



**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 :

**LA CINEMATIQUE ET
L'ORGANISATION DES
STRUCTURES GEOLOGIQUES
DANS LE CONSTANTINOIS**

Filière: Géologie

Spécialité : Géologie dynamique appliquée

Par :

REBOUH NOUH

Devant le jury :

M. BENZAGOUTA Med Said	Professeur	Université d'Oum El Bouaghi	Président
M. KHIARI Abdelkader	Professeur	Université d'Oum El Bouaghi	Directeur de thèse
M. BENABBAS Chaouki	Professeur	Université de Constantine 3	Co-Directeur de thèse
M. CHOUABI Abdemadjid	Professeur	Université d'Annaba	Examineur
M. BOUMEZBEUR Abderrahmane	Professeur	Université de Tébessa	Examineur
M. ZEDAM Rabah	MCA	Université d'Oum El Bouaghi	Examineur
M. MAZOUZ El Hadi	MCA	Université d'Oum El Bouaghi	Examineur

Année 2021-2022

Remerciement

Louange à Allah le tout puissant de m'avoir donné la force et la volonté pour compléter et achever ce travail.

Au terme de mes années à l'université d'Oum El Bouaghi je remercie tous ce qui a contribué à la formation et la réalisation de ce travail de ma thèse.

*Mes remerciements s'adressent tout d'abord **Mr KHIARI Abdelkader**, Professeur à l'Université d'Oum El Bouaghi pour avoir proposé ce sujet et d'avoir accordé beaucoup de son temps pour suivre ce travail, tout spécialement pour ses patiences et ses compréhensions ; d'avoir accepté d'encadrer et de diriger ce travail et aussi pour **Mr BENABBAS Chaouki**, Professeur à l'Université de Constantine 3 en tant que co-directeur de thèse.*

Mes profonds remerciements sont destinés aux membres de jury, pour avoir accepté d'examiner cette thèse :

*Président : Pr. BENZAGOUTA Med Said – Université d'Oum El Bouaghi
Examineur : Pr. CHOUABI Abdemadjid – Université d'Annaba
Examineur : Pr. BOUMEZBEUR Abderrahmane – Université de Tébessa
Examineur : Dr. ZEDAM Rabah – Université d'Oum El Bouaghi
Examineur : Dr. MAZOUZ El Hadi – Université d'Oum El Bouaghi*

Mes profonds remerciements sont aussi adressés à l'ensemble des enseignants de notre faculté et plus précisément le département de géologie pour leurs contribution à ma formation.

Je remercie Pr. ADAD Med Cherif et Dr. SAADELI Badreddine, respectivement, Doyen de la faculté STA et Chef de département de Géologie pour leur assistance administrative et pédagogique.

Mes remerciements s'adressent aussi à Dr. MAZOUZ El Hadi Maître de conférence (A) au département de géologie pour avoir accepté de m'assister lors de certaines de mes sorties de terrain.

Dédicace

A mes très chers parents

Je vous dois ce que je suis aujourd'hui grâce à votre amour, à votre patience et vos innombrables sacrifices.

Que ce modeste travail, soit pour vous une petite compensation et reconnaissance envers ce que vous avez fait d'incroyable pour moi.

Que dieu, le tout puissant, vous préserve et vous procure santé et longue vie afin que je puisse à mon tour vous combler.

A mes très chers frères

Aucune dédicace ne serait exprimer assez profondément ce que je ressens envers vous.

Je vous dirais tout simplement, un grand merci, je vous aime.

A ma Grande famille REBOUH

A mes très chers ami(e)s

En témoignage de l'amitié sincère qui nous a liés et des bons moments passés ensemble. Je vous dédie ce travail en vous souhaitant un avenir radieux et plein de bonnes promesses.

A B.Housseem, O.Abdelkader, D.Haithem

En souvenir de nos éclats de rire, des bons moments et des nuits blanches.

En souvenir de tout ce qu'on a vécu ensemble.

J'espère de tout mon cœur que notre amitié durera éternellement.

A tous les assoiffés du savoir

Où l'encre des savants est bien meilleure auprès de dieu que le sang des martyrs

Résumé

La zone étudiée est localisée dans la partie centrale des hautes plaines constantinoises. C'est une entité géographique faisant partie des Maghrébides (Chaîne alpine d'Algérie nord orientale). Habituellement, elle est désignée sous le nom de (Sud-ouest Constantinois) et s'étalant entre les villes de Constantine au Nord-est et Oued Athmania au Nord-ouest, Chelghoum Laid au Sud-ouest et Ain M'lila au Sud-est.

La fracturation contribue incontestablement à la formation des réservoirs hydrogéologiques, pétroliers et des gisements miniers en facilitant les circulations des différents fluides dans les terrains rocheux. En contre partie elle présente un risque sérieux sur le plan géotechnique. Sa caractérisation est donc incontournable pour une meilleure connaissance des terrains fracturés dans chaque relief structural.

La présente étude a pour objectif de caractériser la fracturation et sa cinématique dans le bassin d'Ain Smara et les massifs qui l'entourent à partir des mesures sur terrains, de l'analyse des photographies haute-résolution, de l'interprétation des images satellites et de l'utilisation des différents logiciels de traitement cartographique. Les photographies haute-résolution et les images satellites constituent le support de base important pour cette étude.

Ces outils nous ont permis de cartographier les failles, les réseaux de failles ainsi que les failles à grande extension au niveau de chaque massif de la région d'étude. Nous avons pu déterminer aussi la direction NO-SE comme direction majeure dans le massif de Felten et la direction E-O dans le massif de Djebel Ouled Sellam par le biais du logiciel Stereonet. Une carte des failles a été établie au niveau de chaque massif car le réseau de fracturation est peu compliqué et dense.

Les différences dans la morphologie et les structures tectoniques entre les massifs de Felten et de Ouled Sellam permettent de conclure à l'existence de failles non cartographiées et contraintes non identifiées qui ont permis cette mise en place.

Dans le cadre de la relation entre les failles et les gisements des minéraux, nous avons pu trouver une relation entre les localisations des fractures importantes et les gisements de plomb ou de zinc. Pour démontrer cela, nous nous sommes basés sur l'interprétation de l'image LandSat OLI8. Une analyse multi spectrale et spatiale nous a permis d'obtenir les caractéristiques des zones d'altération hydrothermale, les minéraux qui les occupent ainsi que la relation entre les zones à forte densité de failles et des linéaments d'un côté et les zones d'altération hydrothermale de l'autre.

Le traitement spectral avec le logiciel ENVI de l'image LandSat OLI8 nous a permis de conclure à l'existence des oxydes de fer, des sulfures, des argiles, des carbonates et autres

minéraux, en raison des caractéristiques d'absorption et de réflectance des roches altérées qui peuvent apparaître dans cette gamme.

La région de Constantine globalement et le bassin d'Ain Smara spécifiquement sont caractérisés par la présence des différents types des minéraux comme le plomb le zinc, qui coïncident avec un système de faille très intense. La plus part de ces minéraux existent dans des formations carbonatées d'âge crétacé supérieur (cénomaniens-turonien), ou la dolomie est l'aspect le plus abondant. Le bassin est occupé par des formations d'âge mio-pliocène (continental), avec une altération hydrothermale signalé par la présence de gisement de marbre et l'abondance de calcite, aragonite et hématite.

La superposition de la carte des linéaments et des failles réelles réalisée sur terrain avec les cartes de minéralisation montre une forte corrélation de ces structures avec les zones d'altération hydrothermale et les zones minéralisées dans la région de Constantine et le Bassin d'Ain Smara.

Mots clés : Cinématique, Faille, Relief structural, Le Constantinois, Contrainte.

Abstract

The study area is located in the central part of the high plains of Constantinian, is a geographical entity is part of the Maghreb (the alpine chain of north eastern Algeria), usually referred to as (South West Constantinois), between the cities of Constantine in the North-East and Oued Athmania in the North-West, Chalhoun Laid in the South-West and Ain M'lila in the South-East

Fracturing undoubtedly contributes to the formation of hydrogeological and petroleum reservoirs and mining deposits by facilitating the circulation of different fluids in rocky terrain. On the other hand, it presents a serious geotechnical risk. Its characterization is therefore essential for a better understanding of fractured terrain in each structural relief. The present study aims to characterize fracturing and its kinematics in the Ain Smara basin and the surrounding massifs from field measurements, analysis of high-resolution photographs, interpretation of images satellites and the use of different cartographic processing software. High-resolution photographs and satellite images constitute the important basic support for this study.

These tools allowed us to map faults, fault networks as well as large extension faults at the level of each massif in the study region. We were also able to determine the NW-SE direction as the major direction in the Felten massif and the E-W direction in the Djebel Ouled Sellam massif using the Stereonet software. A map of the faults has been established at the level of each massif because the fracturing network is uncomplicated and dense.

The differences in morphology and tectonic structures between the Felten and Ouled Sellam massifs lead to the conclusion of the existence of unmapped faults and unidentified constraints that allowed this emplacement.

As part of the relationship between faults and mineral deposits, we were able to find a relationship between the locations of major fractures and Lead or Zinc deposits. To demonstrate this we based ourselves on the interpretation of the LandSat OLI8 Image. A multi spectral and spatial analysis allowed us to obtain the characteristics of the hydrothermal alteration zones, the minerals that occupy them as well as the relationship between the zones with a high density of faults and lineaments on one side and the zones of hydrothermal alteration on the other.

Spectral processing with the ENVI software of the LandSat OLI8 image enabled us to conclude that iron oxides, sulphides, clays, carbonates and other minerals exist, due to the absorption and reflectance characteristics of the weathered rocks that may appear in this range.

The Constantine region globally and the Ain Smara basin specifically are characterized by the presence of different types of minerals such as lead and zinc, which coincide with a very intense fault system. Most of these minerals exist in carbonate formations of Upper Cretaceous (Cenomanian-Turonian) age, where dolomite is the most abundant aspect. The basin is occupied by formations of Mio-Pliocene (continental) age, with hydrothermal alteration indicated by the presence of marble deposits and the abundance of calcite, aragonite and hematite.

The superimposition of the map of lineaments and real faults carried out on the ground with the mineralization maps shows a strong correlation with the zones of hydrothermal alteration and the presence of minerals in the Constantine region and the Ain Smara Basin.

Keywords: Kinematics, Fault, Structural relief, The Constantinian, Constraint

الملخص

تقع منطقة الدراسة في الجزء الأوسط من السهول المرتفعة للمجال الجغرافي القسنطيني ، وهذا الكيان الجغرافي جزء من السلسلة المغاربية (سلسلة جبال الألب لشمال شرق الجزائر) ، ويشار إليها عادة باسم (جنوب غرب قسنطينة) ، بين مدن قسنطينة في الشمال الشرقي ووادي العثمانية في الشمال الغربي ، شلغوم في الجنوب الغربي وعين مليلة في الجنوب الشرقي.

تساهم بلا شك الانكسارات في تكوين الخزانات المائية، البترولية و المكامن المعدنية و كذا سريان السوائل في الأوساط الصخرية. بالمقابل تشكل هذه الانكسارات مخاطر جدية من الناحية الجيوتقنية. إن تخصيصها يعتبر فعلا لا بد منه لمعرفة جيدة للأوساط المكسرة في كل كتلة هيكلية.

تهدف هذه الدراسة إلى تخصيص الانكسارات و حركيتها في حوض عين السمارة و المرتفعات المحيطة به اعتمادا على القياسات الميدانية و تحليل الصور عالية الدقة ، تفسير صور الأقمار الصناعية واستخدام برامج معالجة الخرائط المختلفة. تشكل الصور عالية الدقة وصور الأقمار الصناعية الدعم الأساسي المهم لهذه الدراسة.

سمحت لنا هذه الأدوات بتخطيط الفوالق وشبكات الصدوع وكذلك الفوالق ذات الامتداد الكبير على مستوى كل الجبال الصخرية في منطقة الدراسة. تمكنا أيضا من تحديد اتجاه شمال غرب - جنوب شرق باعتباره الاتجاه الرئيسي في جبل فلتان واتجاه شرق غرب في جبل أولاد السلام باستخدام برنامج Stereonet. تم وضع خريطة للفوالق على مستوى كل كتلة صخرية لأن شبكة الصدوع أقل تعقيدا و كثافة.

سمحت لنا الاختلافات في المرفولوجية و البنى التكتونية بين مرتفعات فلتان و أولاد سلام باستنتاج وجود فوالق غير مرسومة و قوى غير معرفة من قبل سمحت بهذا التوضع للمرتفعات.

في إطار العلاقة بين الفوالق ومكامن المعادن، استطعنا العثور على علاقة بين مواقع الكسور الرئيسية ومكامن الرصاص أو الزنك. لإثبات ذلك ، اعتمدنا على تفسير صورة القمر الصناعي LandSat OLI8 سمح لنا تحليل متعدد الأطياف وآخر مكاني في الحصول على خصائص مناطق التعرية الحرارية المائية والمعادن التي تشغلها و كذا العلاقة بين المناطق ذات الكثافة العالية من الصدوع والكسور من جهة و مناطق التعرية الحرارية المائية من جهة أخرى. سمحت لنا المعالجة الطيفية لصورة LandSat OLI8 باستخدام برنامج ENVI باستنتاج وجود أكاسيد الحديد والكبريتيدات والطين والكربونات والمعادن الأخرى ، بسبب خصائص الامتصاص والانعكاس للصخور التي تتعرض للتعرية والتي قد تظهر في هذا النطاق.

تتميز منطقة قسنطينة عموما وحوض عين السمارة على وجه التحديد بوجود أنواع مختلفة من المعادن مثل الرصاص الزنك ، وذلك لوجود نظام صدوع كثيف للغاية وفالق كبير نشط.

توجد معظم هذه المعادن في التكوينات الكربونية من العصر الطباشيري العلوي (Cenomanien-Turonien) ، حيث الدولوميت هو المظهر الغالب، وتشغل أيضا تكوينات العصر Mio-Pliocene (القاري) هذا الحوض ، يشار للتعرية المائية الحرارية الرئيسية بوجود مكامن الرخام في حوض عين السمارة بالإضافة إلى وجود الكالسيت والأراغونيت والهيماتيت.

يوضح هذا الفصل تراكم الخريطة الخطية وخريطة الصدوع الحقيقية المنجزة في الميدان من جانب وتراكم هذه الأخيرة مع خرائط التمدن ، مما يدل على وجود علاقة قوية بين مناطق الخطوط والصدوع ومناطق التعرية المائية الحرارية ووجود المعادن في منطقة قسنطينة وحوض عين السمارة.

الكلمات المفتاحية: الحركية، الصدع، التضاريس البنيوية، المجال الجغرافي القسنطيني، الإجهاد

Table des matières

Remerciement

Dédicace

Résumé

Table des matière

Liste des figures

Liste des photos

Liste des tableaux

Liste des abréviations

Introduction générale.....1

Problématique.....3

Historique.....4

CHAPITRE I : CADRE PHYSIQUE.....9

1. Situation géographique de la région d'étude.....10

2.Climat.....11

3. Réseau hydrographique.....12

4. Montagnes.....13

5. Carte hypsométrique.....14

6. Géomorphologie.....15

CHAPITRE II: CADRE GEOLOGIQUE.....16

1. Géologie régionale.....17

1.1. Lithostratigraphie.....17

1.1.1. Domaine interne.....17

1.1.2. Domaine des flyschs.....18

1.1.3. Domaine externe.....19

1.2. Principales phases tectoniques.....21

1.2.1. Evénements tectoniques durant le Mésozoïque.....21

1.2.2. Evénements tectoniques durant le Tertiaire.....23

1.2.3. Tectonique récente.....25

2. Géologie locale.....26

2.1. Lithostratigraphie.....26

2.1.1.Le Trias.....	26
2.1.2.La nappe néritique constantinoise.....	26
Le Jurassique supérieur	26
Le Néocomien.....	26
Le Barrémien.....	27
L’Aptien.....	27
L’Albien, Le Cénomaniens et le Vraconien.....	27
Le Turonien.....	27
Le Sénonien transgressif.....	27
2.1.3.Les nappes telliennes.....	27
2.1.3.1.La nappe ultra-tellienne.....	27
2.1.3.2.Les nappes telliennes sensu-stricto.....	28
Sénonien inférieur.....	28
Sénonien supérieur.....	28
Maastrichtien au Paléocène.....	28
Yprésien-Lutétien Inferieur.....	28
Lutétien à Priabonien.....	28
2.1.3.3.La nappe péni-tellienne et unités méridionales à nummulites.....	28
Lias.....	28
Dogger.....	28
Malm.	28
Crétacé inférieur.....	28
Albo-cénomaniens.....	28
Crétacé moyen	28
Sénonien inférieur	28
Sénonien supérieur.....	28
Maastrichtien au Paléocène.....	28
2.1.4.La nappe numidienne ou flysch numidien.....	28
2.1.5.Les séries post-nappes.....	29
2.1.6.Le Quaternaire.....	29
3. Cadre géologique des secteurs d’étude.....	30
3.1. Secteur Dj. Felten – Dj. Guendou – Dj Grouz.....	30
3.1.1. Stratigraphie.....	30
Trias	30

Crétacé :.....	31
• Crétacé inférieur.....	31
• Crétacé Supérieur.....	31
• Crétacé supérieur – paléogène inférieur.....	32
• Eocène inférieur.....	32
• Eocène moyen.....	32
• Eocène supérieur.....	32
Néogène.....	32
• Miocène continental.....	33
• Pliocène – villafranchien.....	33
Quaternaire.....	33
3.2. Massif de Chettaba Secteur Dj. Aougueb – Dj. Frikta – Dj Zouaoui – Dj	
Karkara.....	33
3.2.1. Stratigraphie.....	33
Trias.....	33
Jurassique supérieur – Crétacé inférieur.....	33
• Portlandien – Berriasien	33
Crétacé	33
• Crétacé Inferieur.....	33
• Crétacé supérieur	35
• Campanien.....	35
Crétacé supérieur – Paléogène.....	36
• Maestrichtien – Montien.....	36
Néogène.....	36
• Pliocène – Villafranchien.....	36
Quaternaire.....	36
4. Conclusion.....	36
CHAPITRE III : FRACTURATION DES ROCHES	37
1.Classification des failles	38
2.Les Zones de failles	39
3.Architecture d’une zone de faille	40
4.Roches associées aux failles	44
CHAPITRE IV : METHODOLOGIE.....	46

1. Sources documentaires.....	47
2. Cartographie.....	47
2.1. Carte hypsométrique.....	47
2.2. Coupe morpho-géologique.....	48
3. Apport de la télédétection.....	48
3.1. L'exploitation de l'image satellite.....	48
3.2. Analyse linéamentaire.....	48
3.3. Résultats.....	49
4. Acquisition des données.....	49
4.1. Mesures directes (in-situ).....	49
4.1.1. La Boussole.....	49
4.1.2. L'instrument GPS	51
4.2. La photographie haute-résolution	52
5. Détermination des directions majeures avec stereonet	52
5.1. Créer un nouveau set.....	53
5.2. Nommer le nouveau set.....	54
5.3. Saisir les données.....	55
5.4. Visualiser les plans.....	57
5.5. Enregistrer les données.....	57
6. Méthode de cartographie de la fracturation	58
7. Méthode d'interprétation	58
8. Conclusion.....	59
CHAPITRE V : ANALYSE STRUCTURALE.....	60
1. Introduction.....	61
2. Analyse morphostructurale.....	62
2.1. L'aspect morphostructural.....	62
2.1.1. Le réseau hydrographique.....	62
2.1.2. L'éboulement.....	63
2.1.3. Les mouvements de masse.....	63
2.1.4. Le phénomène de Karstification.....	64
2.2. La caractérisation des massifs néritiques.....	64
2.2.1. Djebel Felten et ses environs.....	66
2.2.2. Massif de Chettaba.....	67

2.2.3. Fossé d'Ain Smara.....	67
2.3. Etude tectonique	68
2.3.1. Djebel Felten et ses environs.....	68
2.3.1.1. Djebel Felten.....	68
A/ La fracturation.....	71
Le premier site.....	71
Le deuxième site.....	75
2.3.1.2. Djebel Ouled Sellam – Sekoum.....	79
2.3.1.2. Djebel Sidi Bouromane.....	79
A/ La fracturation.....	81
Le premier site.....	81
B/ Les microstructures.....	85
- Les fentes de tension.....	85
- Les diaclases.....	85
Le deuxième site.....	86
2.3.2. Massif de Chettaba.....	90
2.3.2.1. Djebel Frikta.....	90
2.3.2.2. Djebel Karkara.....	90
3. Conclusion.....	92
CHAPITRE VI : RELATION ENTRE LA FRACTURATION ET LA MINERALISATION.....	93
1.Introduction.....	94
2.Zone d'étude.....	94
2.1. Géologie du bassin d'Ain Smara.....	94
2.2.Minéralisation du bassin d'Ain Smara.....	95
3.Matériel et méthodes.....	98
3.1. Collection des données.....	98
3.2. Analyse des données.....	98
3.3. La combinaison des bandes.....	98
3.4. La bande ratio.....	100
3.5. Analyse en composantes principales (PCA).....	100
4.Résultats.....	104
4.1. Cartographeur de l'altération hydrothermale	104

4.2 Eléments structuraux et analyse des linéaments	104
Discussion.....	107
Conclusion.....	110
Conclusion générale.....	111
Conclusion générale.....	112
Recommandations et perspectives.....	114
Références bibliographiques.....	115

Liste de figures

CHAPITRE I

Fig.1 : Situation géographique de la zone d'étude

Fig.2 : Climagramme de la région d'Ain Smara et ses limitrophes

Fig.3 : Carte du réseau hydrographique de région d'Ain Smara et ses limitrophes

Fig.4 : Carte des reliefs de la région d'Ain Smara et ses limitrophes

Fig.5 : Carte hypsométrique de la région d'Ain Smara et ses limitrophes

CHAPITRE II

Fig.1: Les grands domaines d'origine alpine en méditerranée occidentale (Durand-Delga, 1969).

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

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

CHAPITRE III

Fig.1 : Exemples de réseaux de diaclases (a) et des joints (b), (le trait double correspond à la stratification), (Blés et Feuga, 1981).

Fig.2 : Illustration schématique des relations géométriques et classifications des familles de diaclases observées en plan.

Fig.3 : Morphologie (a) et disposition en échelon (b et c) des fractures d'extension (Blés et Feuga, 1981).

Fig.4 : Exemple de joints stylolithiques (Blés et Feuga, 1981).

Fig.5 : Vue en coupe des stylolithes cylindriques (a) et de stylolithes coniques (b), (Blés et Feuga, 1981).

Fig.6 : Les différents types de failles (Blés et Feuga, 1981).

Fig.7 : Dénomination d'une faille suivant la direction et le sens du mouvement (Blés et Feuga, 1981).

Fig.8 : Réorganisation des contraintes autour d'une grande faille (a) et failles de deuxième ordre (b) Anderson EM. 1951 et Ramsay JG. 1967, modifié par Blés et Feuga.

Fig.9 : Schéma montrant une zone de cisaillement. La direction de cisaillement est indiquée par les deux flèches et le déplacement par (V). (Priour. 1985).

Fig.10 : Les structures développées dans une zone de cisaillement-Modèle de Riedel (1929)

Fig.11 : Répartition des fractures pouvant apparaître dans une zone de cisaillement R et R' fractures de Riedel ; P fractures de Skempton (1966) ; T fractures par traction ; (s) schistosité.

Fig.12 : Schéma montrant la disposition des fissures d'étirement et de cisaillement pour des charges différentes.

CHAPITRE IV

Fig.1 : Mesure de la direction

Fig.2: L'application de la pinnule du boussole contre la couche pour prendre la direction

Fig.3 : Mesure du pendage à partir d'une boussole à bain d'huile

Fig.4 : Menu principal du GPS.

Fig.5 : Exemple d'un canevas stéréographique

Fig.6 : Comment introduire des nouvelles données ?

Fig.7 : Comment nommer un nouveau set ?.

Fig.8: Comment saisir les données (les mesures) ?.

Fig.9 : Comment enregistre les données ?.

Fig.10 : Comment enregistre les données ?.

Fig.11 : Carte interprétative des failles au niveau de Djebel Felten

CHAPITRE V

Fig.1 : Carte morphostructurale de la région de Constantine.

Fig.2 : Les mouvements des masses dans la région d'étude.

Fig. 3 : Carte des massifs néritiques de la région d'étude

Fig. 4 : La carte géologique du massif de Felten

Fig. 5 : Carte des failles de Djebel Felten

Fig. 6 : Carte de densité des failles de Djebel Felten

Fig.7 : Rose diagramme des failles de Djebel Felten; (A) rosace de fréquence, (B) rosace de longueur.

Fig. 8 : Image satellite représente la faille sismique du massif de Felten

Fig. 9 : La localisation du premier site d'étude au niveau de Djebel Felten

Fig. 10 : La rosace des directions majeures du premier site au niveau de Djebel Felten

Fig.11 : La localisation du deuxième site d'étude au niveau de Djebel Felten

Fig.12 : La rosace des directions majeures du deuxième site au niveau de Djebel Felten

Fig.13 : Trait de coupe au niveau de Djebel Felten et le fossé d'Ain Smara.

Fig.14 : Coupe au niveau de Djebel Felten et le fossé d'Ain Smara.

Fig.15 : Carte géologique de Djebel Ouled Sellam Sekoum et Sidi Bouromane

Fig.16 : Image satellite montre les failles qui existent après le travail sur terrain

Fig.17 : Rose diagramme des failles de Djebel Sekoum-Sellam ; (A) rosace de longueur, (B) rosace de fréquence

Fig. 18 : Localisation du premier site au niveau de Djebel Sekoum-Sellem

Fig.19 : La rosace des directions majeures du premier site

Fig. 20 : Localisation du deuxième site au niveau de Djebel Ouled Sellem-Sekoum

Fig.21 : La rosace des directions majeures du deuxième site

Fig.22 : La carte géologique de Djebel Frikta

Fig.23: La carte géologique de Djebel Guarouchouf

CHAPITRE VI

Fig. 1: Carte géologique de la région d'étude (Vila JM. 1980) modifiée par l'auteur.

Fig.2 : Répartition des gisements de minerais et des sources chaudes dans le bassin d'Ain Smara.

Fig.3 : Couleur composite : **A** Combinaison RVB d'une image en couleurs réelles des bandes 4, 3 et 2 et **B** Combinaison RVB des bandes 5, 6 et 7.

Fig.4 : Combinaison de RVB l'image composite révèle la zones d'altération en cyan vif et couleur rose vif en rapport a 4/2, rapport b 5/6 et rapport c 6/7.

Fig.5 : Rapports de bandes 4/2, 5/6 et 6/7 ; le pixel rouge représente la zone d'altération hydrothermale.

Fig.6 : Résultats de l'ACP (PC1, PC2, PC3).

Fig.7 : Altérations hydrothermales de chaque rapport en utilisant le découpage de densité : a rapport d'oxydes de fer, b rapport de ferreux minéraux, et c rapport OH et les minéraux carbonatés.

Fig.8 : Sites de minéralisation superposés aux zones d'altération dans le bassin d'Ain Smara.

Fig.9 : Extraction et analyse des linéaments dans le bassin d'Ain Smara.

Fig.10 : Carte de densité linéament d'Ain Smara et la corrélation avec les sites connus de minéralisation.

Fig.11 : La carte résultante montre la corrélation positive entre les failles majeures, les altérations hydrothermales, la minéralisation et les zones prometteuses pour la minéralisation.

Liste des photos

CHAPITRE IV

Photo.1 : La boussole Topo chaix Reconnaissance.

Photo.2 : Marteau de géologue.

Photo.3 : Un instrument GPS (Marque GARMIN)

Photo.4 : Une loupe

Photo.5 : Un appareil à photo professionnelle.

CHAPITRE V

Photo.1 : Le phénomène de Karstification dans les massifs néritiques.

Photo.2 : Escarpement de la faille d'Ain Smara visible au niveau du Djebel Felten

Photo.3 : Famille de failles de directions NO-SE au niveau de Djebel Felten

Photo.4 : Famille de failles de directions N-S au niveau de Djebel Felten

Photo.5 : Famille de failles de directions NE-SO au niveau de Djebel Felten

Photo.6 : Représente les failles de différentes directions qui existent sur le premier site

Photo.7 : Famille de failles de directions NO-SE

Photo.8 : Famille de failles de directions NE-SO

Photo.9 : Les fentes de tension qui marquent les fractures de direction NE-SO

Photo.10: les diaclases du premier site

Photo.11: Famille de failles dominante avec une direction N-S

Photo.12 : Famille de failles avec une direction NO-SE

Photo.13: Famille de failles avec une direction N-S

Liste des tableaux

CHAPITRE V

Tableau. 1 : Représente les différentes failles prélevées sur terrain (premier site)

Tableau.2 : Représente les différentes failles prélevées sur terrain (deuxième site)

Tableau.3 : Représente les différentes failles prélevées au niveau de Djebel Ouled Sellam (Premier site)

Tableau.4 : Représente les différentes failles prélevées sur terrain au niveau de Djebel Ouled Sellem-Sekoum (deuxième site)

CHAPITRE VI

Tableau.1: La minéralisation dans la région d'étude (d'après les cartes de minéralisation)

Tableau.2: Valeur seuil de chaque rapport

Liste des abréviations

N	Nord
S	Sud
O	Ouest
E	Est
Fig	Figure
m	Mètre
Dj	Djebel
T	Température
ENVI	Environment for Visualizing Images Logiciel de traitement et d'analyse d'images
ArcGis	Logiciel géospatial pour visualiser, modifier, gérer et analyser les données géographiques
roses diagramme	Logiciel montre la distribution circulaire des données directionnelles
PCA	Analyse en composantes principales
PC1	Composante principale
Pb	Plomb
Zn	Zink
Fe	Fer
RVB	Rouge. Vert. Blue
Band ratio	Rapport de la bande
Min	Minimum
Max	Maximum
TH	Pixel de seuil
M	La valeur moyenne des pixels
SD	L'écart type
B	Bande

Introduction générale

La croûte terrestre est jalonnée par un très grand nombre de fractures de toutes les tailles et les profondeurs. Leur amplitude varie du cm à des milliers de km. Les cassures de tailles très diverses ont une influence prépondérante sur la modification des propriétés du milieu. Elles créent des voies de passage de divers fluides qui contribuent à l'accélération de l'altération des matrices rocheuses par leurs propriétés chimiques (dissolution dans les calcaires), et suivant les déplacements engendrés par les forces tectoniques, ces cassures peuvent s'ouvrir et devenir d'importantes voies de circulations préférentielles. Par leur âge se rencontrent des fractures très anciennes (antécambriennes), anciennes (mésocénozoïques) et récentes. L'ensemble de ces fractures est responsable de la mise en place du relief actuel. Une partie de celles-ci sont sismiquement actives.

Le réseau de fracturation d'une région donnée est formé de différentes familles de failles qui s'entrecroisent. La caractérisation du réseau de fracturation passe tout d'abord par un relevé détaillé de la géométrie de ces failles puis une identification des familles dominantes et leurs orientations principales.

Plusieurs méthodes peuvent être utilisées pour étudier et caractériser la fracturation d'un site ou une station donnée, cette étude ne passe pas sans décrire ces fractures, traiter les données les concernant, analyser des photographies, des images satellites, levés de terrain et enfin par analyse des échantillons ou carottes de forages verticaux ou inclinés.

Vu l'importance de la caractérisation de la fracturation des massifs rocheux nous avons essayé d'apporter une contribution dans ce domaine en prenant les reliefs de la région d'Ain Smara à savoir ; Le massif de Felten et le massif de Chettaba et le fossé d'Ain Smara.

La géomatique est devenue actuellement un outil très performant pour l'étude de la surface terrestre et la cartographie des éléments géologiques des indices géologiques de surface. L'acquisition de l'imagerie satellitaire a été facilitée par l'existence de moteurs de recherches permettant de télécharger gratuitement n'importe quelle image de la surface de la Terre.

Plusieurs chercheurs dans le monde se sont spécialisés dans les applications des outils de la géomatique en géologie (Rajendranet Sobhi, 2018; Sheikhrhimi, 2019; Sekandari, 2020; Wambo, 2020).

Plusieurs logiciels sont également utilisables par les géologues pour résoudre des problématiques scientifiques bien précises. Nous pouvons citer à titre d'exemple ENVI, Geomatica, Arcgis et Stereonet.

Notre contribution dans cette étude peut être résumée comme suit :

Dans le premier chapitre nous avons présenté le cadre physique de la région d'étude (Situation géographique, Le climat, Réseau hydrographique, Les montagnes, Carte Hypsométrique, Géomorphologie).

La région étudiée est sommairement présentée dans le deuxième chapitre dans son cadre géologique local et régional.

Le troisième chapitre donne un aperçu théorique sur le phénomène de la fracturation dans les massifs rocheux durs en expliquant les différents types de fractures et les relations entre eux.

