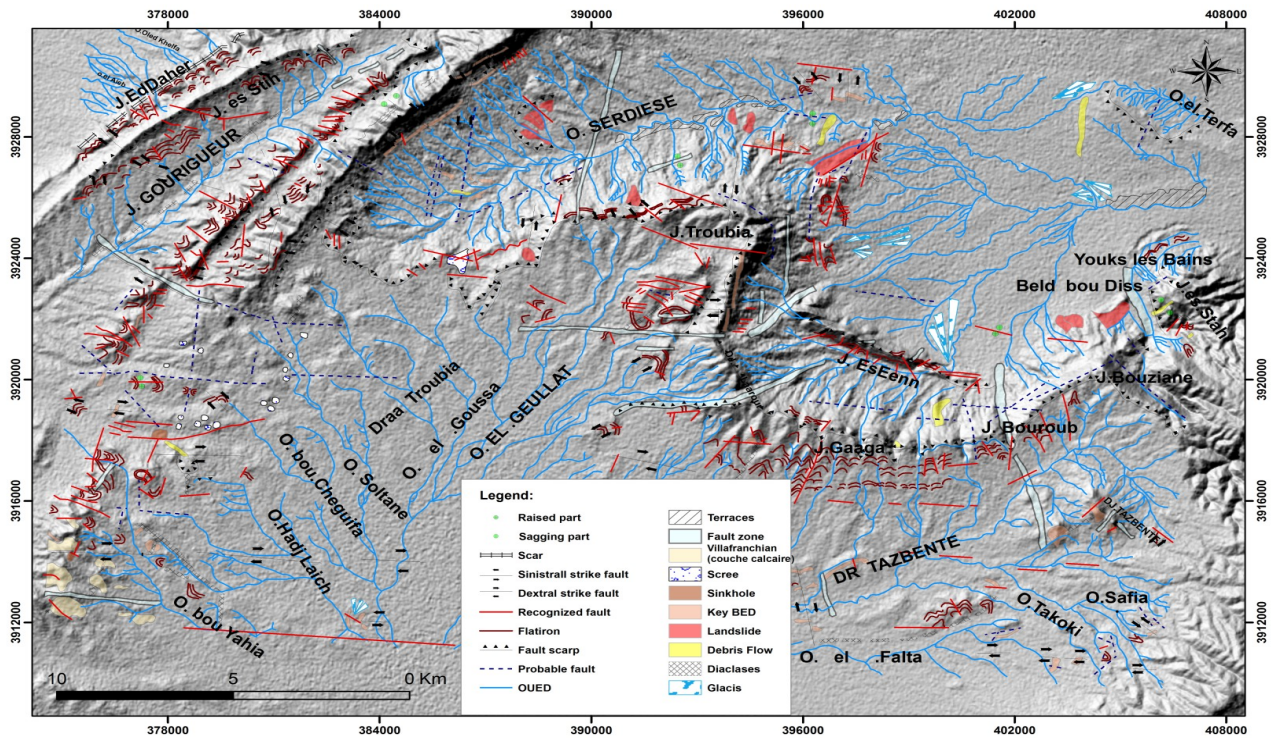


Figure. 14: carte morpho-structurale de l'effondrement d'Youkous (MNT).

- ✓ Les niveaux calcaires dans les masses marneuses sont également connus pour être associés aux différentes caractéristiques structurales de la région. Ces niveaux peuvent être utilisés pour déterminer les différentes caractéristiques de la structure, telles que la valeur du pendage et la cinématique des accidents (Benabbas, 2006).

- **Les glacis.**

Les différents glacis qui se trouvent dans la région sont formés par un matériau détritique fin qui a un âge plio-quaternaire. Ils présentent une variété de formes et d'orientations. Les différents glacis qui se trouvent dans la région sont formés le long de la rive droite de l'Oued El Ksob. Ils sont situés au nord du Djebel Essenn et de Hammamet.

A cause des activités tectoniques récentes et actuelles dans la région, il est difficile de déterminer les niveaux exacts de ces glacis. En outre, ils sont également difficiles à cartographier à l'aide de simples photographies aériennes (Benabbas, 2006).

- **Les cônes de déjection.**

Dans la partie nord du Djebel Es Senn, on peut voir un emboîtement de multiples cônes alluviaux. Il est probable que ces cônes aient migré vers le Nord en direction du chevelu hydrographique. La migration du chevelu hydrographie et les multiples générations des emboitements qui l'ont précédé

peuvent être considérées et exploitées comme la base d'une étude de l'évolution du bassin d'Hammamet. Elle est également liée aux effets de la néotectonique et du paléoclimat (Benabbas, 2006).

- **Les mouvements de masses.**

La carte montre qu'il y a eu de nombreux glissements de terrain dans la région de l'Oued El Mebdaoui et dans la zone de Bordj Hadj Abdallah. Ces glissements sont situés sur le flanc est de la ville de Guerigueur et en aval de l'Oued El Mebedou (Benabbas, 2006).

Ces sites sont caractérisés par la présence de glissements de terrain importants et complexes. Ils présentent également une forte instabilité qui peut être facilement détectée par la présence de marnes campaniennes.

Plusieurs structures ont également été cartographiées et classées comme des glissements, paléo coulées ou coulées.

(Fig. 15).

La zone d'étude comporte plusieurs zones instables qui peuvent être distinguées les unes des autres par la présence de structures multiples. Ces zones instables peuvent être divisées d'Est en Ouest et du Nord au Sud comme suit :

- Le développement des régions instables dans le coin Nord-Ouest a été influencé par les différents facteurs qui ont affecté la géologie de la région. Il s'agit notamment de la fracturation intense des bancs calcaires maastrichtiens du Djebel Troubia et de la présence de multiples glissements de terrain..

- Une série de versants marneux est visible près de la partie Nord du Djebel Es Senn. Ces séries sont caractérisées par la présence de zones de solifluxion et de glissement de terrain. Ils sont probablement causés par l'activité d'accidents qui se sont manifestés.

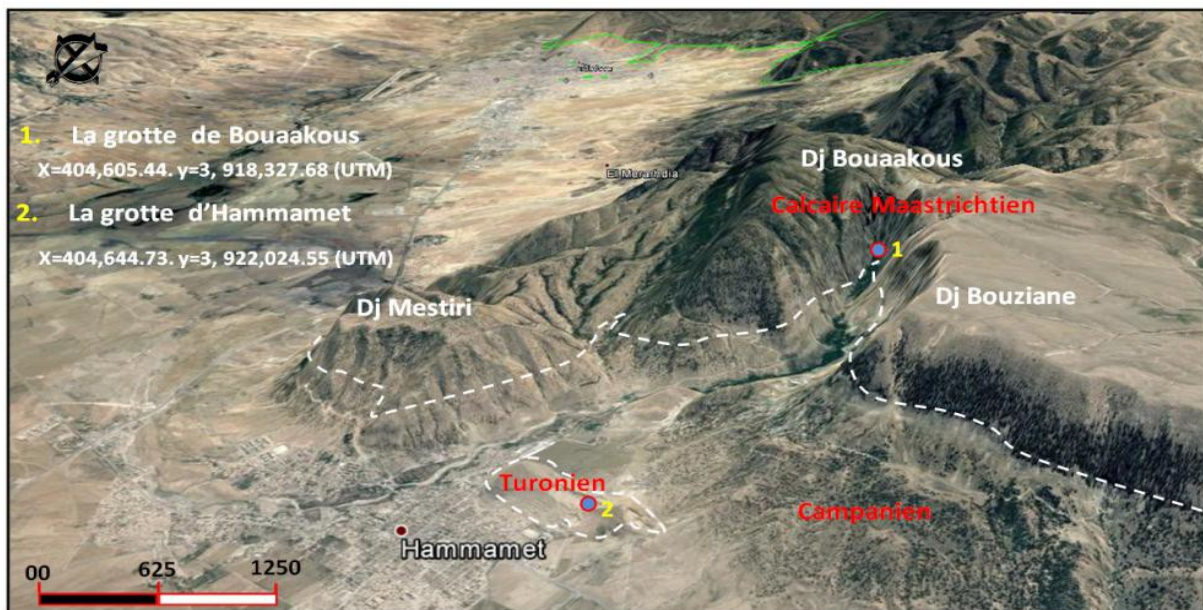


**Figure. 15:** Vue panoramique des mouvements tectoniques de Dj. Es Senn et Dj Troubia

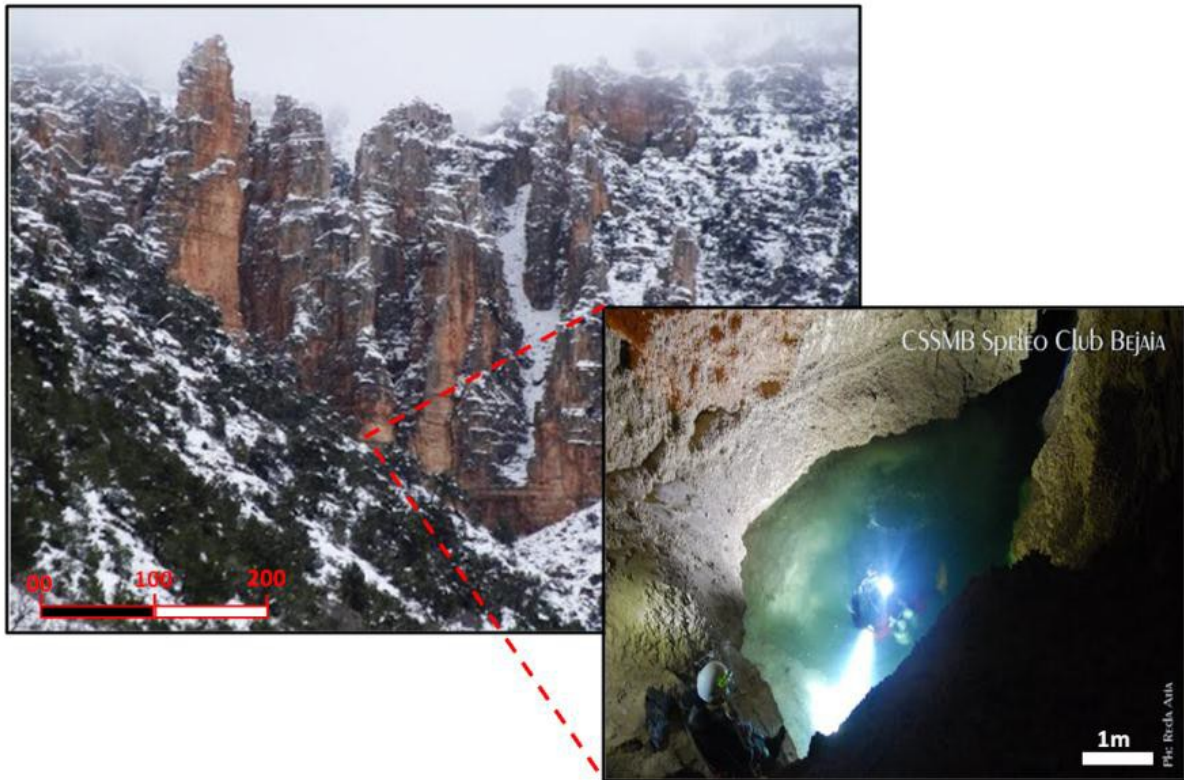
- **La karstification.**

Sur le versant SE de Guerigueur, de nombreuses formes karstiques telles que les dolines et lapiezes. La composition carbonatée des formations, le réseau dense de fracturation et le faible pendage favorisent l'apparition de formes et structures karstiques.

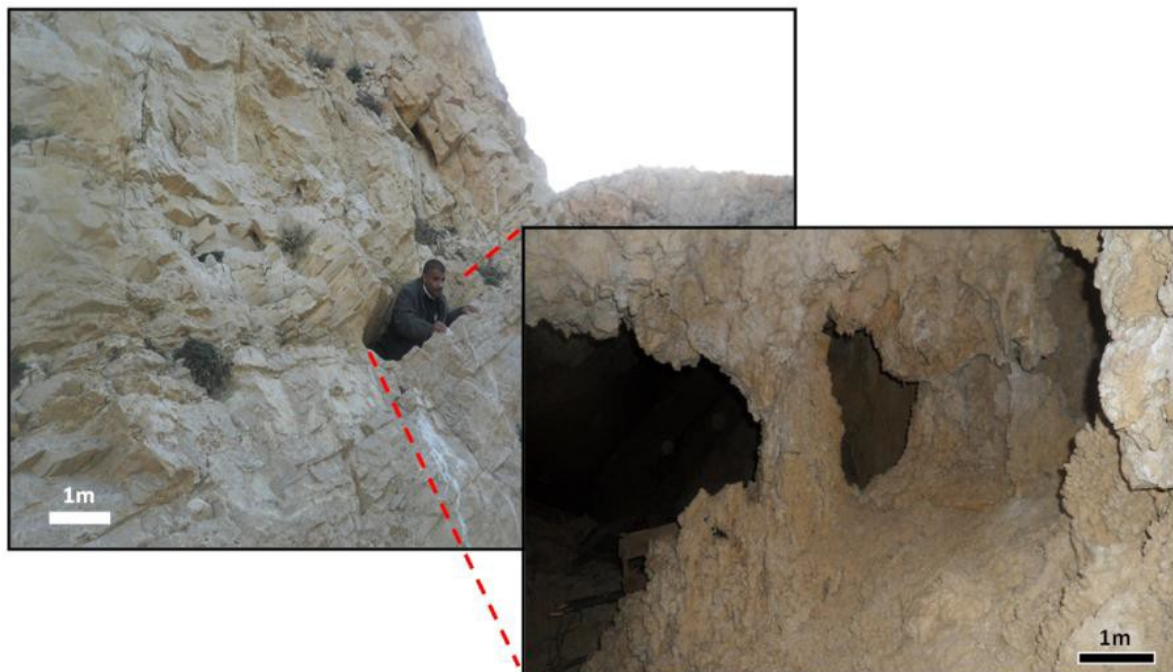
Le niveau de la reculée de Hammamet et Bouakous est considéré comme une structure importante de karstification (Fig.16.17.18). Cette région est caractérisée par les formations calcaires du Turonien et du Maastrichtien, La faille de Youkous est connue pour avoir joué un rôle important dans le développement de cette karstification.



**Figure. 16:** Photo 3D satellitaire montrant la localisation de deux grottes de Youkous.



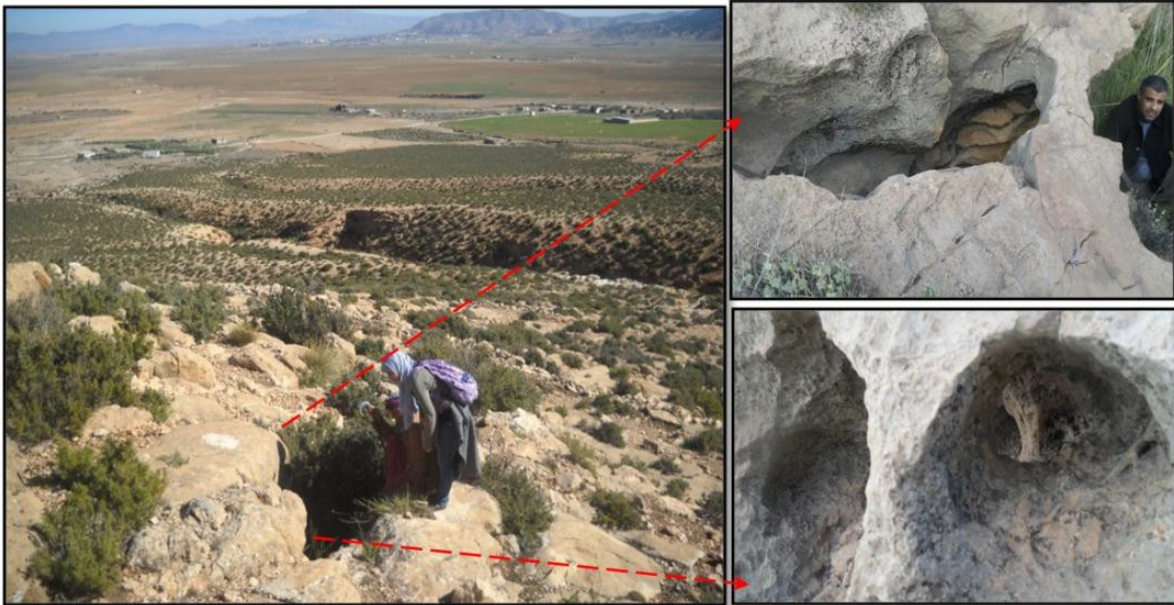
**Figure. 17:** Photo montrant la localisation de la grotte de Bouaakous.



**Figure. 18 :** Photo montrant la localisation de la grotte de Youkous.

La partie sommitale du Djebel Es Senn présente une morphologie karstique(Fig. 19), où nous avons découvert plusieurs formes de grottes. Le faible pendage, la présence de couches carbonatées

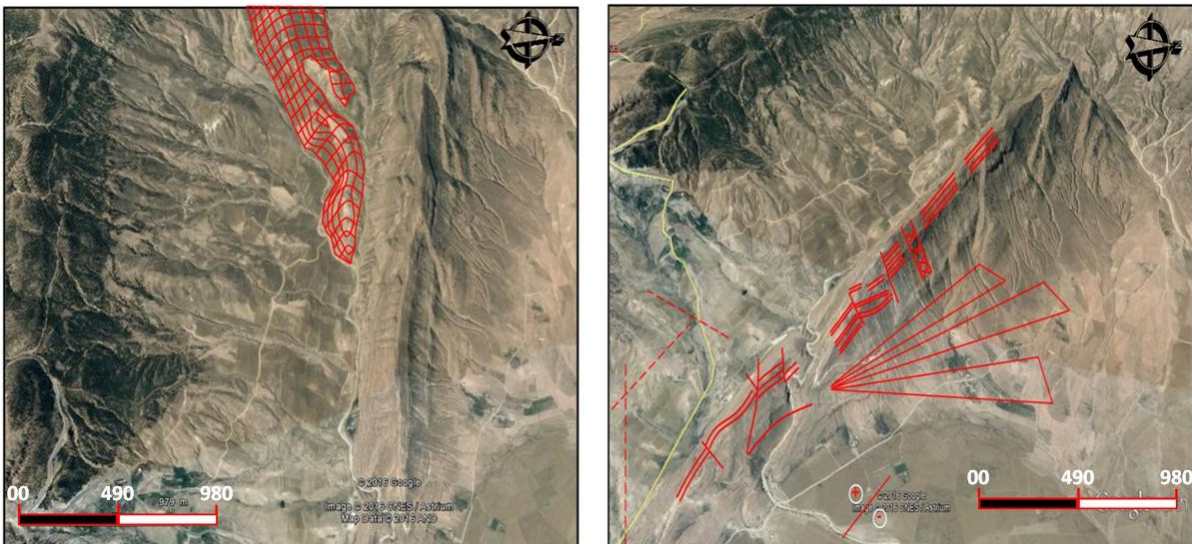
et le réseau de fracturation contribuent à cette évolution.



**Figure. 19:** Photo montrant les Karsts au niveau de djebel Es Senn

- **Les diaclases**

Les diaclases sont également connues pour être assez développées au niveau de Djebel Essenn. On les retrouve également au Djebel Guerigueur.



**Figure. 20 :** 02 Photo 3D satellitaire montrant le développement de diaclase dans Dj. Essenn(Ben Abbas, 2006).

### 7. Analyse Morphostructurale de la région de Morsott

- **Le relief**

Les parties Ouest et Est de Djebel Es Senn présentent des caractéristiques contrastées. La partie occidentale présente un dénivelé d'environ 200 mètres. Il existe deux systèmes orographiques perpendiculaires l'un à l'autre. Le premier est un système de plis qui s'étend sur plus d'un kilomètre selon une direction NE-SW, tandis que l'autre est un système de zones basses (de vastes plaines orientées NW-SE).

- **Le fossé d'effondrement**

Le fossé a deux branches. La branche Nord est orientée N150°E (Feuille de Morsott au 1 : 50 000), tandis que la branche Sud est orientée N10 °E (Feuille de Tébessa).

En fait il s'agit d'une vaste plaine dont la partie centrale est drainée par l'Oued El Ksob, et formant un système de grandes dépressions tectoniques où l'épaisseur des alluvions (quaternaires et récents) est considérable.

La limite Nord occidentale du fossé correspond à des failles N150°E découpant les calcaires turoniens de Haoud El Srhir, de Haoud El Kebir et de Djebel Zitouna en corniches de même orientation que le fossé. Au sud du Djebel Zitouna, la bordure orientale de la dépression de Morsott devient plus complexe (fig. 21).

Les deux chaînons albo-aptiens qui se trouvent au centre d'une grande demi-boutonnière marneuse d'âge céno-manien sont situés dans l'Hameimet Nord et Sud.

#### **Les massifs montagneux**

Les massifs sont les principaux composants structuraux des formes tectoniques Atlasique. Ils sont bien définis du point de vue de leur morphologie.

On observe souvent une alternance des marnes et des calcaires d'une épaisseur importante dans une structure (Céno-manien et Emscherien), ce qui favorise l'élimination des formes structurales causées par l'érosion différentielle.

Elles sont formées essentiellement par les calcaires massifs du Turonien et de l'Eocène.

- **Les éboulis**

Des épandages détritiques à éléments de calcaires éocènes sous forme d'éboulis se sont accumulés au pied du synclinal du Dyr. Ces éboulis sont importants par leur nombre et le volume déplacé.

On y trouve plusieurs générations d'éboulis, ayant une relation directe avec des linéaments importants (fig. 21).

En effet, on trouve plusieurs cônes d'éboulis tronqués par des linéaments. Ceci indique la postériorité de ces derniers ainsi que leurs rejeux actuels et récents. C'est le cas du linéament allant de Bel-Dabb qui est parallèle au fossé d'effondrement et d'orientation N 118°E. Il en est de même du linéament allant de Rass Er Ragouba et de Fedj El Hattab à l'Est du Dyr. D'autres éboulis semblent être stoppés ou limités par des linéaments. Le meilleur exemple, est celui de Bordj Si Ahmed Lakhdar, stoppé par le linéament N° 287 ainsi que le cône d'éboulis de Ain Kbire, venant buter contre le linéament N° 2 d'orientation N75°E (fig. 21). La répartition de ces éboulis ne serait pas seulement mise en rapport avec la valeur moyenne des pentes mais serait étroitement liée à une influence structurale et au processus géodynamique qui touche la région.

- **Les glacis**

Les glacis sont généralement liés à une longue évolution en climat semi-aride. Durant le Plio-Quaternaire, la région d'étude a connu (Kala M. 1990) un climat semi-aride, caractérisé par des écoulements en nappes. Ces glacis sont formés d'un matériel détritique fin, d'âge plio-quaternaire. Ces glacis forment plusieurs niveaux et leur épaisseur s'accroît localement par suite des affaissements et de la subsidence.

Ils sont bien développés sur la rive droite de l'Oued ElKsob. Les glacis sont très perturbés entre Oued Zerga et Oued Rbai à cause de la tectonique récente et actuelle (Ben abbas, 2006). (fig. 21)

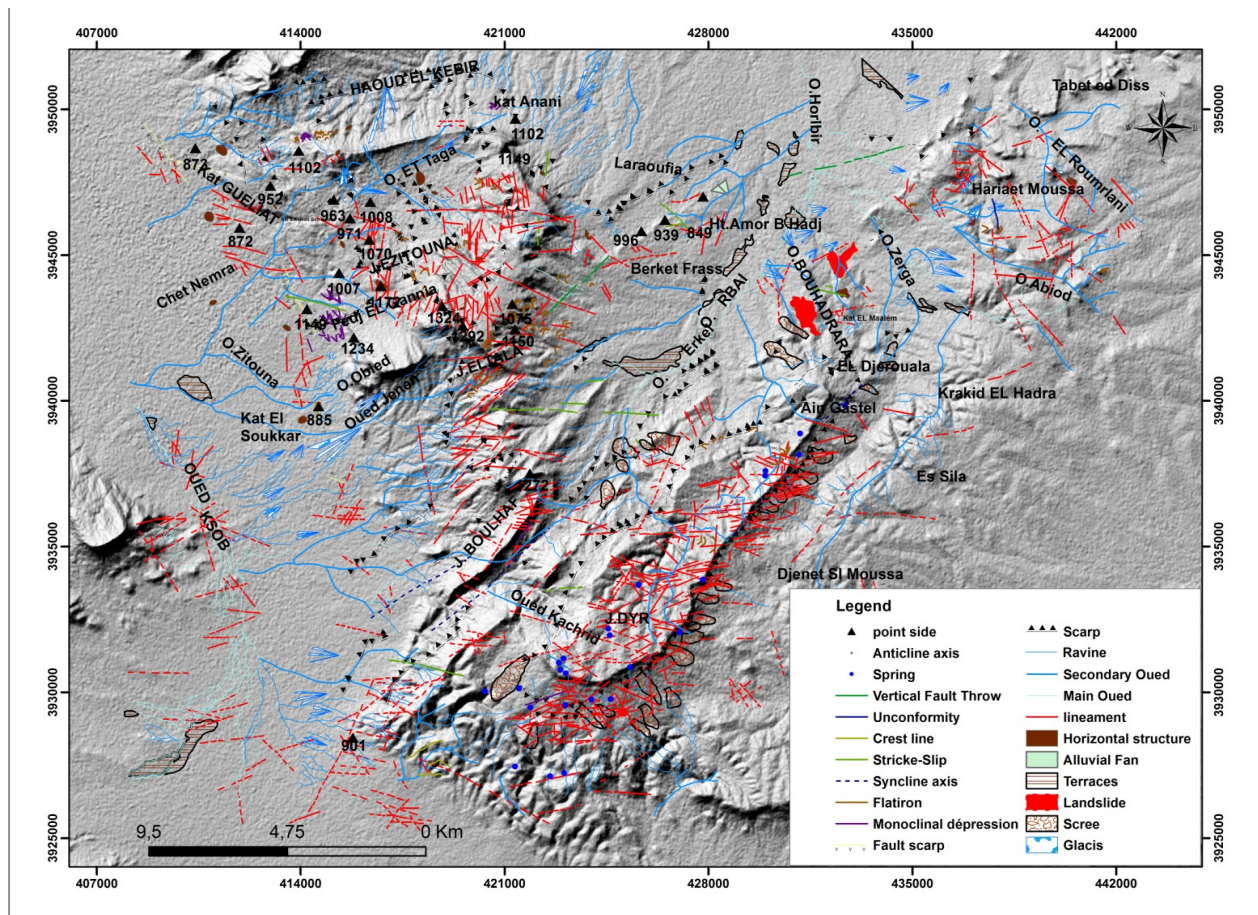


Figure.21: carte morphostructurale de Morsott

### 8.1. Analyse verticale du relief:

L'analyse verticale du relief se fait grâce à des coupes morpho géologiques.

Ces coupes topographiques sur un fond géologique sont de deux types : des coupes longitudinales et des coupes transversales.

Ces coupes nous renseignent sur les elements suivants :

- ✓ Zones en surrection ;
- ✓ Aires d'affaissement ;
- ✓ Le démembrement du relief en blocs et méga blocs ;
- ✓ Les zones de surcreusement (érosion intense) ;

**8.1.1. Le bassin de Tébessa :**

La complexité du mouvement tectonique de la région a permis d'identifier les différentes structures qui se sont formées dans cette région. Celles-ci comprennent les calcaires du Maastrichtien, les calcaires du Turonien et les calcaires de l'Éocène et du Mésozoïque. La présence de failles multiples au niveau de ces structures a également été étudiée. Les formations alluviales de l'intérieur de la plaine sont composées de sédiments plio-quadernaires.

**8.1.1.1. La coupe morpho géologique .1(fig.22)**

La coupe longitudinale traverse toute la structure de Guerigueur. Une surface d'aplanissement apparaît aux environs de 1370-1400m. Cette surface est légèrement déformée. Au NE, l'altitude évolue rapidement grâce à une série d'accidents de direction NW-SE à rejet normal pour donner naissance à une zone subsidente (la vallée de Blala).

Djebel Metloug se distingue par l'aspect de sa terminaison N E très abrupt. La dénivelée est de 450m, ceci confirme la nature tectonique et active de cette limite (Benabbas2006).

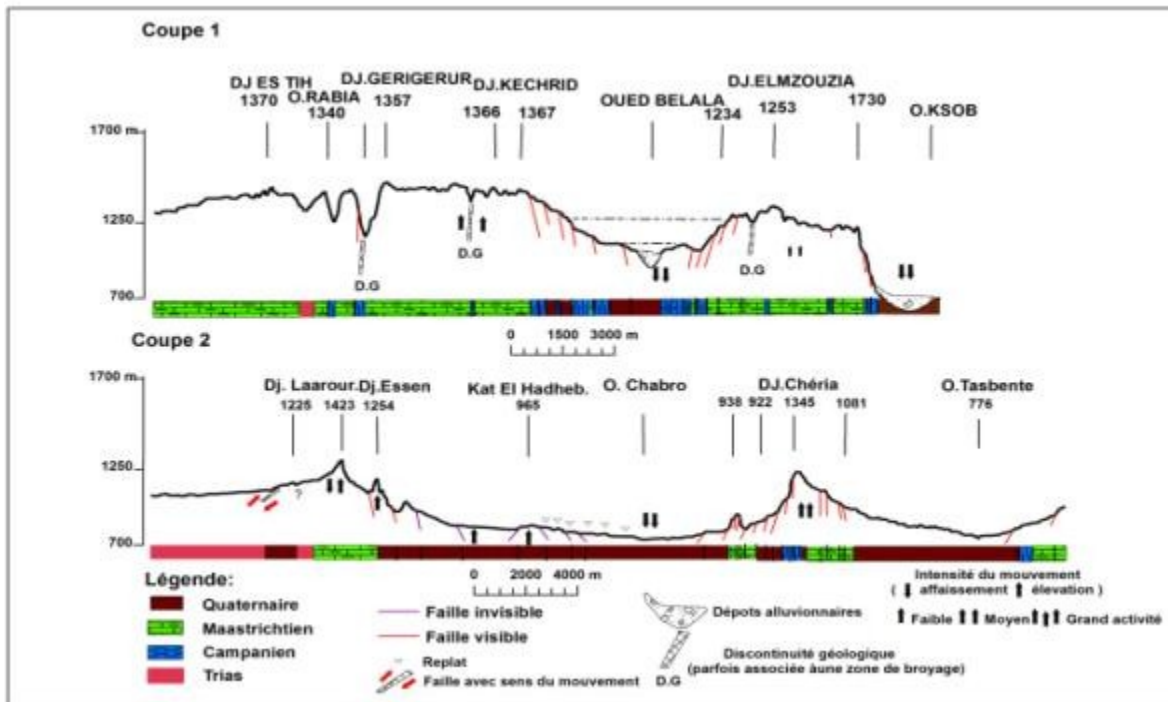
**8.1.1.2. La coupe morphogéologique .2(fig.22)**

Le plateau de Chéria paraît régulier et peu perturbé. La nature tectonique d'Oued El Medjaouedj est évidente entre Djebel Essen et celui de Laaror. Djebel Essen évoluerait en partie grâce à cet accident. Les versants de ces deux massifs sont escarpés et présentent rarement des replats, exception faite pour le versant SW de Djebel Laarour.

La dépression entre Djebel Essen et Djebel Chemla bien que tapissée de formations turoniennes, présente cependant plusieurs anomalies parmi lesquelles on peut relever :

- Une différence d'altitude entre Oued Serdies et Oued Chabro d'environ 100m .
- Le soulèvement de K at El Hadheb.
- Six niveaux de replats structuraux sur la rive gauche d'oued Chabro (Benabbas2006).

Par ailleurs au niveau de la rive droite, Hameimat Sud s'individualise dans le relief. Djebel Chemla confirme son asymétrie et la grande densité d'accidents favorisant sa remontée



**Figure.22:** coupes morphogéologiques 1+2 (monts de Tébessa)

**8.1.1.3. La coupe morphogéologique .3 (fig.23)**

Cette coupe fort intéressante, traverse les principales structures géologiques de la région : le synclinal de Guerigueur , l’anticlinal de Serdies, le synclinal de Troubia, l’anticlinal de Hammamet et enfin le synclinal de Tazbent.

Elle renseigne sur l’allure, la forme et les limites parfois importantes de ces plis. Au plan morpho-structurale, et bien que chaque structure garde ses spécificités, les synclinaux semblent évoluer positivement en donnant des structures perchées tandis que les cœurs des anticlinaux sont tous effondrés (Benabbas2006).

Les limites entre les différentes structures se font à la faveur d’accidents ayant au moins une composante verticale.

Une série de failles à composantes normales, par exemple, font effondrer le flanc NW du Guerigueur vers la vallée structurale de Meskiana. La dénivelée entre les formations maastrichtiennes et emscheriennes est de 350 m environ. Quant à son flanc SE, il est limité par une zone de faiblesse étroite de direction NE-SW. Le passage vers Djebel Serdies, se fait par Oued Rebai. Entre Tazbent et Djebel Essen, on remarque une zone fortement compressée et effondrée, occupée en partie par la vallée d’Oued Medzeouedj.

### 8.1.1.4. La coupe morphoécologique .4(fig.23):

Cette coupe comporte un ensemble d'informations. Djebel Mzouzia par exemple paraît imposant par rapport au Djebel Metloug alors que sur la carte, il semble différent.

Cet état est dû en grande partie à la présence du Trias tout autour de Mzouzia et fait penser à l'existence d'un grand corps diapirique évoluant au-dessous de Mzouzia.

Les escarpements du Metloug, déjà évoqués dans la partie hypsométrique, sont bien visibles. Cependant l'asymétrie est une nouvelle donnée. En effet, le versant SE est très escarpé par rapport au versant NW. Le monoclinale de Belkif apparaît comme un massif imposant. La zone entre Metloug et Belkif est fort intéressante sur le double plan morphologique et structural.

Quatre Oueds traversent cette zone pas très large, ce qui en lui-même constitue une particularité morphologique et hydrologique. Nous pensons que ceci est le résultat d'une tectonique active de blocs, à composante essentiellement verticale (Benabbas 2006). Séparés par la vallée de Oued Bouroumane, les massifs de Djebel Ozmor et celui de Bou Roumane apparaissent comme deux méga-blocs évoluant positivement, scindés par une vallée structurale, subsidente et asymétrique.

Cette dernière est due au fait que la vitesse de montée des deux massifs est différente.

Elle est plus accentuée au niveau de Bou Roumane.

### 8.1.1.5. La coupe morphogéologique .5(fig.23):

Cette coupe part de Haoud El Kebir à Djebel Bou Roumane en passant par Djebel Zitouna, Djebel Dyr et le bassin d'effondrement de Tébessa. L'asymétrie de Djebel Zitouna est nette avec un versant NW long, peu pentu et un versant SE court et escarpé.

La limite entre les structures de Zitouna-Tala-Chemla et Djebel Dyr est significative de la complexité géologique et tectonique de cette région.

Un grand accident, probablement un décrochement sénestre de direction NE-SW profond, emprunte cette zone et serait en relation avec l'apparition du Trias de Djebel Hameimat.

Plus loin, on est frappé par l'allure de Djebel Bou Roumane. Ce dernier culmine à une altitude de 1545m et évolue rapidement vers le bassin de Tébessa à 850m. L'importante dénivelée (600m) témoigne de la montée (surrection) de ce Djebel.

## CHAPITRE III Contextes Gemorphologique et Geodynamique

Des replats structuraux apparaissent sur son versant NW, aux altitudes 1000, 1340, 1450 et 1500m. Ceux-ci sont les vestiges d'impulsions tectoniques ascendantes. L'étude de leurs nombres et de leurs positions apporterait une contribution à l'évolution géologique récente.

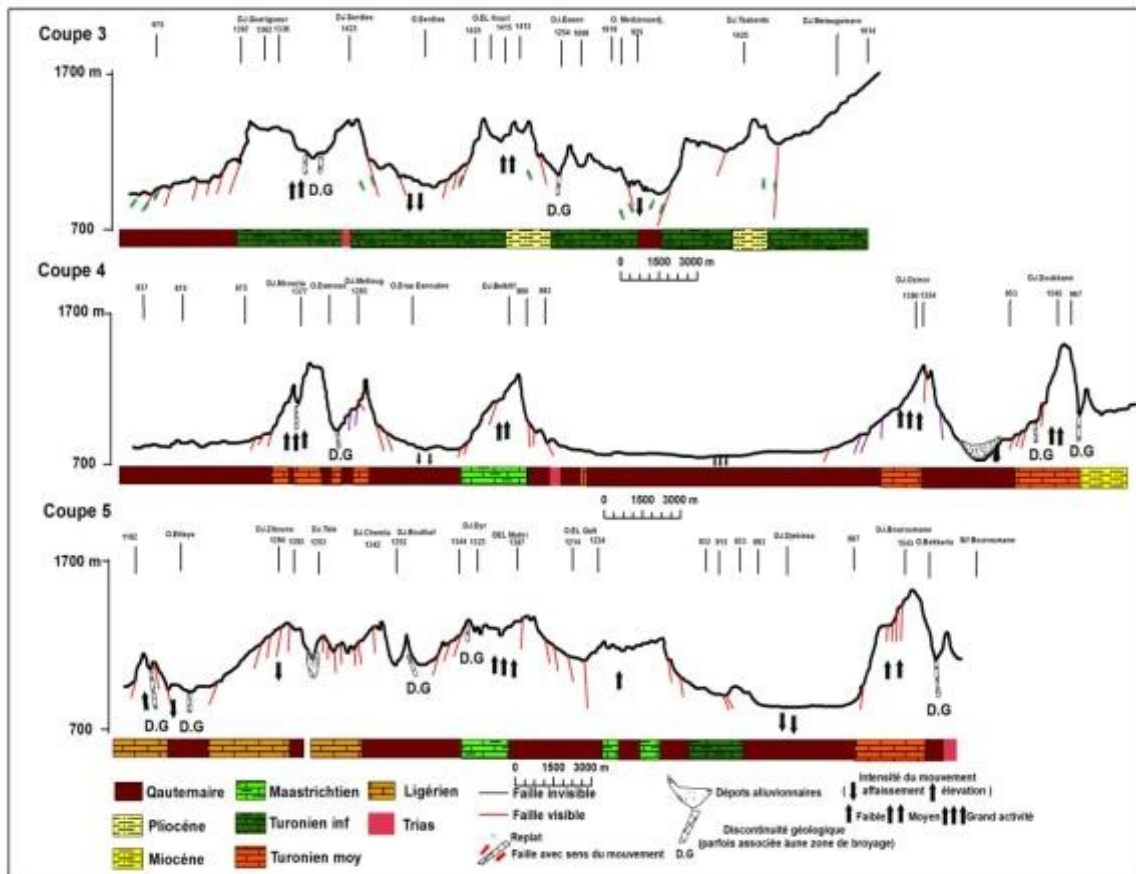


Figure.23: coupes morphogéologiques 3+4+5 (monts de Tébessa)

### 9. Conclusion:

L'étude structurale du terrain dans le bassin d'effondrement de Tébessa a révélé et surtout souligné le rôle dominant des failles de direction NE-SW. Leurs plans ont un fort pendage, supérieur à 60 degrés.

Les études géologiques réalisées dans le bassin d'effondrement de Morsott Tébessa ont révélé l'existence de trois branches : Morsott, Hammamet Belkfif, et Tébessa

Les études ont également mis en évidence la déformation importante de l'axe de Gueriguer et son soulèvement vers le NE.

Elles ont également révélé l'étroite relation entre le diapirisme et la forme de la Mzouzia.

L'aspect anormal du complexe de Dj Bou Roumane, qui suit une direction E-W, a également été étudié et analysé.

D'autres structures de la région, comme le complexe Anoual-Tala-Ozmor, sont orientées selon la direction NE-SW.

Les sections morpho-géologiques des études menées dans le bassin d'effondrement de Morsott Tébessa ont révélé les différentes propriétés tectoniques des structures de la région. Elles ont également révélé de nouvelles informations sur l'évolution verticales de la région.

Les différents replats structuraux et les surfaces d'aplanissement nous informent sur l'évolution récente et actuelle du relief actif et vivant de notre région d'étude.

Par ailleurs, nous avons élaboré deux cartes morpho structurales avec une multitude d'informations inédites sur cette région.

Le fossé de Tébessa est caractérisé par la présence de nombreux dépôts du Mio-Plio-Quaternaire. Ces dépôts ont atteint leur maximum au centre de la dépression.

Les différentes déformations et anomalies qui affectent les axes de plissement ainsi que les réseaux et systèmes d'accidents sont également expliquées.

**1.Introduction :**

Les mouvements et processus gravitaires sont connus pour avoir des effets significatifs sur la vie humaine. Ils constituent des risques environnementaux et l'importance de leurs impacts ne peut être sous-estimée.

De nombreuses études ont été menées sur les effets de ces processus sur la pérennité des infrastructures le bien-être humain.

Les géologues considèrent que les différents processus impliqués dans les mouvements gravitaires impliquent des déformations (Brunsden 1971; Schumm and Mosley 1973; Voight 1978a,b; Saxov and Nieuwenhuis 1982; Brunsden and Prior 1984; Allen 1985; Morton 1993).

Dans la zone d'étude, une multitude de mouvements de masse et de processus gravitaires sont observés et relevés. Dans la plupart des cas, notre attention s'est portée uniquement sur les mouvements de dépôt, car ces derniers ne sont pas considérés comme des processus de déformation. En revanche, les mouvements qui modifient les sédiments déposés sont indiscutablement considérés comme des processus de déformation-

**2. Facteurs de causalité :****2.1La gravité**

La force gravitationnelle est la principale composante du processus de déplacement de la masse sur une pente. La force normale et l'élément vertical de la gravité aident à maintenir la masse sur la pente. L'autre composante de la gravité, appelée force de cisaillement, contribue au mouvement de l'objet en agissant parallèlement à la pente. Lorsque la pente devient plus raide, la force normale commence à diminuer, tandis que la force de cisaillement commence à augmenter

L'intensité de la force de cisaillement est également influencée par l'interaction entre les différentes particules qui composent le matériau. C'est pourquoi elle s'oppose au mouvement de l'objet vers le bas de la pente.

Si les forces combinées ne maintiennent pas la masse sur la pente, la masse se déplacera vers le bas de la pente. C'est la raison pour laquelle une augmentation de la pente ou une réduction de la résistance au cisaillement peut entraîner le déplacement de l'objet

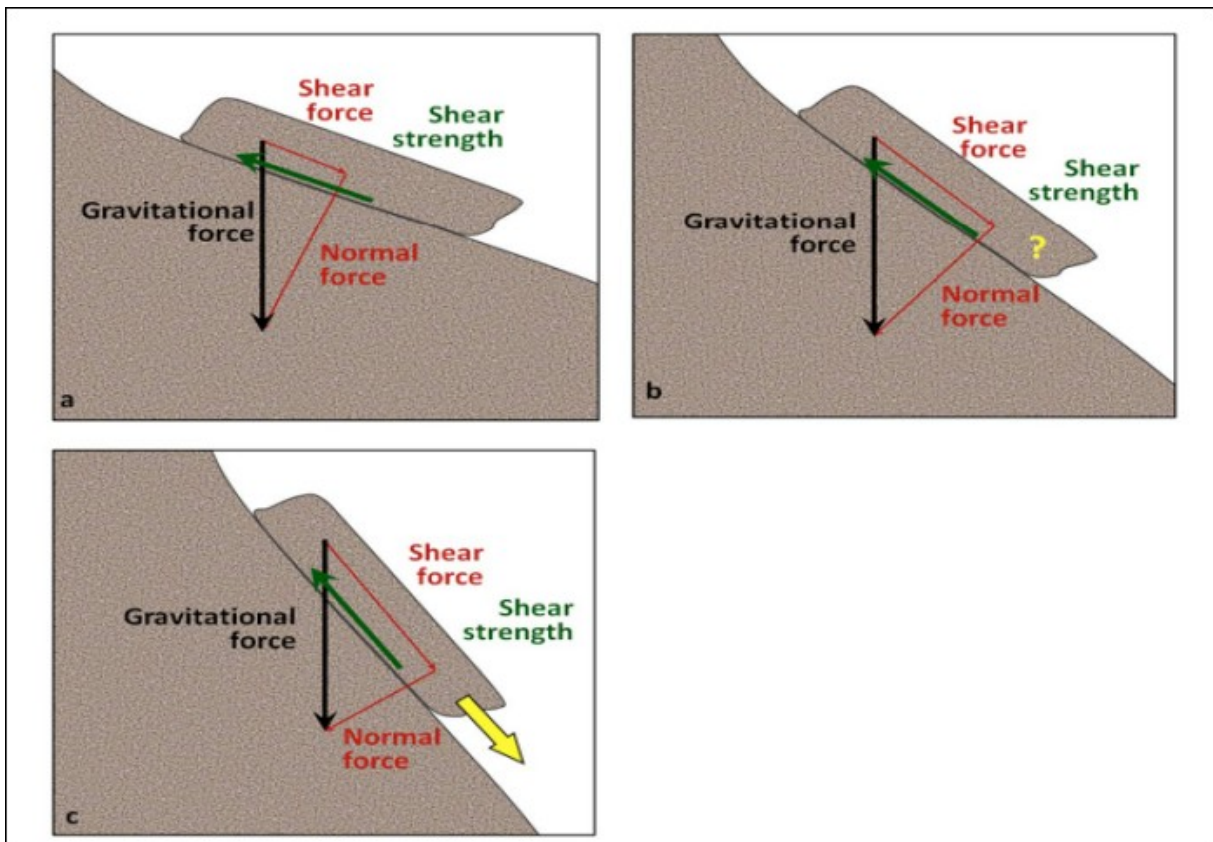


Figure.1: La force de gravité sur une pente ( Steven Earle 2019).

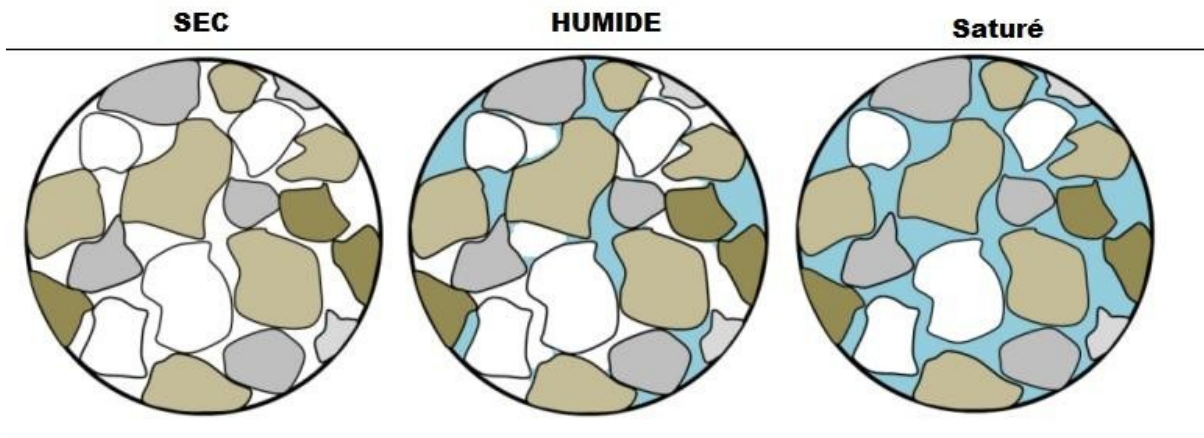
## 2.2 Le rôle de l'eau :

Même si l'eau n'est pas toujours utilisée comme moyen de transport, elle joue un rôle essentiel dans les activités de mouvement de masse. Lorsque la fonte des neiges ou la pluie tombe sur la pente, le poids de l'eau s'ajoute à la surface. Cela peut provoquer l'expansion des fissures ou des espaces interstitiels dans la roche ou le sol, ce qui peut remplacer l'air. En raison de son poids, l'eau peut également provoquer des vibrations dans le sol.