Dans le quatrième chapitre – Méthodologie – nous avons cité les différentes étapes de l'élaboration de cette étude en commençant par l'acquisition des données in-situ et depuis les photographies haute-résolution, leur analyse avec le logiciel « Stereonet », l'établissement des différentes cartes de distribution des fractures et enfin un bref aperçu sur la méthode d'interprétation des résultats.

Le cinquième chapitre aborde l'étude morphostructurale de chaque relief, avec l'établissement des cartes des fractures et rosaces de directions en se basant sur les mesures sur site et l'interprétation des images satellitaires.

Le dernier chapitre résume la relation entre la fracturation et la circulation des fluides qui ont permis la mise en place et la formation des gisements de minéraux.

Problématique

L'étude géologique de certains bassins situés à l'Est de l'Algérie paraît indispensable dans le contexte géologique régionale ; c'est-à-dire dans le cadre de la géologie des Maghrébides. Plusieurs auteurs ont menés des investigations géologiques concernant ces bassins parmi lesquels Wildi (1983), Durand-Delga (1980), Villa (1980).

La restructuration post-orogénique post-alpine a connu la mise en place de systèmes de grandes zones de failles dont les paramètres géométriques et géo-cinématiques sont loin d'être connus. Le bassin d'Ain Smara est un exemple de structures qui semblerait évoluer dans un couloir tectonique encore actif, et qui serait interconnecté avec des failles sismiques.

La problématique principale de cette recherche serait de faire une cartographie détaillée des failles ou zones de failles principales et leur évolution cinématique au niveau de chaque relief structural. La description des structures associées secondaires, des remplissages fluides et des minéralisations associées pourra améliorer les connaissances sur la contrainte responsable sur la mise en place de chaque massif et aussi la géodynamique locale de la région d'étude.

Mots clés : Cinématique, Faille, Relief structural, Le Constantinois, Contrainte

Historique

A- Les découvertes de 19^{ème} siècle.

Les premières notes géologiques sur la région de Constantine ont été prélevées 1834, M A. Dufrenoy rédige le rapport sur l'obtention des trois diamants au niveau du canyon de Rhumel dans une formation sableuse.

Après l'occupation de Constantine par l'armée française le capitaine Puillon-Boblaye met en évidence les premières reconnaissances géologiques sur la région dont le rapport comprend l'ensemble des formations découvertes, qui sont les suivantes : Les gypses du massif de Chettaba, les calcaires d'Ain Bey, les conglomérats de Koudiat Aty et le Tertiaire du bassin de Constantine.

En 1839, la première reconnaissance géologique détaillée réalisée par Saget (Officier de l'état-major français), donne une vraie description géologique des formations qui existent sur les deux flancs de la route reliant Constantine et Sétif et mentionne les calcaires lacustres, les argiles de Mila et le marais salant de Ouled Kebbab.

Entre 1843 et 1849, la Commission Française de Recherches Scientifiques est nommée en Algérie sous le patronage du géologue E. Renou. Il a effectué à son tour plusieurs explorations avec son groupe dont les plus importantes sont attribuées comme suit:

- à l'âge **miocène**, les argiles de Mila et les marnes d'Oued Smendou,
- à l'âge **Pliocène**, les calcaires lacustres d'Ain El Bey et
- à l'âge **quaternaire**, les conglomérats de Koudiat Aty et les calcaires de Mansourah.

Entre 1851 et 1862 la publication d'un bulletin géologique détaillé sur les argiles de Mila, les marnes d'Oued Smendou, les conglomérats de Koudiat Aty et les calcaires de Mansourah, par le géologue H. Coquand après une mission de quatre mois.

Plusieurs cartes ont été publiées dans cette période dont lesquelles : la carte 1/1.250.000 par le géologue L. Hardouin et 1/800.000 par J. Tessot. Ces deux auteurs attribuaient les argiles de Mila au miocène et le reste des formations du bassin de Constantine au Pliocène.

Dans la seconde édition de la carte géologique 1/800.000, le géologue A. Pomel en 1889 ajoute les étages du Néogène d'Alger et enfin la troisième édition où E. Ficheur s'intégrera ses résultats dans cette carte sur tout l'essentiel des dépôts appartient à l'âge oligocène, les

argiles de Smendou, les calcaires et les marnes de Sidi Merouane, les marnes de Mila, les calcaires d'Ain El Bey, ces apports géologiques seront reprises par les deux géologues H. Jacob et E. Ficheur en 1901 dans leur carte géologique 1/50.000 sur tout les formations de sable et de travertins d'El Mansourah.

L'événement le plus marquant de cette période est la tenue d'une réunion extraordinaire de la société géologique française en Algérie, exactement à Constantine en 1896, et l'organisation d'une excursion au massif de Chettaba, où les premières traces d'âge Trias ont été découvertes par Bertrand et Goux professeur au lycée de Constantine.

B- Les découvertes du début de 20^{ème} siècle.

Généralement on peut dire que cette époque, c'est l'époque des grands traits géologiques régionaux, marqué par l'établissement de plusieurs cartes géologique 1/50.000 : J. Blayac (1902-1909) la carte du bassin de Sybouse, J. Dareste (1907-1911) la carte de la région de Guelma, L. Joleaud (1907-1914) pour la région de Constantine.

Les travaux de L. Joleaud considéraient comme un apport scientifique fondamental entre (1896 et 1900) dont il est éclairé plusieurs choses dans la géologie de Constantine, après ses études à l'université de Paris, il commence l'étude détaillée de la région de Constantine à partir de 1905, en 1907 il découvre le gisement de phosphate de Djebel Onk à Tébessa (Bir Ater) et en 1908 publie un bulletin géologique sur le Néogène du bassin de Constantine, après une communication à l'académie des sciences en 1908 il met en évidence la présence d'une nappe de charriage à la bordure de Djebel Ouahch dans la région de Constantine après des études réalisées sur terrain, dans le même sens il a publié une stratigraphie du Tertiaire de bassin de Constantine, il place encoure dans : l'oligocène les différents fossiles découverts par E. Ficheur et les argiles de Mila, le Tortonien la majeure partie du bassin, le pliocène inférieur les calcaires d'Ain Bey.

En 1909 il publie la carte d'El Aria et en 1911 celle de Sidi Dris, il met en évidence l'allochtone de Sidi Dris et considère Djebel Mcid Aicha comme une Klippe, ses arguments fondés sur les travaux de terrain pour approuver le phénomène de charriage dans la région de Constantine.

En 1912 L. Joleaud soutenu sa thèse de doctorat sur la région de Constantine.

C- Les recherches géologiques entre les deux guerres mondiales.

Après la Première Guerre mondiale, Dalloni est apparu, qui était contre l'idée de M. Joleaud concernant l'allochtonie et a cherché à la réfuter à chaque fois, en 1920 M. Dalloni suscitait l'idée des prétendues charriages de la région de Constantine en basant sur ses observations au Djebel Mcid Aicha.

En 1923 Joleaud continu dans ses idées de charriage, et soutenu par Wegener dans la théorie de dérive des continents dans la même année J. Savornin met en évidence la présence des nappes de charriage au Maroc.

En 1924 lors des excursions organisées dans le cadre de la seconde réunion de la société française de géologie en Algérie, L. Joleaud a défendit ses vues d'allochtonie sur tout lors de la visite des diapirs triasiques dans les Aurès.

Entre 1927 et 1930 L. Joleaud considère le Trias comme semelle de nappe et à la fin de l'année 1940 l'établissement de la carte géologique 1/500.000 à laquelle Joleaud participe.

D- Les travaux entre la dernière guerre mondiale et l'indépendance algérienne.

Les recherches géologiques en Algérie connaissent une accélération normale après la deuxième guerre mondiale sur tout dans la région de Constantine, on peut citer les travaux de J. Flandrin (1948) sur le nummulitique Algérien, les recherches de C. Arambourg sur le Villafranchien d'Ain Hanech, Mattauer (1954) considère que l'hypothèse de l'allochtonie selon P. Deleau brusque variation de faciès (la plus simple justification).

Dans l'ensemble l'époque des années 50 marquée par le nombre des thèses d'aspect régional faites par des géologues français et des travaux réalisés par des autres géologues hollandais sur tout dans la réalisation des cartes géologiques 1/50.000.

Les travaux de recherche dans la partie ouest Constantinoise sont assurés par les géologues pétroliers de la S.N.REPAL entre 1953 et 1962, sur tout Kieken (dont sa thèse publiée en 1970).

Dans ma région d'étude les travaux réalisés sont dus à J. R. Van de Fliert (1955) la feuille d'Oued Athmania, C. Bar (1957) région d'Ain M'lila, G. Durozoy (1958) région de Chalhoun Laid.

Pendant la période de libération nationale les travaux géologiques furent suspendus, à partir de 1963 Durand Delga poursuivre ses recherches et ses études sur le Constantinois, est considère que les flyshs proviennent d'un sillon externe.

E- Les recherches géologiques après l'indépendance.

Après l'indépendance de l'Algérie on peut dégager plusieurs résultats importants concernant le Constantinois extraits par nombreux auteurs : tout d'abord la description de J. F. Raoult (1969) et J. M. Villa (1969), J. P. Bouillin (1977), ces travaux contribuèrent dans le développement des connaissances sur le Constantinois et aboutirent à la reconstitution d'un cadre structural particulièrement élaboré.

A partir de 1973 J. M. Villa collaboré avec la société pétrolière Algérienne Sonatrach dans les recherches géologiques, ce partenariat s'est traduit par la publication d'une série de cartes géologiques (28 cartes) 1/50.000 et les deux cartes 1/200.000 de Constantine de et Sétif.

Dans ce sens J. M. Villa (1980) développe dans sa thèse de doctorat leur idée de l'allochtonie de la mole néritique Constantinois.

D. Bureau (1986) a repris les études au niveau des Aurès est proposé un nouveau modèle de sédimentation dans le cadre géodynamique, mais cet auteur ne partage par les mêmes idées de l'allochtonistes de J. M. Villa.

En (1987) J. C. Lahondère soutenu sa thèse de doctorat sur les séries ultras telliennes de l'Est Algérien est considérée que la structure du terrain résulte de la phase priabonienne, ainsi l'édifice structuré à la fin de l'Eocène et repris par une tectonique tangentielle miocène.

A l'époque des années 90 plusieurs géologues jeunes algériens menés des travaux géologiques sur le Constantinois dont : A. Chouabbi (1987) a étudié la région de Hammam N'bail au Sud de la région de Guelma, H. Ghandriche (1990) développe les conceptions de l'allochtonie de J. M. Villa, en parallèle, A. Zerdazi (1990) soutenu sa thèse de doctorat à l'université de Lausanne sur une analyse gravimétrique à la région d'Ain M'lila, aussi M. Chadi (1991) s'est intéressé à la structure des monts d'Ain M'lila.

F- Les recherches géologiques au début de 21^{ème} siècle.

La période du début de 21^{ème} siècle est aussi marquée par une suspension des recherches géologiques, et seule la société de Sonatrach restait pionnière pour la recherche dans le

domaine géologique, mais seulement dans le sud algérien et dans le secteur pétrolier, où l'on constate que les cartes géologiques du nord n'ont pas été mises à jour sauf l'établissement de deux nouvelles cartes géologiques l'une la carte de Guelma et l'autre de Souk Ahras.

Après l'année (2002), le secteur de la recherche géologique a commencé à se redresser, alors que l'on a assisté à la reprise des recherches géologiques et au mouvement de plusieurs partenaires, dont : l'Office national des recherches minières et géologiques, pour réaliser plusieurs travaux géologiques, mais ils restent insuffisants, et l'on constate également une augmentation significative du nombre de chercheurs, notamment des doctorants et des magisters ou bien des masters, mais cela ne s'apparente pas à des travaux de géologie régionale.

Parmi les travaux honorables de cette période la thèse de C. Benabbas (2006) met en évidence une nouvelle approche concernant l'étude structurale de Constantinois, néotectonique ou la tectonique récente.

N. Rabahi (2008) parle directement sur la relation entre la fracturation, les caractères sédimentologiques d'un part et le comportement hydrogéologique.

Dans le domaine de la nouvelle technologie de télédétection, les travaux comptent sur les doigts, l'un de ces travaux celle de B. Amara (2019) sur la cartographie de l'altération hydrothermale en combinaison avec l'aspect structurale en utilisant l'image satellite pour la détection des zones de failles porteuses de minéralisation.

L'utilisation de la technologie de télédétection reste très modeste en Algérie, et la majorité des chercheurs ne croient pas à la crédibilité de ses résultats, bien que le monde entier se concentre sur son utilisation et souligne l'efficacité de ses résultats.

Enfin, tout ce que l'on peut dire sur l'histoire de la géologie algérienne, c'est qu'elle est bien remplie, que ce que je présente maintenant ne suffit pas et qu'il faut faire plus d'efforts car je vive dans un pays de la taille d'un continent riche en ressources minérales et énergétiques, et afin d'exploiter ces ressources, des cartes mises à jour doivent être préparées et faire des analyses géologiques pour prendre de plus grandes connaissances géologiques sur les différentes régions en Algérie.

CHAPITRE I

CADRE PHYSIQUE

1. Situation géographique de la région d'étude

La zone étudiée est localisée dans la partie centrale des hautes plaines constantinoises. C'est une entité géographique faisant partie des Maghrébides (Chaîne alpine d'Algérie nord-orientale). Habituellement elle est désignée sous le nom de (Sud Ouest Constantinois), et s'étalant entre les villes de Constantine au Nord-Est et Oued Athmania au Nord-Ouest, Chelghoum Laid au Sud-Ouest et Ain M'lila au Sud-Est (Vila, 1980).

La région d'étude (**Fig.1**) est située au Nord-Est de l'Algérie. Elle appartient aux hautes plaines constantinoises. Elle couvre toute la ville d'Ain Smara et ses zones limitrophes. Cette ville se situe entre la latitude $36,16^{\circ}\text{N}$ et la longitude $6,30^{\circ}\text{E}$ au Sud-ouest de la ville de Constantine. Elle se situe à 430 Km de la capitale Alger, à 90 Km au Sud de Skikda, à 235 Km au Nord de Biskra et à 245 km des frontières algéro-tunisiennes (Derouiche, 2008).

On note que le caractère montagneux est prédominant dans la zone d'étude, où les masses montagneuses apparaissent dispersées, morcelées et tentaculaires, avec des vastes plaines recouvertes par des dépôts d'âge mio-plio-quaternaire (Benabbas, 2006).

L'altitude des ensembles montagneux variés entre 500m et 1000m et parfois dépasse 1400m nous remarquons que le point culminant situé au niveau du massif de Chettaba (Djebel Zouaoui) environs de 1350m (Benabbas C, 2006).

Les principaux éléments orographiques dans la région d'étude, de point de vue structural, on distingue les massifs suivants :

- Le massif de Chettaba est un ensemble des reliefs, ce massif orienté NE-SW dont ces montagnes : Djebel Frikta, Djebel Zouaoui, Djebel Garnchouf, Djebel Karkara, ces masses de calcaires datées d'âge crétacé séparées par des dépressions (Benabbas C, 2006).
- Le massif de horst anticlinal des Djebel Felten, Sidi R'mane, Sekoum, Sellem.
Djebel Felten : constitue un monoclinale de direction NE-SW et culminant à 1113m.
Sidi R'mane : est un massif constitué de calcaires du cénomanien. Situé au centre d'une dépression tectonique entre Djebel Felten à l'Ouest et Sekoum-Sellem à l'Est.
Djebel Sekoum : ce Djebel paraît être un monoclinale orienté N-S.
Djebel Sellem : perpendiculaire à celle de Sekoum, orienté E-W.

Les plaines de la région d'étude entrecoupées par plusieurs Oueds, qui se rejoignent au bout d'Oued Rhumel qui traverse les hautes plaines constantinoises avec une orientation NE-SW jusqu'à sa coïncidence avec Oued Boumerzoug (Benabbas, 2006, Derouiche, 2008).

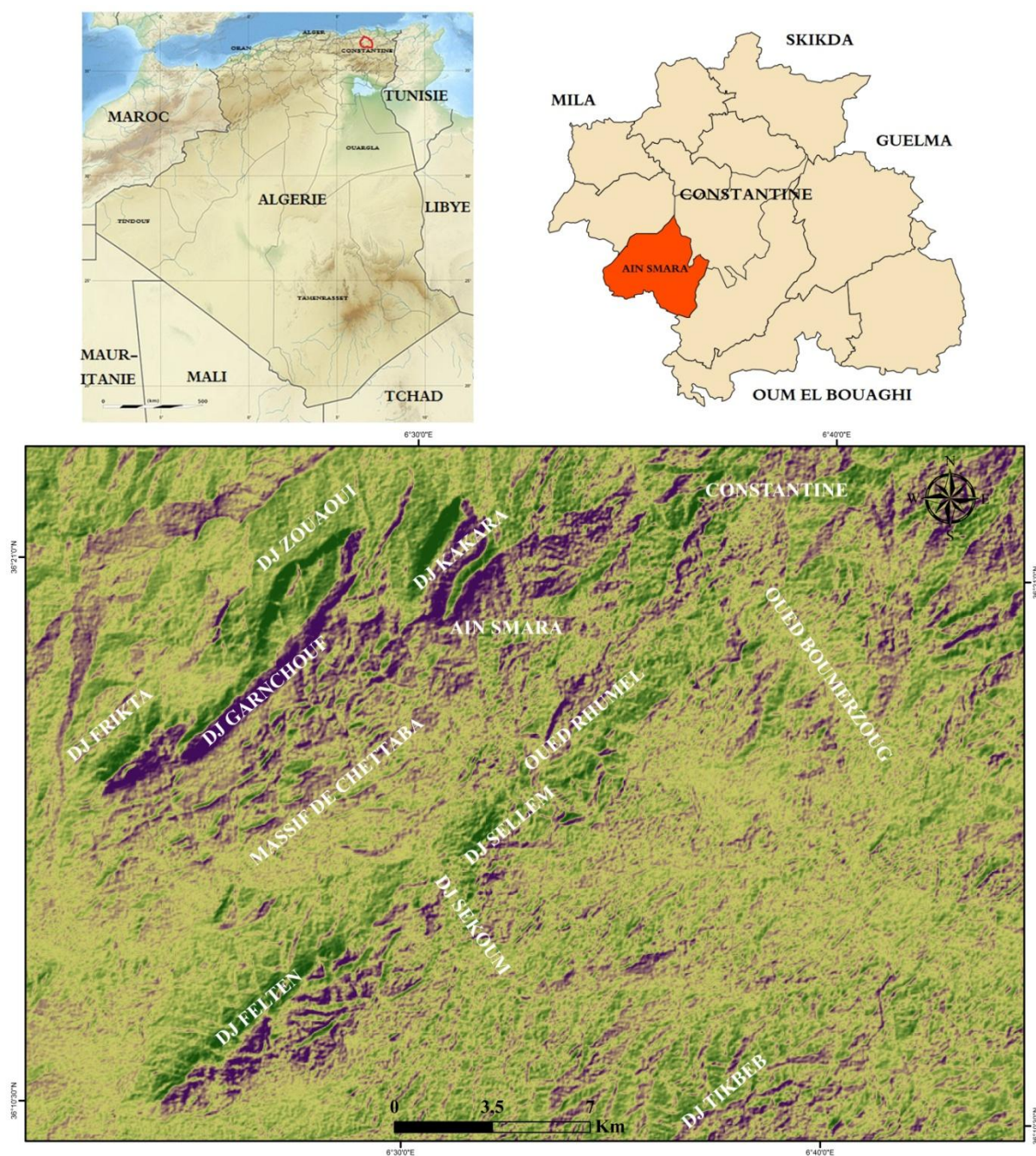


Fig.1 : Situation géographique de la zone d'étude

(Basée sur l'image satellite LandSat Oli8 - <https://earthexplorer.usgs.gov/>).

2. Le climat

La région d'Aïn Smara et ses régions limitrophes sont soumises à un régime climatique avec double types (**Fig.2**):

- Au NW : le sillon de Constantine-Mila caractérisé par un régime subhumide à hiver doux, été sec et chaud, avec des précipitations moyennes annuelles dépassant le plus souvent les 600 mm.

- Au SW : caractérisé par un régime semi-aride à hiver froid, été sec et chaud, avec une pluviométrie moyenne annuelle en dessous de 600 mm (Derouiche, 2008).

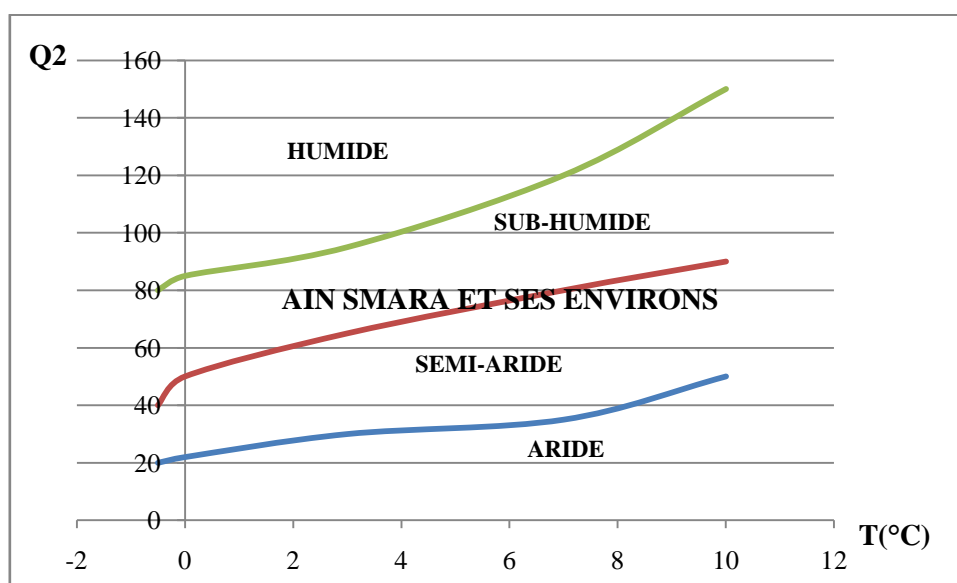


Fig.2 : Climagramme de la région d'Ain Smara et ses limitrophes
(Office National de Météorologique)

3. Réseau hydrographique

La région de Constantine a un caractère dense dans le coté de réseau hydrographique (**Fig.3**), la pluparts des Oueds et des chenaux de la région d'étude et ses limitrophes réunis dans un cours d'eau convergeant vers un collecteur principal appelé Oued Rhumel (Derouiche, 2008). L'Oued Rhumel coupé la plaine d'Ain Smara en milieu, et traverse le long des son parcours les plaines de Tadjnanet, Oued Athmania. En s'approchant de Constantine, il reçoit, sur sa rive droite, l'Oued Boumerzoug. Dans la région d'étude d'autre petits cours d'eau, affluent aux deux principaux Oueds qui coulent temporairement à savoir : Oued Ziad et Oued Beni Filane (Derouiche, 2008).

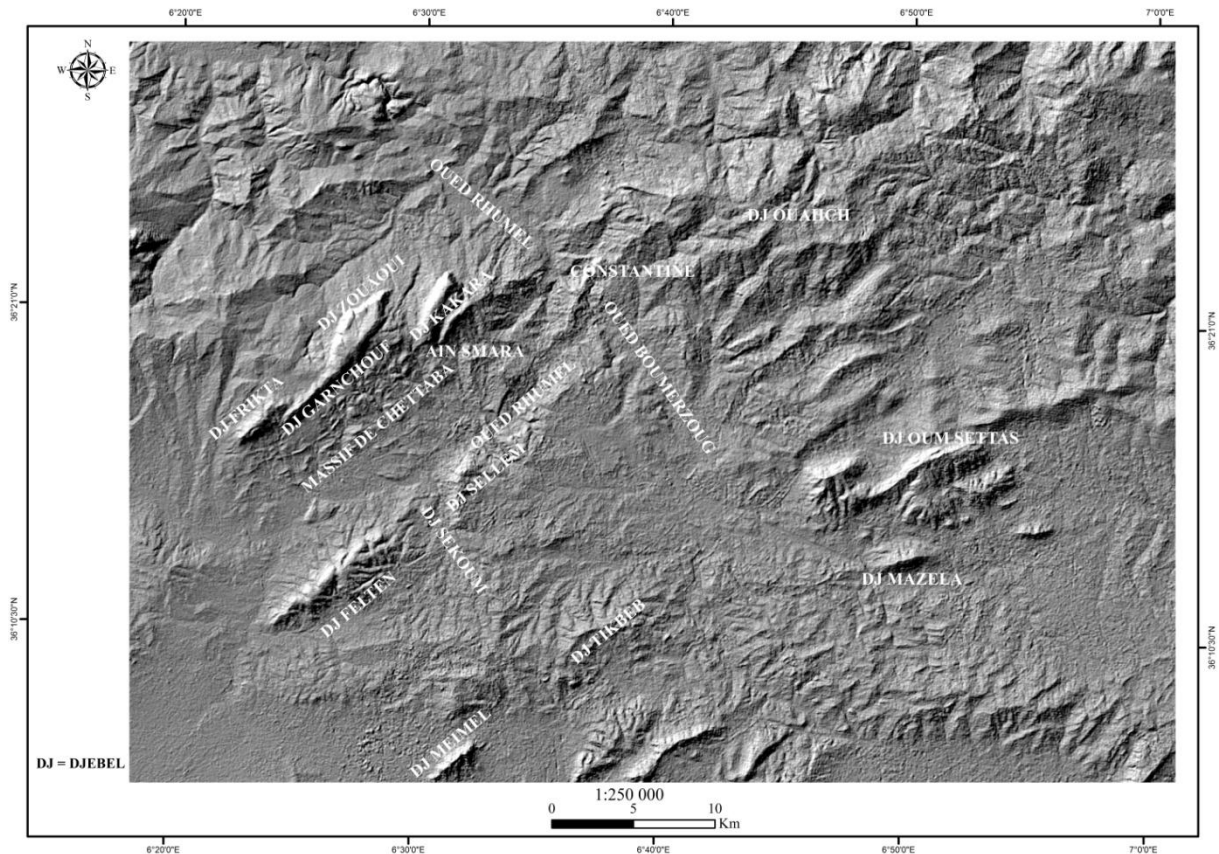


Fig.4 : Carte des reliefs de la région d’Ain Smara et ses limitrophes
(Basée sur l’image satellite LandSat Oli8 - <https://earthexplorer.usgs.gov/>).

5. Carte hypsométrique

La carte ci-dessous représente une succession de tranches d’altitude comprise entre 400m et 1500m dont laquelle elle apporte une multitude d’informations sur le modelé affectant le relief.

On relève trois types de zones (Fig.5):

- Les bas reliefs essentiellement occupées par des vallées et des plaines dont l’altitude est inférieure à 800m, situé au nord et constituant (le bassin de Constantine).
- Les reliefs entre 800m et 1000m sont les plus dominants. Ils correspondent aux différents monts comme Tikbeb 1000m, Djebel Mazela 1000m (Benabbas, 2006).
- Les hauts reliefs, partie montagneuse dont l’altitude varie entre 1000m et 1500m, ils sont éparpillés sur la carte correspondant aux différents monts, le point culminant se trouve au niveau de Djebel Zouaoui 1360m, Oum Settas 1326m, Djebel Ouahch 1280m, Djebel Felten 1113m.

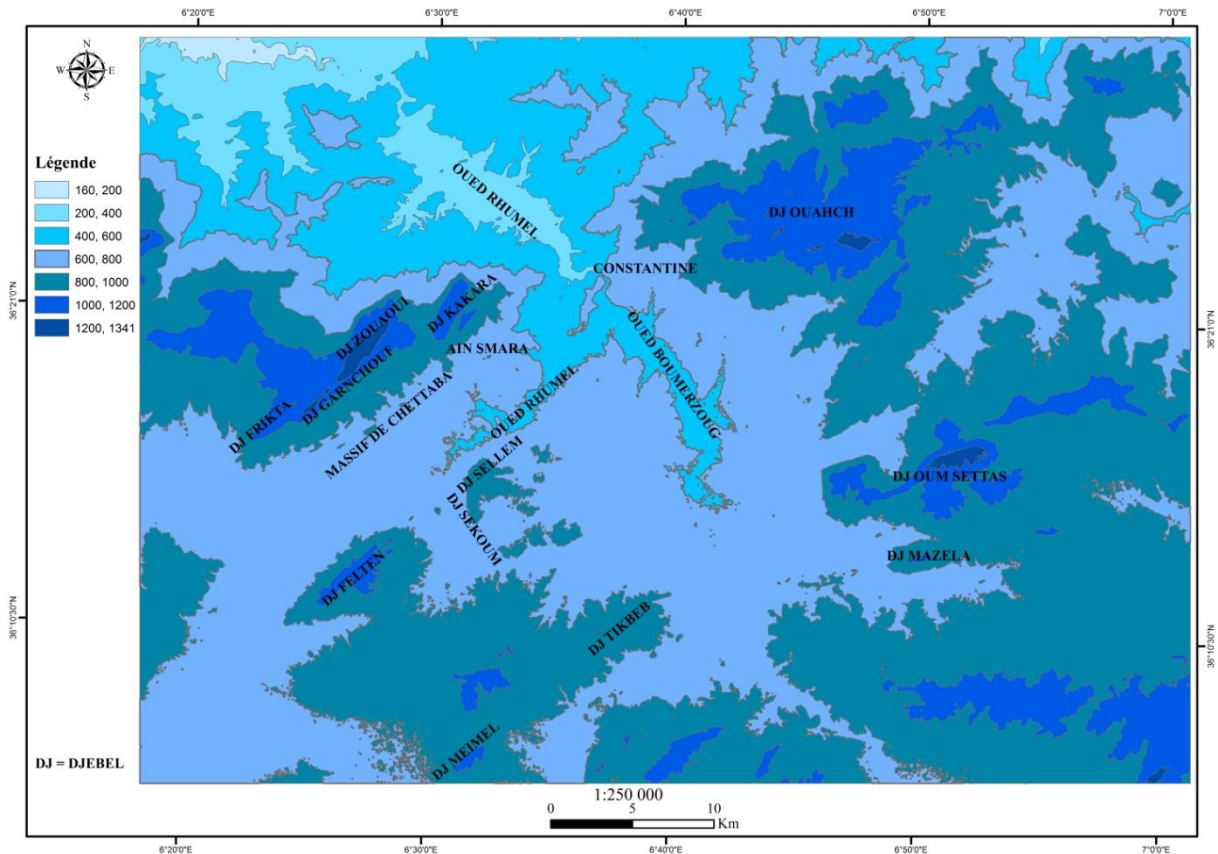


Fig.5 : Carte hypsométrique de la région d’Ain Smara et ses limitrophes (Basée sur l’image satellite LandSat Oli8 - <https://earthexplorer.usgs.gov/>).

6. Géomorphologie

La géomorphologie de la région d’Ain Smara et ses régions limitrophes est très complexe, elle est liée d’une part à l’existence d’une grande dépression, caractérisé par des faciès variés d’âge mi-plio (remblais, argile, marnes, sable, conglomérat, grés), et les dépôts quaternaire (alluvions, travertin etc.) et d’autre part à un façonnement tectonique (Benabbas, 2006).

La carte présente la distribution de certains nombre de glissements à l’Ouest et Sud-Ouest de la dépression d’Ain Smara au niveau du massif de Chettaba, au Nord de Djebel Felten et dans la région de Djebel Sekoum, la pluparts de ces glissements généralement ce sont des glissements superficiels.

Nous remarquons que les glissements de type fluages se localisent dans le flanc Sud de Djebel Zouaoui au niveau de Djebel Frikta et Djebel Sellem.

Les glissements anciens sur tout dans la région d’Ain Smara.

Les escarpements de tête de glissements, presque dans toutes les zones affectées par les glissements.

Les falaises et les abruptes sur tout au niveau de la pluparts des reliefs qui dépassent 1200m, et aussi dans les localités d’Oued Rhumel et Oued Boumerzoug.

CHAPITRE II

CADRE

GEOLOGIQUE

1. Géologie régionale :

1.1. Lithostratigraphie :

Le secteur d'étude est situé au centre des hautes plaines constantinoises qui font partie de la chaîne des Maghrébides de l'Algérie nord-orientale. Il forme une partie des séries plissées des Maghrébides de l'Afrique du nord, qui commencent du Rif (Maroc) en passant par l'Algérie et la Tunisie jusqu'à la Sicile (Italie) (Durand-Delga, 1969; Vila, 1980).

La chaîne des Maghrébides est le résultat, probablement, de la convergence des deux plaques tectoniques; la plaque européenne représentée par sa marge sud et la plaque africaine représentée par sa marge nord, séparées par le bassin Téthysien Maghrébin qui faisait relier la Téthys ligure avec l'océan Atlantique (Vila, 1980; Wildi, 1983).

Le bassin Maghrébin comporte plusieurs domaines paléogéographiques (Fig.1) qui sont actuellement dans une situation de superposition (Durand-Delga, 1980; Raoult, 1974).