En plus de réduire le frottement causé par l'eau ajoutée, l'eau peut également modifier l'angle de repos d'une surface de glissement. Par exemple, si la surface est inclinée à un angle constant, l'eau peut modifier l'angle de repos d'environ 1 degré. Créer un château de sable sur la plage peut être un défi si le sable est sec. Toutefois, si le sable est humide, il est possible de construire un mur vertical. Si la surface est excessivement humide, le sable s'écoulera comme un liquide et ne gardera pas sa forme.

L'angle de repos est l'angle de pente qui détermine la stabilité d'un tas de grains non consolidés. Il s'agit du point le plus aigu de la stabilité du tas, et il peut être déterminé par le contact par friction entre les particules. En général, l'angle de repos de la plupart des matériaux secs peut augmenter avec la taille des grains, mais il peut aussi s'effondrer en dessous de 30 degrés.

La tension superficielle entre l'eau et les grains peut contribuer à maintenir les grains en place lorsque les matériaux sont humides. Lorsque l'eau est saturée, l'angle de repos peut être abaissé à un niveau très bas, ce qui fait que la substance s'écoule comme un fluide.



**Figure.2:** l'eau pénètre entre les granulés et empêche le contact par friction entre eux ( Steven Earle 2019).

### 2.3. Interactions humaines

La croissance rapide de diverses industries, infrastructures et projets de construction a entraîné la création de nouvelles régions susceptibles de connaître des conditions instables.

Dans de nombreux pays, l'élimination des arbres du paysage est devenue un problème majeur. Cela peut déstabiliser les sols et les rendre sensibles et favorables à l'érosion. De même, le pâturage excessif peut réduire la couverture végétale, ce qui peut entraîner une détérioration du sol.

Par ailleurs, et en raison du nombre croissant d'activités de construction dans les régions développées, le risque d'effondrement des pentes devient plus apparent dans ces zones. En outre, le taux de ruissellement dans ces zones présente une forte probabilité d'inondation.

Le nombre croissant de projets d'infrastructures de transport réalisés dans ces régions a également augmenté le risque d'effondrement des pentes. Ce problème devrait nécessiter la prise de mesures nécessaires pour minimiser les effets des risques naturels.

Le changement climatique est considéré comme un phénomène qui se produit à un rythme anormalement rapide. On s'attend à ce que l'augmentation des températures provoque des phénomènes météorologiques plus intenses. Ceux-ci entraîneront des mouvements de masse et une érosion de surface.

**3. Les classifications de mouvements et leurs exemples dans la zone d'étude:**

Les différents types de mouvement qui peuvent se produire lors d'un effondrement de pente sont appelés chutes, glissements et écoulements. Le premier cas se produit lorsque le matériau se déplace sans contact avec la surface. En revanche, le second se produit lorsque le matériau se déplace le long d'une trajectoire inclinée sans mouvement interne.

Type du rupture	Type me matériaux	Type de mouvement	Vitesse de déplacement
chute de pierres	fragment de roche	chute verticale ou presque verticale (plus rebond dans de nombreux cas)	Très rapide(>10s m/s)
Glissement de terrain	un grand corps rocheux	mouvement en tant qu'unité le long d'une surface plane (glissement en translation)	généralement très lent(mm/a à cm/a ) mais certains peuvent être plus rapides
avalanche de pierres	un grand corps rocheux qui glisse puis se brise en petits fragments.	l'écoulement (à grande vitesse, la masse des fragments de roche est suspendue sur un coussin d'air)	Très rapide(>10s m/s)
solifluxion	le sol ou d'autres morts-terrains ; dans les mêmes cas, mélangé à de la glace	l'écoulement (bien qu'un mouvement de glissement puisse également se produire	Très lent(mm/a à cm/a )

effondrement	dépôts épais (m à 10 s) de sédiments non consolidés	mouvement en tant qu'unité le long d'une surface courbe (glissement rotationnel)	Lent(mm/a à cm/a )
coulée de boue	sédiments meubles avec une composante importante de slit et d'argile	écoulement (un mélange de sédiments et d'eau se déplace dans un canal)	Modéré à Rapide(cm/s à m/s)
coulée de débris	sable, gravier et gros fragments	écoulement (similaire à la coulée de boue, mais généralement plus rapide)	Rapide(m/s)

**Tableau1:** Classifications du mouvement de masse

- **Chutes de pierres:**

Les pentes abruptes du substratum rocheux induisent (relativement) facilement le détachement de fragments de roche. Souvent, lorsque la température ambiante se refroidit, l'eau contenue dans la roche gèle et se dilate volumétriquement. Les liens sont alors rompus, puis sous l'effet de la lumière du soleil, la glace fond, certaines des particules brisées deviennent instables et tombent brutalement (>10m/s). Selon la dimension des morceaux tombés, la pente du talus varie entre 34-36 degrés. De vastes masses sont inclinées pour faire un angle plus grand.

Dans la région d'étude, nous pouvons rencontrer plusieurs zones instables réparties de l'Est à l'Ouest et du Nord vers le Sud comme suit :

Des complexes d'éboulis d'origine détritique à éléments de calcaires éocènes en forme de larges épandages ; se sont accumulés au piedmont du Djebel Dyr. Ces épandages et éboulis sont importants par leur volume et les surfaces qu'ils occupent ( fig.3).

Par ailleurs, on peut relever la présence d'une multitude de générations d'éboulis ; ces structures sont en relation étroite avec des linéaments (probablement d'origine tectonique).

En outre, on peut remarquer que plusieurs cônes d'éboulis sont cisailés par ces linéaments.

Ces différentes remarques sont une preuve et un indicateur de la nature active de ces linéaments tectoniques. Le meilleur exemple est celui de la structure linéamentaire de direction N 118° E de Bel-Dabb (In Benabbas C., 2006).



**Figure. 3 :** les éboulis de Djebel Dyr

Aussi, nous pouvons citer l'exemple du cône d'éboulis de Bordj Si Ahmed Lakhdar. En effet, le linéament N° 287 semble stopper ou limiter cette dernière structure, (In Benabbas C., 2006).

Idem pour le cône d'éboulis d'Ain Kbire (fig. 4), qui lui est stoppé par le linéament N° 2 d'orientation N75°E. Par ailleurs, nous partageons le point de vue de Benabbas C, sur l'influence d'un contexte dynamique et structural actif dans la mise en place et le développement de ces épandages.



**Figure.4:** les éboulis d'Ain Kbire

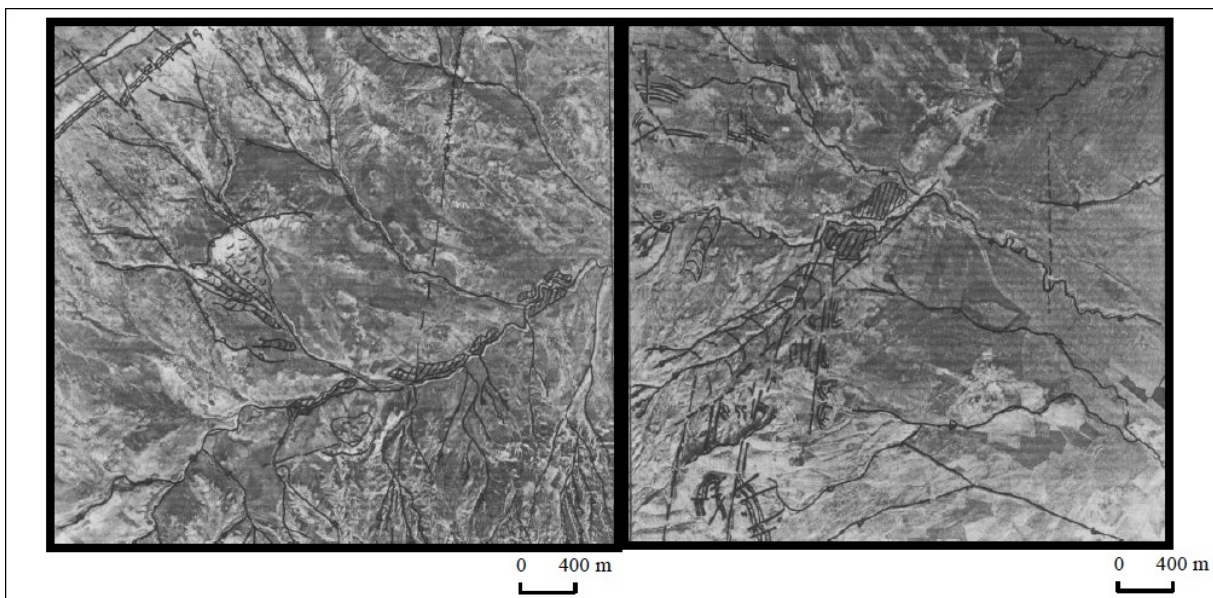
- **Glissements de terrain:**

Un glissement de terrain est un déplacement généralement lent d'une masse de terrain cohérente le long d'une surface de rupture. Cette surface a une profondeur qui varie de l'ordre du mètre à quelques dizaines voire quelques centaines de mètres dans des cas exceptionnels. Les vitesses de glissement du terrain restent variables mais peuvent atteindre quelques décimètres par an, se produisent généralement en situation de forte saturation des sols en eau. Ils peuvent aussi mobiliser des volumes considérables de terrain, qui se déplacent le long d'une pente. Il existe deux types de glissements (glissements en planche et glissements rotationnels).

Dans la zone d'étude, la carte montre des glissements assez actifs dans la région de Bordj Hadj Abdallah, sur le flanc oriental du Guerigueur et à l'aval de l'Oued El Mebdaoua (fig.5 a et b).

On observe aussi sur ces deux sites, un important développement de ravines ainsi qu'une forte instabilité, caractérisée parfois par l'apparition de marnes campaniennes faciles à déchiffrer grâce à leur photo-ton clair.

En outre, on a cartographié, un certain nombre de structures classées comme coulées. On a aussi regroupé sous cette appellation les anciennes coulées et les anciens glissements.



**Figure.5 a :** Instabilité de la région de Hadj Abdallah (Benabbas, 2006)

**Figure.5 b :** Paléo-glissement et paléo-coulée dans la région Youkous (Benabbas, 2006)

Dans l'aire d'étude, nous pouvons aussi, trouver des secteurs qui présentent des indices d'instabilités, réparties dans toute la région. Elles sont suivies par des zones instables du Nord au Sud:

Par ailleurs, nous relevons qu'au niveau de Djebel Troubia, la nature lithologique (bancs de calcaires maastrichtiens) ainsi qu'une forte fracturation de direction générale NW- SE ont probablement favorisé le développement de désordre et d'instabilité. (fig.6)

En outre, nous pouvons observer, dans la partie septentrionale de Djebel Es Senn(fig.6), une multitude de versants de nature marno argileuse présentant des désordres sous formes de de glissements et de solifluxions contrôlées probablement par l'action des accidents de directions NE-SW, N-S, NW-SE, E-W (Chlih 2011).



**Figure. 6:** Vue panoramique des mouvements tectoniques de Dj. Es Senn et Dj Troubia

La lecture et l'analyse des levés géologiques et topographiques ainsi que la photo-interprétation nous ont permis d'identifier et de cartographier des accidents (d'origine tectonique) puis de les caractériser. Ces accidents semblent influencer certains désordres et instabilités.

Ces instabilités occupent des surfaces importantes et se matérialisent par des glissements de terrain, coulées actives, replats de paléo glissement et escarpements linéaires (probablement d'origine tectonique).

Notons aussi que les désordres et instabilités sont bien développés sur le versant Est du Guerigueur, à l'aval de l'Oued El Mebdaoua et sur le versant Nord – Ouest de Djebel Troubia (fig.7).





### 1. Introduction:

Il est difficile d'identifier et de caractériser tous les processus tectoniques qui entraînent la déformation du paysage. Cela s'applique pleinement à la zone d'étude, en raison du manque de ressources documentaires et de données de terrain.

L'évaluation de la tectonique récente et active dans les paysages de montagne peut se faire par l'estimation du soulèvement rocheux et la topographie actuelle qui seraient le résultat Des interactions entre la tectonique et l'érosion (Angleterre et Molnar 1990). Selon certains auteurs l'utilisation de la topographie et l'analyse des réseaux de drainage permettront l'évaluation de l'activité néotectonique (Keller et Peintre. 1996; Chen et al. 2003, Troanini et Della Seta .2008). L'utilisation des indices géomorphologiques (Delcaillau et al 1998, Chen et al 2003, Seeber et Gornitz 1983, Delcaillau et al 2006, Malik et Mohanty 2007) seraient des outils importants pour évaluer avec succès l'activité tectonique dans les zones plissées avec un taux élevé, et aussi dans les zones moyenne à faible déformation tectonique. L'impact de l'activité tectonique sur le paysage peut être identifié avec les calculs des indices géomorphologiques (Marple et Talwani 1993). Dans notre travail nous avons utilisé cette méthode pour identifier les indices de mouvements néotectoniques qui ont affecté le paysage et le modelé de la zone d'étude et par conséquent le bassin d'effondrement mio-plio-quaternaire (Tébessa-Morsott-Youkous).

### 2. Matériel et Méthode:

L'approche suivie dans cette étude consiste en une analyse morphométrique basée sur l'extraction des indices morphométriques obtenus à l'aide d'un modèle numérique de terrain avec résolution de 30 m.

L'interprétation des données se fait à l'aide du logiciel ArcGis. Cette analyse est basée sur le calcul des indices géomorphologiques les plus utilisés (Keller et Pinter 1996; Peters et Van Balen 2007). Il s'agit notamment des intégrales hypsométriques (Hi), du facteur d'asymétrie (AF), de la sinuosité des fronts montagneux (Smf), de la largeur de fond de vallée (Vf), de l'indice de gradient de longueur de flux (SL), de l'indice de la forme du bassin de drainage (BS), et du facteur de symétrie topographique transverse (T) (Bikram et al. 2016; Reyaz et al. 2014; Shamrailtpam 2014; Esmaeil et al. 2017; Ghedoui 2014).

Cette méthodologie a été appliquée dans différents domaines géologiques qui présentent une tectonique active et a donné de bons résultats. C'est le cas par exemple du graben du Haut Rhin (Peters et Van Balen 2007), du centre de Zagros (Dehbozorgi et al, 2010), du Sud-Ouest de Sierra

Nevada en Espagne ( El Hamdouni et al 2008) et la Cordillère Bétique Orientale d'Espagne ( Pedrera et al 2009; Perez- Pena et al 2010).

### 2.1. Le facteur d'asymétrie des bassins versants :

Le facteur d'asymétrie d'un bassin de drainage est calculé en prenant en compte la longueur du bassin de son embouchure à son point le plus large et la distance entre sa ligne de partage des eaux et le point où il atteint son point le plus large. Cet indice est utile pour décrire les caractéristiques des grands bassins de drainage qui ont été développés et contrôlés par une tectonique active.

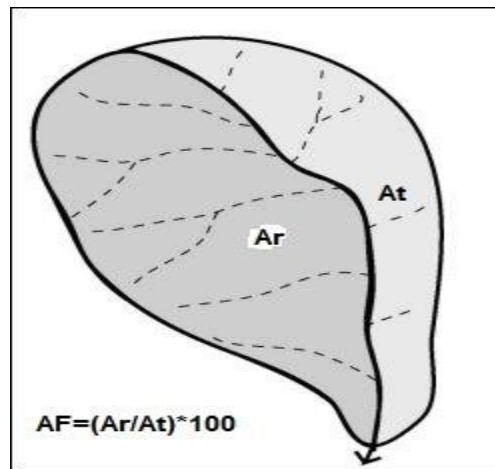
Le facteur d'asymétrie d'un bassin versant est utilisé pour décrire les caractéristiques des grands bassins versants qui ont été développés et contrôlés par la tectonique active. Selon Bull & McFadden, en 1977, les bassins allongés sont plus susceptibles d'avoir des processus tectoniques élevés. D'autre part, les bassins circulaires sont plus susceptibles d'avoir des indices faibles.

Les caractéristiques des bassins de drainage allongés sont liées à la présence d'un soulèvement continu et d'une activité tectonique. Elles permettent également de reconnaître l'état d'abaissement des cours d'eau qui se trouvent dans ces zones. En raison du faible niveau d'activité tectonique active, les marges amonts et avalés de ces bassins sont élargies.

Le facteur d'asymétrie  $Af$  a été introduit par Hare et Gardner en 1985, et permet de détecter les basculements tectoniques perpendiculaires à la direction de drainage principale. Le facteur de dissymétrie est défini par l'équation :  $Af = 100 \cdot (A_r / A_t)$ .

Où  $A_r$  est la surface du bassin versant située en rive droite du drain principal et  $A_t$  la surface totale du bassin. Des valeurs de  $Af$  supérieures ou inférieures à 50 indiquent que le bassin est asymétrique. Afin d'éviter d'éventuelles confusions entre les bassins versant, nous avons exprimé  $Af$  comme la valeur absolue valeur moins 50 (Pérez- Péna et al.2010).  $Af-50 = |50 - (A_r \times 100) / A_t|$ .

Par la suite, nous avons distribué les valeurs  $Af$  dans quatre classes de bassins : symétrique ( $Af < 5$ ) ; légèrement asymétrique ( $5 < Af < 15$ ), et fortement asymétrique ( $Af > 15$ ).



**Figure.1:** Schémas montrant l'indice morphométriques :le facteur d'asymétrie

## 2.2. L'Intégrale hypsométrique (Hi)

Le concept d'intégrale hypsométrique (IH) est un outil puissant qui peut révéler le degré de déséquilibre de l'équilibre entre les forces tectoniques et les forces érosives. Elle peut être réalisée en tenant compte de divers facteurs tels que la résistance de la roche.

Malgré la présence de taux de soulèvement importants et de régions tectoniquement actives, l'intégrale hypsométrique est toujours considérée comme fortement corrélée au taux de soulèvement et au soulèvement récent des anticlinaux. L'intégrale hypsométrique élévation maximale - élévation minimale est définie comme la zone située sous la courbe. Elles sont caractérisées par un relief élevé et une érosion minimale des hautes terres.

Les valeurs plus faibles de l'intégrale hypsométrique révèlent des bassins de drainage plus disséqués et moins affectés par les activités tectoniques récentes

La courbe hypsométrique d'un bassin versant selon Strahler (1957) décrit la distribution de l'aire en fonction de l'altitude. L'allure des courbes permet de déterminer le degré d'évolution et de maturité du relief. C'est ainsi qu'on détermine les bassins immatures pour **les intégrales élevées (>0,6)** et les bassins matures et très évolués pour **les intégrales faibles (<0,4)**. Ces courbes et intégrales sont également interprétées en termes de processus d'érosion différentielle des versants et de mouvement surrectifs.

L'hypsométrie intégrale est un indice qui caractérise la forme de la courbe hypsométrique. Il est calculé comme suit (Keller et Pinter 2002) :

$$HI = (E_{mean} - E_{min}) / (E_{max} - E_{min}).$$

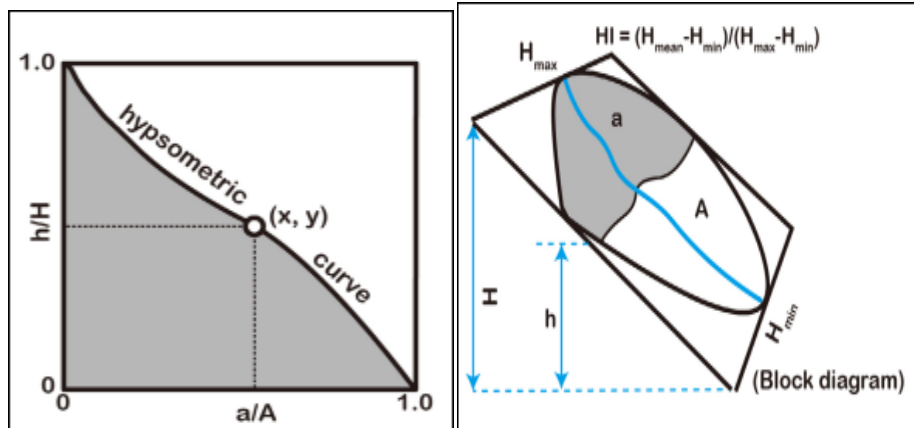


Figure.2: Diagramme schématisant l'indice morphométrique l'Intégrales hypsométrique (Hi) et courbe hypsométrique

2.3. L'indice « morphologie d'une vallée » (Vf):

Cet indice (Vf) (Bull et Mc Fadden 1977) est le rapport entre la largeur du fond de vallée et l'altitude des sommets inter fleuves. C'est un indice géomorphologique conçu pour faire la discrimination entre les vallées à fond plat en V et U. Il est défini comme suit :

$$Vf = |2V_{fw} / (E_{ld} + E_{rd} - 2E_{sc})|$$

ou  $V_{fw}$  est la largeur du fond de la vallée,  $E_{ld}$  et  $E_{rd}$  l'altitude des sommets d'interfluve gauche et droite,  $E_{sc}$  est l'altitude du lit du cours d'eau le plus profond de vallée à forme V ( Vf sont associés à la linéarité de cours d'eau de décente active caractéristique des zone soumises à des mouvements verticaux récents, tandis que les vallées à fond plat ( Vf ) indiquent un atteinte du niveau de base de l'érosion, principalement en réponse à une tectonique relative ( Keller et Pinter 2002; Bull 2007). Cet indice a été appliqué à plusieurs fronts de montagne ( Silva, et al 2003; Pedra et al 2009).

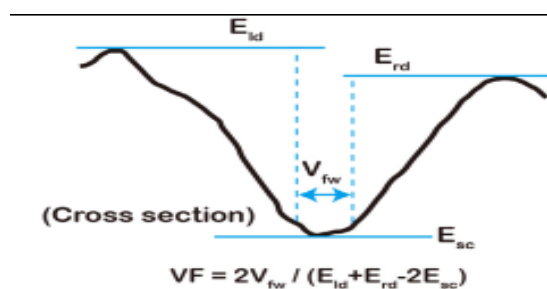


Figure.3: Schémas montrant l'indice morphométrique : L'indice morphologie d'une vallée (Vf)

#### 2.4. La sinuosité des fronts montagneux (Smf) :

La sinuosité du front de montagne est le rapport entre sa longueur le long du pied de la montagne et sa longueur en ligne droite. Elle est illustrée à la figure 4. En 1977, Bull & McFadden ont défini la sinuosité du front de montagne comme  $L_{mf} = L_s / M_f$ .

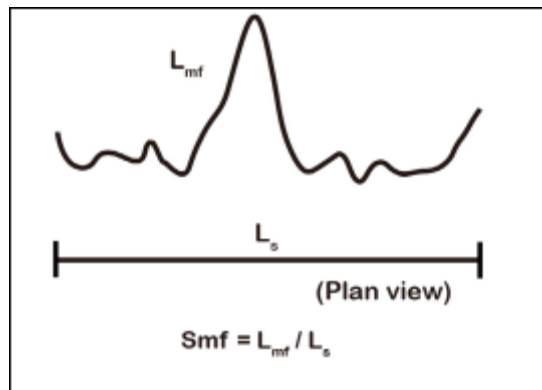
La faille générée par le front de montagne reflète l'activité tectonique en raison de la relation entre les processus de pente et la puissance du cours d'eau (Keller, 1986). L'indice Smf prend en compte les différentes variables qui affectent la rectilinéarité du front de montagne. Il vise à estimer le degré de l'état d'érosion et l'activité tectonique qui affecte la zone. (Mayer, 1986; Verrios, 2004).

Les fronts de montagne rectilignes sont formés par des processus tectoniques, tandis que les processus d'érosion creusent des échancrures dans les flancs de la montagne (Keller & Pinter, 2002). Les valeurs résultantes classent les fronts dans des classes moins actives ou actives selon qu'ils deviennent irréguliers à cause de l'érosion ou rectilignes due à des forces tectoniques (Wells et al., 1988; Malik, 2007).

En fonction des valeurs de l'indice, les fronts de montagne peuvent être classés en trois groupes : comme des fronts actifs pour les valeurs faibles ( $S_{mf} \leq 1,4$ ), des fronts actifs modérés ( $3 \geq S_{mf} \geq 1,4$ ) et des fronts inactifs pour les valeurs élevées ( $S_{mf} \geq 3$ ) (Silva et al., 2003). Cela fut défini par Bull et Mc Fadden (1977) comme suit:

$$S_{mf} = L_{mf}/L_s$$

$L_{mf}$  est la longueur d'un segment de front montagneux et  $L_s$  est la longueur totale d'une ligne droite joignant les deux extrémités de ce segment. Cet indice reflète l'équilibre entre la tendance de l'érosion à produire un front de montagne sinueux et la tectonique active qui tend à produire un front de montagne relativement linéaire.



**Figure.4:** Schémas montrant l'indice morphométrique : La sinuosité des fronts montagneux( $Smf$ )

### 2.5. L'indice de gradient de longueur de flux (SL):

Cet indice (Hack 1973) est sensible aux changements de pente de canal, permettant l'évolution dans un contexte de tectonique active ou de résistance des roches (Keller et Pinter 2002, Azor et al 2002). Cet indice est calculé par l'équation suivante :

$$SL = (\Delta H) / (\Delta L) / L.$$

Ou  $(\Delta H) / \Delta L$  est la pente du segment de cours d'eau et  $L$  est la longueur totale entre la source et la moitié du segment étudié. la valeur de  $SL$  augmente sur les soulèvements actifs et les zones à haute résistance rocheuse et diminue avec une faible résistance aux roches ( Keller et Pinter 2002). Cet indice est fréquemment appliqué dans les études sur la tectonique active (Peters et Van Balen 2007, Singh et jain 2009).

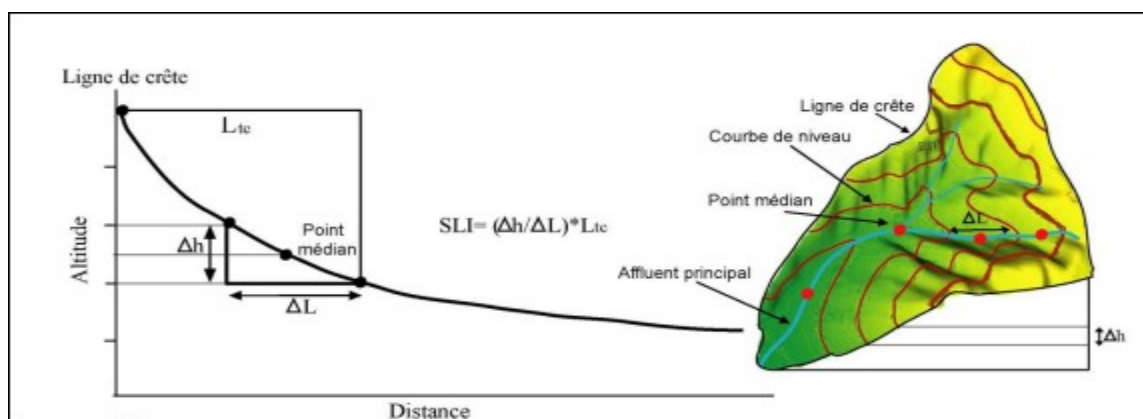
L'influence des changements soudains de la pente du canal sur la relation entre la topographie, la résistance des roches et l'activité tectonique peut être étudiée à l'aide de l'indice de gradient de longueur du cours d'eau. Par exemple, si les valeurs de l'indice sont élevées ou faibles, cela peut indiquer que le cours d'eau subit une activité tectonique.

Afin d'étudier les changements de la pente d'un cours d'eau, les données recueillies par le DEM ont été analysées. Elles ont ensuite été utilisées pour comparer les changements de la pente avec ceux de l'indice  $SL$ . Les données ont été extraites du DEM pixel par pixel.

Les changements de pente refléteront les structures actives dans le canal et non l'érosion des berges causée par l'état actuel du canal. Cette étude a comparé la méthodologie proposée par Perez-Pena (2009) à l'état actuel des changements de pente du canal.

Afin d'obtenir de meilleurs résultats que la méthode proposée, l'espacement constant des points a été utilisé dans le calcul des changements de pente. Les résultats de l'étude ont ensuite été utilisés pour créer une carte d'anomalies. Les données recueillies par l'étude ont été analysées à l'aide d'une méthode statistique.

Les résultats de l'analyse par validation croisée ont ensuite été utilisés pour créer une carte d'anomalies montrant la présence de zones contrôlées par la tectonique. L'outil d'analyse géostatistique utilisé ARGIS par l'étude a ensuite été utilisé pour calculer l'indice.



**Figure.5:** Schémas montrant l'indice morphométrique : L'indice de gradient de longueur de flux (SL)

## 2.6. L'indice de la forme de bassin de drainage BS:

Les bassins de drainage relativement jeunes ont une forme allongée suite à leur évolution dans un contexte tectonique moins actif. La forme allongée a tendance, à évoluer vers une forme circulaire. La projection du bassin peut être décrite par le taux et par l'allongement. L'indice de la forme du bassin de drainage (Bs) est exprimé par l'équation :

$$Bs = Bl / Bw ;$$

Ou Bl est la longueur du bassin et Bw sa largeur mesurée dans la section la plus large du bassin.

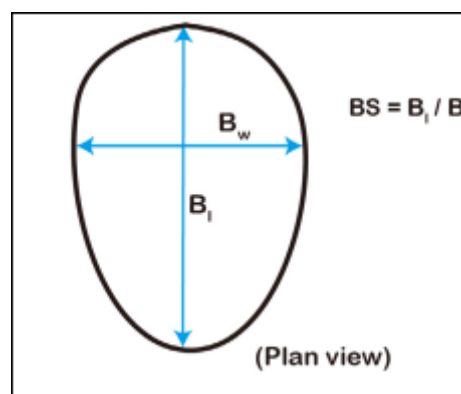
La valeur élevée de cet indice représente des bassins allongés qui sont plus visible dans la zone des bassins plus jeunes associés aux fronts de montagne. Ceci revient au soulèvement rapide des

structures affectées. Selon Chang et al. (2015), les valeurs  $B_s$  se répartissent en trois classes selon la méthode de ruptures naturelles : la classe 1 ( $B_s > 2,9$ ), la classe 2 ( $1,9 \leq B_s \leq 2,9$ ) et la classe 3 ( $B_s < 1,9$ ).

L'indice de forme d'un bassin versant est un rapport qui mesure la longueur du bassin de son embouchure à son point le plus large (Hamdouni et al., 2008). Il est utilisé pour décrire les caractéristiques des bassins de drainage qui ont été développées et contrôlées par la tectonique.

En fait, cet indice est utile pour identifier les zones où la forme du bassin a été influencée par la tectonique active (Ramirez, 1998). Bien que les bassins de drainage plus circulaires soient moins exposés aux processus tectoniques actifs (Bull & McFadden, 1977; Hamdouni et al., 2008), leur indice de forme est plus élevé que ceux des autres régions. Cela suggère qu'ils ont été influencés par la présence d'une activité tectonique. La forme allongée de ces bassins de drainage est utilisée pour reconnaître les cours d'eau qui descendent en raison de la présence d'un soulèvement rapide et d'une activité tectonique (Ramirez-Herrera, 1998).

Les fronts montagneux élevés qui sont situés en amont des bassins de drainage impliquent qu'ils ont été allongés. D'autre part, l'élargissement de ces bassins de drainage en amont du front montagneux est causé par le niveau plus faible de l'activité tectonique (Ramirez-Herrera, 1998; Khavari, 2009).

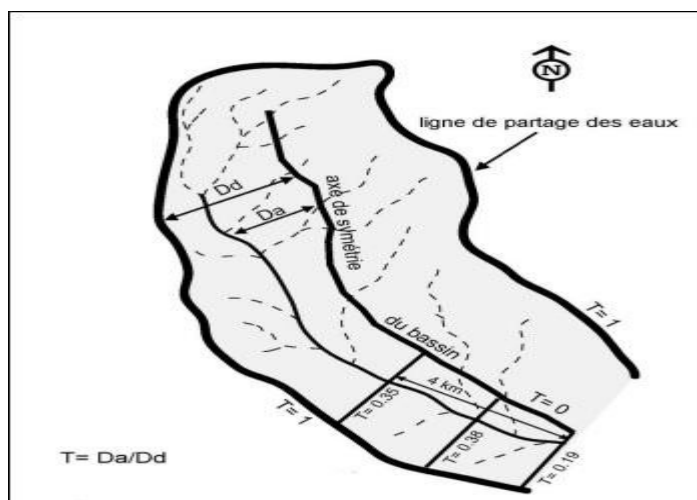


**Figure.6:** Schémas montrant l'indice morphométrique: L'indice de la forme de bassin de drainage  $B_s$ .

### 2.7 Facteur de symétrie topographique transverse (T) de Cox (Cox et al. 2001):

C'est le facteur qui évalue la quantité d'asymétrie d'un cours d'eau principal dans un bassin versant et la variation de cette asymétrie dans les différents segments de la vallée où  $D_a$  est la distance entre la ligne génératrice du bassin et le cours d'eau principal,  $D_d$ : la distance entre la médiane et la limite de partage des eaux cette indice est exprimé par l'équation:  $T = D_a / D_d$ .

L'indice du facteur de symétrie transversale peut déterminer le degré de déformation du réseau de drainage. Lorsque le sol n'est pas stable, les conditions qui provoquent la déformation du réseau vont augmenter. L'indice peut être utilisé pour fournir des informations détaillées sur l'asymétrie du système de drainage, comme les régions de soulèvement rapide (Cox, 2001) et les grands systèmes de drainage. Il montre également le niveau de symétrie ou d'inclinaison latérale de la rivière dans le bassin (Cox, 1994). Cette caractéristique peut être utile pour analyser le mouvement des segments de drainage le long de l'axe principal du bassin. (à la suite de processus fluviaux internes ou de forces externes.) (Keller & Pinter, 2002; Verriós, 2004).



**Figure.7:** Schémas montrant l'indice morphométrique : le Facteur de symétrie topographique transverse (T)

### **3. Conclusion**

Ce chapitre a aidé à explorer la réponse potentielle du développement des bassins de drainage au contrôle tectonique. Les différents indices géomorphologiques utilisés dans cette étude ont permis d'analyser les relations entre la structure, la lithologie et la géomorphologie des bassins étudiés. Ces relations peuvent être évaluées à travers les différents facteurs qui influencent la forme, le relief et les processus dominants du bassin.

Cette méthode morphométrique facilite de réaliser l'objectif de connaître l'activité tectonique qui affecte les bassins d'effondrement Tébessa-Morsott-Youkous. la méthode morphométrique basée sur l'extraction des indices à l'aide d'un modèle numérique de terrain et des cartes topographiques et des calculs de ces indices pour quantifier la tectonique tardive qui dessine le paysage.

**1.Introduction :**

L'avènement des technologies d'acquisition satellitaire telles que l'interférométrie radar, la détection et l'imagerie par drone... ont considérablement favorisé la recherche scientifique dans tous les domaines de Sciences de la Terre (Hadji et al. 2014, a,b ; Mouici et al. 2017) : Sciences de l'eau et de l'environnement, les Géorisques, la Géologie structurale, la Géomorphologie, la Sismologie et la Néotectonique ont vu leurs méthodologies perfectionnées par l'adoption de nouvelles approches transversales telles que, la géodésie, la géo informatique, la géochronologie ... (Demdoum et al. 2015 ; Zahri et al. 2016 ; Hamed et al. 2017 ; Rais et al. 2017 ; El Mekki et al. 2018 ; Hamad et al. 2018 ; Ncibi et al. 2020).

En outre, les conditions d'acquisition de la géo information extrêmement difficiles et coûteuses (au début) ont été développées et beaucoup simplifiées.

Aussi, le traitement et l'analyse des données morpho-tectoniques en relation avec les processus gravitaires, ont été considérablement améliorés en termes de précision. (Dahoua et al. 2017 ; Manchar et al. 2018 ; Anis et al. 2019 ; Nekkoub et al.2020 ; Hamed et al. 2021).

Dans cette mini révolution qu'a connu les sciences de la terre, les différentes approches d'études et d'analyse des déformations récentes et actuelles (néotectonique) se sont eux aussi développées.

Il est utile de relever l'importance de ces approches dans la mise en place et le développement de stratégies d'aménagement du territoire et de développement socio-économique dans les bassins et régions effondrés (souvent habités) comme c'est le cas dans la zone d'étude (Hamad et al. 2021).

Le relief des chaînes de montagnes et des bassins versants est le résultat de la compétition continue entre le couple (tectonique, érosion) (Mahleb et al. 2022). Cela implique que l'activité tectonique est le processus prédominant dans la genèse des structures géologiques de la croûte terrestre (Kolata et al. 2010).

Par ailleurs, la configuration des réseaux hydrographiques dans les bassins jeunes, tels ceux du Néogène sont ainsi façonnés par les mouvements et déformations tectoniques récents et actuels.

L'interprétation méthodologique des éléments mesurables du relief tels que : l'incision de l'Oued, l'asymétrie de la vallée, la géométrie et les déviations des cours d'eau peuvent retracer l'histoire géologique et quantifier les réponses à une action dynamique. Plusieurs chercheurs confirmés ont

utilisé ces indicateurs ou révélateurs géomorphologiques pour évaluer l'activité tectonique dans les zones déformées.

La méthode que nous proposons dans la présente étude a été déjà appliquée dans d'autres pays et a pu donner des résultats intéressants et encourageants. C'est le cas, par exemple, du Graben du Haut Rhin (Peters et Van Baleen 2007), la région centrale du Zagros (Dehbozorgi et al, 2010), la Sierra Nevada sud occidentale, en Espagne (El Hamdouni et al 2008), et la Cordillère crétoise orientale d'Espagne (Pedrera et al 2009).

La phase pré-miocène de l'orogénèse alpine a donné naissance à la chaîne orogénique des Maghrebides (Wildi, 1983; Vila, 1980). De nombreux épisodes tectoniques compressifs et distensifs ont caractérisés (durant le Burdigalien supérieur), la vaste région qui va des bassins de Morsott-Youkous-Tébessa (en Algérie) et qui se prolonge à Kasserine, Kalaa Djerad, et Sbiba-Cherichira (en Tunisie).

En fait, ces bassins effondrés datés probablement du Plio- Quaternaire soulignent et mettent en évidence les effets de cette orogénèse alpine d'Afrique du nord (Khiari,1991, Tamani et al. 2019).

Dans le présent chapitre, nous nous fixons comme objectif principal l'évaluation et l'analyse du comportement d'affaissement tardif des bassins de la région de Tébessa.

Notre approche est basée sur l'inventaire et la caractérisation des indices, marqueurs et révélateurs géomorphologiques, d'une part et l'analyse fine des différentes formes de drainage, d'autre part.

Afin d'atteindre cet objectif ; cette étude passe par trois étapes principales :

- i) L'extraction des réseaux de drainage et indices géomorphologiques basés sur des données numériques et topographiques ;
- ii) Le préparation, remise à l'échelle et géo traitement de ces indices dans une plate-forme SIG ;
- iii) La combinaison des sept variables dépendantes pour donner l'indice IRAT. Cette étude démontre l'utilité de l'étude des caractéristiques morpho tectoniques pour retracer l'activité néotectonique des bassins effondrés et structures géologiques similaires de cette région.

2. Particularités géologiques, géomorphologiques et tectoniques

L'Algérie nord orientale présente un cadre sismo-tectonique et morpho-structural complexe, marqué par une activité sismique conséquente (Benabbas, 2006). Les bassins néogènes de ce vaste territoire sont susceptibles de développer plusieurs risques géologiques, en particulier ceux liés aux mouvements gravitaires (Manchar et al. 2018). Ces phénomènes deviennent plus complexes lorsque l'impact de l'aléa géomorphologique s'intensifie à l'échelle spatio-temporelle (Mahdadi et al. 2018).

Le secteur qui intéresse notre étude est compris entre les longitudes 3916246 à 3976415 N, et les latitudes 926463 à 986767E (WGS 84, UTM 32N) (Fig.1) ; il est situé sur la bordure orientale de la chaîne de montagnes Aures-Nememcha (Kowalski,1997).

La structuration de toute la région montre des axes de plis de direction générale NE-SW et des grabens qui leur sont perpendiculaires (NW-SE) (Fig.2).

Les formations géologiques en place se distinguent par la présence de diapirs triasiques argilo-gypseux aux niveaux des Djebels Djebissa et Belekkif, d'un épais complexe de calcaires et de marnes d'âge crétacé en bordure du bassin, et d'un fort remplissage Mio-Plio-Quaternaire au milieu de la plaine (du bassin) (Fig.3), ( Kowalski et al. 2002).



Figure.1: localisation géographique de la zone d'étude

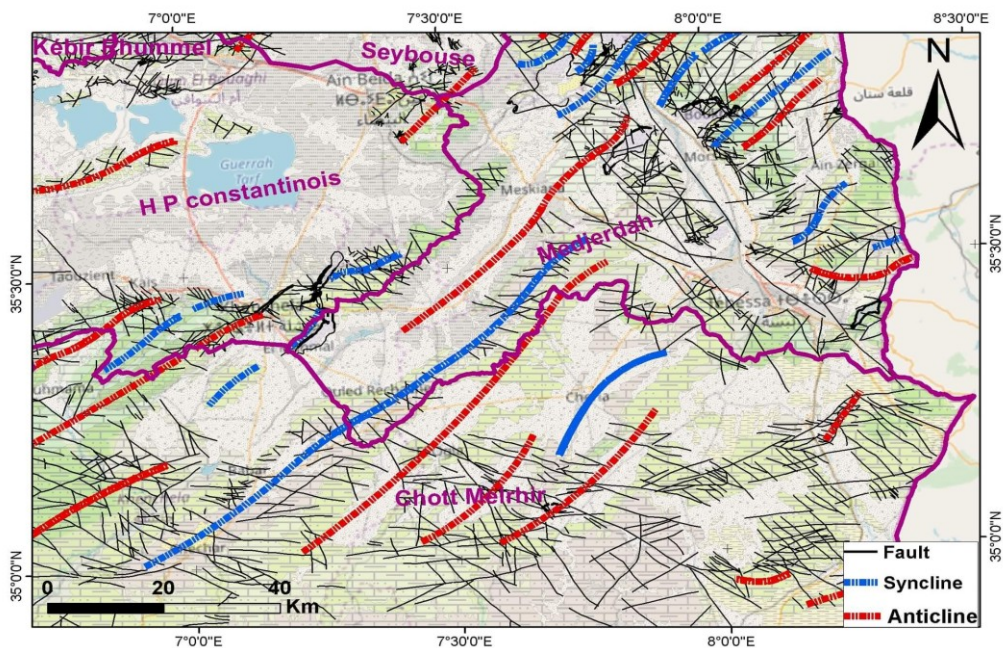


Figure.2: Schéma structural de la zone d'étude .

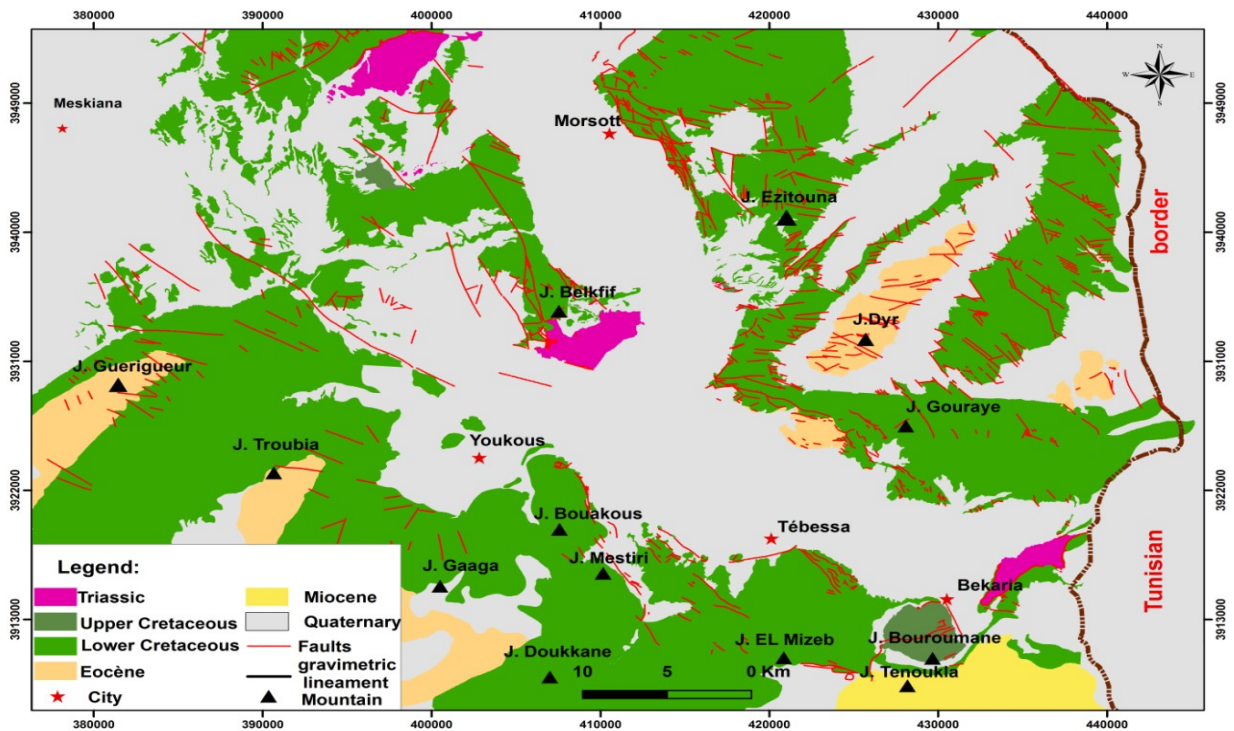


Figure.3: Carte géologique simplifiée de la zone d'étude .

Le bassin de Morsott-Tebessa-Youkous aurait été mis en place par l'action tectonique d'un réseau de fractures emboîtées. Les linéaments montrent trois ensembles principaux de failles orientées NW-SE, NE-SW, et E-W, avec le premier ensemble prédominant dans la zone d'étude, tandis que les ensembles de failles NW-SE et NE-SW ont une distribution beaucoup plus homogène, (Boulemia et al. 2021).

L'analyse des linéaments et anomalies gravimétriques ont montré l'origine ductile des grabens et le recouvrement des accidents tectoniques majeurs par un remplissage quaternaire (Brahmi et al. 2021).

En outre, La gravimétrie confirme l'existence d'accidents majeurs NW-SE et NNW-SSE entre Morsott et Jebel Ezzitouna.

### **3. Matériel, méthodes et acquisition des données :**

Pour les besoins de la présente étude nous avons utilisé et exploité les documents suivants:

- ✓ Les cartes topographiques à l'échelle 1 : 50 000, de Meskiana (N° 177) ; Morsott (N° 178), Youkous les Bains (N°205), et Tebessa (N° 206) ;
- ✓ Un modèle numérique d'élévation (MNT) ;
- ✓ Les investigations et mesures habituelles sur le terrain.