Du Nord au Sud on distingue trois grands domaines:

1. Domaine interne
2. Domaine des flyschs
3. Domaine externe

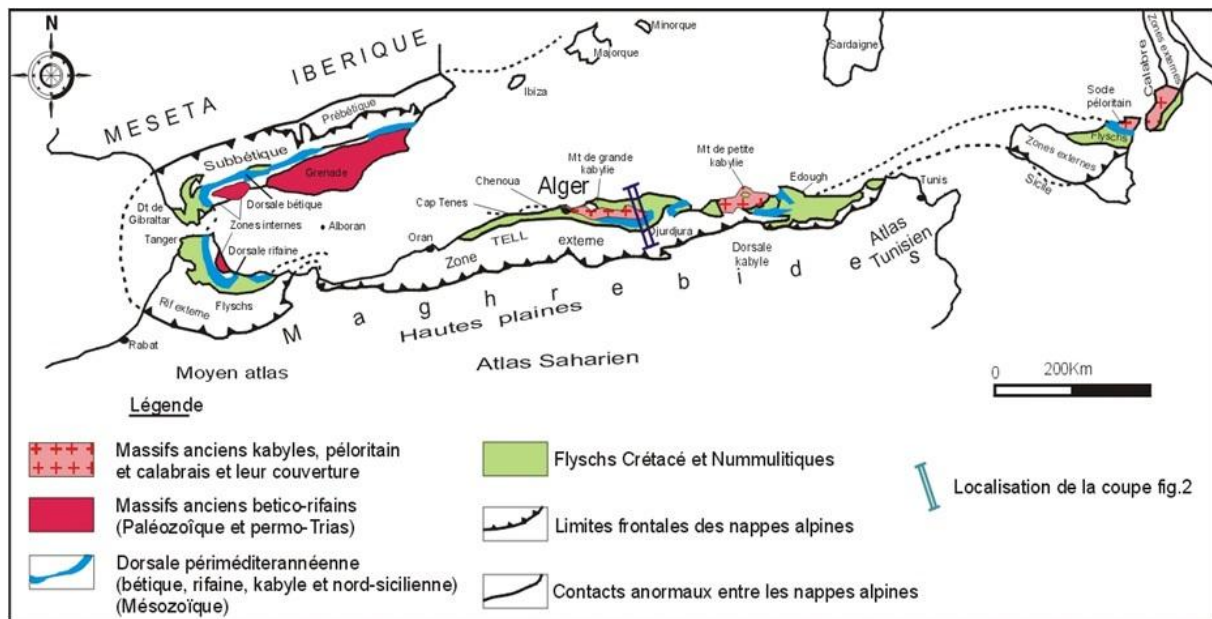


Fig.1: Les grands domaines d'origine alpine en méditerranée occidentale (Durand-Delga M.1969)

1.1.1. Domaine interne

Il comprend un socle continental cristallophyllien (Grande et Petite Kabylie) avec une couverture sédimentaire écaillée (Dorsale Kabyle ou chaîne calcaire) (Bouillin, 1977; Bossiere et Peucat 1980; Vila, 1980) (Fig.2).

✓ Le Socle Kabyle

La lithologie du socle est constituée de trois ensembles (Bouillin, 1977; Raoult, 1974):

- La partie cristallophyllienne inférieure, composée de gneiss à intercalations, des fois puissantes, de marbres et d'amphibolites (Durand-Delga, 1955; Vila, 1980).
- La partie cristallophyllienne inférieure, formée par des schistes satinés ou phyllades, des grés et des porphyroïdes oreilles (Durand-Delga, 1969; Vila, 1980).
- Une couverture sédimentaire paléozoïque datée de l'Ordovicien, du Silurien, du Dévonien, ainsi que du Carbonifère inférieur, peu ou pas métamorphique (Durand-Delga, 1969 ; Vila, 1980).

✓ La Dorsale Kabyle (ou Chaîne calcaire)

La chaîne calcaire est située au sud du socle et dégroupée selon (Durand-Delga, 1969; Raoult, 1974; Vila, 1980) en trois ensembles du nord au sud:

- Unité interne: une série avec des formations conglomératiques à sa base et au sommet des calcaires d'âge Permo-Trias à Néocomien suivi par une lacune du crétacé inférieur au crétacé moyen (Durand-Delga, 1969) et un Eocène inférieur à moyen comportant des calcaires néritiques massifs (Durand-Delga, 1969; Raoult, 1974; Bouillin, 1977).
- Unité médiane: avec une base semblable à celle de l'unité interne mais une lacune concerne l'Aptien et l'Albien. Du Crétacé supérieur à l'Eocène, la série est composée par des marnes et des calcaires à microfaune pélagique (Durand-Delga, 1969, Vila, 1980).
- Unité externe : composée par une série d'âge crétacé à Eocène détritique avec un faciès intermédiaire entre le domaine interne et médian du bassin maghrébin (Durand-Delga, 1969; Raoult, 1974).

1.1.2. Domaine des flyschs

Ce domaine comporte les nappes de flyschs dont les formations crétacé-paléogène est expulsées vers le sud. Ces formations des flyschs sont déposées dans un bassin marin (Durand-Delga, 1969; Bouillin, 1986). On distingue du nord au sud en trois types des flyschs, de nature distincte (Durand-Delga, 1969):

✓ Flysch mauritanien: représenté dans une seule série de flyschs de type Guerrouche (Durand, 1969, Vila, 1980), il comporte de bas en haut (Vila, 1980):

- Un flysch argilo-gréseux d'âge Crétacé inférieur avec des radiolarites rouges du Malm.
- Des calcaires conglomératiques ou micro-conglomératiques à bandes silicifiées blanches d'âge Crétacé supérieur.
- Des formations conglomératiques et micro-conglomératiques d'âge Yprésien.

- ✓ Flysch massylien: flysch argilo-quartzitique daté du Crétacé inférieur (Raoult, 1969) avec formation phthanitique du Cénomanién avec une alternance d'argiles et de micro-brèches d'âge Crétacé supérieur (Raoult, 1972).
- ✓ Flysch numidien: formé par un flysch gréseux Oligo-aquitanién allant jusqu'au Burdigalién inférieur (Ficheur, 1898), en discordance sur les contacts tectoniques séparant les formations du domaine interne et l'unité du flysch mauritanien (Lahondere, 1987). La nappe numidienne comporte les formations plus ou moins déformées. Elle n'était pas dans les zones affectées par des accidents, sauf au nord de Constantine et d'El Aria, où elle se présente comme un ensemble écaillé (Vila, 1980).

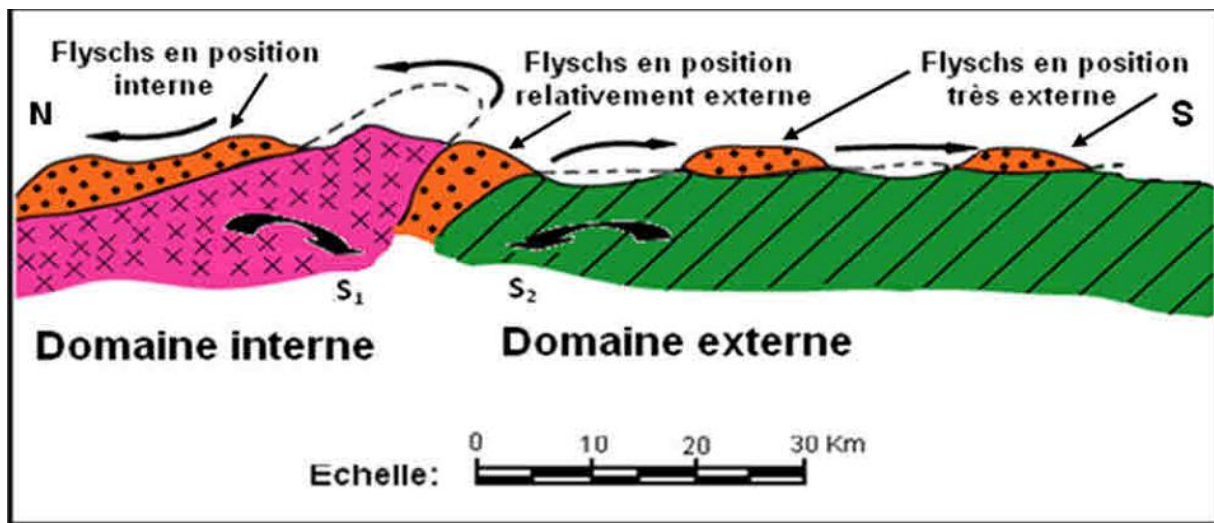


Fig.2: Position des nappes de flyschs par rapport aux unités de la chaîne des Maghrébides (Bouillin, 1983).

1.1.3. Domaine externe

Ce domaine représente la marge de la Téthys dans l'Afrique du nord. En Algérie, ce dernier correspond aux zones telliennes. Il comprend plusieurs séries avec des formations marneuses chevauchantes sur la plate-forme africaine. Ce domaine se regroupe en deux types de séries (Vila, 1980):

- ✓ Les séries Telliennes

Ce sont des séries avec des formations marneuses très épaisses, elles font partie du sillon Tellien (Vila, 1980). Ces séries ont été affectées par les phases tectoniques tertiaires et regroupées en trois unités, avec des limites suivent les lignes paléogéographiques du Crétacé, du Paléocène et de l'Eocène. Selon Vila (1980), ces séries sont représentées du nord au sud par trois unités (**Fig.3**):

- Les unités ultra-telliennes: Ce nom a été donné par (Raoult, 1969). Ces unités sont composées par des marnes, des bancs de calcaires du Crétacé et des calcaires à silex avec des marnes sombres de l'Eocène (Vila, 1978).
- Les unités telliennes sensu stricto: ces affleurements apparaissent surtout dans la région de Sétif et couvrent les chainons côtiers des Babor aux monts du Hodna, formée par des formations marneuses et marno-calcaires Crétacé et Paléogène (Vila, 1980).
- Les unités pénitelliennes et les unités méridionales à nummulites: le nom pénitellien a été donné pour désigner la série allochtone de la partie nord du Djebel Zouaoui, dans le massif du Chattaba, région de Constantine (Guellal et al. 1977). Elles sont caractérisées par une série de carbonate et de vase d'âge allant du Lias au Maestrichtien (Vila, 1980; Kazi-Tani, 1986).

Les unités méridionales à nummulites sont composées par des formations sous forme de lambeaux au sud des séries pénitelliennes. Elles sont caractérisées par des formations riches en nummulites d'âge Sénonien associé à des formations éocènes, qui sont disposées d'une façon irrégulière au front des unités telliennes (Vila, 1980).

✓ Les séries de l'avant pays:

- Unité néritique constantinoise: nommé aussi « mole néritique constantinois », elle se compose par des massifs isolés d'âge Crétacé. Cette unité est chevauchée des écailles des Sellaoua et les unités sud- sétifiennes pendant les phases tectonique alpines (Van De Fliert, 1955; Vila, 1980). Cette unité est considérée autochtone selon certains auteurs (Durand-Delga, 1969; Chadi, 1991; Coiffait, 1992).
- Unités des écailles des Sellaoua: ces unités localisées dans la partie la plus externe de la chaîne des Maghrébides (Blayac, 1908), Elles sont issues d'un large sillon à valeur océanique. Ces affleurements apparaissent au Sud-est des massifs de l'unité néritique constantinoise et comprennent essentiellement des terrains d'âge crétacés dont les formations sont des marnes et des calcaires avec une légère formation détritique dans le Crétacé supérieur (David, 1956; Voute, 1967). Les marnes sont l'aspect le plus abondant du Paléocène et Lutétien supérieur, par contre l'Yprésien est carbonaté, riche en nummulites; l'Oligocène est signalé par Vila (1980) et par Coiffait (1992).
- Unités sud-sétifiennes: considérées allochtones par Vila (1980), ces séries sont représentées par des formations d'âge Jurassique Crétacé avec une base marno-calcaire à ammonites.

- Le parautochtone Nord-aurésien: Le bord septentrional de l'autochtone atlasique est composé par ce parautochtone. Ce dernier est formé par l'ensemble des structures des monts d'Aïn Yaghout et les Djebels (Hanout, Guellif, Sidi Reghis) dans la région d'Oum El Bouaghi et d'Aïn Kercha. Cet ensemble a été affecté par une forte tectonique alpine. La plupart des auteurs pensent que le Trias 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: ce domaine atlasique (Busson, 1969; Busson, 1972) qui a une caractéristique d'un ensemble plissé à la fin de l'Eocène avec des directions atlasiques, est affecté par le phénomène de diapirisme d'âge aptien dans la région de l'Ouenza et les monts de Tébessa à l'Est de l'Algérie (Delfaud, 1974; Vila, 1980; Delfaud, 1986).

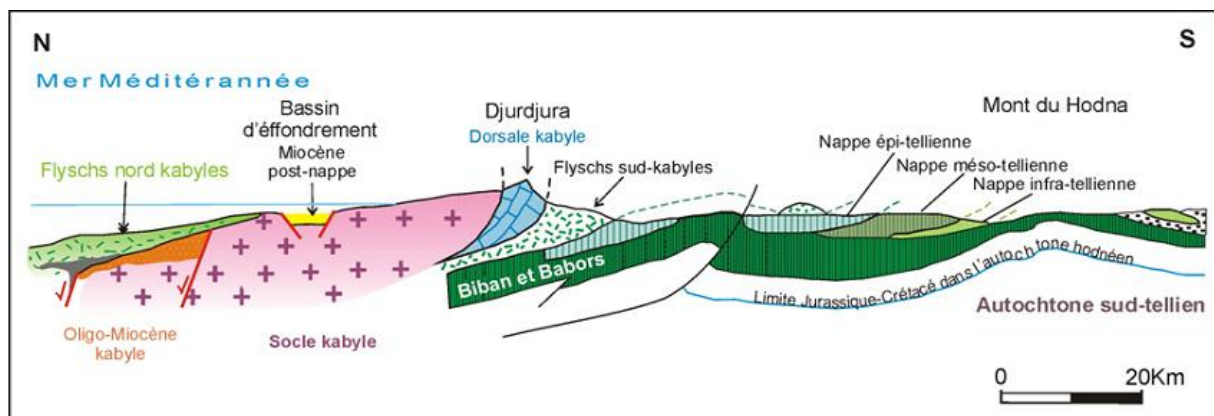


Fig.3: Les grands ensembles de l'édifice structural alpin de l'Algérie du nord orientale (Durant-Delga, 1969).

1.2. Principales phases tectoniques

L'évolution géodynamique de l'Afrique du nord a un effet sur l'évolution des Maghrébides au Mésozoïque et au Tertiaire (Kazi-Tani, 1986). Elle est caractérisée par la collision de la plaque européenne et africaine, d'abord par coulissage sénestre (Guiraud, 1973), puis en régime d'affrontement, en divers dates dans le Crétacé en fonction des dispositifs locaux. L'affrontement devient générale au Crétacé supérieur (Bureau, 1975; Vila, 1980; Bureau, 1986).

1.2.1. Les événements tectoniques durant le Mésozoïque

Les événements tectoniques durant le Mésozoïque sont les moins étudiées à l'échelle des zones externes de l'Algérie nord-orientale. La plupart des travaux réalisés actuellement sont basés sur les événements suivants (Bureau, 1971; Guiraud, 1973) :

✓ Au Trias

C'est une période d'extension généralisée pendant le Trias affectant le domaine Atlasique. La pluparts des bassins triasique en Algérie ne sont connus d'une façon approfondie que localement et en sub-surface.

Le témoignage de la forte subsidence est la présence des pélites et des évaporites très épaisses partout dans les domaines externes du Tell à partir du Trias moyen et supérieur qui a facilité sûrement cette période de distension généralisée. Les séries évaporitiques (sédimentation argilo-gypseuse) comportent des coulées basaltiques et de carbonates du Keuper (Deleau, 1952; Durozoy, 1960; Voute, 1967; Kazi-Tani, 1986).

✓ Au Lias: Rifting et ouverture, subsidence et installation de la mer ouverte

La distension provoque une subsidence différentielle ce qui a permis la création de bassins marins ouverts dans les hauts Atlas sahariens au Crétacé inférieur (Durand-Delga, 1969; Guiraud, 1973).

La plate forme constantinoise est considérée comme un haut-fond à sédimentation calcaire dominante dès la fin du Lias. (Obert, 1974).

✓ Au jurassique moyen et supérieur : Ouverture et coulissage.

Dans cette période le bloc africain a connu un coulissage sénestre par rapport à l'Ibérie et au bloc Alboran à partir de 165 Ma, engendrant probablement les plissements dans les monts du Babors vers la fin du Malm, avec des axes de directions N-S (Benest, 1985).

Le Malm représente la fin d'une période de distension et de subsidence caractérisant le Lias et le Dogger (Aubouin, 1977).

Le caractère des discordances angulaires marquant la base du Crétacé inférieur liée aux structures associées à la tectonique du Malm est l'aspect le plus abondant dans les zones telliennes (Savornin, 1913; Durand-Delga, 1955)

La phase Jurassique supérieure apparaisse au Sud dans l'avant pays. Elle se manifeste par une sédimentation terrigène au cours du Néocomien sans discordance angulaire notable (Vila, 1980, Durand-Delga, 1980).

✓ Au Crétacé inférieur

Aucune phase tectonique n'est enregistrée pendant cette époque ni en Ibérie ni en Afrique.

La majorité des auteurs s'accordent à dire que l'origine du dépôt des sédiments détritiques sur le coté nord de l'Afrique et sur le continent ibérique est climatique et ne serait pas tectonique (Durand-Delga, 1955; Deleau, 1952).

Le coulissage senestres E-W entre l'Ibérie et l'Afrique s'était arrêté dès l'Aptien supérieur (110 Ma). Toute ces déclarations basées sur l'interprétation des anomalies magnétiques dans

l'atlantique Nord (Van De Fliert, 1955; Bär, 1957). Une rythmicité de régressions et de transgressions apparait au Crétacé inférieur suivant une transversale régionale, ainsi des zones sédimentaires préfigurant déjà les unités structurales majeures, comme le domaine néritique, qui apparaît comme un entablement massivement carbonaté pendant cette période et situé entre deux zones vaseuses (Durozoy, 1960; Voute, 1967, Obert, 1974).

✓ **Au Crétacé supérieur**

Au cours de cette période, un épisode tectonique apparut au Cénomaniens inférieur. La sédimentation changeait vers un aspect planctonique sur la bordure Sud-ouest de la plate-forme néritique constantinoise et dans le Sud sétifien. Les marnes pélagiques deviennent des calcaires. Ce changement est principalement dû à un épisode tectonique entraînant un relèvement du niveau eustatique. Cette époque tectonique est le plus souvent représentée dans la sédimentation par une surface durcie (Hard-ground) remarquée dans plusieurs massifs (Oum Settas) (Bär, 1957; Vila, 1980). Cette phase est une phase compressive, en liaison avec le début de la rotation anti-horaire de l'Ibérie par rapport à l'Europe. Les résultats de cette phase compressive sont des plis orientés E-W et une forte schistosité de fractures dans les monts du Babors affectant les niveaux anté-fracasien. Elle est orientée conformément aux plissements W-E à SW-NE. Dans des formations datées de l'Albien supérieur au Sénomaniens inférieur il y a des évaporites triasiques remaniées et resédimentées. (Vila, 1980; Wildi, 1983).

L'apparition de la différenciation paléogéographique pendant cette époque au Crétacé inférieur, se poursuit et s'accuse par le fonctionnement des zones positives et négatives (Vila, 1980). Dans la plate-forme néritique la formation de l'entablement carbonaté se complète avec l'émersion définitive de la fin du Crétacé supérieur. Ce phénomène est confirmé par Van De Fliert (1955) et Guellal et al. (1973).

1.2.2. Les événements tectoniques durant le Tertiaire

Le tronçon de la chaîne des Maghrébides de l'Algérie Nord orientale est structuré pendant les phases tertiaires (Guiraud, 1973).

✓ **A l'Eocène :**

Phase compressive priabonienne : Cette phase se situe vers la fin du Lutétien, appelée phase fini-lutétienne ou phase atlasique d'après Durand-Delga (1969) et Raoult (1974) ou encore phase priabonienne selon Vila (1980).

Elle marque la fin d'un grand cycle sédimentaire ayant débuté dès le Trias supérieur, et dont l'organisation n'a pas été perturbée malgré des manifestations tectoniques locales enregistrées avant le Cénomaniens. (Guardia, 1975; Fenet, 1975; Vila, 1980).

Cette phase compressive est expliquée par la fermeture de la Téthys occidentale par la rotation de l'Afrique autour d'un pôle situé à l'Ouest de Tanger, conduisant à la collision entre la partie orientale de l'Alboran et la marge africaine tellienne. Dans les zones internes la position relative E-W de la Kabylie par rapport au Tell est bloquée dès l'Eocène supérieur. Elle est associée à un métamorphisme régional, (Obert, 1974; Vila, 1980; Mahdjoub et Merle, 1990). Cette phase est associée à des accidents verticaux de direction NE-SW tels que l'accident N45°-50° E d'El Kentour qui se prolonge jusque dans l'avant pays au Sud-Ouest, entre les monts du Bélezma et ceux du Hodna correspondant à la « transversale de Constantine » (Bouillin, 1977; Vila, 1980 et Bouillin, 1983).

✓ **Au Miocène :**

Phase compressive du Burdigalien : La direction de raccourcissement N-S est l'aspect de la phase miocène. L'immigration de la partie occidentale de la plaque d'Alboran continue vers l'ouest et entre en collision avec la marge rifaine de l'Afrique. Cette migration est le responsable sur l'ouverture du bassin nord algérien (Bouillin, 1977 ; Vila, 1980). Cette phase se manifeste par:

- La formation des olistostromes kabyles dans la dépression septentrionale est le résultat de l'avancement de la nappe numidienne vers le Sud,
- Les unités de flyschs empilées antérieurement sur les nappes telliennes au Priabonien, elles ont connu un bombement à l'aplomb du bord kabyle méridional,
- Et Des structures plissées, au sud du domaine kabyle (Courme-Rault, 1985).

A la fin de l'âge Miocène inférieur et au début du Miocène moyen, des bras de mer noient des golfes de la partie septentrionale des chaînes algériennes. La première sédimentation marine post-nappes se dépose dans les Babors. Cette transgression était accompagné avec une phase volcanique calco-alcaline et un plutonisme qui est responsable sur la mise en place des intrusions granitiques en grande Kabylie, dans les monts du Babors et en petite Kabylie. Les datations montrent que les âges entre 12 et 16 Ma (Vila, 1980 ; Mahdjoub et Merle 1990 ; Benabbas, 2006).

Phase tangentielle tortonienne -Phase alpine : C'est la phase tortonienne majeure à vergence Sud qui est responsable des vastes raccourcissements impliquant les formations postérieures au Burdigalien supérieur de la nappe numidienne (Vila, 1980). Cette phase serait aussi responsable de la formation de la nappe néritique

constantinoise, les unités allochtones des Sellaoua, de l'ensemble «sud-sétifien» et des «unités méridionales à nummulites» (Vila, 1980, Courme-Rault, 1985).

Cette phase est l'origine des chevauchements dans l'ensemble du tronçon nord orientale de l'Algérie, vers le sud des unités méridionales à nummulites, les unités sud-sétifiennes et les écailles de Sellaoua, ainsi que les plissements avec un axe E-W des monts du Hodna jusqu'à la transversale de l'Aurès ; genèse des « plis emboutis » qui interfèrent et reprennent les plis éocène (Bouillin, 1977, Vila, 1980).

Selon la notion de tectonique tangentielle tortonienne et d'après Vila (1980), l'édifice structural est composé du nord au sud et de haut en bas par:

- La zone intermédiaire est fortement plissée (Burdigalien-Langhien).
- La zone nappée méridionale, où se manifestent de vastes mouvements anormaux, impliquant les formations postérieures au Burdigalien supérieur.
- Les nappes telliennes sont reprises en bloc.
- L'ensemble allochtone sud-sétifien représenté par un empilement de lames en série normale.
- La nappe néritique constantinoise et les unités allochtones de type Sellaoua relaient en plan l'ensemble allochtone sud-sétifien vers l'Est.

1.2.3. La Tectonique récente

L'orographie actuelle est le résultat de la présente phase tectonique post-nappes.

Elle est responsable du remplissage des bassins mio-pliocènes, alimentés par la destruction des reliefs environnants (Vila, 1980; Coiffait, 1992).

Les structures attribuées à la tectonique récente dans le Constantinois ont connue une tectonique polyphasée (Guiraud, 1973). Dans ce sens les formations tortoniennes sont affectées par deux phases successives de distension et de compression, entraînant ainsi un resserrement des structures préexistantes, et la formation de plis qui s'alignent en gros sur la direction atlasique. On note plusieurs plis célèbres dans le Constantinois celle de : Djebel Ouahch, du massif de Chettaba et du Djebel Djaffa (Vila, 1980 ; Benabbas, 2006).

La présence des failles inverses, décrochantes ou chevauchantes et des déformations cassantes de direction E-W et NW-SE, comme l'accident de M'cid Aïcha-Debbar d'une centaine de kilomètres, peuvent être observées le long de cet accident. Des chevauchements Nord-Sud post-miocène sont localement signalés (Guellal et al. 1973; Vila, 1980; Benabbas, 2006).

2. Géologie locale

La région de Constantine présente une complexité géologique, une morphologie spécifique et une structure tectonique accidentée dominée par le chevauchement des nappes.

On y trouve une grande variété de roches, toutes d'origine sédimentaires et d'âge méso-cénozoïque (Vila, 1980; Benabbas, 2006).

2.1. Lithostratigraphie

Cette description stratigraphique a été réalisée à partir des cartes géologiques de Constantine et de Sétif au 1/200 000 (Vila, 1978) et de la carte structurale au 1/500 000 (Vila, 1980).

2.1.1. Le Trias

Le Trias représenté par des terrains plus anciens des zones externes à affleurements connus. L'aspect le plus abondant est évaporitique et se présente en clips diapiriques et en veines injectées le long de certains accidents. Parmi les affleurements triasiques dans le Constantinois, on distingue du Nord au Sud (Vila, 1980):

- Les affleurements au Nord-Ouest et à l'Ouest de Constantine et au niveau des massifs du Kheneget Djebel Akhal.
- Les affleurements du massif de Chettaba-Djebel Echebka, Aïn El Kebch, à l'Ouest et au Sud-Ouest de Constantine.
- Les affleurements liés aux formations tertiaires localisées au Sud des massifs du Felten et de l'Oum Settas.

Ce sont des masses gypseuses et argileuses avec une couleur rouge lie-de-vin du point de vue faciès, comportant le plus souvent des blocs calcaro-dolomitiques, des cargneules, des marnes bariolées verdâtres et des blocs de roches volcaniques (Vila, 1980 ; Benabbas, 2006).

2.1.2. La nappe néritique constantinoise

Elle est composée essentiellement par des formations carbonatées du Jurassique supérieur au Sénonien transgressif (Vila, 1980; Benabbas, 2006).

Le Jurassique supérieur : Le Jurassique supérieur est principalement carbonaté. Il constitue des dolomies noires, largement cristallines, surmontées par une barre de 90 à 100 m de calcaires massifs (Vila, 1980).

Le Néocomien : Il a un aspect carbonaté et commence par des calcaires fins et des marnes roses ou jaunâtres. Il se prolonge 150 m de calcaires à silex, sauf au Djebel Guerioum et Fortass. A l'Ouest le Néocomien dans les monts d'Aïn M'lila est carbonaté et comporte des alternances calcaro-dolomitiques sur 300 m (Vila, 1980).

Le Barrémien : Le Barrémien est calcaro-dolomitique avec une épaisseur de 250 à 300 m.

L'Aptien : il débute par 50 m de calcaires massifs en bancs épais, ce dernier, surmonté par 100 à 120 m, de calcaires micritiques noirs, riches en *Milliolidés* et en débris de *Rudistes* (Vila, 1980).

Le sommet de l'aptien est constitué d'une corniche de 80 à 100 m de calcaires massifs.

L'Albien et le Vraconien : Ils comportent des bancs calcaires noirs.

Le Cénomaniens : principalement carbonaté, il comporte des formations qui peuvent atteindre 250 à 300 m d'épaisseur (Vila, 1980).

Le Turonien : est formé par 180 m de calcaires rubanés à patine blanche et à cassure grise, avec de grosses barres de calcaires massifs clairs à rudistes et de minces intercalations de calcaires sombres (Vila, 1980).

Le Sénonien transgressif : La couverture sénonienne transgressive couvre tous les affleurements septentrionaux de la nappe néritique constantinoise. La particularité est celle du rocher de Constantine. Le Sénonien commence par une discordance du ravinement et des niveaux d'allure micro-bréchiq ue précédant 20 m environ de calcaires noirs, micritiques avec fins débris organogènes et à silex noir. Ces couches affectées par des petites failles verticales à faible rejet. On remarque au-dessus d'une nouvelle surface de ravinement, notamment à l'ancrage Nord du pont suspendu de Constantine quelques décimètres de micrites grises ou jaunâtres à aspect feuilleté et à gros cristaux de pyrite, avec une mince intercalation marneuse crème. (Vila, 1980; Benabbas, 2006).

2.1.3. Les nappes telliennes

2.1.3.1. La nappe ultra-tellienne : Dans le Constantinois l'unité ultra-tellienne a un large développement. Elle est constituée par des formations marneuses et marno-calcaires de faciès généralement clairs. Cette unité à niveau généralement inverses et formée par des séries datées du Barrémien-Eocène (Aris, 1994). Les formations de la bordure méridionale et occidentale du Djebel Ouahch à l'Est de Constantine, signalées sur la carte géologique d'El Haria au 1/50 000, correspondent à une bande étroite. Cet affleurement est coïncé en écailles entre les marnes priaboniennes (tellien sensu-stricto) et l'unité des flyschs (Vila, 1980; Coiffait, 1992).

2.1.3.2. Les nappes telliennes sensu-stricto : situées dans le triangle Chelghoum El Aïd-Constantine-Sigus, ces nappes sont similaires à la série de type Djemila (Vila, 1980), leurs matériaux allant du Sénonien inférieur à l'Eocène (Vila, 1980; Benabbas, 2006):

Sénonien inférieur: constitue des marnes grises ou beiges avec de minces intercalations marno-calcaires avec une épaisseur de 250 à 300 m.

Sénonien supérieur: il est formé par une barre marno-calcaire, dont la couche peut atteindre une épaisseur de 250 à 300 m.

Maastrichtien au Paléocène: une série monotone de marnes ou d'argiles carbonatées de couleur noir (Vila, 1980).

Yprésien-Lutétien Inferieur : série d'environ 200 m de calcaires massifs blanc à patine bitumineuse.

Lutétien à Priabonien: constitue des marnes grises ou noires à boules jaunes.

2.1.3.3. La nappe péni-tellienne et unités méridionales à nummulites : sous forme d'une alternance de carbonate et de vase allant du Lias au Paléocène (Vila, 1980).

Lias : formations de calcaires massifs.

Dogger: Formé par des calcaires oolithiques, oosparites avec une épaisseur de 300 m.

Malm: Constitue des dolomies noires sableuses, calcaires à silex et micrites en petits bancs.

Crétacé inférieur: constitue des rares niveaux gréseux, mais principalement pelitico-marneux, micritique.

Albo-cénomaniens : Formé dans les gorges de Hammam Grouz par une barre calcaire une épaisseur de 200 m.

Crétacé moyen : Constitue de calcaire, silex noirs en petits bancs.

Sénonien inférieur : Formations conglomératiques avec passages marneux.

Sénonien supérieur: Il commence par une barre conglomératique (50 à 100 m), au Campanien supérieur devient marneux et au sommet se termine par une barre de calcaire-marneux claire.

Maastrichtien au Paléocène: Formé par des marnes grises ou noires observés particulièrement sur le versant Sud-Est du Djebel Chettaba (Vila, 1980).

2.1.4. La nappe numidienne ou flysch numidien : Est principalement représenté par une série argilo-gréseuse d'âge Oligocène à Burdigalien basal. La série numidienne typique est caractérisée, de la base au sommet, par une succession de trois types de faciès (Durand-Delga, 1980):

- Une formation d'argiles à Tubotomaculum, des grès épais alternant avec des niveaux argileux et des marnes à silexites vers le sommet.

- Une formation des argiles de base à Tubotomaculum dites sub-numidiennes, comporte des passées gréseuses avec des niveaux à blocs variés d'âge Eocène. Cette formation est datée Oligocène depuis les travaux de (Durand-Delga, 1980; Vila, 1980).
- Des grès numidiens, présentent une épaisse série. Au Djebel Grouma, près d'Oued Zénati à l'Est de Constantine. On distingue dans cette série gréseuse trois ensembles :
 - Ensemble gréseux, constitue de grosses barres, et commençant par des alternances des grés et des argiles (100 m environ) Globigérinidès du Stampien supérieur (Vila, 1980).
 - Ensemble formé par des argiles à bancs de grès intercalés d'âge Aquitanien inférieur à Burdigalien, vers le sommet.
 - Ensemble gréseux et moins épais (200 m). Il est daté d'un âge au moins Burdigalien supérieur par rapport aux derniers termes de l'ensemble argileux sous-jacent (Vila, 1980).

2.1.5. Les séries post-nappes : Cette série est constituée des formations du Mio-Pliocène continental et du Quaternaire. Celles-ci forment essentiellement le bassin de Constantine-Mila. La zone d'étude comporte essentiellement des terrains du Néogène continental. La base du Miocène inférieur constitue une zone limitée le plus souvent par des failles et marquée par des conglomérats rougeâtres (Vila, 1980; Coiffait, 1992). Le Miocène moyen, Laguno-lacustre, formé par deux termes: la formation inférieure est constituée de marnes grises à gypse et Gastéropodes, la formation supérieure est formée par des marnes légèrement beiges où apparaissent des chenaux. Le Miocène supérieur continental est représenté principalement des dépôts détritiques rougeâtres inclus dans le Pliocène. La sédimentation est constituée d'argiles rougeâtres quelques fois sableuses et de calcaire lacustre. la partie inférieure de la série du bassin de Constantine est assimilée au Miocène (Durand-Delga, 1980; Vila, 1980).

2.1.6. Le Quaternaire

Le Quaternaire est formé par des éboulis, des alluvions et des formations de pente (Vila, 1980).

- Des éboulis développés en bordure des reliefs numidiens et des massifs calcaires comme le Djebel Oum Settas.
- Des alluvions récentes des oueds constituées de limons, de graviers et de galets roulés.

- Des anciennes alluvions des oueds se forment de cailloux roulés, limons et graviers parfois, encroûtés, provenant d'anciennes terrasses. Les anciennes alluvions des plateaux sont formées de cailloux roulés, limons et graviers. Elles sont cimentées par une croûte calcaire (Vila, 1980, Benabbas, 2006).
- Des formations de pente représentées par des glacis polygéniques qui forment des surfaces très faiblement inclinées, près des plaines recouvertes d'un matériel élastique, avec de vastes placages sur les versants marneux. Les anciens glacis de Constantine, dans la région d'El Haria, sont composés exclusivement de blocs du Numidien bien roulés (Vila, 1980; Benabbas, 2006).
- Des encroutements calcaires datés du Villafranchien sont installées sur des calcaires et des conglomérats fossilifères dans lesquelles il est difficile de situer la limite entre le Pliocène supérieur et le début du Villafranchien.
- Des tufs calcaires ou Travertins du Mansourah. Ils marquent soit à des zones de sources chaudes, soit à des formes de concrétions plus ou moins vacuolaires gris à jaunâtre (Vila, 1980, Benabbas, 2006).

3. Cadre géologique des secteurs d'étude

3.1 Secteur Dj. Felten – Dj. Guendou – Dj Grouz

3.1.1 Stratigraphie

Trias :

Les dépôts les plus anciennes présents dans la région d'étude sont ceux du Trias. Les caractères lithologiques sont habituels : Marnes bariolées à gypse, dolomies, cargneules et quartz bipyramidé. Les affleurements triasiques des secteurs de Dj Felten – Dj Guendou sont les suivants (Vila, 1980, Coiffait, 1992):

- Au NW du Dj Felten nous notons un affleurement près d'Ain Riyeu.
- Au SE du Dj Felten nous observons la présence d'un affleurement à environ de 2Km de l'ancienne mine.

Crétacé :**✓ Crétacé inférieur :**

- Valanginien – Hautérivien :

Le Néocomien affleure au Nord de Dj Grouz et consiste en des marnes noires et marno-calcaires noirâtres de 70 m d'épaisseur (Vila, 1980).

- Barrémien :

Dans le massif de Dj Grouz, sur le flanc Sud du Kef Mazoula, on note la présence d'une série formée de bas en haut :

- Marnes noires (30m).
- Calcaires marneux (40m)
- Calcaires gris massifs, parfois en bancs (100m)
- Dolomies rosâtres.

- Aptien :

D'après Villa (1980), le Dj Felten présente une série qui n'est visible qu'à partir de l'Aptien supérieur, au niveau de l'Oued Seguin et Draa Sefaia on note la présence du Clansayésien, Albien, Vraconien et Cénomaniens.

Les calcaires de Dj Felten affleurant sur le revers NW près d'Oued Seguin ne représentent que la partie supérieure du Crétacé néritique. Leur position en dessous d'un niveau marneux tout à fait comparable à l'Albien du Dj Frikta, les fait attribuer à l'Aptien. Ils sont représentés par des calcaires à grains fins ou calcaires à orbitolines et miliolites de couleur grise ou blanche et lités en bancs épais (Vila, 1980; Benabbas, 2006).

Au niveau de Dj Grouz, on note la présence d'un Aptien mal caractérisé. Ce sont surtout des calcaires et dolomies peu épais. Plus au Nord du massif, l'Aptien est moins épais et calcareux (Vila, 1980).

- Albien :

Le développement de l'Albien du Dj Felten est presque identique à celui du Dj Frikta. L'affleurement n'est pas exprimé d'ailleurs qu'au Dj Frikta à cause d'une couverture plus ou moins importante d'éboulis de pente. Il est à noter que vers le sommet de la zone marneuse s'intercalent parfois des bancs calcaires plus ou moins lenticulaires, avec quelques fragments d'ammonites indéterminables (Vila, 1980).

L'épaisseur de l'Albien est de 60m et parfois plus réduites.

Au niveau de Dj Grouz, nous distinguons une série de 200m d'Albien – Vraconien, formé de calcaires à débris d'organismes (Vila, 1980).

✓ Crétacé Supérieur :

- Cénomaniens :

Joleaud (1912) attribue au Cénomaniens – Turonien les calcaires du Dj Felten – Dj Guendou sans aucune preuve paléontologique.

D'après Van de Vliet (1955), la plus grande partie des calcaires de Dj Felten appartient au Cénomaniens et peut être en partie au Turonien en quelques endroits (Vila, 1980).

Le Cénomaniens de Dj Felten Débute par des calcaires à orbitolines. Au niveau de Kef El Amar – Kef Sekoum, le Cénomaniens atteint la plus grande épaisseur (750m) (Vila, 1980).

Les calcaires du Dj Guendou sont lithologiquement identiques à ceux du Dj Felten. L'épaisseur du Cénomaniens près du village d'Oued Seguin est de 150m (Vila, 1980).

Au niveau de Dj Grouz, le Cénomaniens est formé de calcaires massifs à orbitolines, à intercalations de calcaires marneux (environs de 220m d'épaisseur) (Vila, 1980).

✓ **Crétacé supérieur – paléogène inférieur :**

- Maestrichtien – Montien :

La série formée de marnes et marno-calcaires du Maestrichtien – Montien occupe une grande partie de la région d'étude. Elle affleure au Sud du Dj Felten (Vila, 1980).

La partie inférieure correspondant au Maestrichtien supérieur est formée de marnes à intercalations de bancs de calcaire marneux et marno-calcaires à inocérâmes surmontées de marnes de couleur gris bleu à gris noir.

La partie supérieure Dano-Montien, est composée de marne parfois feuilletées, gris noir, plus ou moins argileuses, dans lesquelles s'intercalent vers la base quelques bancs minces de calcaires marneux. L'épaisseur totale de cette série varie de 50 à 300m (Vila, 1980).

✓ **Eocène inférieur :**

L'Eocène inférieur, très bien connu en Algérie après les travaux de Flandrin (1948), est bien représenté dans la région d'étude, se trouvant entre Dj Felten et Dj Frikta (Vila, 1980).

Ce sont des calcaires lités, durs, plus ou moins phosphatés à microforaminifères et dents de poissons alternant avec des couches marneuses. L'épaisseur de l'Eocène inférieur varie de 40 à 250m (Vila, 1980).

✓ **Eocène moyen :**

- Lutétien supérieur :

Les dépôts attribués à la partie supérieure de l'Eocène moyen dans la région d'étude affleurent au Nord du Dj Felten. Ils sont composés d'une série de marnes et argiles brunâtres dans laquelle s'intercale vers la base un niveau à petites lentilles de calcaires bruns jaunes, moins développés. L'épaisseur de lutétien supérieur peut atteindre 400 à 500m (Vila, 1980).

✓ **Eocène supérieur :**

Des affleurements dès l'Eocène se trouvent entre Dj Felten et Dj Frikta – Garnchouf, sur la moitié Nord de la feuille d'Ouest Athmania. Ce sont des calcaires plus ou moins lités à rognons de silex, et à intercalations de marnes. Des affleurements fortement plissés et fracturés se situent à l'Est du Dj Felten. L'épaisseur de l'Eocène varie entre 250 et 400m (Vila, 1980).

Néogène :

✓ **Miocène continental :**

Ce sont des dépôts lacustres, on trouve des conglomérats, grésocalcaires et marnes de couleur jaune, brun, rouge, ainsi que des marnes noires, grises ou brunâtres.

✓ **Pliocène – villafranchien :**

Ces dépôts de coloration rouge, qui est surtout développée dans les éléments marneux de la série (Vila, 1980).

En s'approchant du Dj Felten, les éléments calcaires disparaissent complètement et on trouve que des dépôts marneux rouges dans lesquels s'intercalent de minces bancs conglomératiques et bréchoides (Vila, 1980).

Les marnes et calcaires attribués au Pliocène – Villafranchien dans l'angle NE de la feuille d'Oued Athmania sont connus au niveau de Dj Ouled Sellem (Vila, 1980).

Quaternaire :

Les formations d'âge Quaternaire sont formées d'Alluvions caillouteuses, graviers, limons et éboulis de pente.

3.2 Massif de Chettaba Secteur Dj. Aougueb – Dj. Frikta – Dj Zouaoui – Dj Karkara

3.2.1 Stratigraphie

Trias :

Les caractères lithologiques des formations triasiques sont identiques à ceux de Dj Felten. Les affleurements triasiques des secteurs d'études se trouvent au massif de Chettaba et forment la bande étroite d'Ain El Alleg – Douar Beni Aziz. Sur la feuille de Constantine, on note l'affleurement d'Ain El Goulia, situé au SE du massif de Chettaba, ainsi qu'à l'Est du Dj Karkara (Vila, 1980).

Jurassique supérieur – Crétacé inférieur :

✓ **Portlandien – Berriasien :**

L'étage le plus ancien visible en situation normale dans la région, affleure à l'extrémité SW du Dj Frikta. Il est constitué par un petit affleurement de calcaires dolomitiques, sur 500m de longueur dans le noyau de l'anticlinal du Dj Frikta – Garnchouf (Vila, 1980).

Ces calcaires dolomitiques ne contiennent pas de fossiles. Ils ont été attribués au Portlandien – Berriasien à cause de leur position stratigraphique normale en dessous des marnes et calcaires du Valanginien daté, l'épaisseur de la partie de la série affleurant au pied SW de Dj Frikta est de l'ordre de 75m (Vila, 1980).

Crétacé :

✓ **Crétacé Inferieur :**

Le Néocomien livre des calpionelles de limite Berriasien-Valanginien à sa base et du Valanginien supérieur à son sommet (Vila, 1980).

- Valanginien :

Le Valanginien à ammonites pyriteuses a été découvert à l'extrémité SW du Dj Frikta par Joleaud (1914). Cet affleurement se présente sur une longueur de 1Km dans le horst anticlinal du Dj Frikta. L'épaisseur de la formation marneuse varie de 45 à 50m (Vila, 1980).

- Hautérivien :

Au Dj Frikta, les dépôts correspondent à une alternance monotone de calcaires et de couches plus marneuses : calcaires marneux ou marno-calcaires. Les calcaires se présentent en bancs d'épaisseur variable de 30 cm à 1 m. Ce sont des calcaires à grains très fins, parfois à taches ferrugineuses, de couleur grise, bleu gris ou bleu noir, parfois de teintes brunâtres. Un niveau de calcaire à nodules de silex se localise vers le sommet (Vila, 1980).

Au Nord de la faille limitant le horst central du flanc Sud de l'anticlinal, les nodules et les formations irrégulières de silex noir paraissent également dans les niveaux inférieurs. L'épaisseur des dépôts attribués à l'Hauterivien du Dj Frikta est d'environ 120m (Vila, 1980).

- Barrémien :

Le Barrémien n'affleure dans la région qu'à l'extrémité SW du Dj Frikta, en superposition normale et concordante au dessus des dépôts attribués à l'Hauterivien et dans la série au SSW du Dj Frikta.

Dans la section naturelle formée par le flanc Ouest du Dj Frikta, les calcaires à orbitolines et miliolites se présentent comme une lentille plus ou moins triangulaires (Vila, 1980).

Du côté Sud, les calcaires organogènes passent à des calcaires plus ou moins bien lités, bleuâtres contenant parfois des nodules de silex gris ou noir, ou à des calcaires dolomitiques (Vila, 1980).

Exactement au SE du mamelon coté 1006 m, les calcaires organogènes à orbitolines et miliolites sont surmontés en concordance par quelques dizaines de mètres de calcaires grisâtres, bleus, lités, alternant avec des couches marneuses bleuâtres, parfois de teintes rouges. Ces calcaires à grains fins montrent parfois des teintes brunâtres à cause de la présence de grains ferrugineux.

L'épaisseur de l'ensemble attribué au Barrémien du Dj Frikta est d'environ 180m (Vila, 1980).

- Aptien :

Les calcaires d'âge Aptien du Dj Frikta constituent la partie supérieure de la série néritique du Crétacé inférieur entre le Valanginien à ammonites pyriteuses et l'Albien marneux (Joleaud, 1912). A partir de l'Hauterivien, le caractère néritique s'accroît de plus en plus de sorte qu'on trouve dans ces assises supérieures, en dehors des calcaires à algues et rudistes.

Les calcaires en bancs épais, compacts, à grains fins, cristallins, parfois plus ou moins dolomitiques, contenant parfois des silex (Vila, 1980).

Les calcaires à rudistes forment une puissante assise constituant toute la masse du Dj Karkara et du Dj Zouaoui (Vila, 1980).

L'épaisseur de l'ensemble attribué à l'étage Aptien au Dj Frikta est d'environ 150m.

- **Albien :**

L'Albien fossilifère a été découvert au Dj Frikta par Joleaud (1914). D'après cet auteur, l'Albien comprend de haut en bas :

- Calcaires lités noirs alternant avec des marnes (50m).

- Marnes noires (30m).

- Calcaires grumeleux jaunâtres, ferrugineux, glauconieux et phosphatés (10m).

Les affleurements d'âge Albien se trouvent sur le flanc Nord de l'anticlinal du Dj Frikta – Garnchouf.

✓ **Crétacé supérieur :**

- **Cénomaniens :**

Le cénomaniens est présent dans le secteur de Dj Frikta – Garnchouf, il constitue une grande partie du revers SE du Dj Frikta (Vila, 1980).

L'attribution d'âge Cénomaniens s'est fait principalement par la superposition au niveau marneux du Vraconien. Les fossiles sont très rares. Le seul fossile important trouvé est un fragment pyriteux d'acanthocéras vers la base de la série du Dj Frikta (SW du point coté 1138 m).

Du point de vue lithologie, la plus grande partie des dépôts attribués au Cénomaniens du Dj Frikta se compose alors de calcaires compacts, à grains fins, microbréchoïdes ou pseudoolithiques de couleurs bleu noir, gris foncé ou bien clair, et parfois de teintes brunâtres (Vila, 1980).

Outre les orbitolines et les miliolles, on trouve des huitres.

Le niveau tout à fait supérieur affleurant sur le revers S et SE du Dj Frikta est formé par des calcaires à rudistes, ou le test est ferruginisé.

L'épaisseur du Cénomaniens calcaires, à l'extrémité SW du Dj Frikta est d'environ 100m à 150m (Vila, 1980).

- **Emscheriens :**

Les dépôts attribués à l'Emscheriens affleurent sur le revers Sud du Dj Frikta – Garnchouf et au Chettaba.

La limite inférieure a été placée à la base des calcaires lités noirs à silex, qui surmontent les calcaires cénomaniens sur le revers Sud du Dj Frikta.

La limite supérieure a été située d'une façon schématique dans l'horizon marneux qui sépare les calcaires supérieures de l'Emscheriens du niveau inférieur de calcaires marneux à inocérâmes du Campanien. Cette limite est basée sur une étude paléontologique effectuée par Sigal (1952) et sur celle des inocérâmes réalisée par Voute (1967).

La base de la série est formée par un niveau des calcaires noirs bien lités alternant avec des couches marneuses. Quant à la partie supérieure de la série, elle se compose de marnes plus ou moins argileuses, alternant avec des bancs de marno-calcaires ou de calcaires marneux (Vila, 1980).

✓ **Campanien :**

L'affleurement principal des dépôts campaniens se trouve sur le flanc Nord du grand synclinal du Chettaba.

Ce sont des marnes et marnes schisteuses bleu-grise et bancs de marno-calcaire interstratifiés. Deux horizons de calcaires ou marno-calcaires à inocérâmes s'intercalent dans cette série monotone (Vila, 1980).

- **Maestrichtien (Moy-inf) :**

Les assises d'âge Maestrichtien développe un peu partout dans la moitié NE de la feuille d'Oued Athmania. Ils affleurent au niveau de la dépression du Chettaba entre Frikta et Garnchouf.

Le Maestrichtien inférieur est représenté dans le synclinal du Chettaba par une série de marnes et marnes schisteuses bleu noir, ou bleu gris de 150m d'épaisseur.

Le Maestrichtien moyen est représenté par son faciès bien connu de calcaire à inocérâmes.

Crétacé supérieur – Paléogène :

✓ **Maestrichtien – Montien :**

La série marno-schisteuse du Maestrichtien-Montien occupe une grande partie des terrains de cultures de la région d'étude. Cette série affleure au niveau de la dépression du Chettaba.

La partie inférieure correspondant au Maestrichtien supérieur est formée de marne à intercalations de bancs de calcaires marneux et de marno-calcaires à inocérâmes.

La partie supérieure est formée de marnes plus ou moins argileuses gris noir, à intercalations de quelques bancs de marno-calcaires (Vila, 1980).

Néogène :

✓ **Pliocène – Villafranchien :**

Ce sont des bancs de conglomérats rouges plus ou moins consolidés, alternant avec des marnes rouges et des brèches rouges (Vila, 1980).

Quaternaire :

Ce sont des alluvions actuelles et récentes (cailloux roulés, dépôts de limons, des conglomérats et des graviers) (Vila, 1980; Benabbas, 2006).

4. CONCLUSION

La région d'étude est caractérisée par l'empilement des unités géologiques ayant une histoire paléogéographique différentes. Ces unités formant la couverture de la plateforme néritique .On peut observer deux unités géologiques :

- Le substratum parautochtone d'âge Cénomaniens-Turonien (plateforme néritique).
- Les formations de couverture.

Ces unités ont été affectées par des phases tectoniques observées dans la région d'étude.

CHAPITRE III

FRACTURATION DES ROCHES

Les failles sont des structures géologiques rencontrées partout dans l'écorce terrestre et à toutes les échelles. Elles résultent de la déformation de la croûte terrestre. Elles sont généralement représentées par des objets plans mais en réalité elles correspondent souvent à des reflétant l'expression de des contraintes qui accommodent les mouvements de la croûte. Depuis des décennies les chercheurs ont développé plusieurs approches géologiques, géophysiques ou géochimiques pour mieux comprendre l'apparition et l'évolution des zones de failles.

Dans cette partie nous allons donner un bref aperçu sur les zones de failles tout en sachant que chaque zone de faille d'une région donnée de l'écorce terrestre possède ses propres caractéristiques tectoniques et morphologiques en fonction du contexte géotectonique dans lequel elle évolue (Khiari, 1991).

1. Classification des failles :

Les failles peuvent se classer préférentiellement en fonction du plongement du rejet principale. La figure (Fig.1) propose une classification en fonction du vecteur rejet principal et du pitch

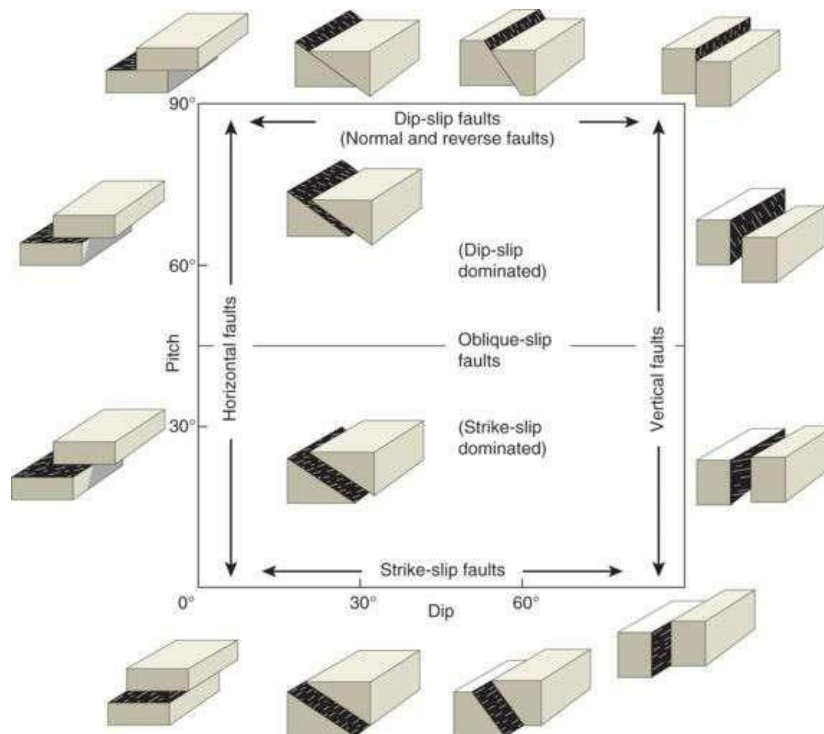


Fig.1: classification des failles basée sur le pendage du plan de faille et le pitch

(Angelier, 1994).

2. Les Zones de failles

Le terme zone de faille désigne traditionnellement une série de failles sub-parallèles ou des surfaces de glissement suffisamment proches les unes des autres pour définir une zone (Blés et Feuga, 1981). La largeur de la zone de faille dépend de l'échelle d'observation, elle varie du centimètre ou mètre sur le terrain à l'ordre du kilomètre ou plus lors de l'étude de failles à grande échelle telles que la faille de San Andreas.

La figure (Fig.2) (Wibberley, 2010) montre l'évolution, de gauche à droite, d'un réseau de failles à nucléation individuelle vers une zone de faille unique, large et complexe. La zone de faille se développe à la fois par la liaison des failles individuelles, incorporant les tranches de roche hôte entre les deux en tant que «lentilles» dans la faille qui se brisent ensuite (Yielding, 2017). Elles génèrent de nouveaux dommages autour de la faille. Quelques voies simples de piégeage et de migration des fluides sont également présentées à titre d'illustration.

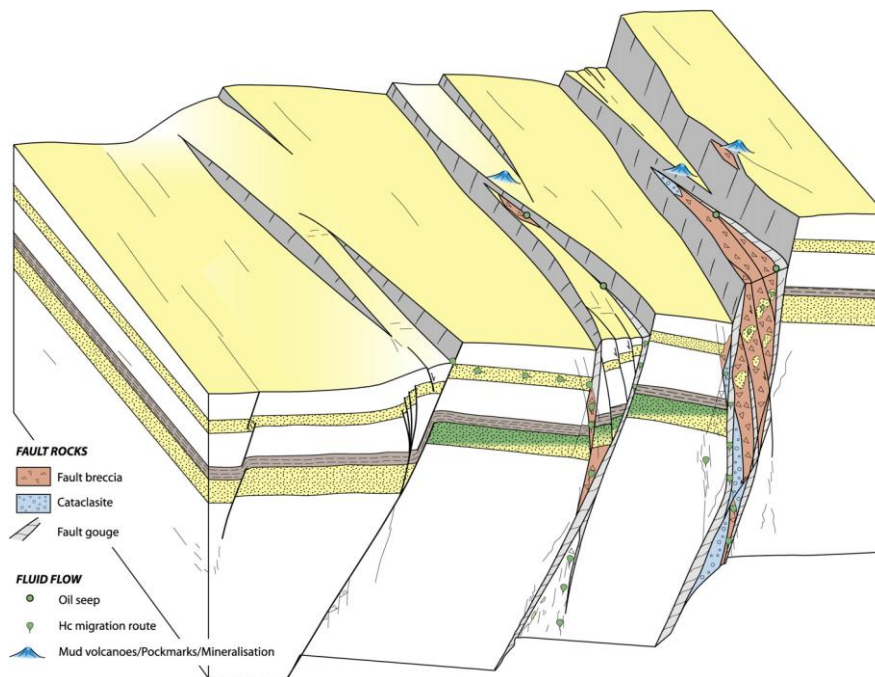


Fig.2 : Bloc diagramme montrant l'évolution, de gauche à droite, d'un réseau de failles individuelles vers une zone de failles unique, grande et complexe (Wibberley, 2010).

Les zones de failles sont connues dans les différents domaines géologiques, aussi bien dans les boucliers que dans les chaînes orogéniques. C'est le cas par exemple des grands accidents subméridionaux du Hoggar et de l'accident Est-Ouest dans le Tell (Khiari, 1991).

La zone de faille peut être simple ou complexe (**Fig.3**), autrement dit elle peut avoir un ou plusieurs noyaux (Chester & Logan, 1986). Ce processus est mieux visible dans les batholites. La largeur de la zone de dommage est définie par la densité des macros et microfractures (Johri et al., 2014a).

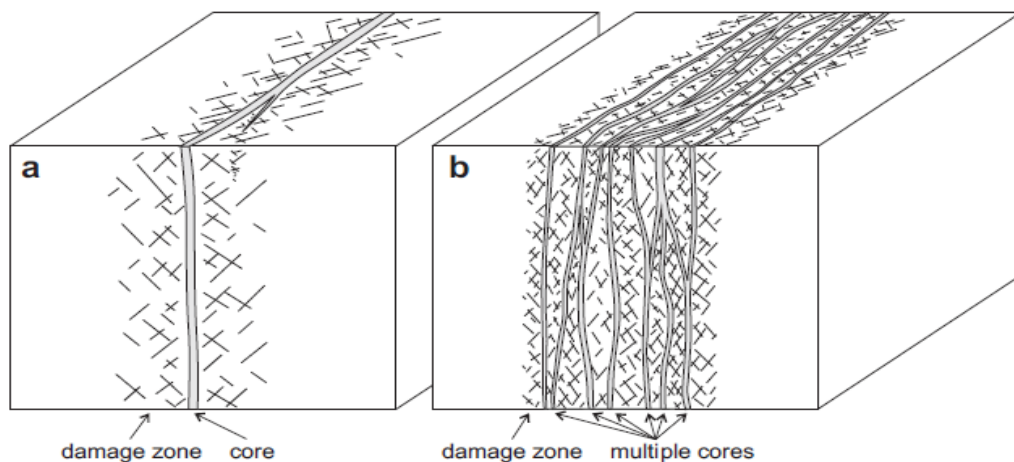


Fig.3: La structure typique de zone de faille (Chester & Logan, 1986) :

a) à un seul noyau (b) modèle à plusieurs noyaux,

3. Architecture d'une zone de faille

Dans le cas le plus simple une faille qui affecte une séquence stratifiée va, en trois dimensions, séparer chaque surface (interface stratigraphique) de sorte que deux lignes de coupure de faille apparaissent (**Fig.4**) (Moir et al. 2013). Si la faille n'est pas verticale et que le vecteur de déplacement n'est pas parallèle à la stratification, alors une carte de la surface faillée montrera un espace ouvert entre les deux lignes de coupure (Ouanaimi, 2004). La largeur de l'espace ouvert, qui n'aura pas de contours, est liée à la fois au pendage de la faille et à la séparation du pendage sur la faille (Priour, 1985). De plus, l'ouverture reflète le soulèvement (séparation horizontale) observé sur les sections verticales de la faille (Fossen, 2016)

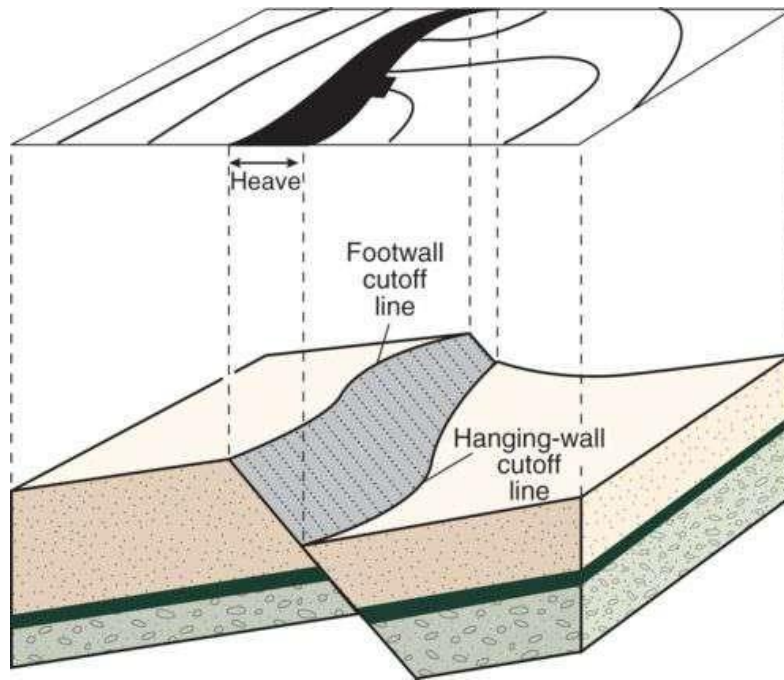


Fig.4 : La relation entre une faille unique, une surface cartographiée et ses deux lignes de coupure de faille (Fossen, 2016)

En réalité, les failles sont rarement de simples surfaces ou zones d'épaisseur constante. En fait, la plupart des failles sont des structures complexes composées d'un certain nombre d'éléments structuraux qui peuvent être difficiles à prévoir. En raison des variations d'expression le long des failles, ainsi qu'entre elles, il n'est pas facile de donner une description simple et générale d'une faille (Belousove, 1973). Dans la plupart des cas, il est logique de faire la distinction entre le noyau central de la faille ou la surface de glissement et le volume environnant de roche déformée de manière cassante, appelé zone de dommages de la faille. La figure (**Fig.5**) montre que le cœur de la faille peut varier d'une simple surface de glissement avec une zone cataclastique de moins d'un millimètre d'épaisseur à une zone intensément cisailée de plusieurs mètres de large en passant par une zone de plusieurs surfaces de glissement.

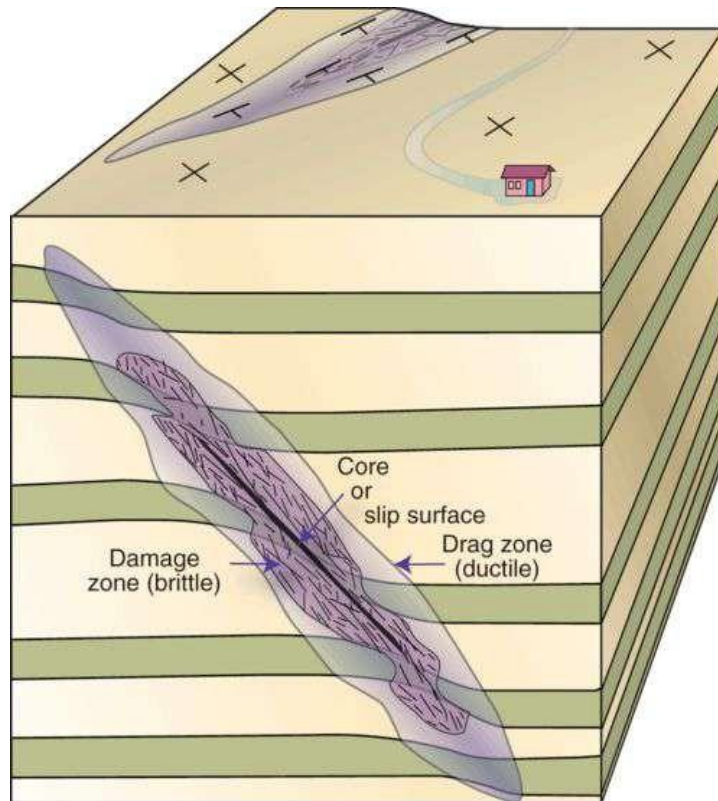


Fig.5 : Anatomie simplifiée d'une faille (Fossen, 2016).

En profondeur les zones de faille d'ampleur régionale sont complexes et sont souvent associés à des phénomènes de cisaillement.

Les failles et les zones de cisaillement sont des structures étroitement liées (Fossen H. 2016) Les zones de cisaillement représenteraient l'extension profonde des failles. Les zones de cisaillement et les failles sont toutes deux des structures de localisation des déformations, toutes deux impliquent un déplacement parallèle aux parois, et toutes deux ont tendance à s'élargir et à s'allonger au cours de l'accumulation des déplacements.