Notons au passage que le MNT acquis et utilisé pour l'extraction d'indices morphométriques, pour la délimitation des bassins et des 40 sous-bassins et pour l'analyse des données de terrain, et d'une résolution de 30 mètres.

Aussi cette résolution a été utilisé pour les indices géomorphologiques requis pour évaluer la tectonique active relative et pour calculer l'IRAT, y compris Hi, AF, Smf, VF, SL, BS et T, (Esmaeil et al. 2017).

Par ailleurs, les logiciels ESRI-ArcGIS-10.6 et Xlstat-Pro ont été utilisés pour les objectifs suivants :

- ✓ Numériser les couches ;
- ✓ Exécuter les calculs de l'indice IRAT ;

- ✓ Ainsi que pour calculer l'indice IRAT.

Il est important de signaler que pour les travaux de numérisation de couches, d'analyse des statistiques et d'évaluation des divers paramètres morphométriques ; les différentes variables thématiques sont traitées, rastérisées et calculées dans le programme SIG.

Aussi, les observations réalisées sur le terrain nous ont permis d'esquisser l'allure générale, de répartition spatiale de la fracturation affectant les formations carbonatées du Crétacé supérieur et de l'Eocène de Djebel Doukkane, et Djebel Mestiri.

#### **4. Résultats, discussions et analyse des données :**

Pour l'étude détaillée des caractéristiques morpho tectoniques telles que décrites par Keller et Pinter (2002), et en utilisant les outils ArcHydro, nous avons divisé le bassin versant en 40 sous-bassins (Fig.5). Pour les sous-bassins générés, nous avons analysé sept indices géomorphologiques :

- ✓ L'intégrale hypsométrique (HI) ;
- ✓ Le gradient de longueur du cours d'eau (SL) ;
- ✓ Le facteur de symétrie topographique transversale (T) ;
- ✓ Le facteur d'asymétrie du bassin (AF) ;
- ✓ L'indice de forme du bassin (Bs) ;
- ✓ Le rapport entre la largeur du fond de la vallée et la hauteur de la vallée (Vf) ;
- ✓ La sinuosité du front de montagne (Smf).

Nous avons ensuite essayé à combiner et à corrélérer ces différents indices dans l'objectif de caractériser la tectonique active de cette région selon la méthode de El Hamdouni et al. (2008), (Fig.4).

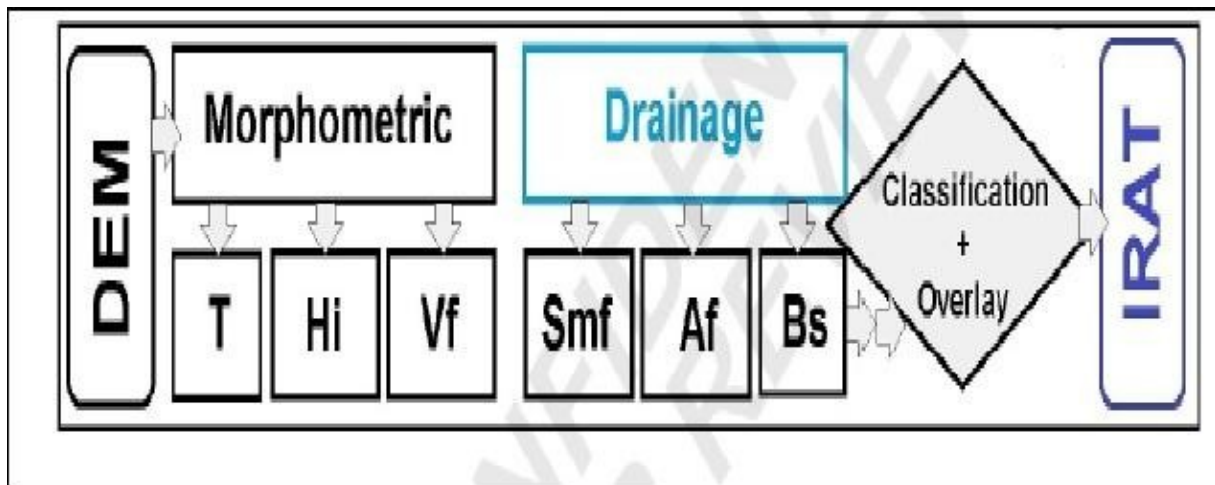


Figure.4: Diagramme méthodologique de l'approche adoptée

#### 4.1.1. Le facteur d'asymétrie (AF) :

Le AF évalue le basculement tectonique d'un bassin versant donné (Hare et Gardner,1985). Ce facteur est calculé à partir de paramètres géométriques selon la formule (eq. 01) :

$$Af = 100 * (Ar/At) \dots \dots \dots (01).$$

Ar : est la surface du côté droit du principal bassin versant/cours d'eau, et At est sa surface totale.

Les valeurs de Af sont significativement contrôlées par l'activité tectonique. S'il y a une inclinaison orthogonale par rapport à la direction du cours d'eau principal, les valeurs de Af s'éloignent de 50.

Nous avons classé les valeurs AF calculées en trois classes principales, à savoir : symétrique avec (AF < 5), légèrement asymétrique avec (5 < AF < 15), et fortement asymétrique avec (AF > 15).

Environ 55% des vallées sont caractérisées par une forte asymétrie, (Fig. 5). Les bassins versants N° 1,4, 5, 7, 8, 13, 14, 21, 23, 27, 34, et 35 ont des valeurs "AF" comprises entre 17,20 et 37,24. Ainsi, les failles normales (NW-SE, E-W) et (NE-SW) coïncident avec les limites du graben.

**Les valeurs absolues de l'asymétrie ont montré le basculement à grande échelle dans les montagnes de Tébessa.**

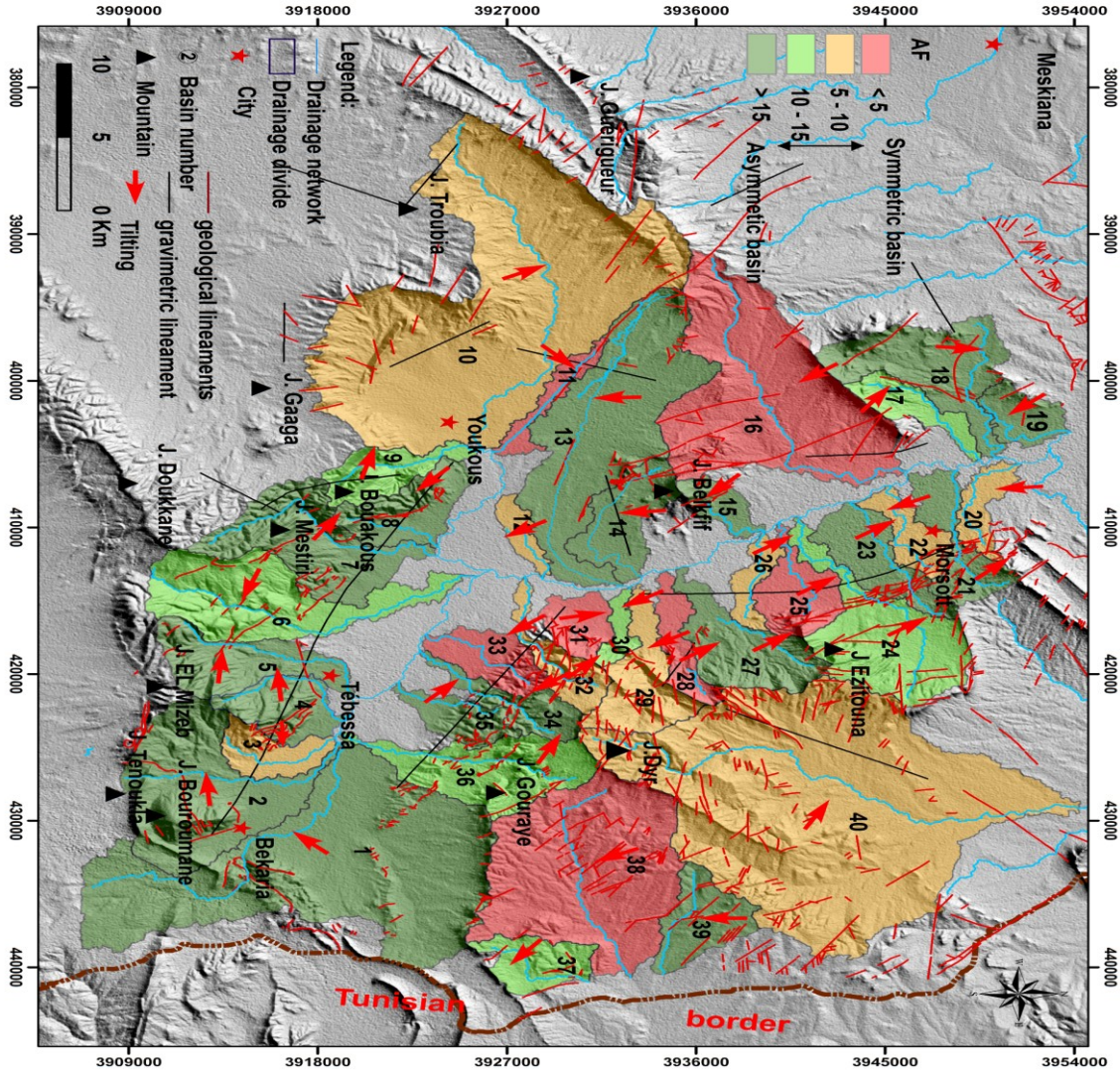


Fig.5 : Carte de distribution de l'indice d'asymétrie géomorphométrique (Af)(MNT).

4.1.2. Analyse hypsométrique :

L'analyse hypsométrique permet de déterminer le degré de maturité morpho-structurale du bassin versant en fonction de sa topographie. Les données altimétriques ont été acquises par la numérisation des intervalles de contour égaux à partir de cartes topographiques, appuyées par des relevés GPS et matrice DEM. l'intégral hypsométrie combine les données d'élévation du profil longitudinal du cours d'eau principal cours d'eau.

Strahler (1952) a défini "HI" comme étant la portion relative d'une zone à différentes élévations, selon (eq. 02).  $HI = (E_{mean} - E_{min}) / (E_{max} - E_{min}) \dots \dots \dots (02)$ .

En utilisant Xlstat Pro, les courbes hypsométriques sont tracées en mettant à l'échelle la surface relative en abscisse et la hauteur relative en ordonnée. Les bassins matures sont marqués par de faibles valeurs de HI (< 0,4) et vice versa. Les analyses hypsométriques pour les 40 sous-bassins versants de la zone d'étude montrent des valeurs intégrales élevées à modérées (HI proche de 0.5) (Fig.6. b, c, d) avec une forme convexe à sub-rectiligne. Les courbes HI pourraient également quantifier le taux d'érosion le long de la vallée.

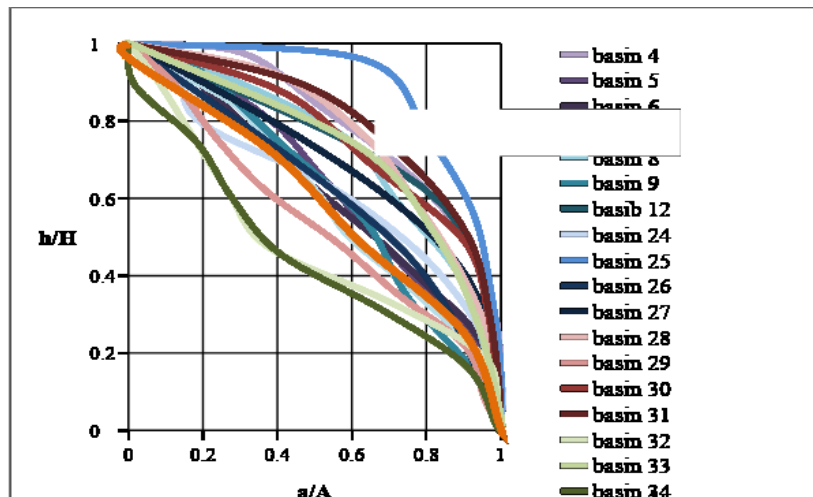


Figure.6: Courbes hypsométriques orientales A

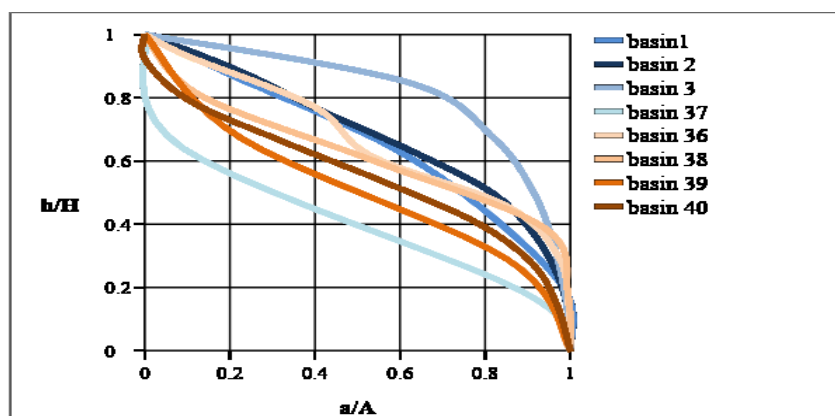


Figure.6 : Courbes hypsométriques centrales B

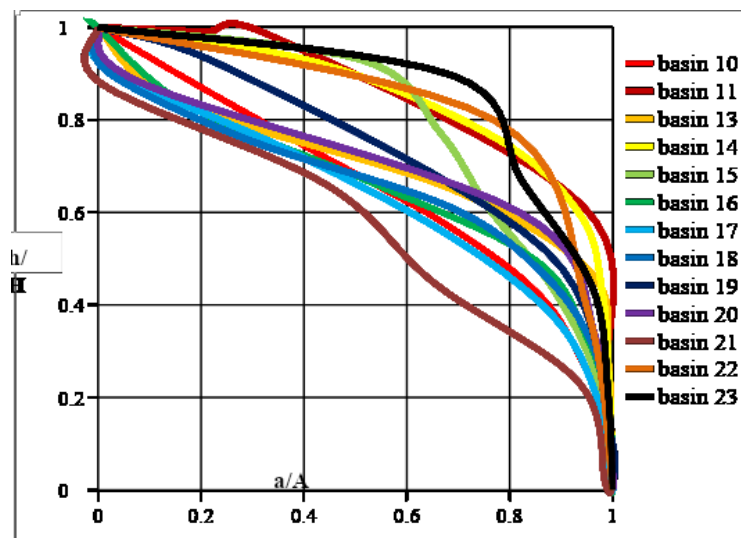


Figure.6: Courbes hypsométriques occidentales C

#### 4.1.3 L'indice morphologie d'une vallée (Vf):

Les indices de largeur de fond de vallée et de hauteur de vallée sont utilisés comme paramètres informatifs pour évaluer les zones tectoniquement actives. Sur la base du DEM, nous avons réalisé différents profils topographiques transversaux sur les principales vallées de cours d'eau. Vf a été calculé comme le rapport entre la largeur du fond de la vallée et la hauteur de la vallée selon la formule (eq. 03) (Bull et Mc Fadden, 1977) :  $Vf = |2Vfw / (Eld + Erd - 2Esc)| \dots \dots \dots (03)$

Avec Vf : la largeur du fond de la vallée. Eld, Erd, et Esc sont respectivement : les altitudes de la ligne de partage des eaux de gauche, de la ligne de partage des eaux de droite, et du cours d'eau principal. Si la valeur du rapport largeur/hauteur du fond de la vallée est inférieure à 1, le paysage est associé à des rivières linéaires affectées par un mouvement vertical récent, tandis que pour les vallées à fond plat, le Vf est >1, ce qui indique un niveau de base d'érosion.

Les valeurs calculées de Vf (Fig.7) vont de 0.02 (sous-bassin N° 32) à 7.84 (sous-bassin 10). Cet indice est faible pour les vallées en forme de V et élevé pour les vallées en forme de U, ce qui est le cas de la plupart des vallées de la zone d'étude (Fig. 3a).

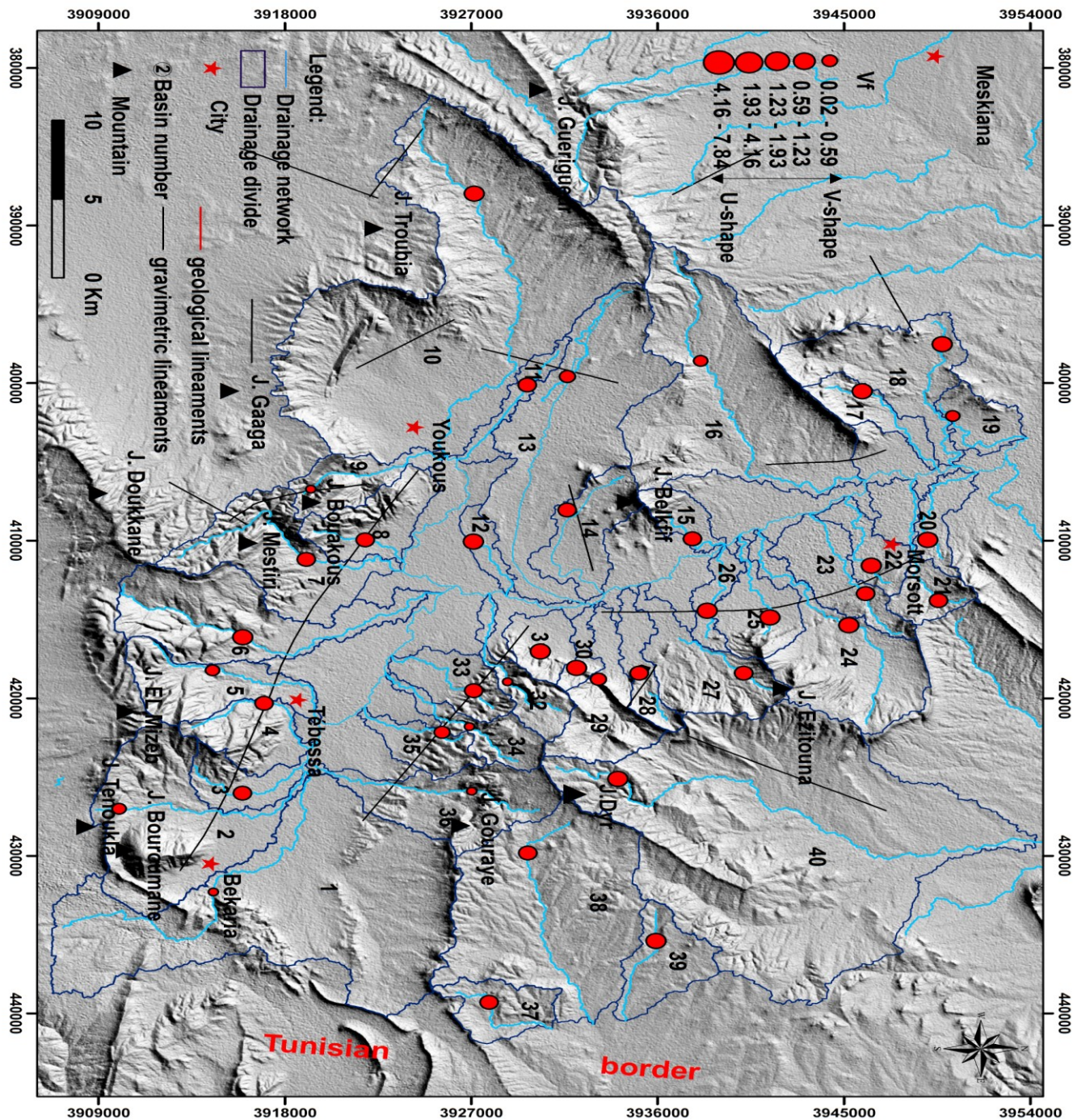


Figure.7: Carte de distribution de l'indice morphologique de (Vf) (MNT).

#### 4.1.4. Indice de sinuosité du front de montagne (Smf):

L'indice de sinuosité des montagnes est utilisé pour évaluer l'activité tectonique relative le long d'un front montagneux donné. Dans les zones actives, le soulèvement l'emporte sur l'érosion, formant ainsi des fronts rectilignes. Les valeurs faibles ( $Smf < 1,5$ ) mettent en évidence les fronts de montagne actifs, tandis que les valeurs élevées ( $Smf > 3$ ) façonnent les fronts inactifs. L'indice Smf est calculé selon la formule (eq. 04), (Bull, 2007) :  $Smf = Lmf/Ls, \dots \dots \dots (04)$

Lmf est la rupture géométrique de la section du versant, Ls est la ligne droite entre deux extrémités du front de montagne.

A l'exception du sous-bassin N° 21 ; les indices Smf calculés ne dépassent pas 1.28 ; ce qui indique que cette zone est tectoniquement active (Fig.8).

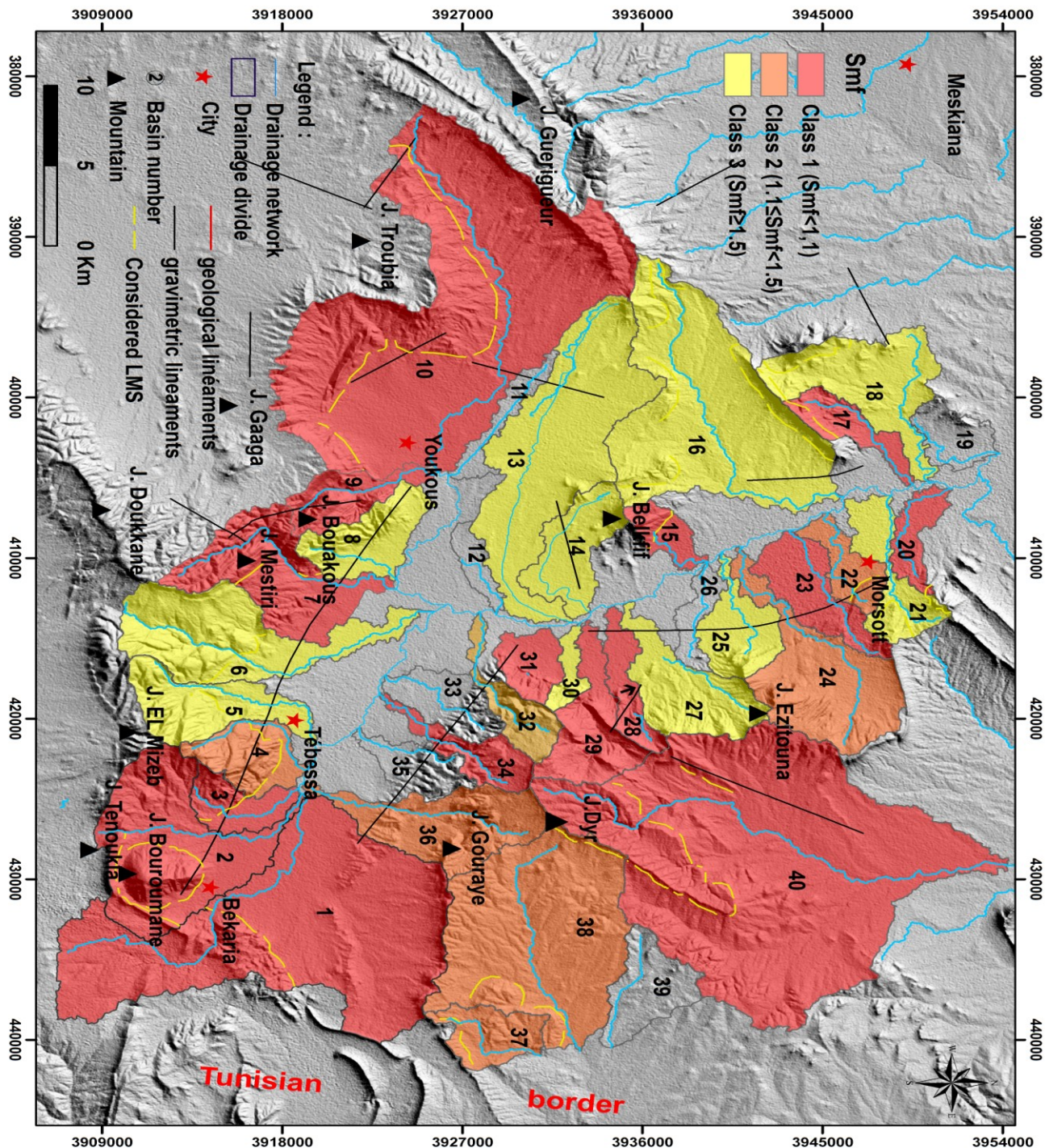


Figure.8: Carte du distribution d'indice de sinuosité du front de montagne (Smf)(MNT)

#### 4.1.5. Indice de gradient de longueur de cours d'eau (SL):

Le relief prend forme à partir d'une cinétique constante entre les processus d'érosion du cours d'eau et l'action tectonique. L'indice SL est utilisé pour évaluer l'activité tectonique relative. Le profil longitudinal d'un cours d'eau, s'écoulant sur des sols/roches, présente un indice SL élevé, indiquant une activité tectonique récente. L'indice SL est calculé selon la formule (eq. 05), (Hack, 1973) :

$$SL = (\Delta H)/(\Delta L) / L \dots\dots\dots (05)$$

$(\Delta H)/(\Delta L)$  : est le gradient de pente du segment principal du cours d'eau. L : est la longueur totale entre l'amont et le milieu du segment du cours d'eau.