La figure (**Fig.6**) présente un modèle de propagation en profondeur d'une faille régionale

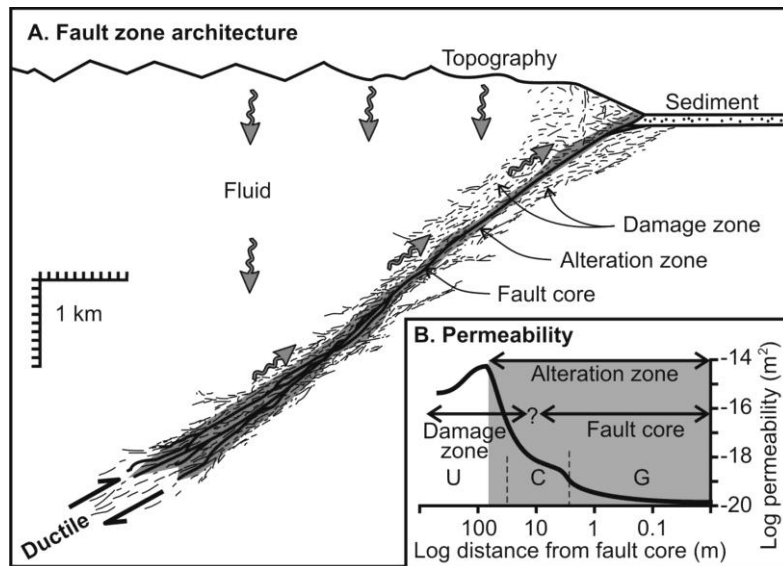


Fig.6: L'architecture de la zone de faille en profondeur (Loveless et al., 2011)

La nature de la faille, sa forme et le type de cisaillement qui l'accompagne prédéfinissent le modèle de propagation de la déformation et son ampleur. La figure (**Fig.7**) (Faulkner et al. 2010) montre les différents modes de dommages affectant les roches en fonction de la forme et du déplacement sur le plan de faille.

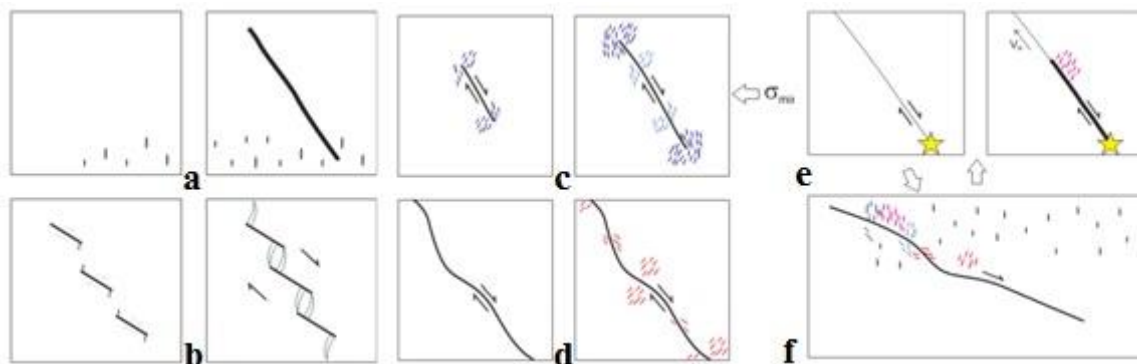


Fig.7: Les processus qui sont responsables de la création de dommages hors faille résultant de zones de dommages (Faulkner et al., 2010).

Dans la figure (7), les dommages sont représentés par des fractures de mode I entourant une faille. Les cases de gauche montrent l'état initial et les cases de droite montrent un état plus évolué.

- (a) Montre les dommages causés par la coalescence des microfractures.
- (b) montre les dommages causés par la liaison des structures

(c) montre les dommages causés par la croissance de la faille impliquant une "zone de traitement" de la croissance d'une faille impliquant une "zone de processus"

(d) montre les dommages causés par un déplacement continu sur des failles "ondulées" ;

(e) montre les dommages causés par des fractures co-sismiques, où V_r est la vitesse de rupture et (f) illustre comment une combinaison de tous ces éléments peut produire un modèle compliqué de dommages par fracture autour d'un noyau de faille.

Notez que les processus générateurs de dommages mis en évidence dans cette figure peuvent être actifs à différentes étapes de l'évolution d'une zone de faille.

4. Roches associées aux failles

Ces roches appelées cataclastiques sont un éventail de roches définies par leur texture, notamment la brèche de faille, la gouge de faille, le pseudotachylyte et les mylonites.

Le cœur de la faille peut varier d'une simple surface de glissement avec une zone cataclastique de moins d'un millimètre d'épaisseur à une zone intensément cisailée de plusieurs mètres de large où seuls des vestiges des structures rocheuses primaires sont préservés, en passant par une zone de plusieurs surfaces de glissement. Dans les roches cristallines, le cœur de la faille peut consister en une gouge de faille pratiquement non cohésive, où les minéraux argileux se sont formés au détriment du feldspath et d'autres minéraux primaires. Dans d'autres cas, des cataclasites dures et silexées constituent le noyau de la faille, en particulier pour les failles formées dans la partie inférieure de la croûte supérieure fragile. De nombreux types de brèches, cohésives ou non, sont également présents dans les noyaux de faille. Dans des cas extrêmes, le frottement provoque la fusion locale et temporaire de roches cristallines, créant une roche de faille vitreuse appelée pseudotachylyte (Fossen, 2016). (Sibson, 1977) a proposé une classification basée sur son observation que les roches de faille cassantes sont généralement non foliées, alors que les mylonites sont bien foliées. Il a également fait une distinction entre les roches de faille cohésives et non cohésives. Cette classification est présentée dans la figure (**Fig.8**).

		Non-foliated	Foliated			
Incohesive		Fault breccia (> 30% visible fragments)				
		Fault gouge (< 30% visible fragments)	Foliated gouge			
Cohesive		Pseudotachylyte				
		Crush breccia (fragments > 5 mm)			< 10%	
		Fine crush breccia (fragments 1–5 mm)				
		Crush microbreccia (fragments < 1 mm)				
	Cataclasites Grain size reduction by cataclastic mechanisms	Protocataclasite	Mylonite series	Grain size reduction by plastic def. mechanisms	Protomylonite	10–50%
		Cataclasite			Mylonite	50–90%
		Ultracataclasite			Ultramylonite	> 90%
			Grain size increase by recrystalliz.	Blastomylonite		

Fig.8: Roches de faille (Sibson, 1977)

CHAPITRE IV

METHODOLOGIE

La recherche scientifique en géologie reste toujours tributaire des données que le géologue récupère sur le terrain. Les différentes observations, les mesures et l'échantillonnage sont les éléments de base qui vont définir la qualité des résultats qui seront obtenus. Le travail de laboratoire, de documentation et les différents outils de cartographie et d'interprétation restent des compléments nécessaires pour le traitement des données.

En fonction de la problématique posée les méthodes d'observation, de mesure et d'interprétation diffèrent. L'abondance de ressources documentaires sur les sites d'étude permet de mieux appréhender les problèmes de terrain.

Dans notre travail nous avons choisis une méthodologie basée sur les éléments suivants :

1. Sources documentaires

L'approche de travail s'est basée sur des cartes géologiques et topographiques de la région d'étude avec les échelles (1/25000, 1/50000, 1/200000). Nous avons utilisé également les photographies aériennes au 1/20000 pour suivre les indices de déformations et élaborer les cartes morphostructurales.

2. Cartographie

Une reconnaissance géologique générale a été faite pour réaliser des cartes géologiques de chaque ensemble géologique séparément.

La réalisation des cartes morphostructurales qui représentent les éléments morphologiques et structuraux de la région d'étude.

L'un des problèmes majeur de cette approche est de mettre en évidence les la nature des déformations dans la région d'étude passant par une cartographie détaillée des failles et des fractures.

2.1 Carte hypsométrique

La carte hypsométrique permet d'identifier la somme des particularités affectant la région, de comparer et de conforter ces particularités et anomalies aux données géologiques disponibles.

2.2 Coupe morpho-géologique

Dans ce travail une seule coupe longitudinale a été réalisée au niveau de Djebel Felten et le fossé d'Ain Smara à partir d'une carte topographique au 1/50000 et un fond géologique.

3. Apport de la télédétection

La télédétection est considérée comme un outil précieux pour différencier entre les natures lithologiques de terrain et les indices des gisements de minéraux. Elle permet, à la différence des cartes et photographies aériennes de travailler en même temps au niveau d'un site et de toute une région. Ceci dépendra bien évidemment de l'échelle de résolution de l'image satellite.

3.1. L'exploitation de l'image satellite

L'image satellite peut donner un excellent aperçu morphologique et structural sur la région d'étude. L'interprétation de l'image satellite permet de se faire une idée sur :

- l'existence des linéaments dans la région d'étude
- les réseaux de faille et leurs répartitions et orientations, les familles de failles majeures et mineures.
- la présence de la minéralisation dans les failles ou bien comme affleurement.
- le type de l'accident que se soit (faille normale, inverse ou bien décrochement).

3.2. L'Analyse linéamentaire

Le processus de l'analyse de l'image satellitaire préliminaire Landsat OLI8 passe par plusieurs étapes afin d'obtenir l'image sur laquelle on applique des équations sur le programme ENVI ou bien Geomatica ou ArcGis. La variation des bandes peut nous donner une idée sur les anomalies spectrales ou spatiales qui existent sur la zone étudiée, que se soit les zones des linéaments ou bien des failles.

Les applications sur l'image LandSat Oli 8 peut nous aider à l'amélioration de l'image primitive par la combinaison des bandes, le rapport de ces bandes et l'analyse des composantes principales.

3.3 Résultats

Le résultat obtenu par la présente étude a été comparé à ceux d'autres données géologiques qui existent, entre autre les linéaments tectoniques et les minéralisations dans le bassin d'Ain Smara, à l'aide du logiciel ArcGis.

Nous avons comparés la densité des linéaments tectoniques avec les failles réelles, ce qui a montré leur coïncidence.

4. Acquisition des données

4.1. Mesures directes (in-situ) :

Notre travail sur terrain consiste à relever les mesures géométriques des fractures rencontrées quelques soit leur importance ainsi que les coordonnées géographique du point de mesure (X, Y et Z).

4.1.1. La Boussole :

Les mesures géométriques ont été prises à l'aide d'une boussole marque **Topo chaix** type Reconnaissance, qui a pour caractéristique d'être pourvue d'une boule stabilisante.

Ces mesures comprennent pour notre cas :

-Direction de la fracture : c'est la direction de l'horizontale du plan de la fracture.

La possibilité de faire pivoter la pinnule de la boussole autour d'un axe dirigé selon la ligne de foi de la boussole donne à l'opérateur un plan de contact parfait pouvant être appliqué sur toute couche géologique quelle que soit son inclinaison (**Fig.1**).

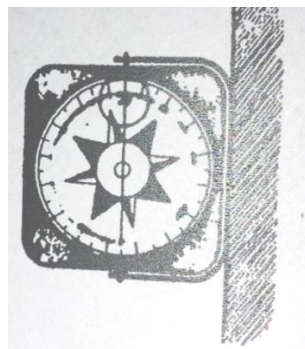


Fig.1 : Mesure de la direction

La direction de ce plan est toujours parallèle à la ligne de foi de la boussole Pour prendre la direction d'une couche, on appliquera la pinnule de la boussole, contre la couche (**Fig.2**). La liberté d'oscillation de la rose indique le plan horizontal

correspondant à la direction de la couche. Cette direction étant alors lue dans la loupe de la boussole sous la ligne de foi.

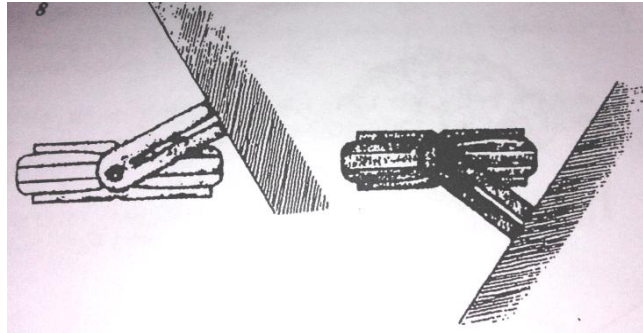


Fig.2: l'application de la pinnule de la boussole contre la couche pour prendre la direction

-Pendage de fracture : c'est l'angle entre le plan de la fracture et l'horizontale à ce plan. La pinnule étant appliquée sur le côté de la boussole, l'opérateur dispose d'une surface de contact plane pouvant être parfaitement appliquée sur toute couches géologiques, quelle que soit son inclinaison et sa position (Fig.3).

Une bille pendule détermine la verticale et indique sur le cadran le pendage de la couche.

Suivant que l'on mesure la valeur du pendage en grades ou degrés, on utilise l'une ou l'autre moitié du cadran en plaçant la pinnule sur l'une ou autre des cotés de la boussole.

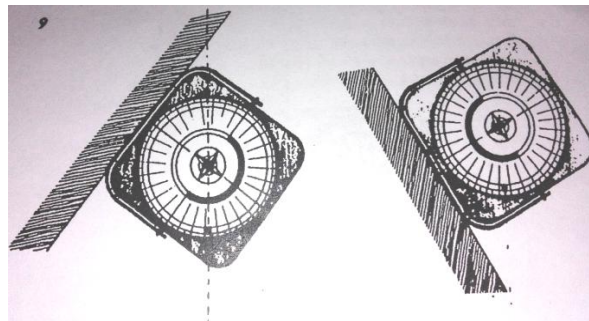


Fig.3 : Mesure du pendage à partir d'une boussole à bain d'huile

-Sens de plongement de la fracture : c'est le sens perpendiculaire à la direction du plan de la fracture dans ou contre le sens des aiguilles de la montre.



Photo.1 : La boussole Topo chaix
Reconnaissance



Photo.2 : Marteau de géologue

4.1.2. L'instrument GPS :

Les coordonnées géographiques ont été prises par le biais d'un instrument GPS marque GARMIN dont la précision de mesure avoisinait les 10 mètres en moyenne sur les crêtes bien dégagées ; par contre, elle diminuait quelque peu dans le fond de gorges resserrées.



Photo.3 : Un instrument GPS
(Marque GARMIN)



Photo.4 : La loupe

Pour lire une coordonnée géographique on procède comme suit:

Création de waypoints : les waypoints sont des positions que vous enregistrez et gardez en mémoire dans l'Oregon

Pour marquer la position actuelle en tant que waypoint :

- 1- toucher Marquer waypoint
- 2- toucher Enregistrer et modifier
- 3- toucher les l'attribut qui a déjà modifié
- 4- toucher ▼ (sauf si modifier un symbole). Modifier les autres attributs si nécessaire.

6- toucher **X** pour ignorer les modifications.



Fig.4 : Menu principal du GPS.

4.1.3 La photographie haute-résolution :

Pour les fractures relativement lointaines on a utilisé un appareil photo professionnel de marque Canon avec une grande résolution.



Photo.5 : Un appareil à photo professionnelle

5. Détermination des directions majeures avec Stereonet

Il est important d'analyser les rapports d'orientation des éléments géologiques dans l'espace, indépendamment de leur position géographique (modèle d'orientation préférentielle des couches, des fractures, ou de n'importe quel objet linéaire sur une carte pour en extraire des classes, des tendances, des relations).

Les canevas stéréographiques « Stereonet » permet d'analyser les deux variables en même temps (un objet est défini par son pendage **et** sa direction).

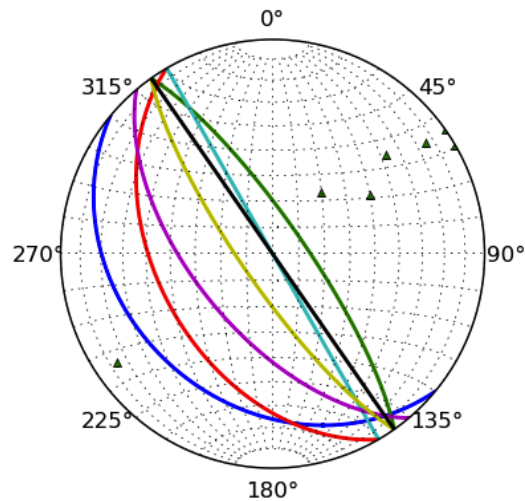


Fig.5 : Exemple d'un canevas stéréographique

Stereonet 9.5 est un programme pour Windows, appelé à l'origine "StereoWin". Le programme a été grandement amélioré, l'interface utilisateur comprend toutes les fonctionnalités scientifiques des anciennes versions, et fonctionnera très bien sur les systèmes d'exploitation modernes tels que Mac OS et Windows 7 et supérieur. Le programme a été développé par Néstor Cardozo et Richard W. Allmendinger.

5.1. Créer un nouveau set

Pour entrer de nouvelles données au programme, on utilise la commande : *New Data Set > Plans*

Stereonet supporte cinq différents types de données (*Set*) comme indiqué dans la Fig.6 (dans notre cas on a utilisé l'interprétation par plans)

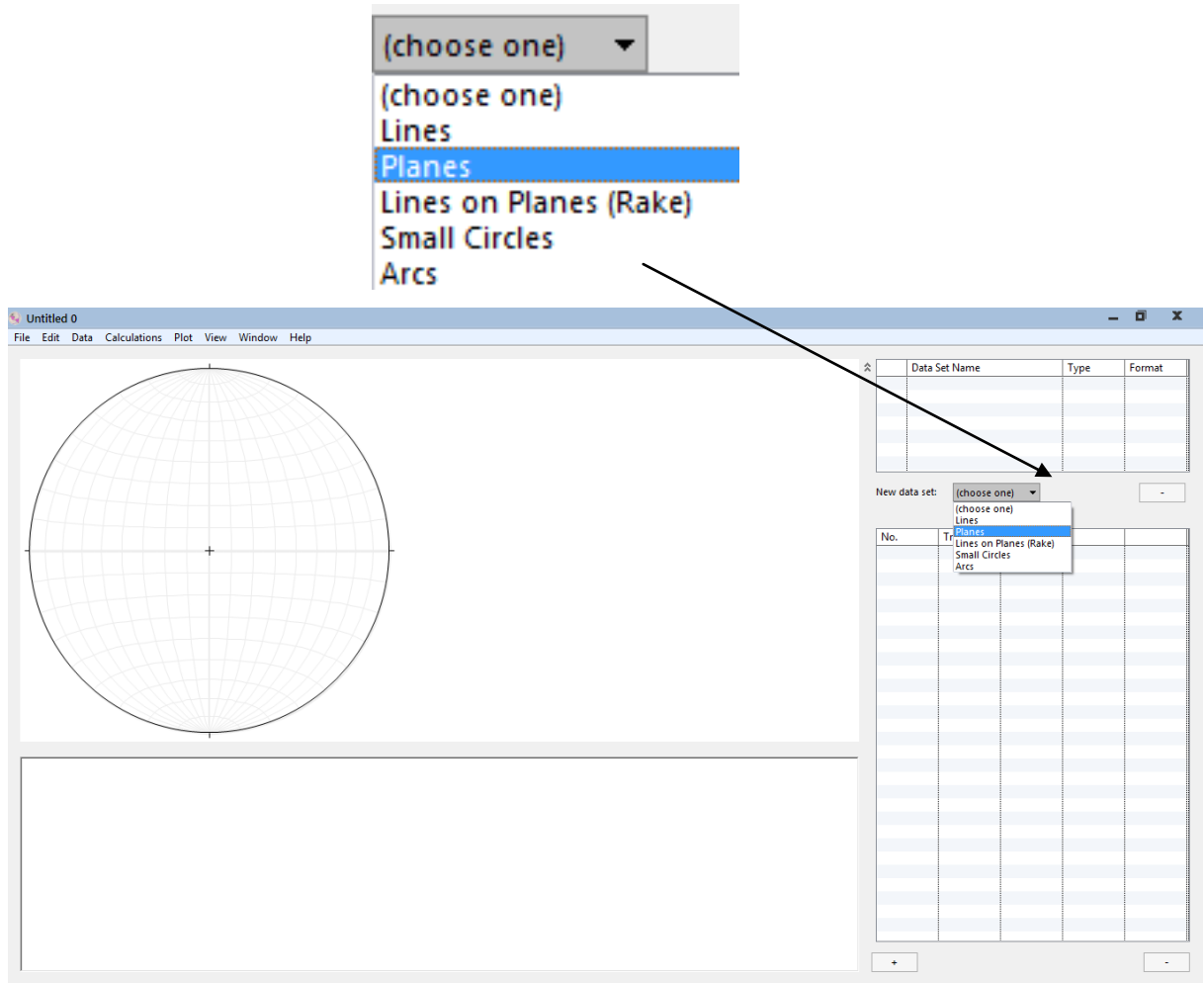


Fig.6 : Comment introduire des nouvelles données

5.2. Nommer le nouveau set

Après avoir choisi le type de donnée, on nomme le (*SET*) ; dans l'exemple de la Fig.7, le set prend le nom (Fract_1) dans le tableau supérieur.

5.4. Visualiser les plans

Au fur et mesure qu'on saisie les données, des plans se créent sur le cercle des plans. Le plan sélectionné (actif) se présente en couleur (Jaune) sur le cercle des plans.

5.5. Enregistrer des données

Une fois terminé la saisie des données on enregistre (*Save*) le travail dans un fichier de type (strnt). (**Fig.9** et **10**). On nomme notre fichier ex. Project_1.

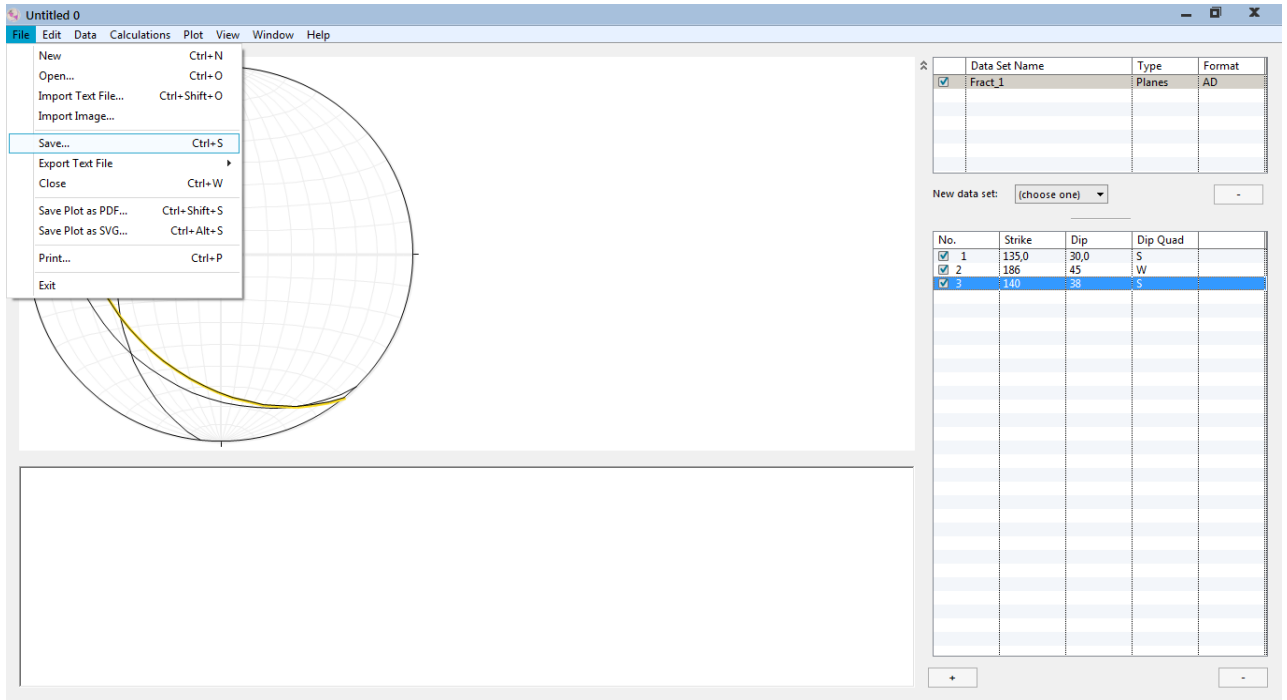


Fig.9 : Comment enregistrer les données ?.

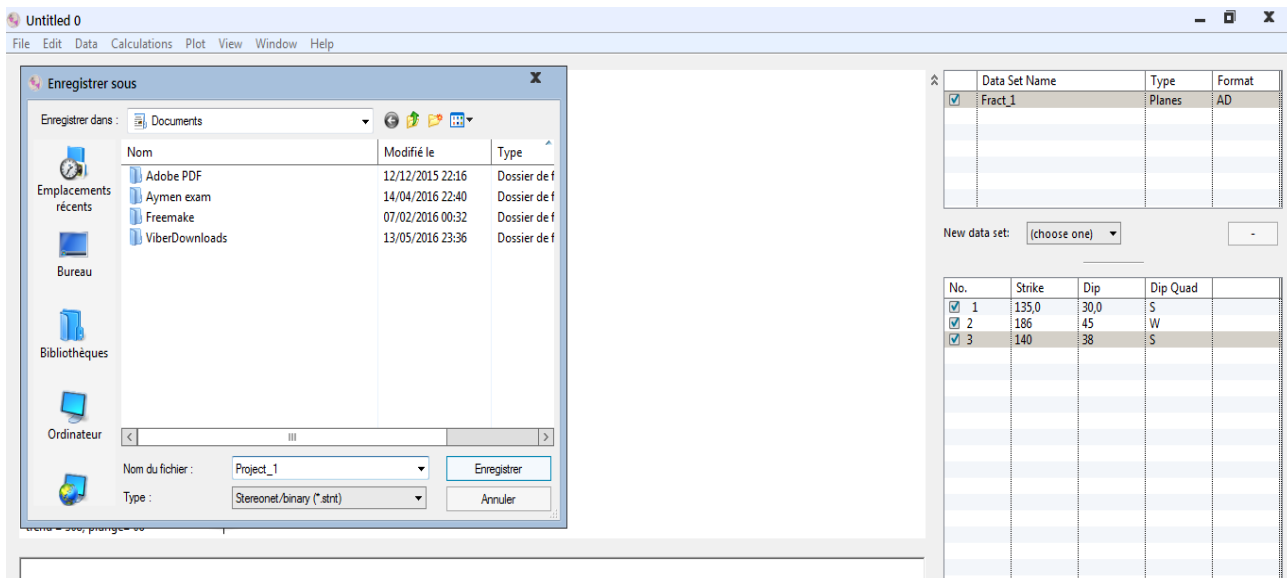


Fig.10 : Comment enregistrer les données ?

6. Méthode de cartographie de la fracturation

Les étapes suivantes décrivent la Méthode de cartographie de la fracturation dans le premier site (Djebel Felten), alors que pour le deuxième site (Djebel Ouled Sellam – Sekoum) on a procédé qu’au traçage des failles réelles.

- 1- Traçage des failles réelles sur une image satellite de la région d’étude. (On entend par faille réelle une faille dont les mesures sont prises sur terrain ou une faille localisée sur des photos prises également sur terrain)
- 2- Etablissement d’une carte interprétative des réseaux de failles. Cette carte représente le fond de la carte des failles.
- 3- Etablissement de la carte des failles: a partir de l’image satellite, les photos haute-résolution et les mesures sur site on a relevé seulement les failles qui montrent vraiment une continuité considérable.

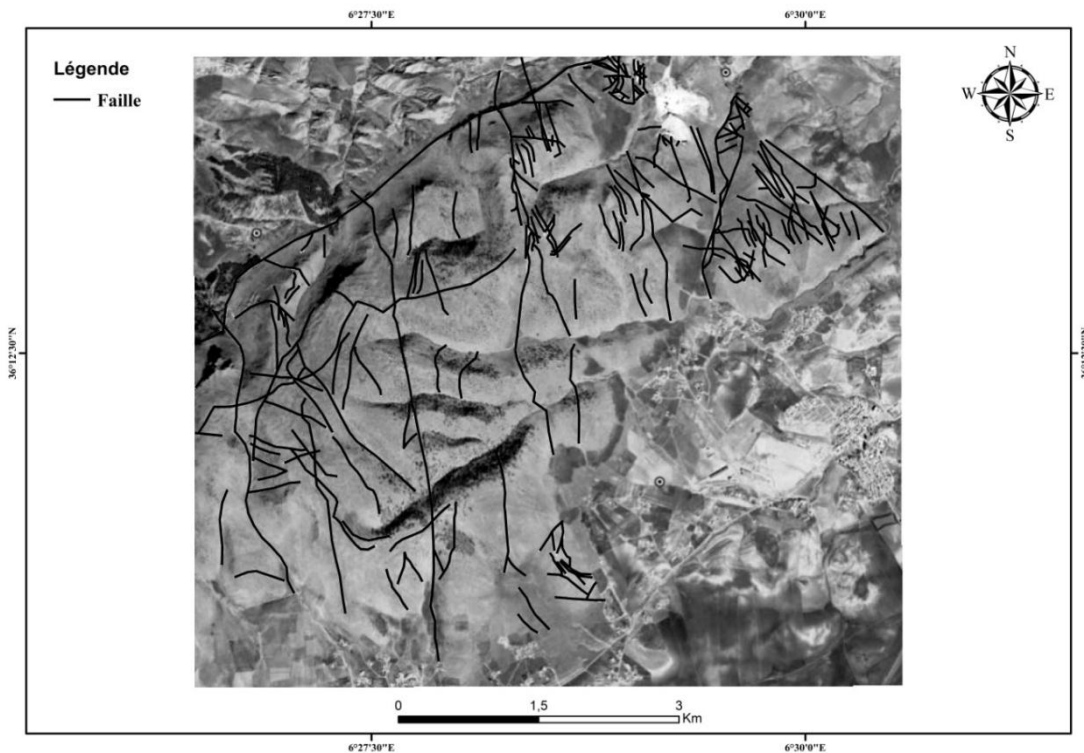


Fig.11 : Carte interprétative des failles au niveau de Djebel Felten
(Basée d'une image satellite LandSat Oli8 <https://earthexplorer.usgs.gov/>).

7. Méthode d’interprétation

L’interprétation des résultats concerne surtout la carte interprétative. C’est dans cette étape de cartographie qu’on a pu corrélérer les failles qui montrent une certaine continuité.

8. Conclusion

En fin de compte, nous pouvons dire que la méthodologie de recherche suivie, nous a donné de très bons résultats, et cela est expliqué au chapitre 5, ainsi qu'au chapitre 6, où nous avons identifié les emplacements des failles à l'aide d'images satellites. Par la suite on les a traitées à l'aide des logiciels ENVI et ArcGis. Les résultats sont ainsi présentés à l'aide du logiciel Stereonet.

CHAPITRE V

**ANALYSE
STRUCTURALE**

1. Introduction

La région d'étude fait partie de la chaîne des Maghrébides, dans les hautes plaines constantinoises. Elle est composée par plusieurs unités géologiques avec des styles tectoniques spécifiques dont (Benabbas, 2006) :

- Les unités triasiques qui affleurent au niveau du massif de Chettaba et leur bassin.
- Les massifs néritiques qui représentent la colonne vertébrale de notre travail, généralement affectés par la néotectonique, subdivisés en deux grandes entités géographiques :
 - Djebel Felten et ses environs.
 - Le Massif de Chettaba.
- Les formations post nappe : représentées sous forme d'un remplissage du bassin continental d'âge mio-plio-quaternaire.

L'étude des différentes structures géologiques et de leurs déformations nécessite l'utilisation des différentes méthodes d'analyse structurale. Dans notre cas nous nous sommes basés sur l'interprétation des données de terrain et des images satellites.

- Traitement de l'image satellite

Le traitement de l'image satellite est une nouvelle méthode interprétative utilisée pour déterminer les différentes structures géologiques. Cette méthode est basée sur la technique de filtrage (Sobel) puis sur un traitement avec le logiciel Geomatica.

L'image satellite est exploitée de la manière suivante (Sekandari et al., 2020) :

- Dans le logiciel ENVI, nous avons commencé par la réalisation de la bande Panchromatique à partir de l'image Landsat Oli8.
- Réalisation d'un filtre directionnel par ENVI.
- Fixation des paramètres de sélection et de traitement de l'image filtrée par ENVI.
- L'exportation des différentes cartes de structures géologiques et tectoniques à ArcGis.
- Le processus géospatial pour obtenir la carte synthétique des structures.
- Le Calcul des paramètres statistiques des structures.
- Etablissement des roses-diagramme.

- Travail structural de terrain :

Dans cette partie, le travail est basé sur les observations sur terrain des différentes structures géologiques et tectoniques afin de préciser leur géométrie, la réalisation des coupes géologiques et mettre en évidence les traits structuraux.

Cette étude vise à caractériser la structure géologique de chaque unité de la zone d'étude séparément.

2. Analyse morphostructurale :

L'analyse morpho structurale des images satellite couvrant toute la région d'étude (Massif de Chettaba, Djebel Felten et ses environs, le fossé d'Ain Smara), a permis de dégager les différentes structures géologiques et les traits structuraux qui délimitent ces structures ainsi que l'organisation de ces structures (**Fig.1**).

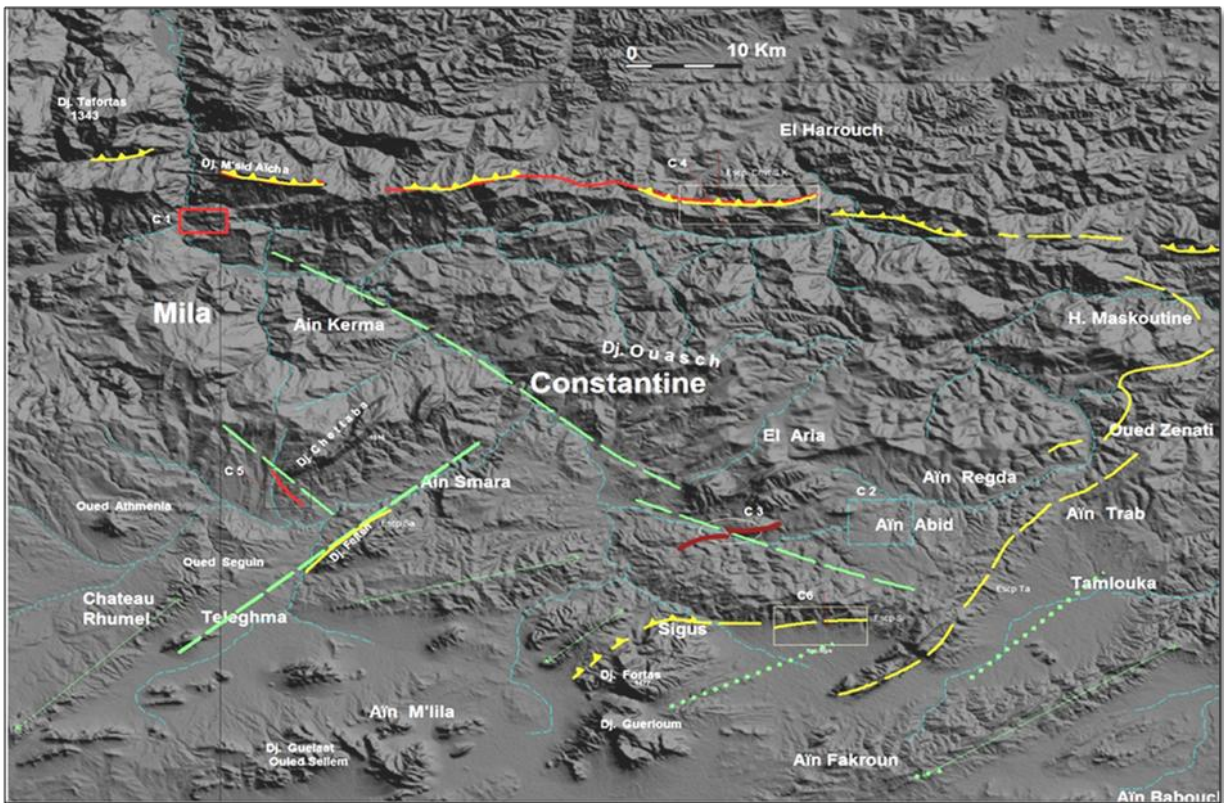


Fig.1 : Carte morphostructurale de la région de Constantine (Ourari, 2018).

2.1. L'aspect morphostructural

2.1.1. Le réseau hydrographique :

Le réseau hydrographique de la région d'étude est constitué par un réseau hydrographique dense, comme présenté dans la carte du réseau hydrographique de région d'Ain Smara (Chapitre 1, Fig.3). Les principaux oueds connus sont :

Oued Rhumel, Oued Boumerzoug, Oued Seguin

Les premières investigations que nous avons menées sur terrain, en plus de la forme générale d'orientation des grands oueds nous permettent de dire que la tectonique aurait joué un rôle important dans la formation de ces oueds. Un travail plus orienté vers cette hypothèse reste à développer.

2.1.2. Les éboulements :

Dans notre région d'étude les éboulements apparaissent aux pieds des falaises des différents massifs (Djebel Felten, Djebel Zouaoui, Djebel Frikta). En l'absence d'une pente de relief importante, le détachement des blocs serait dû à l'élargissement des diaclases et des joints de stratifications.

Ces phénomènes sont observés sur la plupart de la région d'étude, au niveau de la partie sud de Djebel Zouaoui, la terminaison Ouest de Djebel Frikta et au centre de Djebel Guarouchouf et enfin à la partie Est de Djebel Felten.

2.1.3. Les mouvements de masse :

Des glissements de terrain ont été reconnus dans la zone d'étude dans plusieurs endroits, notamment certaines formations lithologiques bien précises telles que les argiles et les marnes. Nous les avons cartographiés également dans les zones caractérisées par la présence du contexte structurale intense (des cas ont été signalés près de certaines failles et plis). On peut dire que la tectonique joue un rôle déterminant dans l'instabilité des formations quaternaires (**Fig.2**).



Fig.2 : Les mouvements des masses dans la région d'étude

(Basée sur l'image satellite LandSat Oli8 <https://earthexplorer.usgs.gov/>)

2.1.4. Le phénomène de Karstification :

Les massifs calcaires de la nappe néritique constantinoise sont fortement karstifiés. Le phénomène karstique apporte des renseignements précieux quant à l'évolution tectonique de la région d'étude (**Photo.1**), comme c'est le cas partout dans le monde. Malheureusement peu de travaux ont été consacrés à cet aspect pour notre zone d'étude.

Djebel Felten est limité dans sa partie Nord par une faille de direction NE-SW, la zone de faille présente un système de karstification dense et forme des conduites de quelques dizaines de mètres. Nous avons remarqués la présence des dolines circulaires sur les versants des plusieurs massifs tel que (Djebel Felten, Djebel Sellam, Djebel Frikta).

2.2. La caractérisation des massifs néritiques

Les observations de terrain, l'interprétation de l'image satellite et l'utilisation des travaux existants (Van De Fliert, 1955), nous ont permis d'établir une carte structurale de notre région d'étude. C'est ainsi que nous pouvons mieux voir les structures majeures et leur

ampleur ainsi que les grands traits structuraux qui l'ont affecté (**Fig.3**). Les principales structures géologiques qui ressortent sont : Djebel Felten et ses environs, le Massif de Chettaba et le Fossé d'Ain Smara.

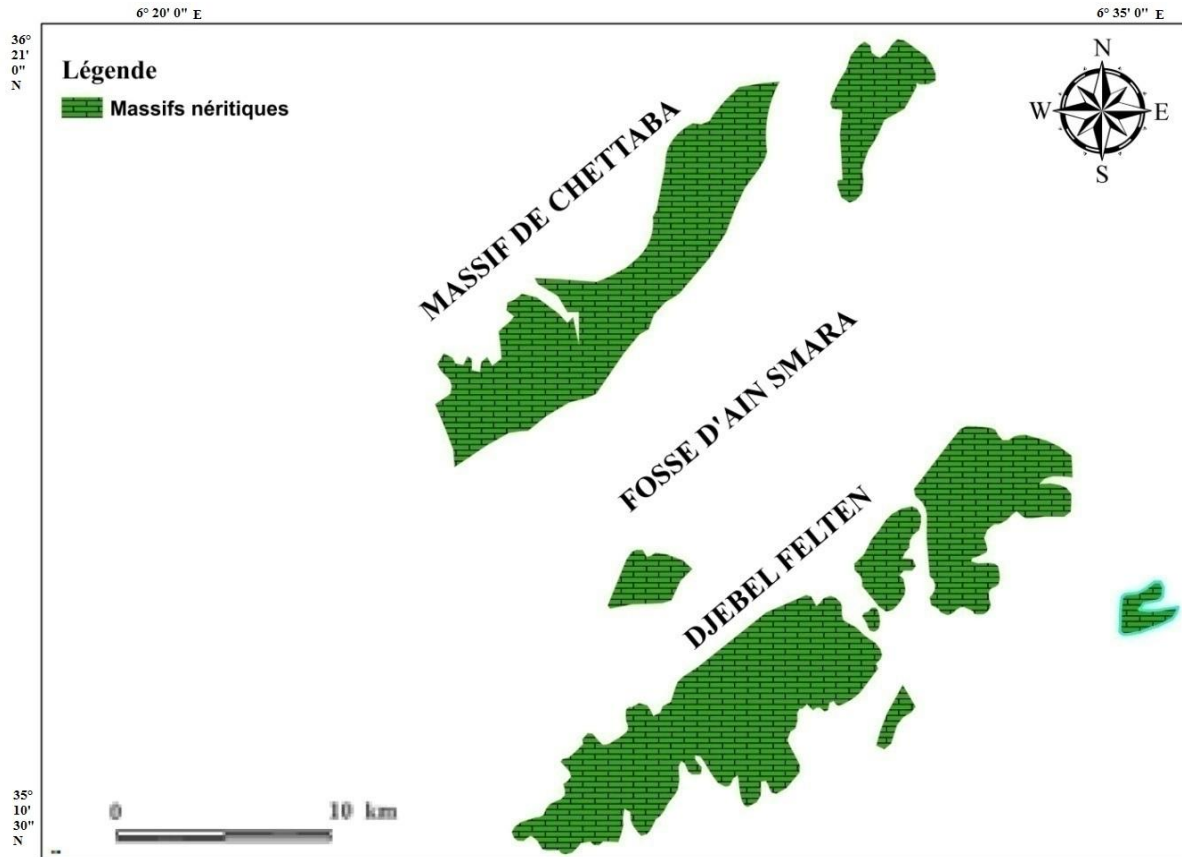


Fig. 3 : Carte des massifs néritiques de la région d'étude.

(Modifiée depuis Vila (1980)).

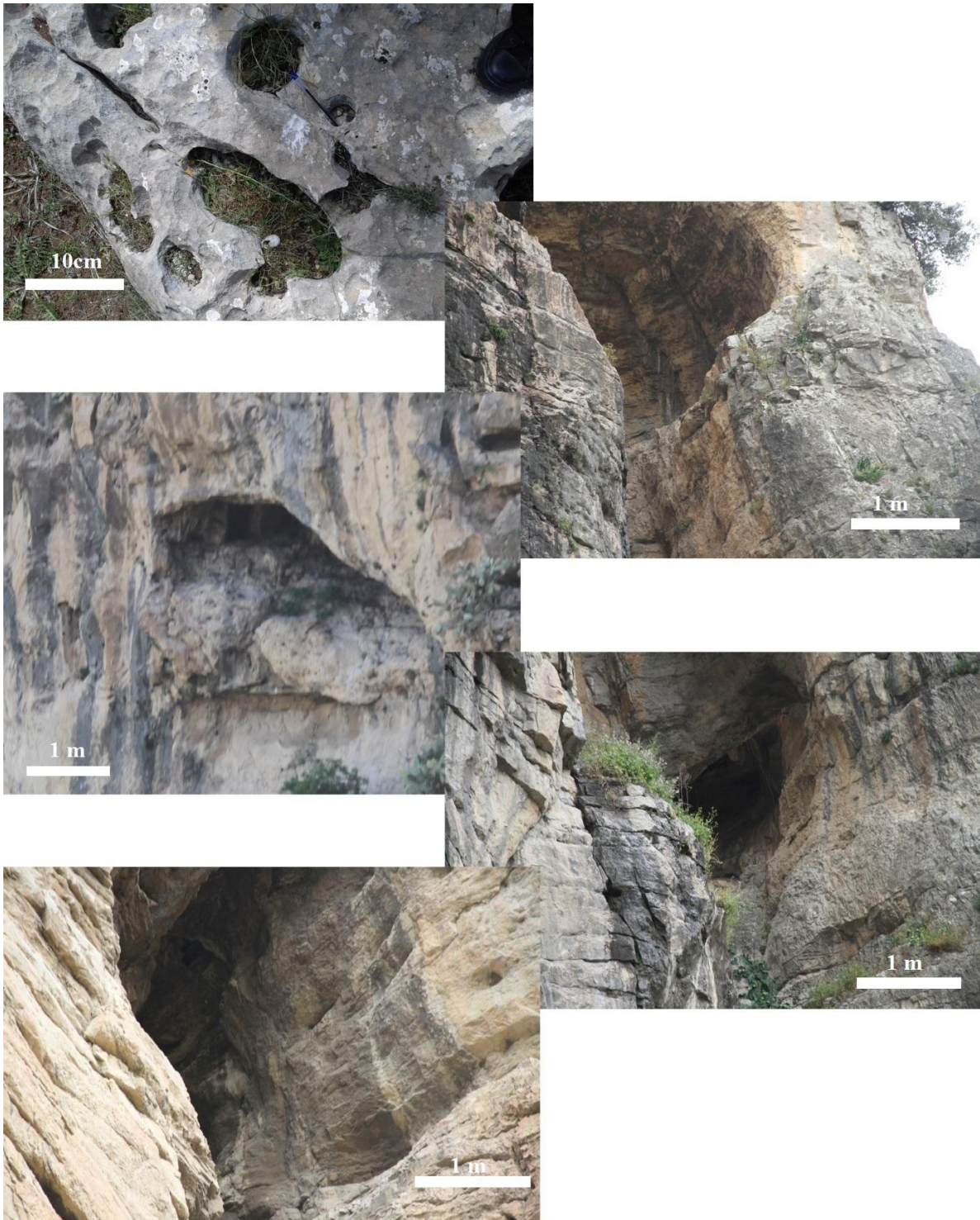


Photo.1 : Le phénomène de Karstification dans les massifs néritiques

2.2.1. Djebel Felten et ses environs

Dans son cadre structurale le massif de Felten est composé de trois ensembles avec une structure complexe :

- Djebel Ouled Sellam-Sekoum : ces massifs représentent une structure spécifique encadrée par les failles dans toutes les directions. Il est affecté par une tectonique intense de direction E-W et NW-SE (Van De Fliert, 1955).
- Djebel Bouromane : c'est l'ensemble central qui est délimité par la faille Nord-Sud de Oued Sedjar dans le coté Est et par une faille de direction N140 dans le coté Ouest de l'ensemble calcaire.
- Djebel Felten : dans sa partie Nord il délimité par une faille bordière à laquelle se trouvent associés plusieurs failles de directions (N10, N15).

2.2.2. Le Massif de Chettaba

Plusieurs études ont été réalisées sur la région de Constantine, et plus exactement sur le massif de Chettaba, mais malheureusement il y a un grand manque sur tout dans le coté interprétatif. A travers ce travail, nous cherchons à faire une étude approfondie des différentes montagnes qui composent le massif de Chettaba, et à extraire les éléments structuraux les plus importants qui ont affecté la région.

Cette étude nous a montré une spécificité structurale pour chaque Djebel formant le massif de Chettaba :

Des failles de direction NE-SW affectant le massif de Chettaba le long du coté sud, et elles apparaissent sur toutes les montagnes qui composent le massif de Chettaba, ce types de failles est responsable de la mise en place de la structure en horsts et grabens qui nous semble être bien représentée dans le constantinois.

Un effondrement localisé de direction de N15° a été cartographié entre Djebel Zouaoui et Djebel Karkra. Des autres failles de même direction ont été également cartographiées à l'Est Djebel Frikta. Ces failles sont considérées comme des structures tectoniques majeures recoupant le fossé d'Ain Smara.

2.2.3. Le Fossé d'Ain Smara

C'est une dépression située entre les deux mégastructures du néritique constantinoise, le massif de Chettaba et le Djebel de Felten. Ce fossé est occupé par un remplissage d'âge Mio-Plio-Quaternaire. Ce remplissage est formé par une série très épaisse lacustre de calcaires clairs et argiles rouges (Van De Fliert, 1955).

D'après (Y. Aris 1994) une phase distensive datée de Plio-Quaternaire est responsable de la mise en place de la plupart des fossés NE-SO, le fossé d'Ain Smara en est le meilleur exemple. Nous remarquons que certaines failles inverses NE-SO et en décrochement ce sont des marqueurs de la phase compressive N140° (Gélard, 1969).

Toutes ces observations montrent la complexité géologique et structurale de la région d'étude.

2.3. Etude tectonique

2.3.1. Djebel Felten et ses environs

2.3.1.1. Djebel Felten

Le Djebel Felten représente le massif calcaire le plus important de la région, gisant sous forme d'un monoclinal à pendage doux (**Photo.2**).

Le massif en question est limité du Côté NO et E par un système de failles subverticales dont le rejet peut atteindre quelques centaines de mètres.

Dans la partie orientale du Djebel Felten on trouve quelques failles transversales qui auraient soulevé le compartiment Ouest par rapport au compartiment Est. Une faille analogue limite les calcaires et dolomies d'âge Cénomaniens du Dj. Felten, côté Est. Elles présentent une direction sensiblement NO-SE.



Photo.2 : Escarpement de la faille d'Ain Smara visible au niveau du Djebel Felten (prise par l'auteur)

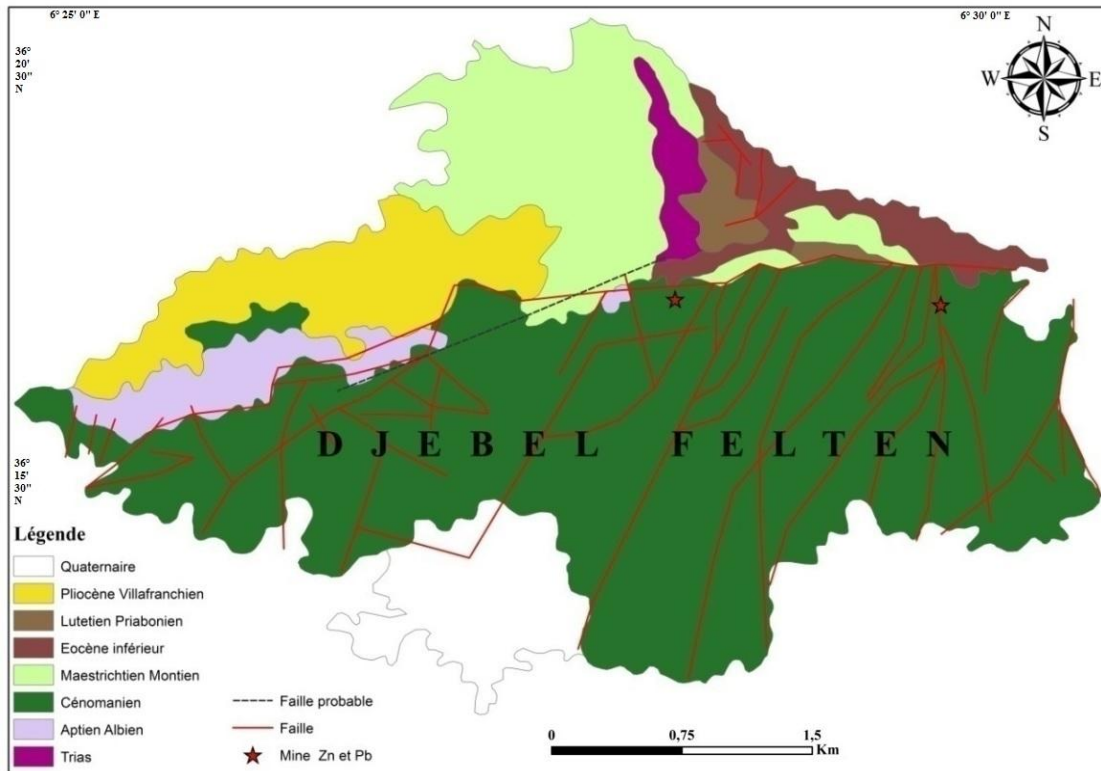


Fig. 4 : La carte géologique du massif de Felten. (Modifiée depuis Vila (1980)).

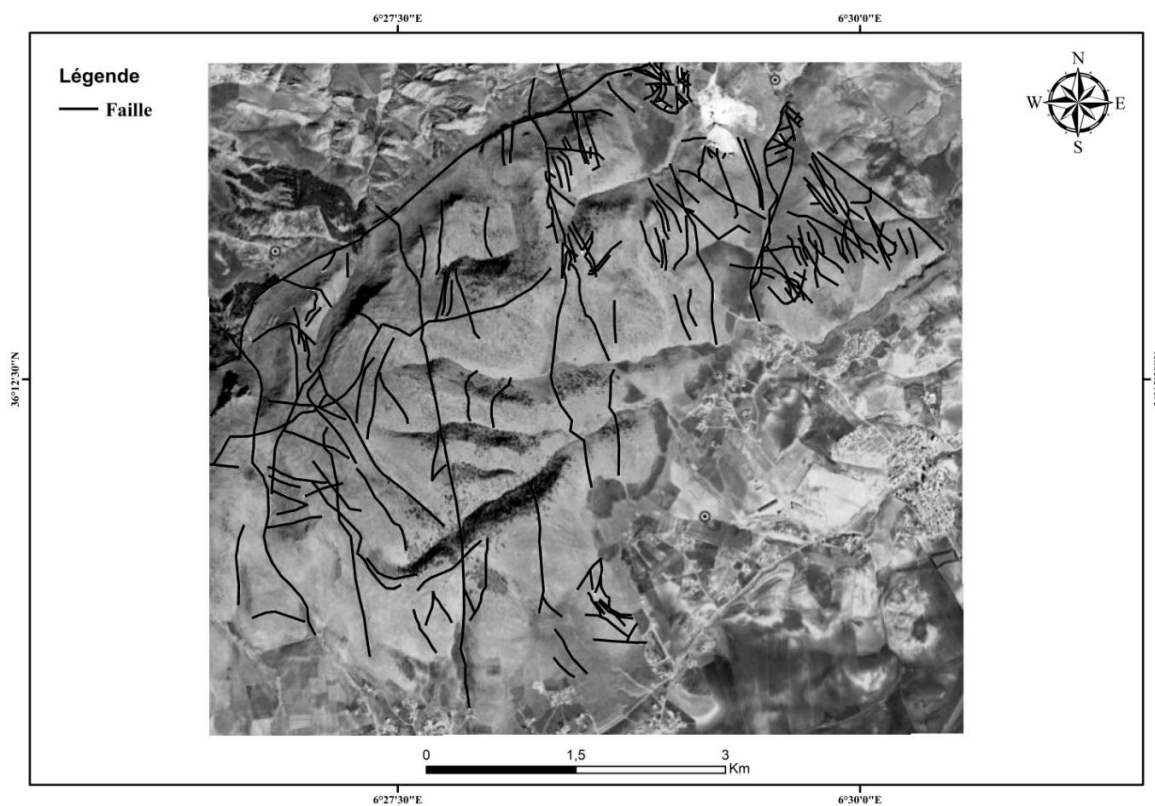


Fig. 5 : Carte des failles de Djebel Felten

(Basée sur l'image satellite LandSat Oli8 <https://earthexplorer.usgs.gov/>).

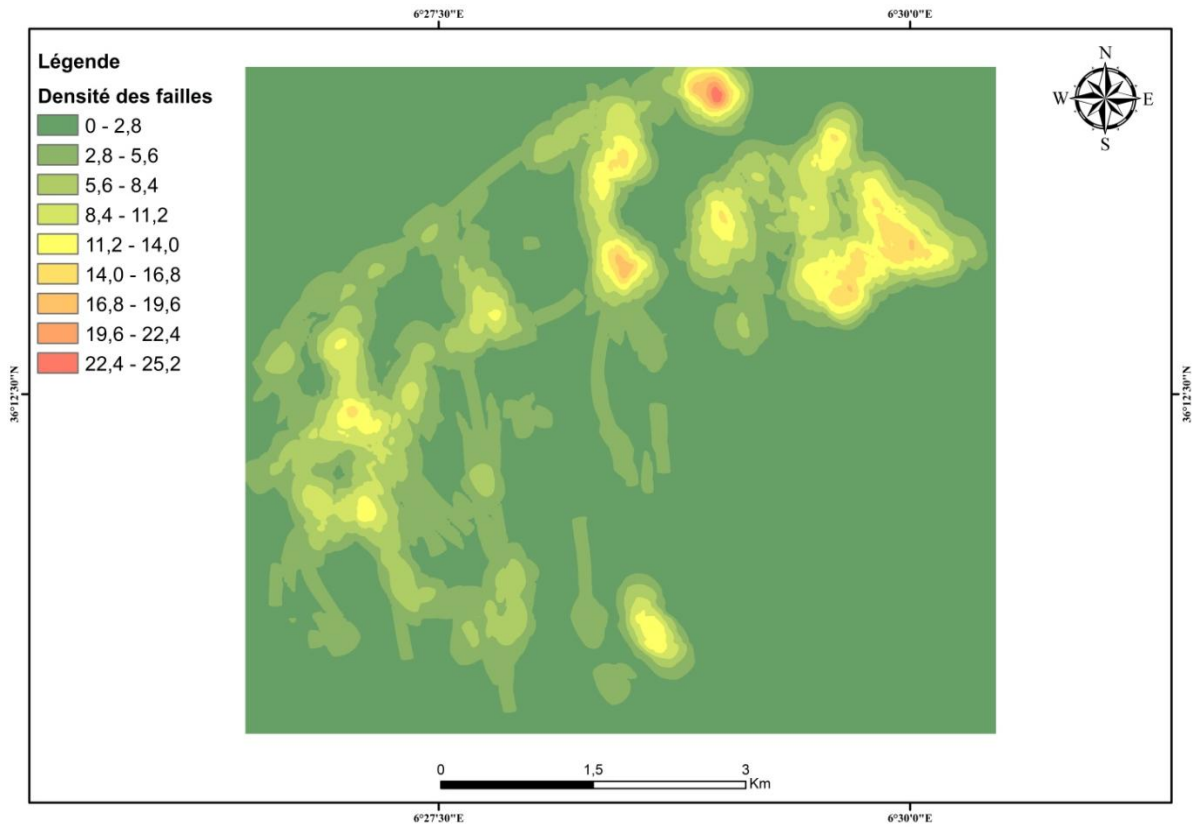


Fig. 6 : Carte de densité des failles de Djebel Felten

(Basée sur l'image satellite LandSat Oli8 <https://earthexplorer.usgs.gov/>).

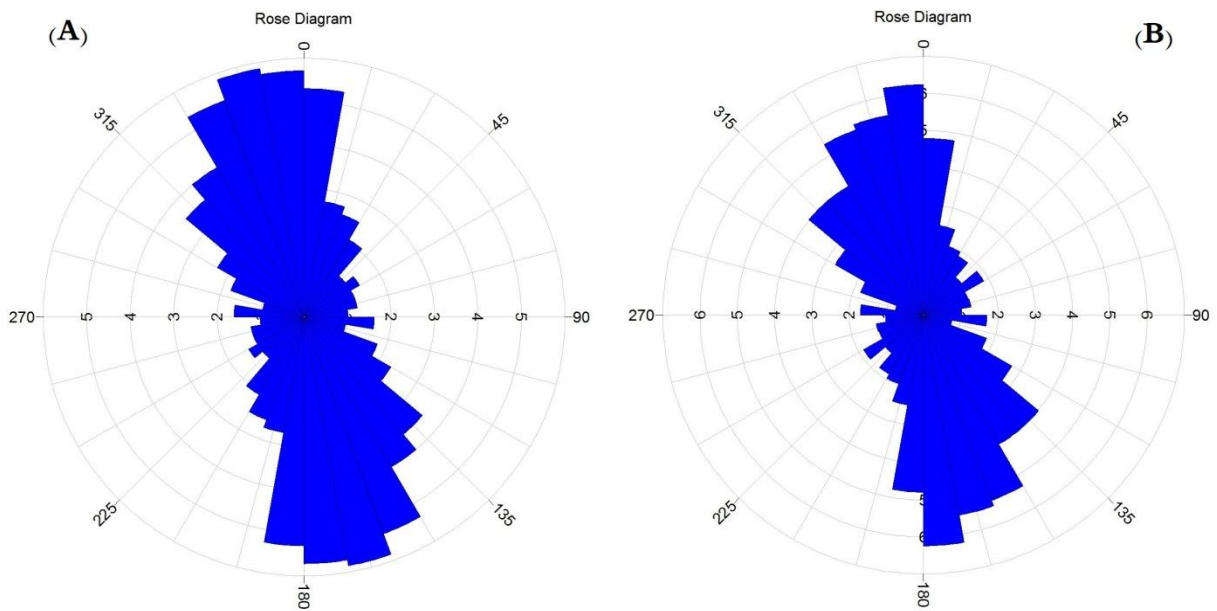


Fig.7 : Rose diagramme des failles de Djebel Felten; (A) rosace de fréquence, (B) rosace de longueur
(Réalisée par le logiciel Rockwork).

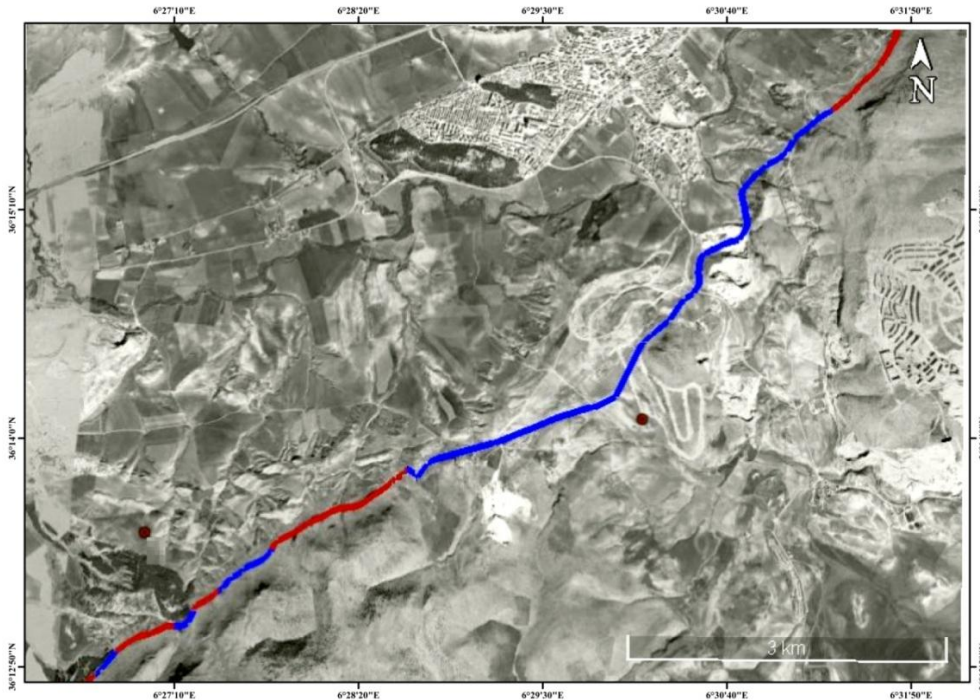


Fig. 8 : Image satellite représente la faille sismique du massif de Felten (Basée sur l’image satellite LandSat Oli8 <https://earthexplorer.usgs.gov/>)

A/ La fracturation

Le premier site :

Le premier site localisé dans le Nord-Est du Djebel Felten, les travaux ont permis de déterminer les différentes directions des failles qui existent dans ce site



Fig. 9 : La localisation du premier site d’étude au niveau de Djebel Felten (Basée sur l’image satellite LandSat Oli8 <https://earthexplorer.usgs.gov/>)

Le site des carrières de Felten situé à une altitude de 800m, les résultats de prélèvement des mesures sont mentionnés dans le tableau suivant :

Dir	Inclin	Dir	Inclin	Dir	Inclin	Dir	Inclin	Dir	Inclin
N215	60NO	N190	65ONO	N170	85OSO	N130	75SO	N135	75SO
N205	70NO	N230	70ENE	N305	80NNE	N130	75SO	N180	80O
N155	70SO	N190	80ONO	N305	80NNE	N185	80W	N325	75NE
N215	70SO	N150	70SO	N195	80ONO	N245	75NNO	N350	85E
N315	75NE	N220	70NE	N195	80ONO	N170	80WSO	N120	75SO
N145	75SO	N150	75OSO	N185	70W	N165	85OSO		
N200	65ONO	N340	85ENE	N300	85NE	N170	80OSO		
N0	90	N340	85ENE	N310	70NE	N140	80SO		
N235	35NW	N340	85ENE	N195	85WNW	N320	80SE		
N165	63SW	N150	80SW	N205	85WNW	N125	75SW		
N175	70W	N135	75ENE	N200	85WNW	N130	85SW		

Tableau. 1 : Représente les différentes failles prélevées sur terrain (Premier site)

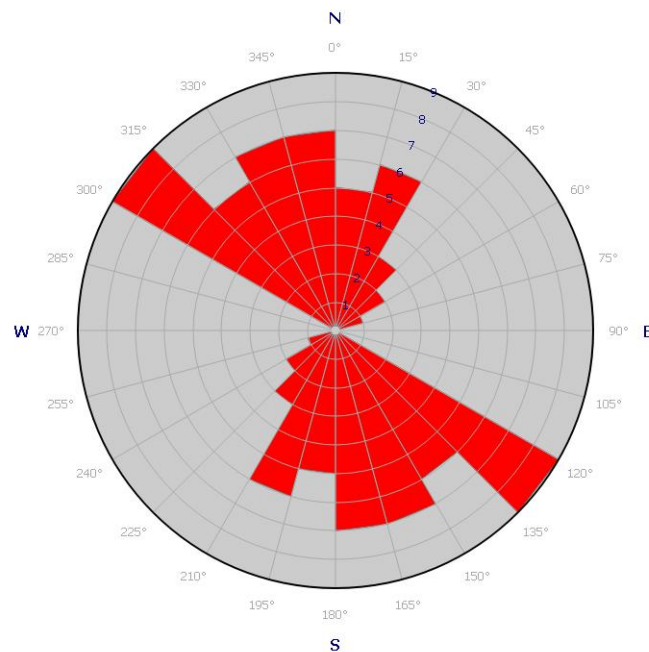


Fig. 10 : La rosace des directions majeures du premier site au niveau de Djebel Felten (réalisée par l'auteur en utilisant le logiciel Rockwork).