Afin d'évaluer l'effet de la résistance des roches, nous avons simplement classé les affleurements rocheux sur la base du faciès lithologique.

Ainsi, nous définissons quatre catégories : faible (limon, alluvions et argile), modéré (calcaire argileux, siltstone sableux), élevé (calcaire marneux), et très élevé (calcaire), (Fig. 10).

Conformément à El Hamdouni et al. (2008), nous avons hiérarchisé les indices SL en trois classes principales classes : Classe 1 ( $SL > 500$ ), Classe 2 ( $300 < SL < 500$ ) et Classe 3 ( $SL < 300$ ).

Dans notre cas les valeurs de SL varient entre 303.74 (bassin N° 7), et 118.6 (bassin N° 40), (Fig. 10).

Environ 92% de la zone d'étude appartient à la classe (3). Les valeurs élevées de SL sont liées à la résistance des roches calcaires, en tant que substrat de cette partie de la zone d'étude, (Fig. 9).

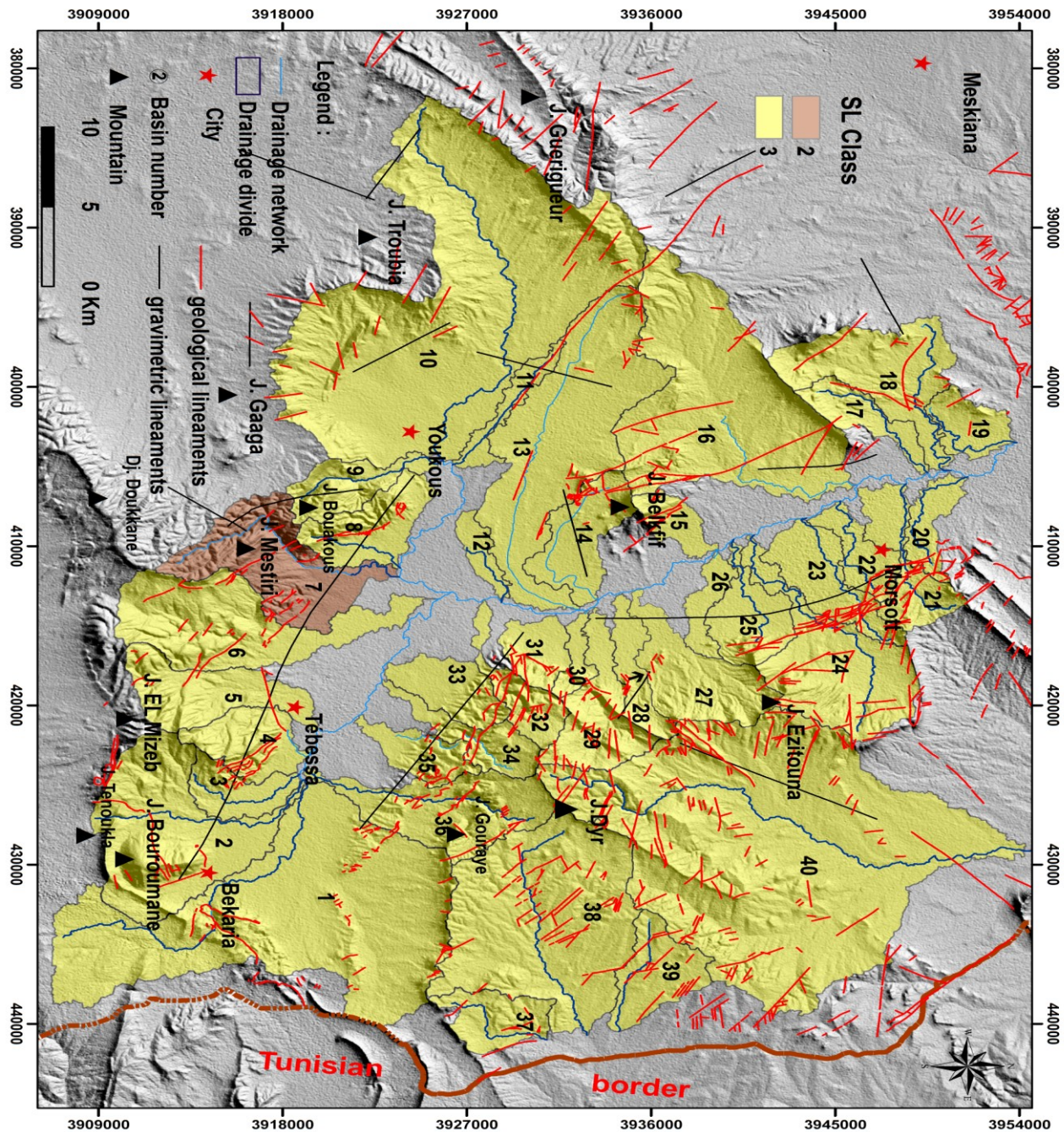


Figure.9: Carte de distribution des classes d'indice (SL)(MNT).



#### 4.1.6. Indice de forme du bassin de drainage (Bs):

L'indice de forme du bassin de drainage est défini comme le rapport entre la longueur du bassin et la largeur du bassin à son point le plus large. Il est calculé selon la formule (eq. 06) (Chang et al. 2015) :  $Bs=Bl/Bw$ .....(06)

Bs, Bl, et Bw sont respectivement la forme, la longueur et la largeur du bassin.

Les jeunes bassins de drainage présentent une forme allongée en raison de leur structuration dans des processus tectoniques tranquilles. Nous avons divisé les valeurs allongées de Bs en trois intervalles principaux :

- ✓ Classe N° 1 ( $Bs > 2.9$ ) ;
- ✓ Classe N° 2 ( $1.9 < Bs < 2.9$ )
- ✓ Classe N° 3 ( $Bs < 1.9$ ).

Dans notre cas, le bassin N° 1 a la valeur Bs la plus faible (0,86) tandis que le bassin N° 28 a la valeur Bs la plus élevée (4,6), (Fig.11).

Environ trois quarts de la zone d'étude appartient à la 3ème classe avec des formes presque circulaires.

Alors que le quart restant s'individualise en petits bassins allongés (classe 1 et 2) ; la plupart d'entre eux sont situés dans la partie NE de la zone de Djebels Gouray, Ezitouna et Morsott.

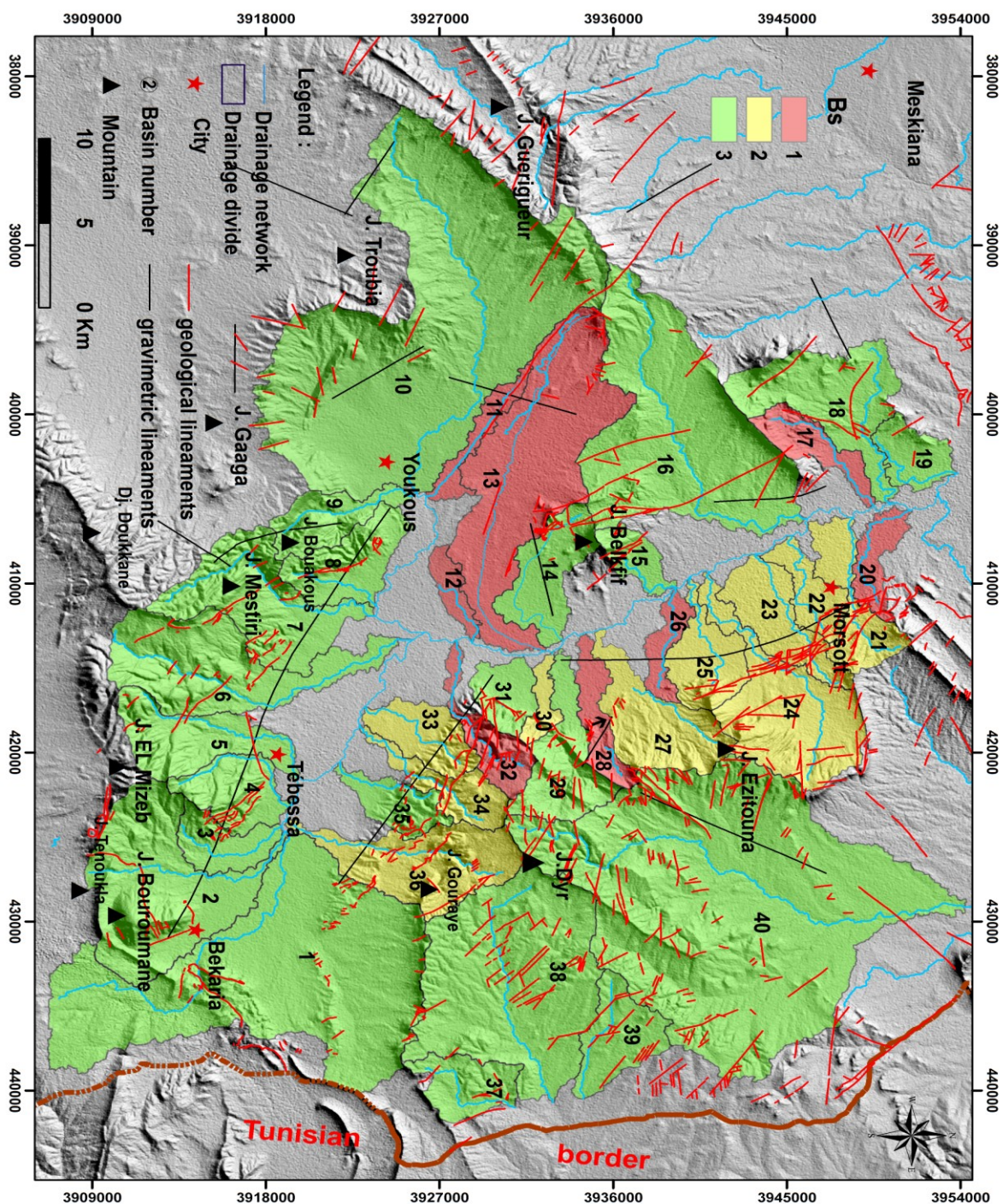


Figure.11: Carte de distribution de l'indice BS (MNT)

**4.1.7. Facteur de symétrie topographique transversale (T):**

Le vecteur T suit la variation de la symétrie topographique transversale dans divers segments d'une vallée donnée. L'indice du facteur T est calculé à l'aide de la formule (eq. 07), (Cox 1994) :

$$T=Da/Dd.....(07)$$

Da : est la distance entre l'axe médian du bassin et le tracé de l'Oued ; et Dd : est la distance entre la ligne de partage des eaux du bassin et l'axe médian du bassin.

Nous avons calculé le vecteur T sur 102 points de confluence des affluents du cours d'eau principal. Ensuite, nous avons divisé les valeurs obtenues en trois classes : classe N° 1 ( $T > 0.4$ ), classe N° 2 ( $0.2 < T < 0.4$ ), et classe N° 3 ( $T < 0.2$ ).

Les valeurs de T révèlent la symétrie des vallées dans la plupart des sous-bassins versants de la zone d'étude (Fig.12).

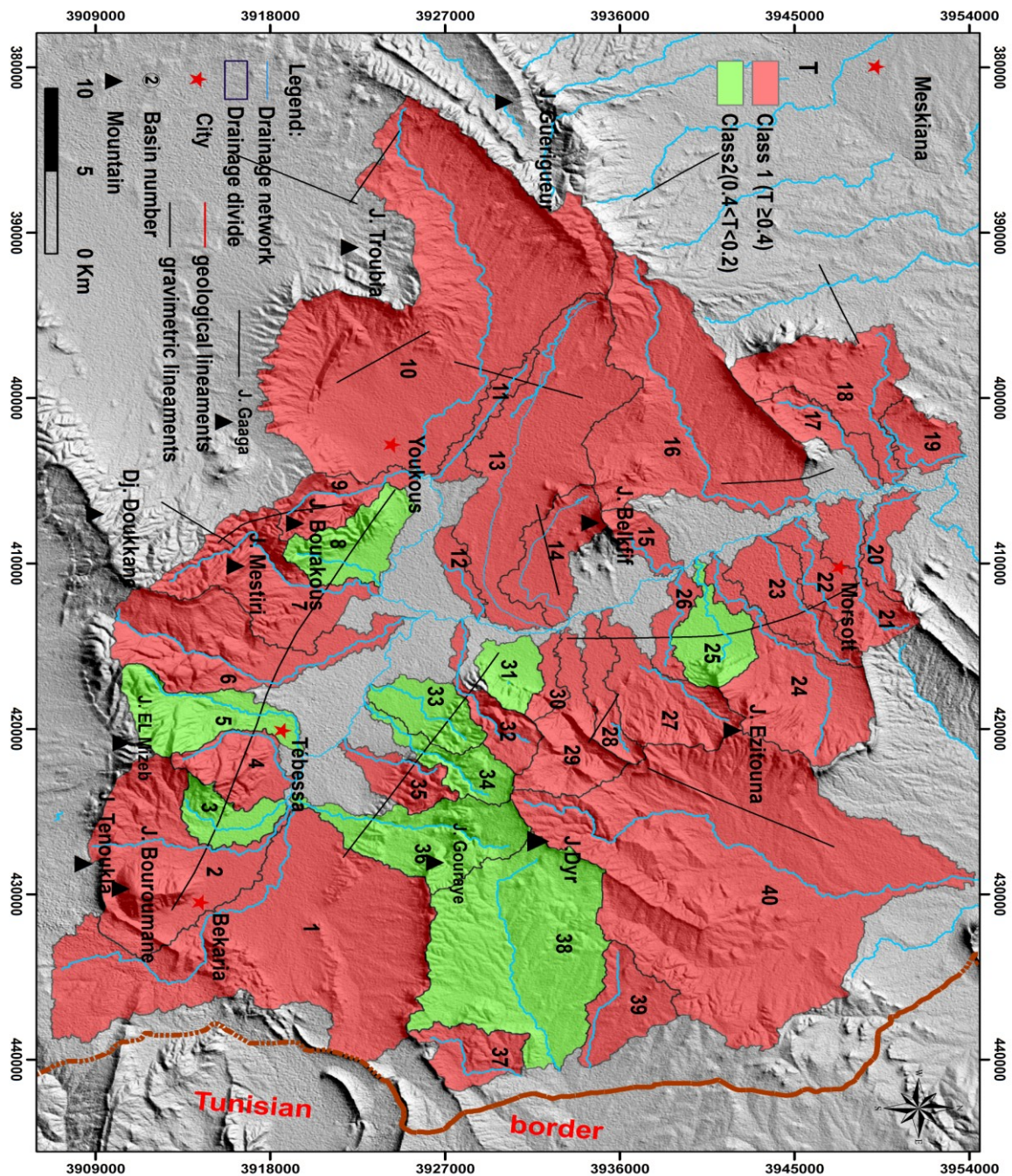


Figure.12: Carte des classes d'indice T(MNT).

**4.2. Discussion des résultats :**

L'analyse morphométrique a révélé des informations précieuses sur l'activité tectonique dans la zone d'étude. Le schéma morpho-structural a mis en évidence des structures atlasiques orientées Est-Ouest, divisant la zone d'étude en deux segments principaux (Fig.13,14). L'alternance de marnes et de calcaire a façonné un paysage d'érosion, en particulier dans les falaises de Djebel Guerigueur et autour de la vallée de Youkous.

Nous avons utilisé les couches calcaires à la base du Cénomaniens comme niveaux marqueurs de la cinématique du changement de pendage et de la continuation des couches stratigraphiques. Les cônes de déjection composés de glacis détritiques ont montré une large gamme de formes, d'orientations et de matériaux (Fig.14). Ils s'étendent sur la rive droite de l'Oued El Ksob, au nord du Djebel Essenn et aux limites de la vallée de Youkous (Fig.13 et.14).

Ces cônes de déjection sont évidents par la migration du réseau hydrographique vers le Nord. La forme de l'Oued El Ksob révèle une activité récente des fossés (Fig.14). De nombreuses failles ont été mises en évidence, dont la plupart plongent sous les formations plio-quaternaires de la vallée du bassin.





### 4.3. Évaluation de l'IRAT

L'indice d'activité tectonique relative a été évalué pour l'ensemble des 40 sous-bassins, basé sur des indices géomorphologiques et de drainage.

En utilisant la procédure GIFD (Geographic Information Framework Data ; l'indice IRAT a été généré par la combinaison de l'intégrale hypsométrique (HI).

L'intégrale hypsométrique (HI), du facteur d'asymétrie (AF), de l'indice de gradient du cours d'eau (SL), du rapport entre la largeur du fond de la vallée et la hauteur de la vallée, et de l'indice de drainage (Vf), le rapport de forme du bassin (Bs) et la sinuosité du front de montagne (Smf) (Tableau 2).

Le résultat a mis en évidence plusieurs anomalies dans le système de drainage, les fronts de montagnes et les pentes des vallées. Les anomalies morphométriques ont aussi été déterminées à partir de l'indice VF et Hi. Tandis que la déviation du réseau hydrographique à partir de l'indice T. Nous avons également évalué la distribution de l'activité tectonique relative basée sur l'indice tectonique actif (IAT). L'IAT a été calculé comme la moyenne arithmétique des indices Vf, Smf, SL, Af, Bs, Hi, et T . Cet indice a été hiérarchisé en quatre classes principales, à savoir : activité tectonique très élevée ( $IAT < 1,5$ ), activité tectonique élevée ( $1,5 < IAT < 2$ ), activité tectonique modérée ( $2 < IAT < 2,5$ ), et activité tectonique faible ( $IAT > 2,5$ ), (Fig.15). Sur cette carte, les valeurs élevées et modérées de l'IAT s'étendent sur l'ensemble des bassins ; alors que les valeurs faibles ne caractérisent que les sous-bassins N° 25 et 38.

Bassin	HI	AF	AF-50	BS	Mean SMF	Mean SL	Mean T	VF	SL	BS	AF	HI	VF	T	SMF	S/n	lat class	Assessen
1	0,5	12,75	-37,25	1,28	1,07	151,59	0,63	0,57	3	3	1	2	1	1	1	1,71	2	high
2	0,49	35,33	-14,67	0,86	1,09	100,69	0,45	1,12	3	3	2	2	2	1	1	2	2	high
3	0,47	55,12	5,12	1,83	1,07	93,78	0,23	3,75	3	3	2	2	3	2	1	2,2	3	moderately
4	0,48	12,48	-37,52	1,29	1,11	122,29	0,82	2,72	3	3	1	2	3	1	2	2,14	3	moderately
5	0,5	15,39	-34,61	2,21	1,24	135,36	0,38	1,1	3	3	1	2	2	2	3	2,28	3	moderately
6	0,5	63,09	13,09	2,28	1,28	205,76	0,52	6,42	3	3	2	2	3	1	3	2,42	3	moderately
7	0,5	29,47	-20,53	1,41	1,04	303,74	0,56	2,64	2	3	2	2	3	1	1	2	2	high
8	0,5	75,69	25,69	1,43	1,21	127,83	0,3	2,86	3	3	1	2	3	2	3	2,42	3	moderately
9	0,5	39,67	-10,33	2,24	1,01	99,8	0,57	0,59	3	3	2	2	1	1	1	1,85	2	high
10	0,5	40,35	-9,65	1,34	1,07	99,72	0,48	7,84	3	3	2	2	3	1	1	2,14	3	moderately
11	0,49	48,86	-1,14	4,27	non	26,68	0,5	3,84	3	1	3	2	3	1	/	2,16	3	moderately
12	0,48	58,88	8,88	3,48	non	17,62	0,81	6	3	2	2	2	3	1	/	2,16	3	moderately
13	0,48	73,49	23,49	2,91	1,2	65,74	0,58	1,64	3	3	2	2	2	1	3	2,28	3	moderately
14	0,47	68,11	18,11	2,02	1,21	53,57	0,56	2,36	3	3	2	2	3	1	3	2,42	3	moderately
15	0,49	79,89	29,89	1,69	1,05	36,46	0,58	3,33	3	3	1	2	3	1	1	2	2	high
16	0,49	51,49	1,49	1,78	1,18	117,76	0,59	0,9	3	3	2	2	1	1	3	2,14	3	moderately
17	0,47	39,1	-10,9	3,15	1,03	161,64	0,7	5	3	2	2	2	3	1	1	2	2	high
18	0,49	17,37	-32,63	1,67	1,17	59,1	0,65	7,63	3	3	1	2	3	1	3	2,28	3	moderately
19	0,5	80,73	30,73	1,29	non	180,27	0,76	1,23	3	3	1	2	2	1	/	2	2	high
20	0,42	40,83	-9,17	3,14	1,07	37,9	0,59	5,66	3	2	2	2	3	1	1	2	2	high
21	0,5	74,09	24,09	2,24	1,85	84,55	0,54	3,5	3	3	2	2	3	1	3	2,42	3	moderately
22	0,49	42,88	-7,12	1,9	1,12	65,83	0,53	5,71	3	3	2	2	3	1	2	2,28	3	moderately
23	0,49	72,34	22,34	2,26	1,08	115,21	0,45	3,58	3	3	2	2	3	1	1	2,14	3	moderately
24	0,5	63,76	13,76	1,92	1,13	180,27	0,52	5,4	3	3	2	2	3	1	2	2,28	3	moderately
25	0,49	52,6	2,6	1,73	1,28	46,3	0,38	6,66	3	3	3	2	3	2	3	2,71	4	low
26	0,5	58,65	8,65	3,49	non	35,07	0,55	6,66	3	2	2	2	3	1	/	2,16	3	moderately
27	0,49	77,9	27,9	2,26	1,19	79,51	0,59	2,12	3	3	1	2	3	1	3	2,28	3	moderately
28	0,49	54,08	4,08	4,6	1,05	99,73	0,49	3	3	1	3	2	3	1	1	2	2	high
29	0,5	44,56	-5,44	1,65	1,09	244,99	0,47	1,93	3	3	2	2	2	1	1	2	2	high
30	0,46	39,45	-10,55	2,74	1,18	71,9	0,52	3,72	3	3	2	2	3	1	3	2,42	3	moderately
31	0,47	53,37	3,37	1,44	1,03	30,85	0,23	5,4	3	3	3	2	3	2	1	2,42	3	moderately
32	0,49	56,33	6,33	3,28	1,07	172,83	0,83	0,02	3	2	2	2	1	1	1	2	2	high
33	0,49	48,57	-1,43	1,77	non	72,47	0,32	2	3	3	3	2	2	2	/	2,5	3	moderately
34	0,49	32,79	-17,21	2,86	1,04	161,51	0,39	0,47	3	3	2	2	1	2	1	2	2	high
35	0,5	85,97	35,97	1,93	non	100,48	0,4	1,75	3	3	1	2	2	1	/	2	2	high
36	0,5	61,13	11,13	2,14	1,14	115,63	0,37	0,5	3	3	2	2	1	2	2	2,14	3	moderately
37	0,5	63,79	13,79	1,58	1,1	59,15	0,6	2,15	3	3	2	2	3	1	2	2,28	3	moderately
38	0,5	52,48	2,48	1,5	1,15	91,28	0,29	4,16	3	3	3	2	3	2	2	2,57	4	low
39	0,5	78,49	28,49	1,26	non	68,25	0,59	4,7	3	3	1	2	3	1	/	2,16	3	moderately
40	0,48	39,96	-10,04	1,34	1,09	13,9	0,41	5,71	3	3	2	2	3	1		2	2	high