D'après la rosace de faille on remarque la présence du trois directions, avec une direction majeure de NO-SE.

- **Première famille** : les failles de cette famille comprises entre N300-345 et N120-165

Cette famille classée comme une famille dominante, dont la plupart des failles d'une direction NO-SE.



Photo.3 : Famille de failles de directions NO-SE au niveau de Djebel Felten

- **Deuxième famille** : les failles de cette famille sont comprises entre N15-345 et N165-195

Les failles de cette famille classées en deuxième degré par rapport au nombre de la première famille. Ce sont les responsables sur la mise en place des différentes structures de la région.



Photo.4 : Famille de failles de directions N-S au niveau de Djebel Felten

- **Troisième famille** : les failles de cette famille sont comprises entre N30-75 et N210-255

Les failles cette famille classée comme mineures.



Photo.5 : Famille de failles de directions NE-SO au niveau de Djebel Felten

Le deuxième site :



Fig.11 : La localisation du deuxième site d'étude au niveau de Djebel Felten

(Basée sur l'image satellite LandSat Oli8 <https://earthexplorer.usgs.gov/>).

Le deuxième site localisé dans le Nord-Est du Djebel Felten, au Sud-Est du premier site, les travaux dans le présent site ont permis de tirer les résultats suivants :

Dir	Inclin	Dir	Inclin	Dir	Inclin
N345	80OSO	N245	80SSE	N130	80NE
N325	80SO	N345	85OSO	N160	85ENE
N125	85NNE	N220	85SE	N160	85ENE
N125	85NNE	N140	85NE	N160	85ENE
N125	80NNE	N140	85NE	N340	80OSO
N285	85SSO	N140	85NE	N125	85NNE
N275	80SSO	N140	85NE	N130	80NE

Tableau.2 : Représente les différentes failles prélevées sur terrain (Deuxième site)

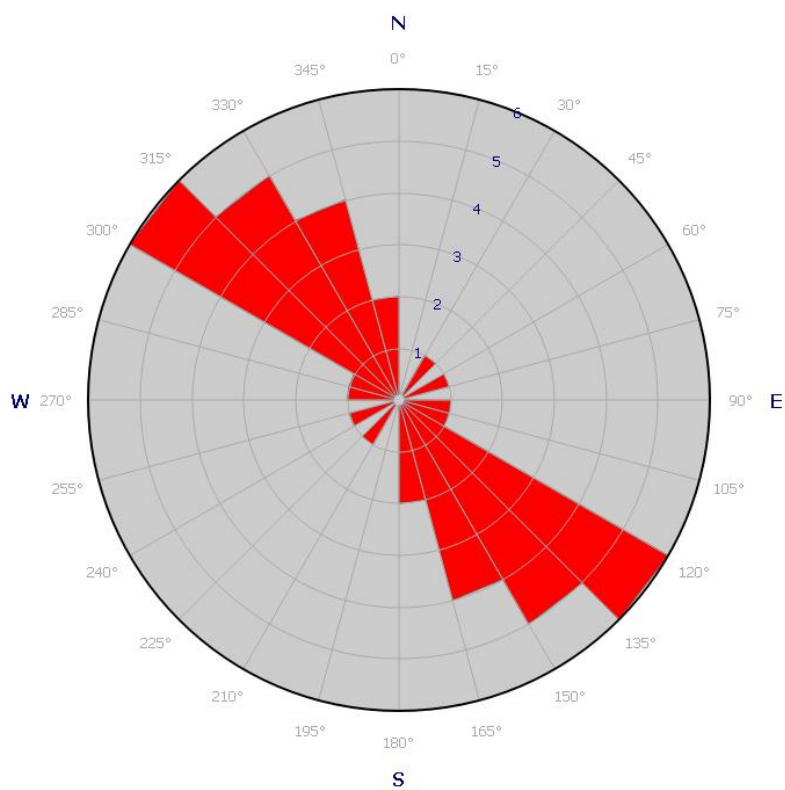


Fig.12 : La rosace des directions majeures du deuxième site au niveau de Djebel Felten
(Réalisée par le logiciel Rockwork).

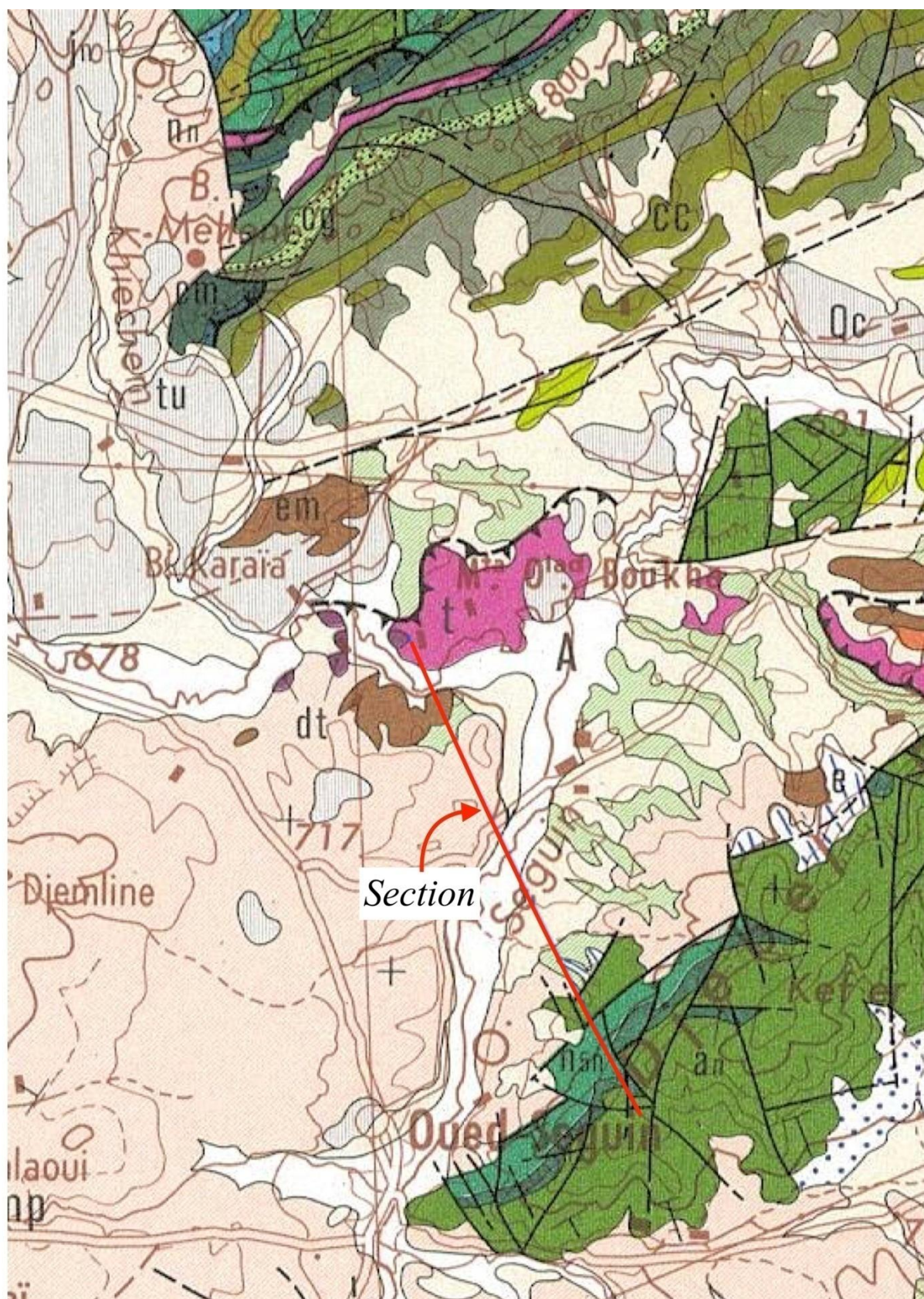


Fig.13 : Trait de coupe au niveau de Djebel Felten et le fossé d'Ain Smara

(Extrait de la carte géologique de Constantine 1/200000 (Vila, 1980))

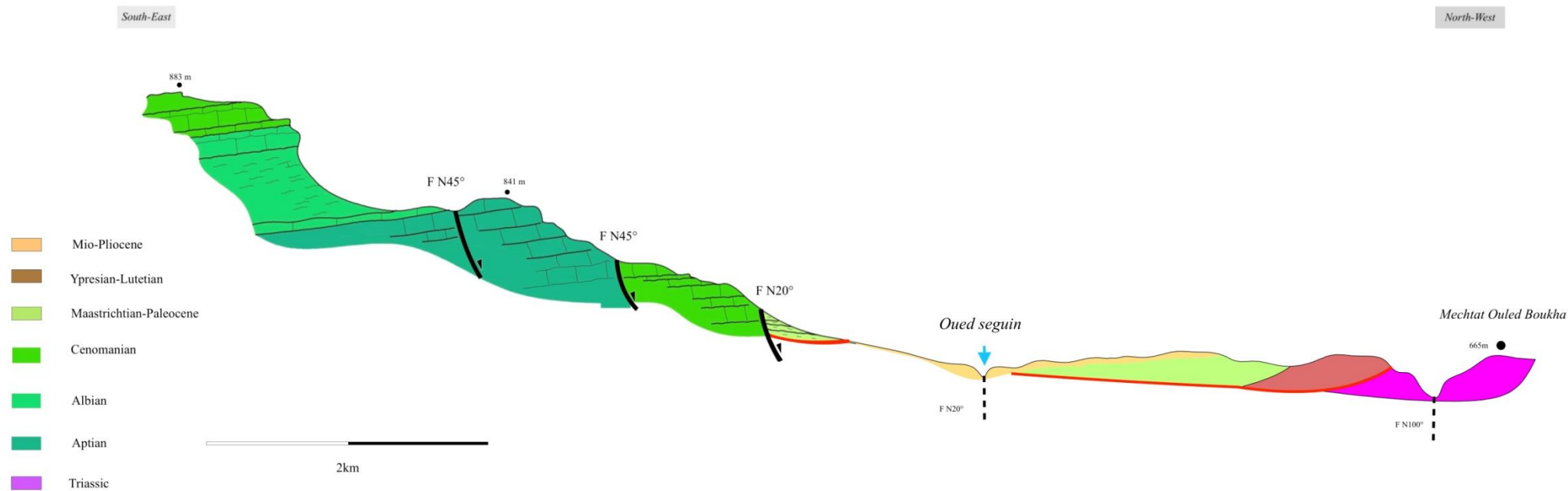


Fig.14 : Coupe géologique au niveau de Djebel Felten et le fossé d’Ain Smara (Basée sur la carte géologique de Constantine 1/200000 (Vila, 1980)).

2.3.1.2. Djebel Ouled Sellam – Sekoum

En allant plus au NE, et contrairement au Dj Felten, les failles les plus importantes à l'intérieur ou limitant le massif de Ouled Sellam, Djebel Sekoum, présentent une direction E-W et NS. Une exception importante est la faille nettement NE-SW limitant le Djebel Ouled Sellam du côté NW de la dépression du Chettaba. Les failles existant à l'intérieur de ces calcaires et dolomies sont difficilement repérables.

2.3.1.3. Djebel Sidi Bouromane

Ce massif est localisé au centre, dans la dépression qui sépare Djebel Sekoum à celle de Djebel Felten.

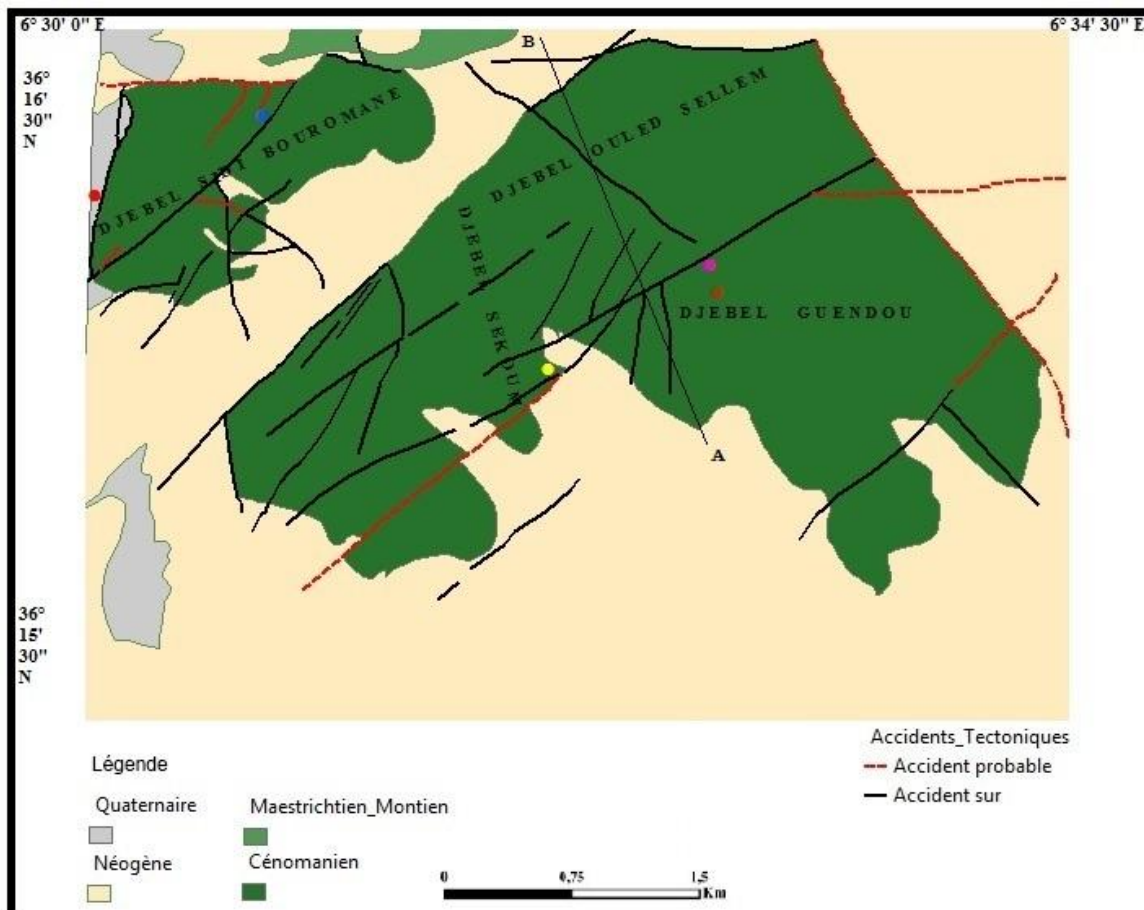


Fig.15 : Carte géologique de Djebel Ouled Sellam Sekoum et Sidi Bouromane.

(Modifiée depuis Vila (1980))



Fig.16 : Image satellite montre les failles qui existent après le travail sur terrain (Basée sur l’image satellite LandSat Oli8 <https://earthexplorer.usgs.gov/>).

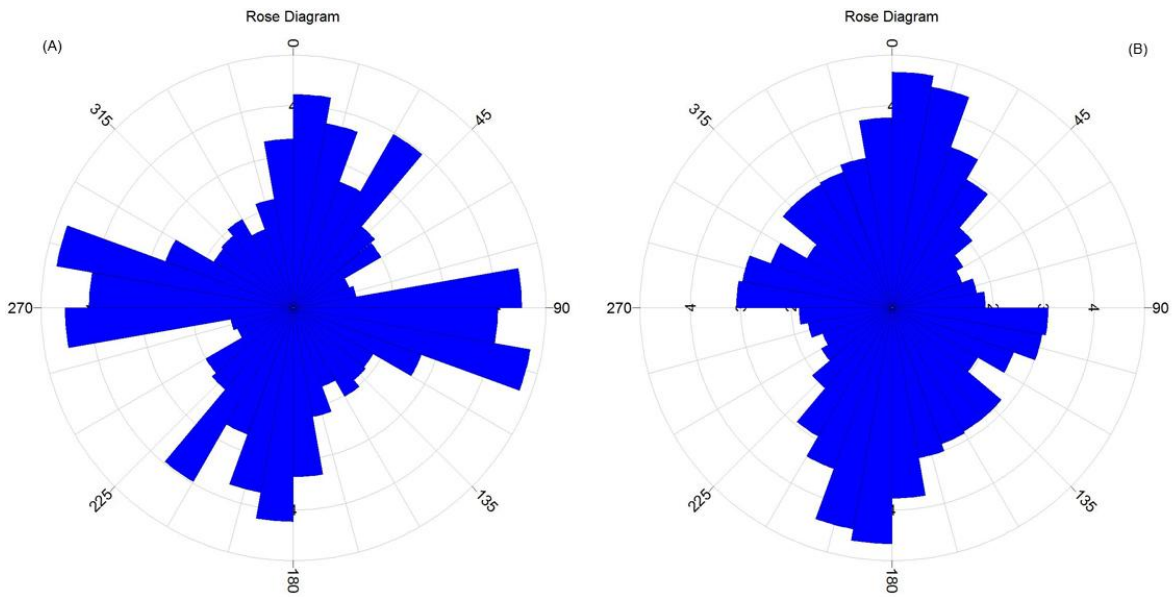


Fig.17 : Rose diagramme des failles de Djebel Sekoum-Sellam ; (A) rosace de longueur, (B) rosace de fréquence (Réalisée par le logiciel Rockwork)

A/ La fracturation

Le premier site



Fig. 18 : Localisation du premier site au niveau de Djebel Sekoum-Sellem

(Basée sur l'image satellite LandSat Oli8 <https://earthexplorer.usgs.gov/>)

Le premier site sur une altitude de 773m, dans le coté Sud-Est de Djebel Sellam dont les coordonnées de ce site sont mentionnés sur la figure qui représente la localité, on a prélevé des failles de différentes direction, ces failles représentées dans le tableau suivant :

Dir	Inclin	Dir	Inclin	Dir	Inclin	Dir	Inclin
N50	76SE	N45	85SE	N115	70SO	N0	65E
N260	87NO	N30	80ESE	N120	75SO	N105	70NNE
N45	80SE	N100	60S	N120	75SO	N95	45S
N45	85SE	N100	65S	N120	75SO	N20	70ESE
N55	60SE	N100	60S	N120	75SO	N100	65SSO
N15	85E	N35	80SE	N120	75SO	N100	65SSO
N40	85SE	N275	85N	N120	75SO	N100	65SSO
N240	87NO	N275	80N	N120	75SO	N35	70SE
N150	65SO	N0	85E	N100	62S	N280	70N
N155	67SO	N230	90NO	N100	60S	N20	70ESE
N145	75SO	N90	75S	N0	90	N330	75ENE
N315	80SE	N220	75NO	N15	70E	N35	75SE
N145	75SO	N340	80E	N130	70SO	N125	55SO
N5	75E	N45	70SE	N15	75E	N15	65O
N350	85E	N45	65SE	N20	50E	N55	80SE
N100	70S	N340	75E	N95	70S	N55	80SE
N110	66SO	N45	70SE	N230	70SE	N155	65OSO
N110	65SO	N340	70E	N230	70SE	N260	80NNO
N50	80SE	N120	75SO	N230	70SE	N330	75ENE

Tableau.3 : Représente les différentes failles prélevées au niveau de Djebel Ouled Sellam

(Premier site)

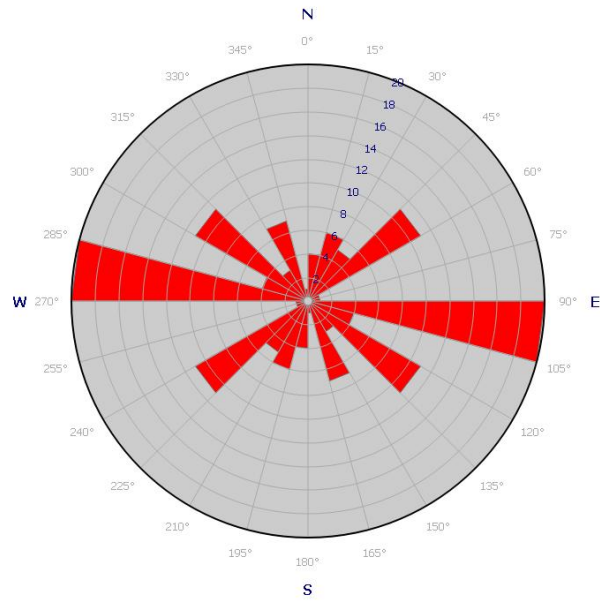


Fig.19 : La rosace des directions majeures du premier site (Réalisée par le logiciel Rockwork)

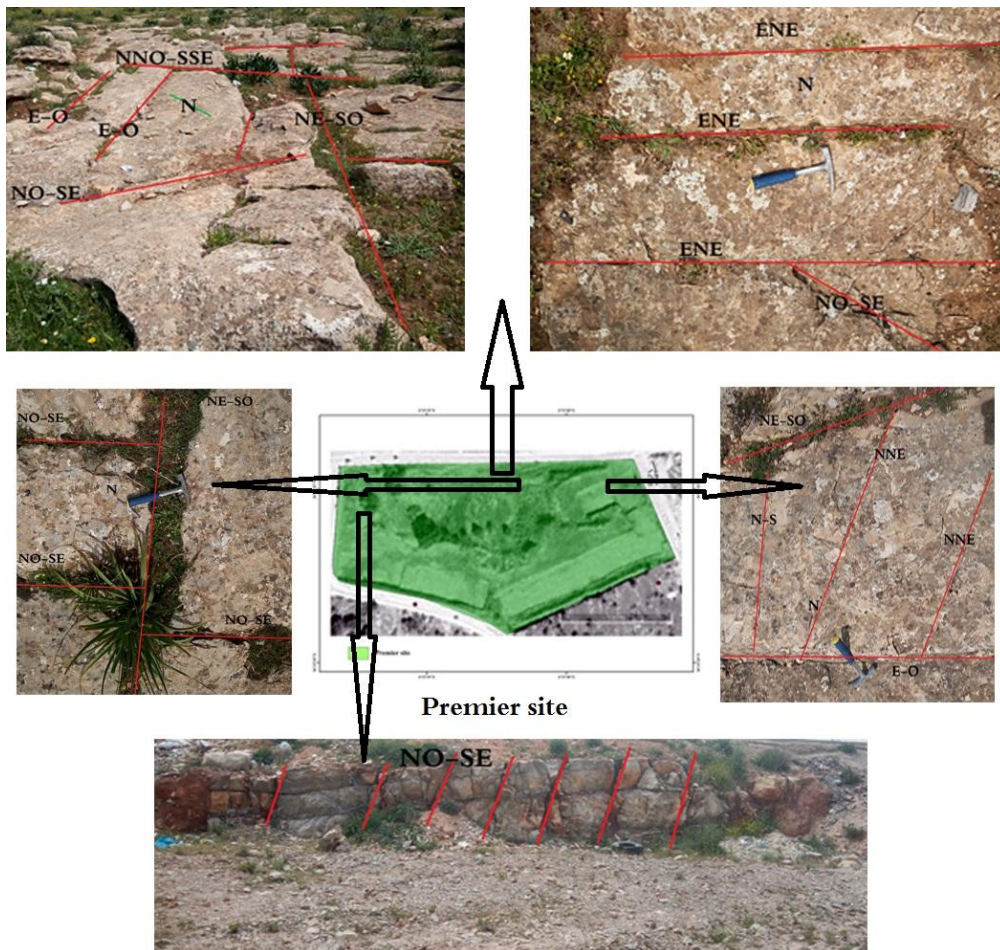


Photo.6 : Représente les failles de différentes directions qui existent sur le premier site

Les travaux de terrain sur la partie Sud-Est du Djebel Sellam, nous ont permis de tirer les trois grandes familles de failles qui existent dans ce site.

- **Première famille** : les failles de cette famille sont comprises entre N90-105 et N270-285

La plupart de ces failles ce sont des failles avec une cinématique dextre, on peut dire que cette famille est la dominante, le miroir de chaque faille présente de signes tectoniques tel que les stries et les fentes de tension.



Photo.7 : Famille de failles de directions NO-SE

- **La deuxième famille** : les failles de cette famille comprises entre N45-60 et N225-240

Ce groupe de failles occupe le deuxième ordre en termes de présence par rapport à la première famille. Généralement ces failles ont une cinématique senestre.



Photo.8 : Famille de failles de directions NE-SO

- **La troisième famille** : les failles de cette famille sont comprises entre N120-135 et N300-315. Ce groupe de failles occupe le deuxième ordre en termes de présence comme la deuxième famille. Généralement ces failles présentent un coulissage senestre.

Le reste des failles, ce sont des failles avec des directions mineures.

B/ Les microstructures :

- **Les fentes de tension** : ce site marqué par des structures variées de quelques centimètres à quelques décimètres, généralement avec un remplissage de calcite sous forme lenticulaire. La pluparts des failles de direction NO-SE sont marquées par ce type de fentes.



Photo.9 : Les fentes de tension qui marquent les fractures de direction NE-SO

- Les diaclases :

Dans ce site les diaclases possèdent une certaine spécificité car les deux directions majeures, l'une N-S et l'autre E-W. La deuxième classe est moins importante par rapport à la première. Le remplissage de ces diaclases, se fait parfois par de la calcite mais la plupart du temps par des argiles rouge qui rappellent le remplissage au niveau du bassin d'Ain Smara.

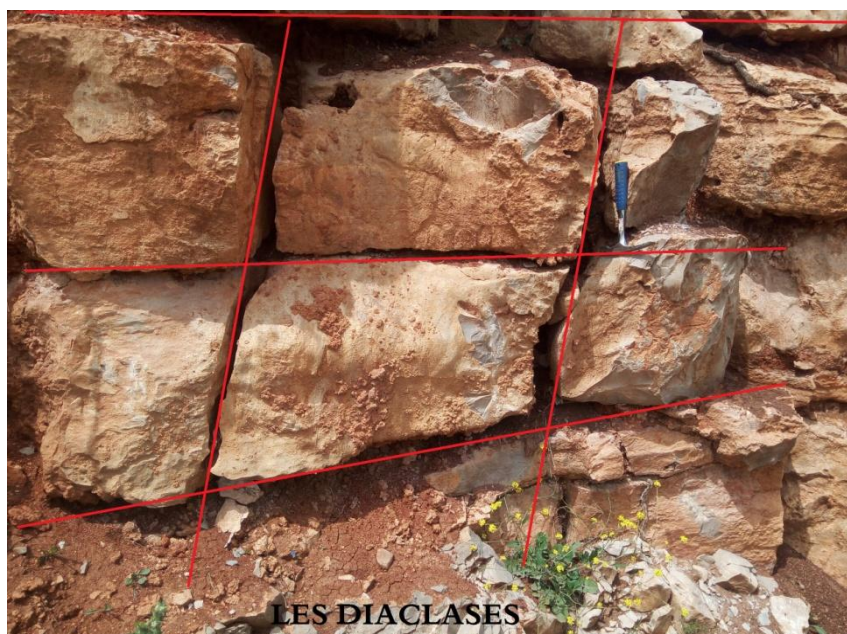


Photo.10: les diaclases du premier site

Le deuxième site



Fig. 20 : Localisation du deuxième site au niveau de Djebel Ouled Sellem-Sekoum

(Basée sur l'image satellite LandSat Oli8 <https://earthexplorer.usgs.gov/>)

Ce terrain occupe la partie Sud-Ouest du massif de Sekoum-Ouled Sellam, sur ce site on retrouve des formations du néritique constantinois dont la dolomitisation est l'aspect le plus abondant. Des failles de différentes directions affectent le site, le remplissage de ces dernières est généralement formé par des argiles rouges.

Dir	Inclin	Dir	Inclin	Dir	Inclin	N85	80S
N285	80NNE	N260	70O	N355	75E	N80	60S
N270	90NNE	N300	70NNE	N180	85O	N65	80SE
N200	70ONO	N280	80N	N325	70NE	N300	70NE
N170	70OSO	N120	65SSO	N140	85SO	N195	70ONO
N180	80O	N280	80O	N160	85OSO	N25	75E
N180	80O	N160	90OSO	N190	85ONO	N180	80W
N205	85ONO	N160	90OSO	N185	70ONO	N330	85NNO
N170	85OSO	N160	90OSO	N140	75SO	N80	80S
N270	65ONO	N160	90OSO	N185	85ONO	N275	65N
N175	75O	N160	90OSO	N140	75SO	N60	70SE
N325	60NE	N160	90OSO	N190	85ONO	N125	75SSO
N0	75E	N125	80SO	N285	75NNE		
N140	80SO	N120	75SO	N280	70NNE		
N180	70E	N135	75SO	N130	75SO		

Tableau.4 : Représente les différentes failles prélevées sur terrain au niveau de Djebel Ouled Sellem-Sekoum (Deuxième site)

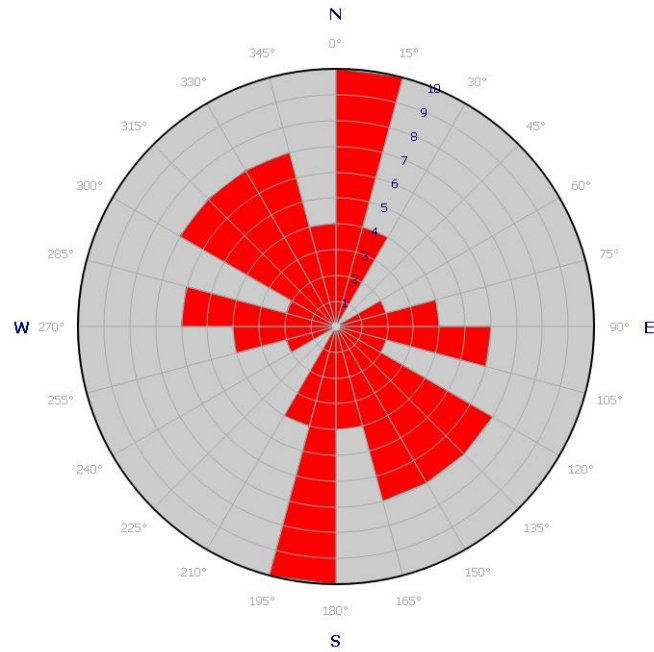


Fig.21 : La rosace des directions majeures du deuxième site (Réalisée par le logiciel Rockwork).

Les travaux de terrain sur le deuxième site montrent que les failles sont divisées en trois grandes familles.

- **Première famille** : les failles de cette famille sont comprises entre N0-15 et N180-195
Ce type de faille apparaît avec une cinématique senestre avec la présence des stries.

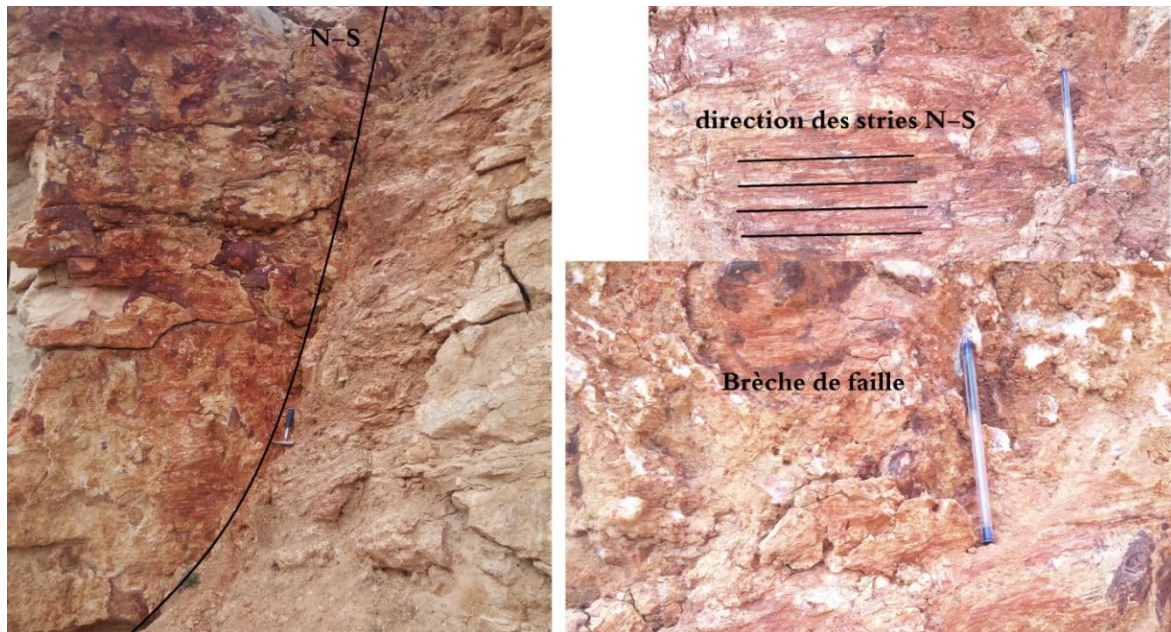


Photo.11: Famille de failles dominante avec une direction N-S

- **Deuxième famille** : les failles de cette famille sont comprises entre N300-345 et N120-165.