Tableau 2 : Valeurs des indices morphotectoniques pour les 40 sous-bassins et classification (IAT)

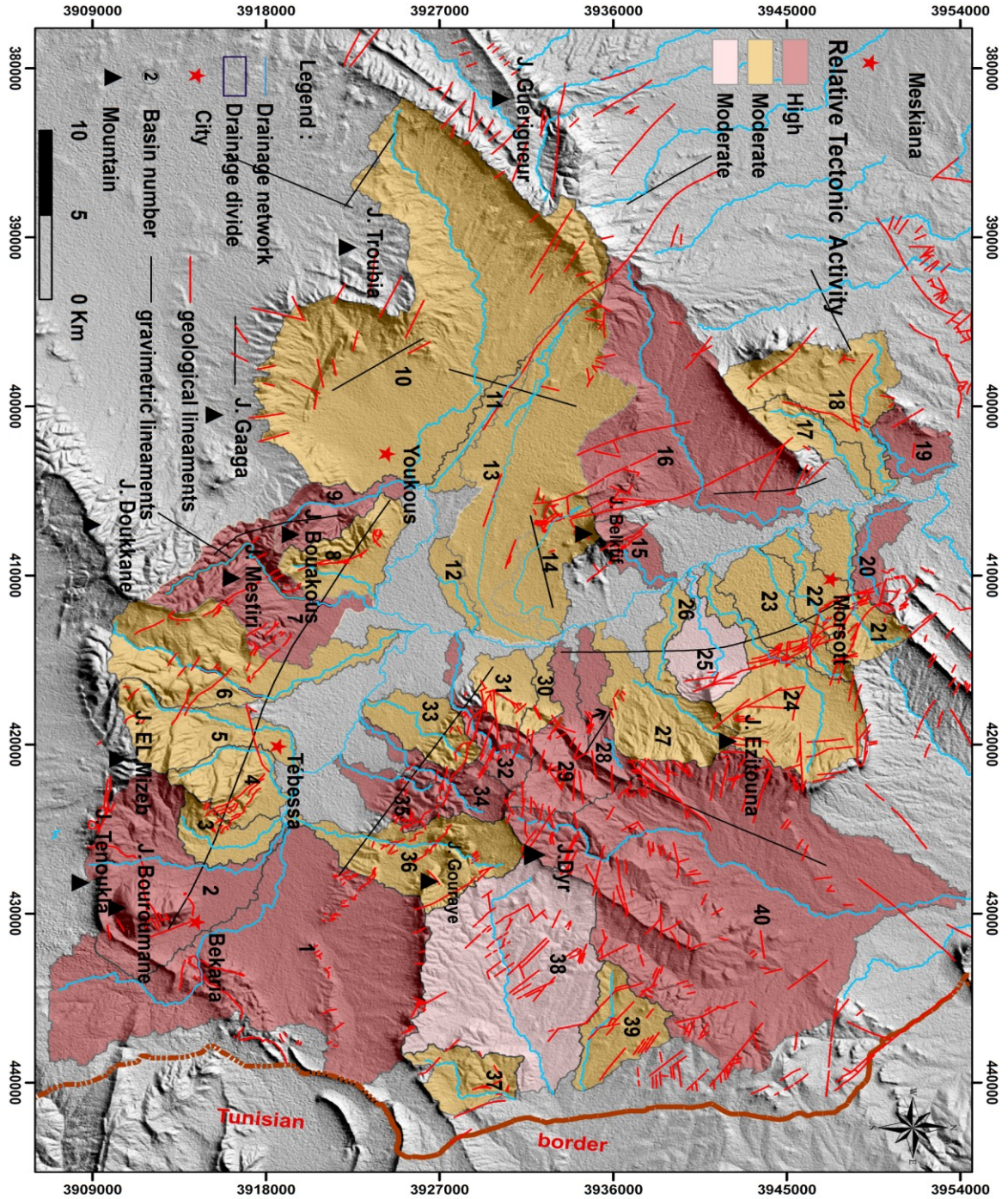


Figure.15 : Carte de l'indice d'activité tectonique (IRAT) (MNT)..

**5. Conclusions :**

Les principales conclusions du présent chapitre peuvent être résumés dans ce qui suit :

- La sismicité dans la région d'étude est globalement modérée.
- L'histoire géologique de cette vaste région a laissé place à :
  - ✓ Des terrains plissés et fracturés, présentant une direction atlasique nette ;
  - ✓ Des bassins effondrés d'âge néogène et présentant une elongation E-W.

En outre, l'utilisation d'un modèle basé sur le SIG, le bassin effondré de Tebessa-Morsott-Youkous a été divisé en 40 sous-bassins versants, à partir desquels l'analyse de sept indices morphométriques (Hi, Sl, Vf, Smf, T, Af et Bs) a permis les principaux résultats suivants :

- La détermination de l'action dynamique entre les processus d'érosion et l'activité tectonique ;
- La confirmation que les valeurs de HI révèlent la forme convexe à sub-rectiligne des bassins ;
- Les valeurs élevées de SL attestent du développement de zones de failles élevées dans les falaises de montagne ;
- Les valeurs élevées de VF indiquent que le processus d'érosion est effectivement contrôlé par l'activité tectonique relative ;
- Que les faibles valeurs de SMF indiquent la prévalence de la dynamique tectonique ;
- Que la plupart des valeurs de Bs mettent en évidence une forte activité tectonique sur les bords du bassin.

Par ailleurs, nous insistons dans notre conclusion de cette partie du travail sur deux points, le premier est que la procédure GIFD a été adoptée pour le traitement de données géospatiales de différents paramètres morphométriques et pour le calcul de l'indice IRAT ; le second est que la carte IRAT résultante met en évidence la relation entre tectonique Vs hydrologie et tectonique Vs géomorphologie. En outre, nous tenons à préciser ce qui suit :

- ✓ Les résultats sont conformes à l'activité structurale étudiée et observée sur terrain ;
- ✓ Que pour une quantification exhaustive et plus fine des déformations néotectoniques qui affectent le bassin, il est essentiel d'avoir à sa disposition des outils modernes et onéreux, tels que les diagraphies litho stratigraphiques, les données de télédétection par interférométrie et un MNT à haute résolution.
- ✓ Pour l'évaluation des effets du paléo climat et de la tectonique récente et actuelle sur les processus d'érosion et de l'évolution du bassin ; nous pensons que le suivi diachronique du réseau hydrographique pourrait ouvrir de nouvelles perspectives.

## **Conclusion générale:**

Les principaux traits structuraux de la partie nord orientale de l'Atlas Saharien ont été déterminées comme étant le résultat de mouvements tectoniques continus et assez complexes. Cette étude explique l'évolution structurale tardive de la région. Elle décrit également les différentes structures géologiques qui ont été créées par ces événements, comme les fossés d'effondrement, le diapirisme et les subsidences.

L'une des caractéristiques les plus courantes de l'Atlas Saharien est le diapirisme. Ces structures intrusives sont généralement situées dans des bandes allongées d'environ 80 kilomètres. Elles ont une direction qui suit l'axe Nord Est-Sud Ouest.

Les plis de l'Atlas Saharien sont aussi caractérisés par une orientation générale Nord Est-Sud Ouest et des anticlinaux qui sont percés par le Trias. Ces anticlinaux représentent des fermetures périclinales qui sont interrompues par des accidents le long des fosses.

La région Nord Est de l'Atlas Saharien est caractérisée par des fossés d'effondrement qui se succèdent sur une large zone. Ces tranchées sont limitées par des accidents majeurs à composantes normales.

La fracturation ancienne n'a pas joué un rôle significatif dans le paysage actuel. La phase orogénique a exercé une grande influence tectonique sur la région, ce dont témoignent les plis de l'Atlas saharien nord-oriental ; des plis qui sont découpés par des failles transversales dans la direction NW-SE.

La tectonique post-miocène a joué un rôle important dans le développement de la région. On pense que les grandes failles normales de la région ont été causées par une phase distensive qui a produit des fossés d'effondrement. Ces fossés d'effondrement ont été créés par l'alignement des structures atlasiques et le rejet des failles normales de la région.

Les fossés se sont effondrés pendant et après le dépôt des formations au Miocène. Le dépôt de ces formations a continué pendant la distension du Pliocène et la distension du Quaternaire, ce qui a provoqué un enfoncement encore plus important des deux bassins.

Même pendant la distension du Plio-Quaternaire, l'effondrement continue de pousser le bassin de Tebessa-Foussna. Au nord de cette zone d'étude, nous signalons la mise en place d'une série de systèmes associés au fossé d'effondrement, notamment les Grabens et les Horsts. Ces systèmes sont situés aux marges du fossé d'effondrement et contribuent aux failles de direction NE-SW.

L'étude structurale du terrain dans le bassin d'effondrement Tébessa a révélé le rôle dominant des failles de direction NE-SW. Leurs plans ont un fort pendage, supérieur à 60 degrés, et contiennent des stries à pas important.

Les études géologiques réalisées dans le bassin d'effondrement de Morsott Tebessa ont révélé l'existence de trois branches : Morsott, Youkous, Belkif, et Tébessa

Les études ont également mis en évidence la déformation importante de l'axe de Gueriguer et son soulèvement vers le NE.

Elles ont également révélé la relation entre le diapirisme et la forme de la Mzouzia.

L'aspect anormal du complexe de Dj Bouroumane avec sa direction peu ordinaire E-W a attiré notre attention et des analyses et réflexions lui ont été consacré.

D'autres structures de la région, comme le complexe Anoual-Tala-Ozmor, sont orientées selon la direction NE-SW.

Les sections morpho-géologiques des études menées dans le bassin d'effondrement de Morsott Tébessa ont révélé les différentes propriétés tectoniques des structures de la région. Elles ont également révélé de nouvelles informations sur l'évolution de la région.

Les différents replats structuraux et les surfaces d'aplanissement donnent naissance à des dépressions et autres caractéristiques néo-actives. Ce travail présente deux cartes morpho-structurales avec des informations détaillées.

Le fossé de Tébessa est caractérisée par la présence de nombreux dépôts du Mio-Plio-Quaternaire. Ces dépôts ont atteint leur maximum au centre de la fosse.

Les différentes déformations et anomalies qui affectent les axes de plissement et de disjonction sont également expliquées. Par exemple, le synclinal du Gueriguer a été mis en évidence en raison de la présence de plusieurs structures, telles que le couloir N-S et le couloir E-O. Enfin, l'identification de l'origine des phénomènes tectoniques plio-quaternaires est confirmée par les accidents survenus pendant la phase tectonique ancienne

La sensibilité des différents facteurs qui affectent le mouvement des objets de masse dépend de plusieurs facteurs. Il s'agit notamment du degré des conditions environnementales, du type de formations superficielles et du site géomorphologique. Malgré l'importance de ces connaissances, nous ne sommes toujours pas en mesure d'aborder efficacement le problème de la conservation des terres en raison de l'absence d'une compréhension globale de tous ces facteurs.

Les résultats de l'étude ont révélé que les descriptions des mouvements du terrain générées par la photo-interprétation ont été validées par les observations faites dans la zone d'étude. Ces instabilités occupent des surfaces importantes et se manifestent par des glissements, coulées actives, replats topographiques, escarpements linéaires

Si un grand mouvement ondulatoire ou rampant ne semble pas avoir d'effet grave sur le corps humain, il est alors considéré comme une érosion pouvant affecter la partie supérieure du sol. D'autres types d'objets de masse, tels que les coulées de boue et les détachements par paquets, peuvent constituer une menace pour la construction de routes et d'autres infrastructures

Ce chapitre a exploré la réponse potentielle du développement des bassins de drainage au contrôle tectonique . Les différents indices géomorphologiques utilisés dans cette étude ont permis d'analyser les relations entre la structure, la lithologie et la géomorphologie des bassins étudiés. Ces relations peuvent être évaluées à travers les facteurs qui influencent la forme, le relief et les processus dominants du bassin.cette méthode morphométrie à facilite d'obtenir l'objectif de connaitre l'activité tectonique affecté les bassins d'effondrement Tébessa-Morsott-Youkous.la méthode morphométrie basé sur l'extraction des indices a l'aide d'un model numérique de terrain et des cartes topographies et des calcule des ces indices pour quantifie la tectonique du paysage avec leur géomorphologie du terrain et la topographie

La sismicité dans l'Atlas du Nord-Est est globalement modérée. La tectonique a des plis et des failles du croûte terrestre depuis le Cénozoïque par une direction atlasique. Alors que les bassins du Néogène correspondent à une elongation E-W. En utilisant un modèle basé sur le SIG, le bassin effondré de Tebessa-Morsot-Youkous a été divisé en 40 sous-bassins versants, à partir desquels l'analyse de sept l'analyse de sept indices morphométriques (Hi, Sl, Vf, Smf, T, Af et Bs) a permis de déterminer l'action dynamique entre les processus d'érosion et l'activité tectonique. Les valeurs de HI révèlent la forme convexe à sub-rectiligne des bassins. Les valeurs élevées de SL attestent du développement de zones de failles élevées dans les falaises de montagne. Les valeurs élevées de VF indiquent que le processus d'érosion est existentiellement contrôlé par l'activité tectonique relative. Alors que les faibles valeurs de valeurs de SMF indiquent la prévalence de la dynamique tectonique. La plupart des valeurs de Af prouvent la tectonique, tandis que les valeurs de Bs mettent en évidence une forte activité tectonique sur les bords du bassin. La procédure GIFD a été adoptée pour le traitement de données géospatiales de différents paramètres morphométriques et pour le calcul de l'indice IRAT. La carte IRAT résultante met en évidence la relation entre tectonique Vs hydrologie et tectonique Vs géomorphologie. géomorphologie. Les résultats sont conformes à l'activité structurelle observée. Plus de d'informations, telles que des diagraphies lithostratigraphiques, des données de télédétection par interférométrie et un MNT à haute

résolution, sont essentielles pour quantifier les caractéristiques structurelles détaillées du bassin étudié. Le suivi diachronique du réseau hydrographique ouvre de nouvelles perspectives pour évaluer les effets de la néotectonique sur les processus d'érosion pour évaluer les effets de néotectonique et de paléo-climat sur l'évolution récente et actuelle du bassin.

## Références bibliographiques

**Allen, JRL (1985).** Sédimentologie physique . Allen & Unwin.

**Aissaoui, D. (1984).** Les structures liées à l'accident sud-atlasique entre Biskra et le Jebel Mandra, Algérie. Évolution géométrique et cinématique.

**Aoudjehane, M., Bouzenoune, A., Rouvier, H., & Thibieroz, J. (1992).** Halocinèse et dispositifs d'extrusion de trias dans l'Atlas saharien oriental (NE Algérien). *Géologie Méditerranéenne* , 19 (4), 273-286.

**Angleterre, Philippe et Peter Molnar.** "Soulèvement de surface, soulèvement de roches et exhumation de roches." *Géologie* 18.12 (1990): 1173-1177.

**Anis, Z., Wissem, G., Riheb, H., Biswajeet, P., & Essghaier, G. M. (2019).** Effects of clay properties in the landslides genesis in flysch massif: Case Aïn Draham, NW Tunisia. *Journal of African Earth Sciences*, 151, 146-152.

**Aris, Y.(1994).** Etude tectonique et microtectonique des séries jurassiques à quaternaires du Constantinois central (Algérie nord orientale): Caractérisation des différentes phases de déformation. Thèse de Doctorat l'Université de Nancy I, 302p.

**Azor, A., Keller, E.A., Yeats, R.S.(2002).** Geomorphic indicators of active fold growth: South Mountain–Oak Ridge anticline, Ventura basin, southern California. *Geological Society of America Bulletin*, 114(6), 745-753

**Bassi Lakhdar et Kamache Rabie. (1997).**Etablissement de la carte de transmissivité au niveau de la plaine de Tébessa-Morsott. Université des sciences et de la technologie-Tébessa.

**Belguith Y, (2010)** .Déformation en extension récente et active de la Tunisie. Thèse . Doc.Paris. 2010.

**Benabbas C.(2006).**Évolution Mio-Plio-Quaternaire des bassins continentaux de l'Algérienordorientale : apport de la photogéologie et analyse morpho structurale. Thèse de doctorat, Univ. Mentouri Constantine.

**Ben Ayed (1975).** Etude géologique des cuvettes de Siliana et Sers (Atlas tunisien central).-Thèse 3èmecycle, Géologie structurale, Univ. Paris VI.

**Ben Ayed (1980):**Le rôle des décrochements EW dans l'évolution structurale de l'Atlas tunisien  
Compte Rendu Société Géologique France

**Ben Ayed et Viguiet C., (1981).** Interprétation structurale de la Tunisie atlasique. C.R. Acad.Sc.  
Paris, t. 292, II, p. 1445-1448

**Ben Ayed, N., Viguiet, C., Bobier, C., (1983).** Les éléments structuraux récents essentiels de la  
Tunisie nord-orientale. Notes Service géologique de Tunisie 47, 5–19.

**Ben Ayed, (1986);** Evolution tectonique de l'avant-pays de la chaîne alpine de Tunisie du début du  
Mésozoïque à l'actuel, Thèse de Doctorat es-Sciences, Université Paris Sud Orsay, Office National  
Mines.

**Bikram B, Ahsan AW, Rais AK, Shabir A (2016)** Morphotectonic analysis of the Madhumati  
watershed, northeast Kashmir Valley. ArabJGeosci 9. <https://doi.org/10.1007/s12517-016-2395-9>

**BLES J.-L. et FLEURY J.-J. (1970)** - Carte et Notice explicative de la feuille de Morsott 1/50  
000. Service Géol. Algérie

**Boccaletti M., Coli M., Eva C., Ferrari G., Giglia G., Lazzaretto A., Merlanti F., Nicolich  
R., Papani G., Postpischl D., (1985).** Considerations on the seismotectonics of the Northern  
Apennines. Tectonophysics 117: 7-38

**boudjema A (1987)** : Evolution structurale du bassin pétrolier (Triasique) de Sahara Nord Oriental  
(Algérie). Thèse doctorat. Université de Pierre et Marie Curie. Paris IV.

**Boulema, S., Hadji, R., & Hamimed, M. (2021).** Depositional environment of phosphorites in a  
semiarid climate region, case of El Kouif area (Algerian–Tunisian border). Carbonates and  
Evaporites, 36(3), 1-15.

**Bouillin J.P., (1986).** Bulletin de la Société Géologique de France (1986) II (4): 547–558.

**Bouzenoune, A. (1993):**Minéralisations périadiapiriques de l'Aptien calcaire : les carbonates  
de fer du gisement hématitique de l'Ouenza (Algérie orientale). Thèse Doct, d'Univ. Paris IV. P  
206.

**Brahmi, S., Baali, F., Hadji, R., Brahmi, S., Hamad, A., Rahal, O., ... & Hamed, Y. (2021).**  
Assessment of groundwater and soil pollution by leachate using electrical resistivity and induced

polarization imaging survey, case of Tebessa municipal landfill, NE Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, 14(4), 1-13.

**Brunsdon, D. (ed.) (1971)** Slopes: form and process. Institute of British Geographers Special Publication, 3, 178 pp.

**Brunsdon, D. and Prior, D.B. (eds) (1984)** Slope Instability. John Wiley & Sons, Chichester, 620 pp.

**Bull, W.B. (2007)** Tectonic Geomorphology of Mountains: A new Approach to Paleoseismology. Hoboken, New Jersey, USA, Wiley - Blackwell, 328pp

**Bull, W.B., McFadden, L.D. (1977)** Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California. In: Doehring, D.O. (ed.). *Geomorphology of Arid Regions*. Binghamton, State University of New York, proceedings of the 8th Annual Geomorphology Symposium Proceedings, 115-138

**Burollet P.F. (1956)**. Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale, *Ann. Mines Géol.*, 18, 345 pp, Tunis. - Burollet P.F. (1982). Réflexions sur les notions de coupure et de discontinuités.-9ème Réunion. *Ann. Sci. Terre*, Paris, p. 103.

**Caire (1977)**. Interprétation tectonique unitaire de l'Atlas tunisien à fossés.- *C. R. Acad. Sc. Paris*, Série D, T. 284, n°5, pp. 349-352.

**Caron M. (1967)** - Etude biométrique et statistique de plusieurs populations de Globotruncanidae. 2. Le sous-genre *Rotalipora* (*Thalmaninella*) dans l'Albien supérieur de la Breggia (Tessin). *Eclog geol. Helv.*, 60. 147-84

**Castany (1948)**. Les fossés d'effondrement de Tunisie, 124 pp, *Ann. Mines Géol.*, 3, Tunis.

**Castany (1951)**. L'orogénèse de l'Atlas tunisien.- *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6ème série (1951) T.1, pp. 701-720.

**Castany (1951)**. Le style tectonique de Hédil et de la région de Béja (Tunisie septentrionale) ; ses rapports avec la « zone des flysch ». *C. R. Acad. Sci. Paris*, (7), t. 236, p. 728-730.

**Castany (1954)** L'accident Sud-tunisien, son âge et ses relations avec l'accident Sud-atlasique d'Algérie *Comptes Rendus Hebdomadaires Séances Académie Sciences (Paris)*

- Chadi M. (1991)** Géologie structurale des monts d'Aïn M'Lila, Algérie orientale (Thèse de doctorat, Nancy1)
- Chang Z, Sun W, Wang J (2015)** Assessment of the relative tectonic activity in the Bailongjiang Basin: insights from DEM-derived geomorphic indices. *Environ Earth Sci* 74(6):5143–5153
- Chen, Y-C., Sung, Q., Cheng, K-Y.(2003)**. Along-strike variations of morphotectonic features in the Western Foothills of Taiwan: tectonic implications based on stream-gradient and hypsometric analysis. *Geomorphology* 56, 109-137.
- Chihi (1984)**. Etude tectonique et microtectonique du graben de Kasserine et des structures voisines : Jebel Selloum et Jebel Maargaba.- Thèse 3ème cycle, Univ. Paris XI, Centre d'Orsay, 116 p.
- Chihi (1988)**. Déformations tectoniques quaternaires en Tunisie Centrale (région de Kasserine).- *Géologie Méditerranéenne*, tome XV, n°3, pp. 177-182.
- Chihi (1995)**. Les fossés néogènes à quaternaires de la Tunisie et de la mer pélagienne : étude structurale et leur signification dans le cadre géodynamique de la Méditerranée centrale.-Thèse Doct. Ès Science. Géol., Tunis, 325 p.
- Chikha Belgacem Bilal et Debbar Hocine. (2017)** : Etude hydrologique et hydrogéologique de la région de Tébessa par application de la télédétection et sig. Université Kasdi Merbah-Ouargla.
- Coiffait PE. (1992)** Un Bassin Post-Nappes Dans Son Cadre Structural, L'Exemple de Constantine (Algérie Nord Orientale) 505 p, Thèse de doctorat. Nancy 1.
- Cox, R.T., Van Arsdale, R.B., Harris, J.B.(2001)**. Identification of possible Quaternary deformation in the northeastern Mississippi Embayment using quantitative geomorphic analysis of drainage-basin asymmetry. *Geological Society of America Bulletin* 113 (5), 615–624. doi:10.1130/0016-7606 (2001)113b0615: IOPQDIN2.0.CO;2.
- Cox, R.T. (1994)** Analysis of Drainage Basin Symmetry as a Rapid Technique to Identify Areas of Possible Quaternary Tilt-Block Tectonics. *Geological Society of America Bulletin*, 106, 571-581.
- Dalbiez F. (1956)**- Étude sommaire des microfaunes de la région du Kef. In BURROLET P.-F. et SAINFELD P. Notice explicative de la fouille Le Kef, n° 44, Serv. Mines Industr, et Energie, Tunis

- Dahoua L., Savenko VY., Hadji R. (2017)** GIS-based technic for roadside-slope stability assessment: an bivariate approach for A1 East-west highway, North Algeria. *Mining Science*, 24, 81-91.
- Dehbozorgi, M., Pourkermani, M., Arian, M., Matkan, A. A., Motamedi, H., & Hosseiniasl, A. (2010).** Quantitative analysis of relative tectonic activity in the Sarvestan area, central Zagros, Iran. *Geomorphology*, 121(3–4), 329– 341.
- Delcaillau, B., Deffontaines, B., Floissac, L., Angelier, J., Deramond, J., Souquet, P., Chu, H.T., Lee, J. (1998).** Morphotectonic evidence from lateral propagation of an active frontal fold; Pakuashan anticline, foothills of Taiwan. *Geomorphology* 24, 263-290.
- Delcaillau, B., Carozza, J-M., Laville, E. (2006).** Recent fold growth and drainage development: The Janauri and Chandigarh anticlines in the Siwalik foothills, northwest India. *Geomorphology* 76, 241-256.
- Demdoun, A., Hamed, Y., Feki, M., Hadji, R., Djebbar, M. (2015).** Multi-tracer investigation of groundwater in El Eulma Basin (Northwestern Algeria), North Africa. *Arabian Journal of Geosciences*, 8(5):3321-3333.
- Dlala (1984).** Tectonique récente et microtectonique de la région de Kasserine (Tunisie centrale).- Thèse 3ème cycle, Univ. Sc. et Tech. De Languedoc, Montpellier, 143 p.
- Dlala (1995).** Evolution géodynamique et tectoniques superposées en Tunisie : Implication sur la tectonique récente et la séismicité.- Thèse d'Etat., Tunis II, 389 p.
- Dlala M., Henervé P., Andrieux J., Chihi L. et Ben Ayed N. (1986).** Evolution tectonique mio-plio-quaternaire du fossé de Kasserine (Tunisie Centrale) : Implications sur l'évolution géodynamique récente de la Tunisie. *Bull. Soc.géol. France*. P 559-568.
- Dubourdiou, G., Durozoy, G. (1950).**- Observations tectoniques dans les environs de Tébessa et de l'Ouenza (Algérie). *Taureau. Soc. Géol. Fr.*, 5ème série, t. XX, 9, p. 257-2
- Dubourdiou, G. (1956) :** Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins Algero-Tunisiens). Thèse des sciences, Paris. *Publ. Serv. Carte Geol. Algérie, Bull*, n 10, Vol, p 659.
- Durand-Delga (1969).** Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie, *Publ. Serv.Géol. Algérie*, 39, 89-131.

**Durand-Delga M. (1980).** La Méditerranée occidentale: étape de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. Mémoire hors série de la Société Géologique de France, 10: 203-224.

**Earle, S. (2019).** 1.6 Temps géologique. Géologie physique-2e édition .

**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(1–2):150–173.

**El Mekki, A., Hadji, R., & Chemseddine, F. (2017).** Use of slope failures inventory and climatic data for landslide susceptibility, vulnerability, and risk mapping in souk Ahras region. *Mining Science*, 24.

**Esmail H, Solgi A, Pourkermani M, Matkan A, Mehran A (2017)** Assessment of relative active tectonics in the Bozghoush Basin (SW of Caspian Sea). *J Mar Sci* 7:211–237

**Farah AS. (1991)** Etude du comportement hydro chimique d'un Oued en zone méditerranéenne semi-aride d'Afrique du Nord et de ses causes naturelles et anthropiques: l'Oued Rhumel, Constantinois Algérie. Thèse de Doctorat. Université d'Orléans. France.

**Fleury J.-J. (1969)** - Stratigraphie du Crétacé et de l'Éocène de la feuille 1/50000 Morsott. *Publ. Serv. Géol. Algérie*, n° série, 39, p. 145-157.

**Fournillon A. (2012).** Modélisation géologique 3D et hydrodynamique appliquées aux réservoirs carbonatés karstiques : caractérisation des ressources en eau souterraine de l'Unité du Beausset (Var et Bouches-du-Rhône, SE France)

**Jauzein A. (1967).** Contribution à l'étude géologique des confins de la dorsale tunisienne.-*Ann. Mines et Géol.*, n°22, 475 p.

**Jauzein A. et perthuisot V. (1976).** Essai de corrélation entre les phénomènes diapiriques et la genèse des « fossés » en Tunisie.- 4ème R. A. S. T. Paris, Soc. Géol. De France, p. 233.

**Hack, J.T. (1973).** Stream-profiles analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey*, 1(4), 421-429

**Hadj Sassi M., Zouari H. et Jallouli C. (2006).**- Contribution de la gravimétrie et de la sismique réflexion pour une nouvelle interprétation géodynamique des fossés d'effondrement en Tunisie : exemple du fossé de Grombalia.- *C. R. Geoscience* 338 (2006) 751–756.

**Hadji R, Limani Y, Boumazbeur A, Demdoun A, Zighmi K, Zahri F, Chouabi A (2014a)** Climate change and their influence on shrink-age–swelling clays susceptibility in a semi-arid zone: a case study of Souk Ahras municipality, NE-Algeria. *Desalin Water Treat*

**Hadji, R., Limani, Y., Demdoun, A. (2014b).** Using multivariate approach and GIS applications to predict slope instability hazard case study of Machrouha municipality, NE Algeria. 10.1109/ICT-DM.2014.6917787 Publisher: IEEE Xplore. Print ISBN: 978-1-4799-4768-3, Accession Number: 14651190.

**Hamad .A .2017:** Hydrogeochemical characterization of water mineralization in Tebessa-Kasserine karst system (Tuniso-Algerian Transboundry basin)

**Hamad, A., Hadji, R., Bâali, F., Houda, B., Redhaounia, B., Zighmi, K., ... & Hamed, Y. (2018).** Conceptual model for karstic aquifers by combined analysis of GIS, chemical, thermal, and isotopic tools in Tuniso-Algerian transboundary basin. *Arabian Journal of Geosciences*, 11(15), 409.

**Hamad, A., Hadji, R., Boubaya, D., Brahmi, S., Baali, F., Legrioui, R., Abdeslam, I., Hidouri, B., & Hamed, Y. (2021).** Integrating gravity data for structural investigation of the Youkous-Tebessa and Foussana-Talah transboundary basins (North Africa).. *Euro-Mediterranean Journal for Environmental Integration* (2021)

**Hamed, Y., Hadji, R., Ncibi, K., Hamad, A., Ben Sâad, A., Melki, A., ... & Mustafa, E. (2021).** Modelling of potential groundwater artificial recharge in the transboundary Algero-Tunisian Basin (Tebessa, Gafsa): The application of stable isotopes and hydroinformatics tools. *Irrigation and Drainage*.

**Hamed, Y., Redhaounia, B., Ben Sâad, A., Hadji, R., & Zahri, F. (2017a).** Groundwater inrush caused by the fault reactivation and the climate impact in the mining Gafsa basin (SW Tunisia). *J Tethys*, 5(2), 154-164.

**Hamed, Y., Redhaounia, B., Sâad, A., Hadji, R., Zahri, F., & Zighmi, K. (2017b).** Hydrothermal waters from karst aquifer: Case study of the Trozza basin (Central Tunisia). *Journal of Tethys*, 5(1), 33-44.

**Hare, P. W., & Gardner, T. W. (1985).** Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins, Nicoya Peninsula, Costa Rica. *Tectonic geomorphology*, 4, 75-104.

**Ghedoui R (2014)** apports de l'image sismique et des SIG à l'étude morphostructurale de la Jeffara (Sud Est Tunisien): Implications géodynamiques et intérêts pétroliers.thesis, université Paris-Esr Marne La Vallée

**Ghrieb, L.(2007).**IMPACT DES FORMATIONS TRIASIQUES SUR LES EAUX D'UNE PLAINE EN ZONE SEMI-ARIDE: Cas de la plaine Bekkaria-Tebessa (Extrême Est Algérien) (Doctoral dissertation, Université de Annaba-Badji Mokhtar).

**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 Sciences, Nice, Ronéot., 270 p., 114 fig., XII pl. h.t.

**Kalla M., 1990:** Etude géomorphologique de la région de Hammamet. Piémont nord des Nememchas (essai de cartographie géomorphologique). Thèse de Magister. Alger, 149 p.

**Kazi-Tani N. (1986)** Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intraplaque N-algérien. Approche mégaséquentielle.Thèse d'Etat, Univ. Pau :886.

**Keller, E.A., Pinter, N., 1996.** Active tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape. Prentice Hall, New Jersey.

**Keller, E.A., Pinter, N.(2002)** Active Tectonics. 2nd ed. Prentice Hall,Upper Saddle Rivers. 363 pp

**Keller EA (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. 136-147

**Khavari, R., Arian, M., Ghorashi, M., 2009.** Neotectonics of the South Central Alborz drainage basin, in NW Tehran, N Iran. Journal of Applied Sciences 9, 4115-4126.

**Khiari A. (1991) :** Etude comparative des structures du NE des Maghrébides et du SE du Caucase à l'aide du déchiffrement des images satellites. Thèse d'état, Univ. Lomonossov,Moscou, Russie. 182p.

**Kolata, D. R., Nelson, W. J., & Nimz, C. K. (2010).** Tectonic history. Geology of Illinois, 77-89.

**Kowalski WM (1997)** Les stades d'effondrement du graben de Tébesa (confins Algéro-Tunisien) et la tectonique plicative Plio-Quaternaire. Bull Soc His Nat, Pays de Montbéliard,France

**Kowalski W.M., Hamimed M. et Pharisat A (2002)** - Les étapes d'effondrement des grabens dans les confins algéro-tunisiens. Bulletin du Service Géologique de l'Algérie, vol. 13, n° 2, p. 131-152.

**Mahdadi F., Boumezbeur A., Hadji R., Kanungo D. P., Zahri F. 2018.** GIS-based landslide susceptibility assessment using statistical models: a case study from Souk Ahras province, NE Algeria. Arabian Journal of Geosciences, 11(17), 1–21.

**Mahleb, A., Hadji, R., Zahri, F., Chibani, A., & Hamed, Y. (2022).** Water-Borne Erosion Estimation Using the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) Model Over a Semiarid Watershed: Case Study of Meskiana Catchment, Algerian-Tunisian Border. Geotechnical and Geological Engineering, 1-14.

**Malik, J.N., Mohanty, C., 2007.** Active tectonic influence on the evolution of drainage and landscape: geomorphic signatures from frontal and hinterland areas along the Northwestern Himalaya, India. Journal of Asian Earth Sciences 29, 604-618.

**Manchar, N., Benabbas, C., Hadji, R., Bouaicha, F., & Grecu, F. (2018).** Landslide Susceptibility Assessment in Constantine Region Algeria By Means of Statistical Models. Studia Geotechnica et Mechanica, 40(3), 208-219.

**Marple, R.T., Talwani, P., 1993.** Evidence of possible tectonic upwarping along the South Carolina Coastal Plain from an examination of river morphology and elevation data. Geology 21, 651–654.

**Masse, P. et Chikhi-Aouimeur, F. (1982):**La plate-forme carbonatée de l'Ouenza (Sud constantinois, Algérie). Organisation et dynamique durant l'Aptien supérieur. Géol. Méditer., Marseille, vol. IX, n°3, pp. 259-267.

**Mayer L. (1986)** Active tectonics : impact on society. Commission on physical sciences, mathematics, and applications.

**Morton, R.A. (1993)** Attributes and origins of ancient submarine slides and filled embayments: examples References from the Gulf Coast basin. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 77, 1064-1081.

**Mouici R, Baali F, Hadji R, Boubaya D, Audra, P., Fehdi, C. É., ... & Arfib, B. (2017)** Geophysical, Geotechnical, and Speleologic assessment for karst-sinkhole collapse genesis in Cheria plateau (NE Algeria). Mining Science, 24, 59-71

**Ncibi, K., Hadji, R., Hamdi, M., Mokadem, N., Abbes, M., Khelifi, F., ... & Hamed, Y. (2020).** Application of the analytic hierarchy process to weight the criteria used to determine the Water Quality Index of groundwater in the northeastern basin of the Sidi Bouzid region, Central Tunisia. *Euro-Mediterranean Journal for Environmental Integration*, 5, 1-15.

**Nekkoub, A., Baali, F., Hadji, R., & Hamed, Y. (2020).** The EPIK multi-attribute method for intrinsic vulnerability assessment of karstic aquifer under semi-arid climatic conditions, case of Cheria Plateau, NE Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, 13(15), 1-15.

**Othmanine A. 1987.** Les minéralisations en fluor, barytine, Pb, Zn et fer sidérique autour du fossé de Tébessa-Morsot (Algérie). Relation entre paléogéographie tertiaire, diapirisme, structure et métallogénie. Thèse de Doctorat 3e cycle, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, France, 221 p

**Pedrera A, Pérez-Peña JV, Galindo-Zaldívar J, Azañón JM, Azor A (2009)** Testing the sensitivity of geomorphic indices in areas of low-rate active folding (eastern Betic Cordillera, Spain). *Geomorphology* 105:218–231

**Pérez-Peña, J.V., Azor, 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, 74-87.

**Pervinquière L. (1903).** Etude géologique de la Tunisie centrale.- Thèse Doct. Ès Sciences, Paris, Ed. F. R. de Rudeval, 360 p.

**Pérez-Peña, J.V., Azañón, J.M., Booth-Rea, G., Azor, A., Delgado, J., 2009a.** Differentiating geology and tectonics using a spatial autocorrelation technique for the hypsometric integral. *Journal of Geophysical Research* 114 (F2), F02018. doi:10.1029/2008JF001092.

**Peters, G. & Van Balen, R.T. (2007)** Pleistocene tectonics inferred from the fluvial terraces of the northern Upper Rhine Graben, Germany. *Tectonophysics*, 430, 41-65.

**Perthuisot V. (1978).** Dynamique et pétrogenèse des intrusions triasiques en Tunisie septentrionale. Thèse Doct. Es-Sci. Labo. Géol. E.N.S. Paris, 312p.

**Philip H. (1983).** La tectonique actuelle et récente dans le domaine méditerranéen et ses bordures, ses relations avec la sismicité.- Thèse Doct. Ès Science, Univ. Sc. Tech. Languedoc, p. 147.

**Philip H., Andrieux J., Dlala M., Chihi L. et Ben Ayed N. (1986).**- Evolution tectonique miopliocène-quadrenaire du fossé de Kasserine (Tunisie centrale) : Implications sur l'évolution géodynamique récente de la Tunisie.- Bull. Soc. Géol. France, Paris, T.II, n°4, pp. 559-568.

**Piqué A., Ait Brahim L., El Azzouzi M.H., Maury R., Bellon H., Semroud B., Laville E.(1998).**- Le poinçon maghrébin: contraintes structurales et géochimiques.-C. R. Acad. Sci. Paris 326 (1998)575–581.

**Rais K, Kara M, Gadri L, Hadji R, Khochman L. (2017)** Original Approach for the drilling process optimization in open cast mines; case study of Kef Essenoun open pit mine NE of Algeria. Mining Science, 24, 147-159.

**Ramirez, R. G.; Quintanilla, J. B.; Aranda, J., 1998.** Influence of native shrubs *Acacia rigidula*, *Cercidium macrum* and *Acacia farnesiana* on digestibility and nitrogen utilization by sheep. Small Rum. Res., 28 (1): 39-45

**Raoult J. F. (1969).** - Relation entre la Dorsale Kabyle et les flyschs, sur la transversale du Dj. Rhédir (Nord Constantinois, Algérie): Phases tangentielles éocènes, paléogéographie. Bull. Soc. Géol. Fr, (7), XI, Paris.

**Raoult J. F. (1972).** - Précisions sur les flyschs massylien : sens stratigraphique, variations de faciès, nature du matériel remanié (Nord Constantinois, Algérie). Bull. Hist. Nat. Afr.Nord, t. 63 (1-2).

**Rebaï S. (1992).**- Sismotectonique et champ de contrainte dans les chaînes alpines et dans les plates-formes de l'Europe, d'Afrique du Nord et du Moyen-Orient.- Thèse de Doctorat de spécialité, Montpellier.

**Reyaz AD, Shakil AR, Rakesh C, Ishtiaq A (2014)** Tectono-geographic study of the Karewa Basin of Kashmir Valley. J Asian Earth Sci 92:143–156

**Richard, J. (1952).** An account of the battle of Hattin referring to the Frankish mercenaries in oriental Moslem states. Speculum, 27(2), 168-177.

**Richert J.P. (1969).** Analyse structurale de détail des noeuds tectoniques des Jebels Touila Rhéous.- Rapport inédit, S.N.P.A.

**Richert J.P. (1971).** Mise en évidence de quatre phases tectoniques successives en Tunisie.-Notes Serv. Géol. de Tunisie, n°34, Tunis, pp. 115-125.

**Roure, F., P. Casero, and B. Addoum, (2012),** Alpine inversion of the North African margin and delamination of its continental lithosphere:Tectonics, v. 31/3, p. Citation TC3006.

**Rouvier, H. (1977).** Géologie de l'extrême Nord tunisien : tectoniques et paléogéographies superposées à l'extrémité orientale de la chaîne Nord Maghrébine.-Thèse Sciences, Univ.Paris VI, 703 p.

**Salmi, L (2004).** Contribution à l'étude géologique et géochimie des isotopes stables (S, O, C) des minéralisations polymétalliques (Zn, Pb, F, Ba, Fe, Hg) de la «zone des diapirs» du nord de Tébessa (NE algérien). Nouvelle Thèse de torat. Univ Badji-Mokhtar, Annaba, Algérie, 190 p.

**Savornin J. (1913)** Remarque sur une importante ligne architectonique au sud du Tell algéro-constantinois. C.R.41° Congr. Ass. Fr. Avanc. Sc. Nîmes 1912, 2° partie, p. 344-345.

**Saxov, S. and Nieuwenhuis, J.K. (eds) (1982)** Marine Slides and other Mass Movements. NATO Workshop, Plenum Press, New York, 353 pp.

**Schamel S. (1981).** A propos de l'évolution tectonique de la chaîne atlasique en Tunisie.- In : 1er Cong. Nat. Sc. Terre, Tunis, p. 47.

**Schumm, S.A. and Mosley, M.P. (eds) (1973)** Slope Morphology. Benchmark Papers in Geology, Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, PA, 454 pp.

**Seeber, L., Gornitz, V.(1983).** River profiles along the Himalayan Arc as indicators of active tectonics. Tectonophysics 92, 335-367.

**Sigal, J.(1967),** Essai sur l'état actuel d'une zonation stratigraphique à l'aide T des principales espèces de Rosalines (Foraminifères): Comptes rendus Sommaire des séances de la Sociétogéologique de France, v. 2. 48 p.

**Singh, T. and Jain, V. (2009)** Tectonic Constraints on Watershed Development on Frontal Ridges: Mohand

**Silva, P.G., Goy, J.L., Zazo, C., Bardaji, T.(2003).** Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assessment of tectonic and seismic activity. Geomorphology,50(1-3), 203-225.

**Shamrailtpam A (2014)** Application of Tec DEM in morphometric studies of Impal River. American International Journal of Research in Sciences, Technology, Engineering&Mathematics

**Steven E (2019).**Géologie physique.2 édition p.15.1

**Strahler A. N. (1952)** – Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. Geological Society of America Bulletin, 63, 1117–1142.

**Tamani, F., Hadji, R., Hamad, A., & Hamed, Y. (2019).** Integrating remotely sensed and GIS data for the detailed geological mapping in semi-arid regions: case of Youks les Bains Area, Tebessa Province, NE Algeria. Geotechnical and Geological Engineering, 37(4), 2903-2913.vol. 21, p.355-365.

**Thibieroz, J. et Madre, M. (1976).** Le gisement de sidérite du djebel Ouenza (Algérie) est contrôlé par un golfe de la mer aptienne. Bulletin de la Société d'Histoire naturelle d'Afrique du Nord. 1.67, fasc.3-4, p.125-150.

**Troiani, F., Della Seta, M. (2008).** The use of the Stream Length-Gradient index in morphotectonic analysis of small catchments: A case study from Central Italy. Geomorphology 102, 159-168.

**Van De Fliert J R. (1955)** Etude géologique de la région d'Oued Athmenia.Publ. Serv. Carte géol. Algérie, nouv. série, nO 3, 264 p., 19 fig., 22 pl. h.t

**Verrios, S., Zygouri, V., Kokkalas, S.(2004).** Morphotectonic analysis in the Eliki fault zone (Gulf of Corinth, Greece). Bulletin of the Geological Society of Greece 36, 1706-1715.

**Vila et Maupin (1978).**- Microfossiles du Lias supérieur du djebel Yousef (Hautes plaines sétifiennes, Algérie). R e v. Micropaléontologie, XIX, , Paris,162-165.

**Vila J.M. (1980)** La chaîne alpine d'Algérieorientale et des confinsalgéro-tunisiens. Thèse Univ. Paris VI. 665 p.

**Villa J. M. (2000).** Dictionnaire de la tectonique des plaques et de la géodynamique. Gordon and Breach science publishers'éd.

**Voight, B. (ed.) (1978a)** Rockslides and Avalanches I: Natural Phenomena. Developments in Geotechnical Engineering, 14A. Elsevier, Amsterdam, 825 pp.

**Voight, B. (ed.) (1978b)** Rockslides and Avalanches II: Engineering Sites. Developments in Geotechnical Engineering, vol. 14B. Elsevier, Amsterdam, 844 pp.

**Voute C. (1967)** Essai de synthèse de l'histoire géologique des environs d'Aïn Babouche et des régions limitrophes. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, nouv. série, n° 36, t.1 255 p., t. 2, 136 p., 3 cartes, 41 pl.

**Wells, S.G., Bullard, T.F., Menges, T.M., Drake, P.G., Karas, P.A., Kelson, K.I., Ritter, J.B., Wesling, J.R.(1988).** Regional variations in tectonic geomorphology along segmented convergent plate boundary, Pacific coast of Costa Rica. *Geomorphology* 1, pp. 239-265.

**Wildi W. (1983).** La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène, *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, 24(3), 201-297.

**Zargouni F. (1985).** Tectonique de l'Atlas méridional de Tunisie, évolution géométrique et cinématique des structures en zones de cisaillement.- Thèse d'Etat, Univ. L. Pasteur, Strasbourg.

**Zahri F. Boukelloul M, Hadji R, Talhi K (2016)** Slope Stability Analysis In Open Pit Mines Of Jebel Gustar Career, Ne Algeria – A Multi-Steps Approach. *Mining Science*, 23 : 137–146.

**Zerdazi, A., (1990)** (NordEst : Etude gravimétrique du Mole d'Aire de l'Atlas Sahraoui septentrional de l'Algérie), Thèse de doctorat Sciences. Univ de l'Ausane. Suisse. 213 p.