Ce sont des failles béantes avec un remplissage parfois de calcite et parfois d'argile rouge.

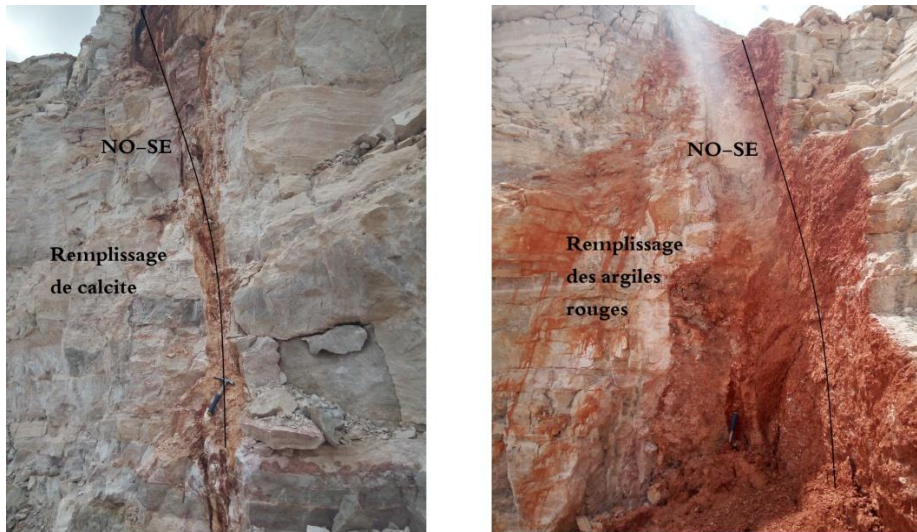


Photo.12 : Famille de failles avec une direction NO-SE

- **Troisième famille** : les failles de cette famille sont comprises entre N75-105 et N255-285

Ce sont des failles régionales la plupart du temps, et sont responsables de la mise en place des structures de la région.

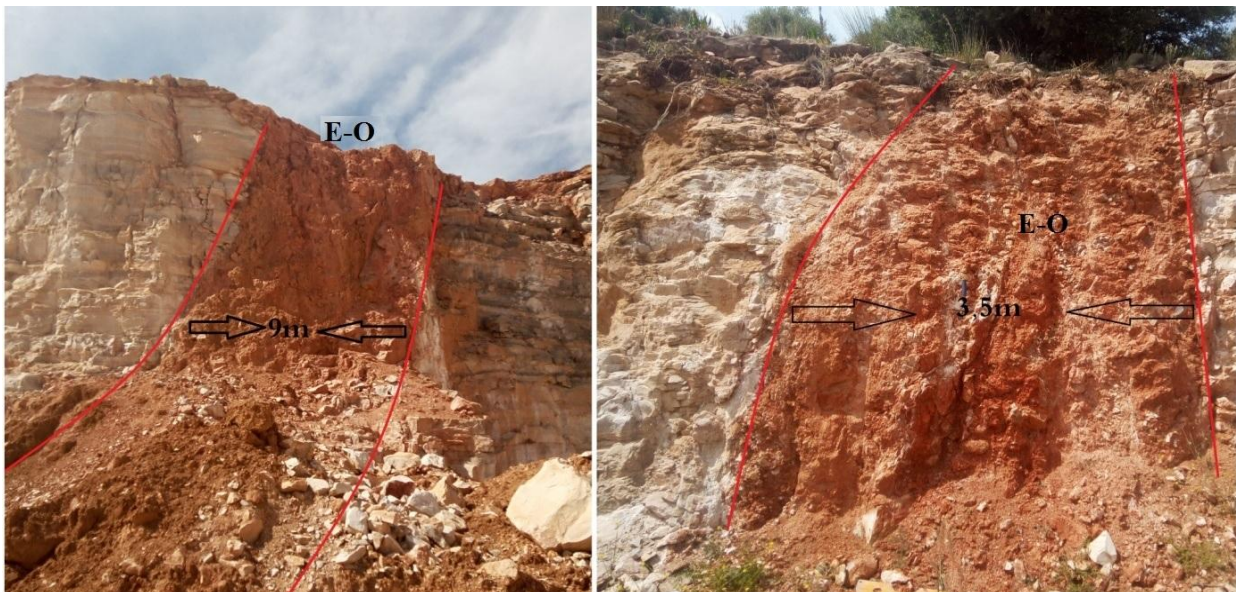


Photo.13: Famille de failles avec une direction E-O

2.3.2. Le Massif de Chettaba

2.3.2.1. Djebel Frikta

L'anticlinal de Djebel Frikta-Guarnchouf (Massif de l'Aougueb-Zouaoui) constitue l'extrémité Sud-Ouest du massif calcaire de Chettaba dont la plus grande partie s'étend au Nord-Est sur la feuille de Constantine au 1/50.000. D'après la carte géologique de Constantine, (Jacob et Ficheur, 1901), l'extrémité Nord-Est de ce massif, le Djebel Zouaoui est limité par une faille aussi bien du côté Nord-Ouest que Sud-Est et représente un horst. On peut constater d'autre part que l'extrémité Sud-Ouest du massif (Djebel Frikta), se présente comme un vrai anticlinal dont la structure a été compliquée par la présence d'un horst central assez étroit. Le caractère le plus saillant de la structure de la région est donné par des failles nombreuses qui isolent les massifs calcaires, en les faisant surgir au dessus des marnes d'âge Crétacé. Les dislocations produites par ces failles ont été accompagnées de compressions qui ont amené de la profondeur des lambeaux triasiques en le déversant sur des terrains d'âge Crétacé. Les deux chaînes principales du massif du Chettaba représentent les flancs d'un anticlinal à voûte effondrée sous le Sénonien. Dans le massif du Chettaba, des sources nombreuses jalonnent la faille occidentale du Dj Zouaoui au contact des calcaires aptiens et sénoniens.

Le Djebel Frikta constitue un anticlinal formant l'extrémité Sud-Ouest du massif calcaire du Chettaba. La structure en question a été compliquée par la présence d'un horst central assez étroit, limité au Nord-Ouest, à l'Ouest et au Sud-Est par des failles des nettes, qui amènent les calcaires d'âge Aptien en contact avec les étages supérieurs. La zone intermédiaire entre Djebel Frikta et Djebel Felten représente un grand synclinal montrant d'une façon générale, un alignement NE-SO (Synclinal de Chettaba). Le flanc Sud du horst anticlinal du Djebel Frikta ne comprend que les calcaires d'âge Cénomaniens. La position des calcaires d'âge Aptien dans le flanc Sud près de l'extrémité SO du Djebel Frikta est plus fortement renversée encore que celle du Cénomaniens et de l'Emschérien.

2.3.2.2. Djebel Karkara

Ce massif, comme la plupart des massifs calcaires, est un anticlinal avec une courbure de son axe. Les formations de ce massif, datées du Crétacé moyen à supérieur, sont encadrées par des failles très importantes. Il est à noter que les failles dans la terminaison Nord sont d'une direction NNE-SSW et dans la partie orientale NO-SE.

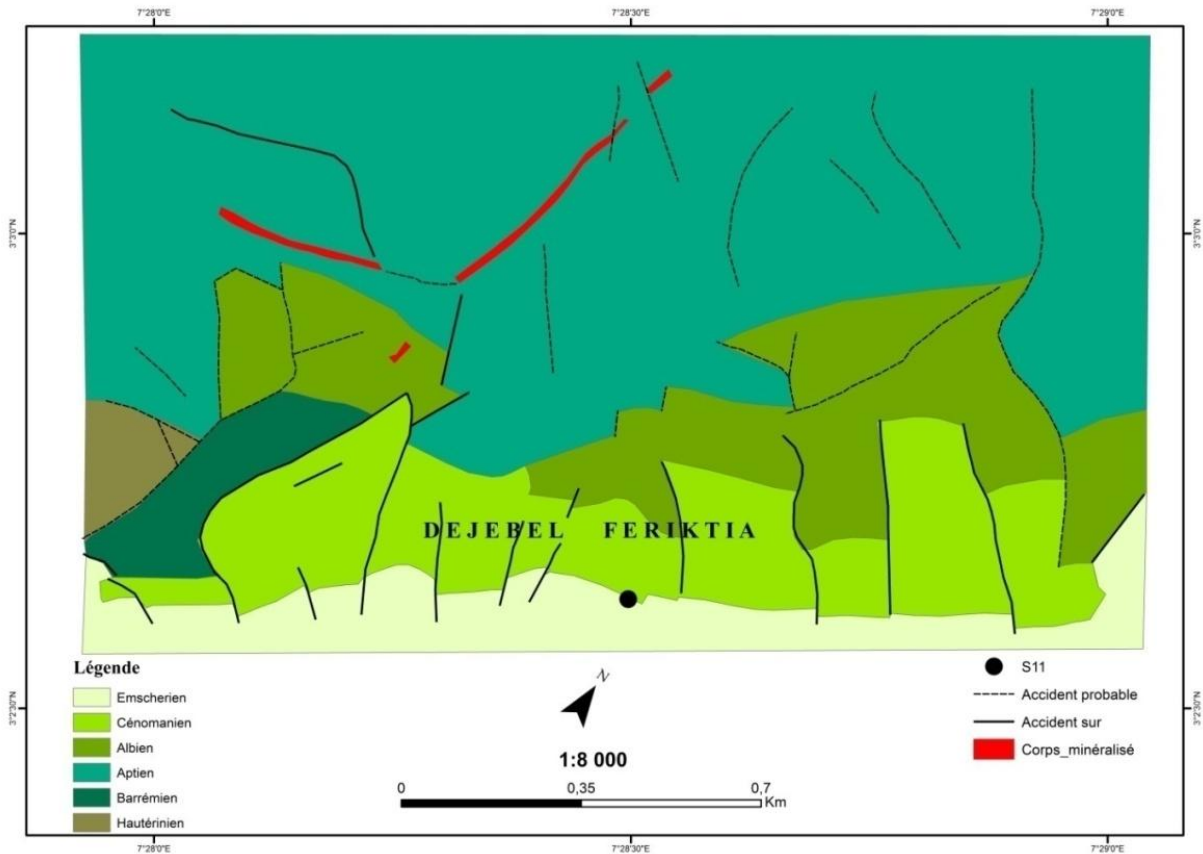


Fig.22 : La carte géologique de Djebel Frikta (Modifiée depuis Vila (1980)).

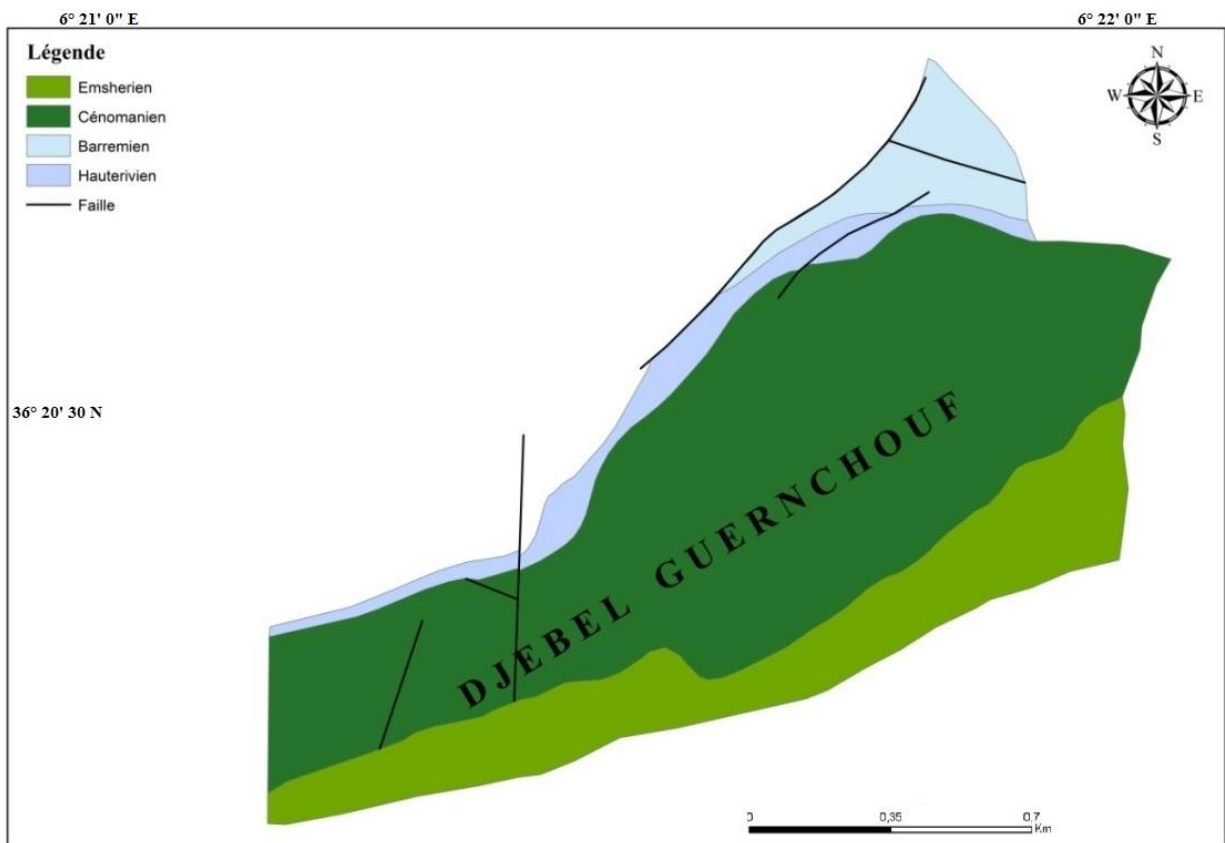


Fig.23: La carte géologique de Djebel Guernchouf (Modifiée depuis Vila (1980)).

3. Conclusion

L'analyse morphostructurale de la région d'étude basée sur le travail de terrain, l'interprétation des images satellites et la cartographie des structures géologiques nous permettent de dégager les observations suivantes:

-La présence des failles avec une cinématique décrochante explique la mise en place des différentes structures dans le bassin d'Ain Smara. Ces structures sont influencées par des failles de direction atlasique N30E.

-Djebel Felten est formé par des carbonates d'âge Crétacé. Il est affecté par plusieurs failles ouvertes normales avec un remplissage d'argiles rouges ou d'aragonite.

La densité et la géométrie des structures tectoniques dans chaque relief sont responsables de la mise en place des minéraux et favorisent la circulation des fluides.

Les massifs qui entourent le bassin d'Ain Smara sont affectés par une tectonique particulière pour chaque massif.

CHAPITRE VI

RELATION ENTRE LA FRACTURATION ET LA MINERALISATION

1. Introduction

De nos jours la télédétection multi-spectrale est devenu un outil très pratique ayant un potentiel d'applications assez large en géologie, plus particulièrement dans les zones peu étudiées ou d'accès difficile (Thomas, 1978). Plusieurs recherches ont été menées dans différentes branches de la géologie et plus particulièrement sur les altérations hydrothermales et leurs relations avec la fracturation (Ahmadirouhani et al., 2018 ; Askari et al., 2019 ; Yang et al., 2019) (Becker et al., 2011). Pour avoir des résultats fiables l'interprétation des données spatiales doit être accompagnée par des explorations de terrain et même de subsurface (Sheikhrahimi et al., 2019 ; Ahmadirouhani et al., 2018). Notre travail consistera à l'application de la télédétection à la caractérisation des zones d'altération hydrothermale et des linéaments géologiques répondus (Rajendran et Sobhi, 2018 ; Sekandari et al.2020 ; Wambo et al., 2020). Pour cela nous utiliserons l'image Landsat OLI8.

Le traitement spectral de l'image Landsat OLI8 (Operational Land Imager) avec le logiciel ENVI peut nous donner une idée sur l'existence des oxydes de fer, des sulfures, des argiles, des carbonates et des autres minéraux, (Rajendran et Sobhi, 2018 ; Sekandari et al., 2020, Wambo et al., 2020) en raison des caractéristiques d'absorption et de réflectance des roches altérées qui peuvent apparaître dans cette gamme (Khalid Hussein, 2012).

La région de Constantine globalement et le bassin d'Ain Smara spécifiquement sont caractérisés par la présence des différents types des minéraux comme le Pb le Zn, et un intense système de fractures de différentes cinématiques. L'une des failles, la faille d'Ain Smara est active. La plus part des minéraux existent dans des formations carbonatées d'âge Crétacé supérieur (Cénomaniens-Turonien), la dolomie est l'aspect le plus abondant. Ce bassin est occupé aussi par des formations continentales d'âge mio-pliocène, une majeure altération hydrothermal signalé par la présence de gisement de marbre dans le bassin d'Ain Smara plus la présence de la calcite, l'aragonite, l'hématite (Van De Fliert, 1955; Villa, 1982).

La région de Constantine est caractérisée par un climat subhumide avec des précipitations moyennes annuelles dépassant le plus souvent les 600 mm et un faible couvert végétal.

Pour extraire le maximum d'informations de l'image Landsat OLI8, plusieurs logiciels ont été utilisés tels que ENVI, Géomatica et ArcGis.

Dans cet article nous montrons une bonne corrélation entre la répartition des linéaments des failles réelles et la disposition des zones d'altérations.

2. Zone d'étude

2.1 Géologie du bassin d'Ain Smara

La région d'étude est située au Nord –Est de l'Algérie (Fig 1). Elle appartient au Tell Constantinois. Elle couvre toute la ville d'Ain Smara et ses environs proches. La zone d'étude se trouve au centre du Mole Constantinois (Chadi, 1991; Benabbas, 2006), qui fait partie de

la chaîne Alpine de l'Algérie nord orientale. Les principales formations géologiques rencontrées dans la région sont les suivantes :

- Les formations du Quaternaire : des alluvions d'oueds (limons, graviers et galets roulés), éboulis surtout développés aux bordures des reliefs (terrasses, glacis à surfaces de faibles pentes) (Aris, 1994).

- Les formations du Mio-Pliocène : Les formations du Mio-pliocène (argiles), occupent une surface importante de notre terrain d'étude (Benabbas, 2006).

- La nappe Numidienne : est composée par des formations argilo-gréseuses. Les grès sont très fracturés et de teinte claire à la cassure, bruns fauves ou violacés à la patine, ils alternent avec des niveaux argileux peu visibles et beaucoup moins épais (Bouillin, 1977).

- Formations Telliennes :

1. La formation Telliense SS : Elle se caractérise par des séries à dominantes marneuses et calcaires d'âge allant du sénonien à Lutétien (Hadjem, 2010).

2. La formation Peni-telliense : Elle est constituée par une alternance de matériaux allant du Lias jusqu'au Sénonien (Lahondere, 1987).

- La formation Néritique constantinoise : correspond à l'essentiel des reliefs calcaires de la région : le Chettaba, le Felten, Sekoum et Salem, Meimel, Frikta, Garne Chouf, Toukouia (Vila, 1980).

2.2 Minéralisations du bassin d'Ain Smara

Le plomb et le zinc sont les minéralisations les plus fréquentes de la région d'étude. Les fractures des Dj Akhal, Dj Grouz, Dj Zouaoui, Dj Frikta et Dj Garnechouf et des monts d'Ouled Sellam renferment de la smithsonite, galène, cérusite, vanadinite, hématite et calamine (Tableau 1).

L'ancien gîte du Dj. Felten est le plus important de la région d'étude. La minéralisation polymétallique est liée d'une part aux phénomènes tectoniques et d'autres parts aux cavités de dissolution dans les calcaires (Fig 2). L'aspect vacuolaire n'est pas limité aux roches encaissantes, mais s'observe également dans la minéralisation (Djebbar et al., 2004). Le minerai est constitué de galène, d'oxydes de fer et de calamine. La galène est argentifère. La minéralisation est représentée par des carbonates de Pb et Zn et de calcaire avec de l'argent de 100 à 150 g/t dans le concentré de plomb (Rouni et al., 2017). Toujours dans le champ minier du Dj Chettaba, l'ancien gîte de Pb-Zn situé sur la pente Ouest du Dj Frikta est constitué par remplissage d'une ou plusieurs fractures affectant les calcaires d'âge Aptien qui forment la masse principale du secteur en question.

Il existe d'autres indices dans le champ minier du Dj. Chettaba, encaissés dans les calcaires du Crétacé inférieur. Ils sont représentés par des corps filoniens minéralisés en galène et

smithsonite à calamine (Benlamari, 2015). L'épaisseur de ces corps filoniens ne dépasse pas 1.0 m. Parmi ces indices on note ceux de Dj. Akhal, Oued Koton, Beni Ziad, El Madjen, Kef Madjen et Dj Garnechouf.

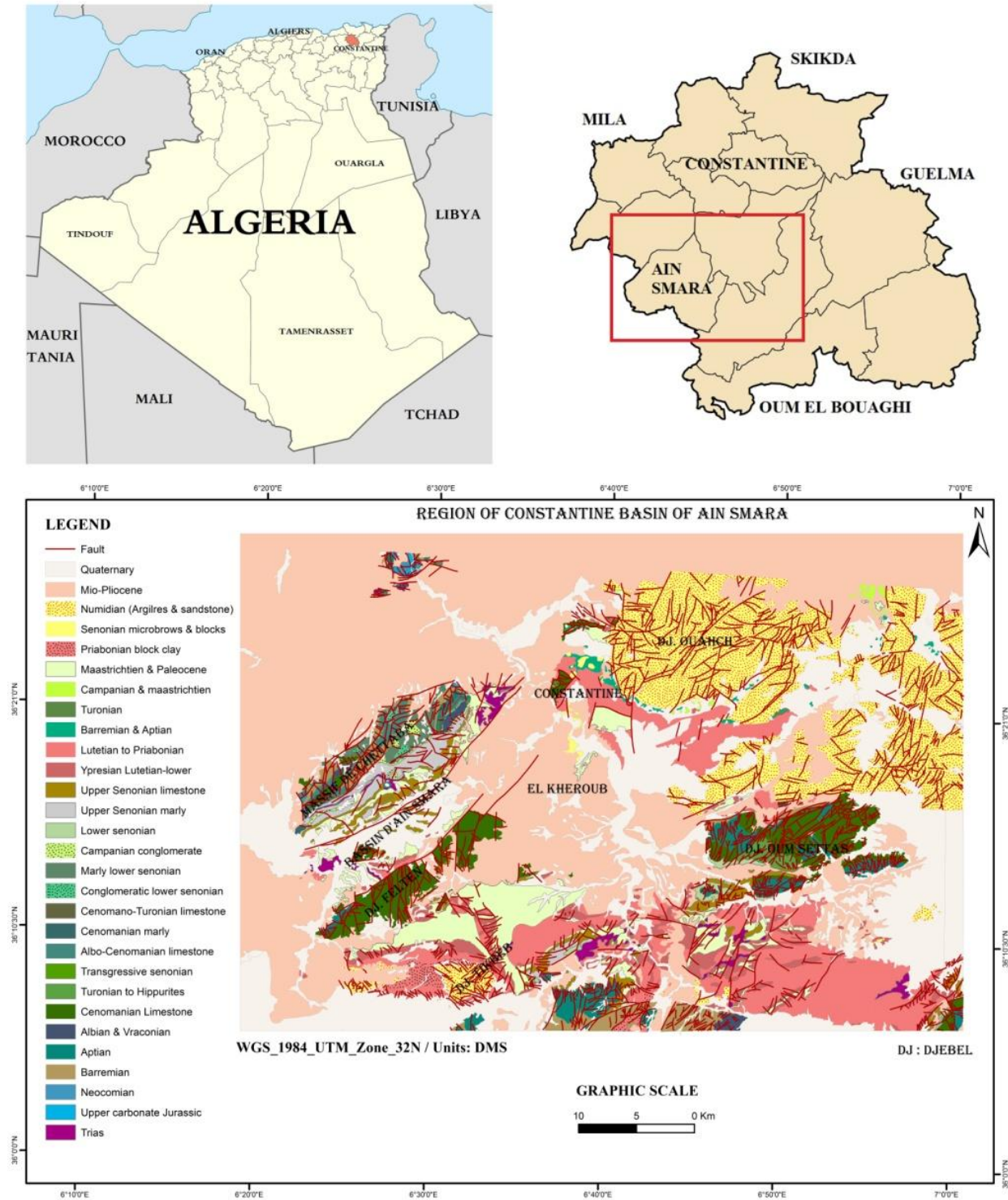


Fig.1: Carte géologique de la région d'étude (Modifiée depuis Vila (1980)).

Au niveau du secteur Dj Grouz, d'assez nombreux indices de minéralisation en Pb, Zn et fer ont été signalés. Selon Dussert (1910), il s'agirait de smithsonite et hématite en association avec la galène et la cérusite. Les minerais extraits consistent essentiellement en smithsonite et galène avec des teneurs assez intéressantes de 45% en Pb (Tableau 1).

N°	Nom de la région	Minéralisation	Paragenèse minérale	Roche d'accueil
01	Dj Felten	Pb, Zn, Fe	Galène, hematite, calamine	Calcaire du Crétacé
02	Dj Akhal, Dj Zouaoui, Dj Frikta, Garnechouf, Dj Grouz, Dj Ouled sellam	Pb, Zn, Fe	Smithsonite, Calamine, Galène, cérissite, Vanadinite, Hematite, Calamine	Calcaire du Crétacé
03	Dj Aougueb	Pb, Zn	Calamine, galena.	Calcaire du Crétacé
04	Dj Guendou	Pb, Zn, Fe	Hematite, Calamine, galena.	Calcaire du Crétacé
05	Dj Ouled sellam	Onyx	Onyx	Calcaire du Crétacé

Tableau.1: La minéralisation dans la région d'étude (d'après les cartes de minéralisation)

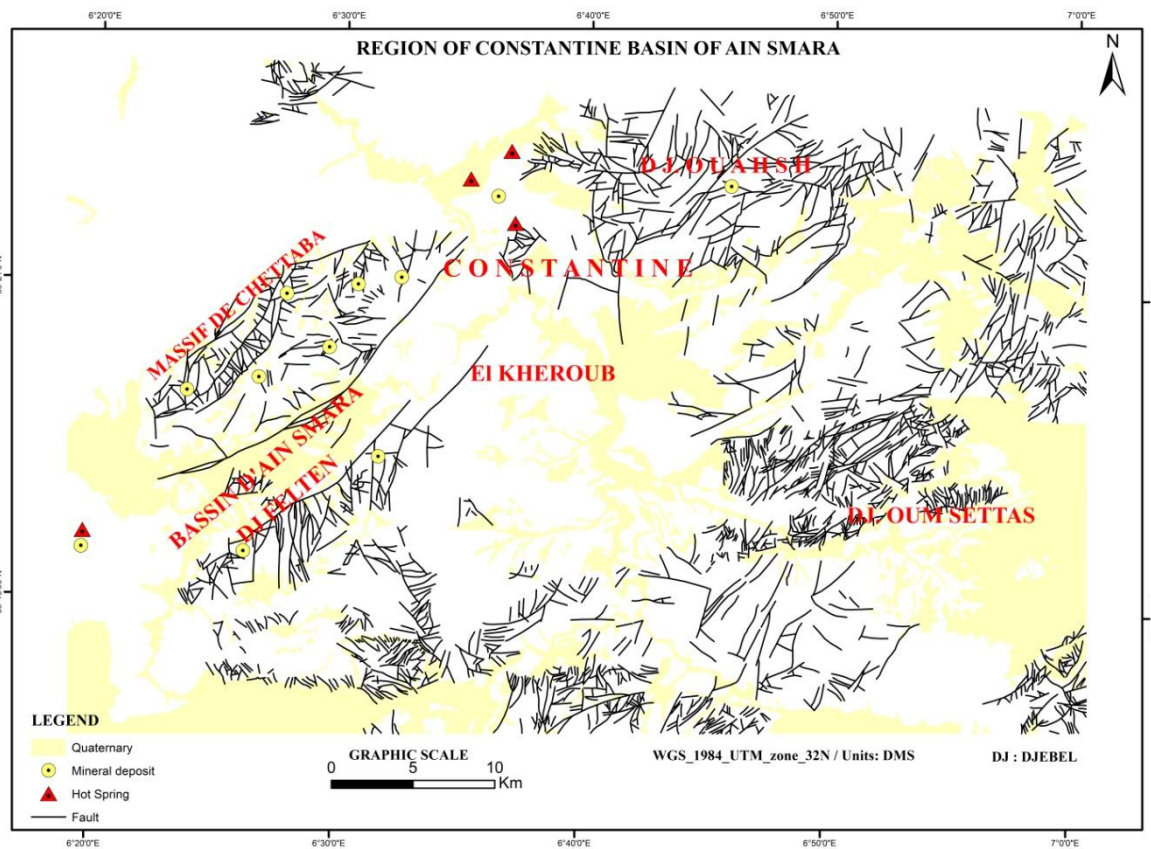


Fig.2 : Répartition des gisements de minerais et des sources chaudes dans le bassin d'Ain Smara

(Basée sur l'image satellite LandSat Oli8 <https://earthexplorer.usgs.gov/>)

3. Matériel et méthodes

3.1 Collection des données

La collection des données pour cette étude a été faite, à partir du site d'USGS (<https://earthexplorer.usgs.gov/>), nous nous sommes basés sur le capteur Landsat OLI8. L'image utilisée pour la présente étude a été acquise le 20 juin 2019, avec une couverture nuageuse inférieure à 5%. L'azimut soleil est d'environ 120° et l'élévation d'environ 68°. L'image Landsat OLI 8 est composée par 9 bandes spectrales, trois dans le visible, une dans le rouge, une dans le proche infrarouge, deux bandes d'infrarouge à ondes courtes et enfin deux bandes dans le panchromatique et le cirrus (Mishra et al., 2014). La diversité des bandes nous a permis d'extraire le maximum des données concernant la végétation et de délimiter la couverture des sols.

Les bandes les plus importants pour la géologie sont:

Bande 7 : amélioration de la teneur en humidité du sol et de la végétation; pénètre dans les nuages minces et dans la discrimination des oxydes et des sulfates.

Bande 6 : discrimination des sols et des roches. Cette bande est sensible aux variations d'humidité de la végétation et sols; elle est sensible à la présence de fer ou d'hématite (Bartholomeus et al., 2007)

Bande 4: discrimine les pentes de végétation et délimite la couverture des sols.

3.2 Analyse des données

Le processus de l'analyse de l'image satellitaire préliminaire Landsat OLI8 passe par plusieurs étapes afin d'obtenir l'image sur laquelle on applique des équations sur le programme ENVI ou bien Geomatica ou ArcGis. La variation des bandes peut nous donner une idée sur les anomalies spectrales qui existent sur la zone étudiée, l'amélioration de l'image primitive passe tout d'abord par la combinaison des bandes, le rapport de ces bandes et l'Analyse en composantes principales (Kwarteng et Chavez, 1989). Les applications sur l'image Landsat OLI8 peut nous a donné des informations spectrales et spatiales sur les anomalies qui existent sur notre zone d'étude que se soit les zones d'altérations hydrothermales ou bien dans l'extraction des linéaments (Eldosouky et al., 2017)

3.3 La combinaison des bandes

La combinaison entre les bandes 4, 3 et 2 en vrais couleurs, nous donne la vue réelle de la zone d'étude (Morel et Gentili, 2009), alors que la combinaison des bandes 5, 6 et 7 (Fig 3) nous donne une idée sur la couverture naturelle du terrain, les zones paraissent en couleur brunâtres et rougeâtres correspondent à la végétation et aux plantes. Les couleurs blanches et bleuâtres correspondent successivement aux roches et sols (Lee et al., 1990). La couverture végétale dans le bassin d'Ain Smara est très petite, et la majorité des montagnes sont stériles,

et la végétation n'apparaît que dans certaines zones, ce qui s'étend principalement en relation avec les systèmes de drainage (Doxaran et al., 2002).

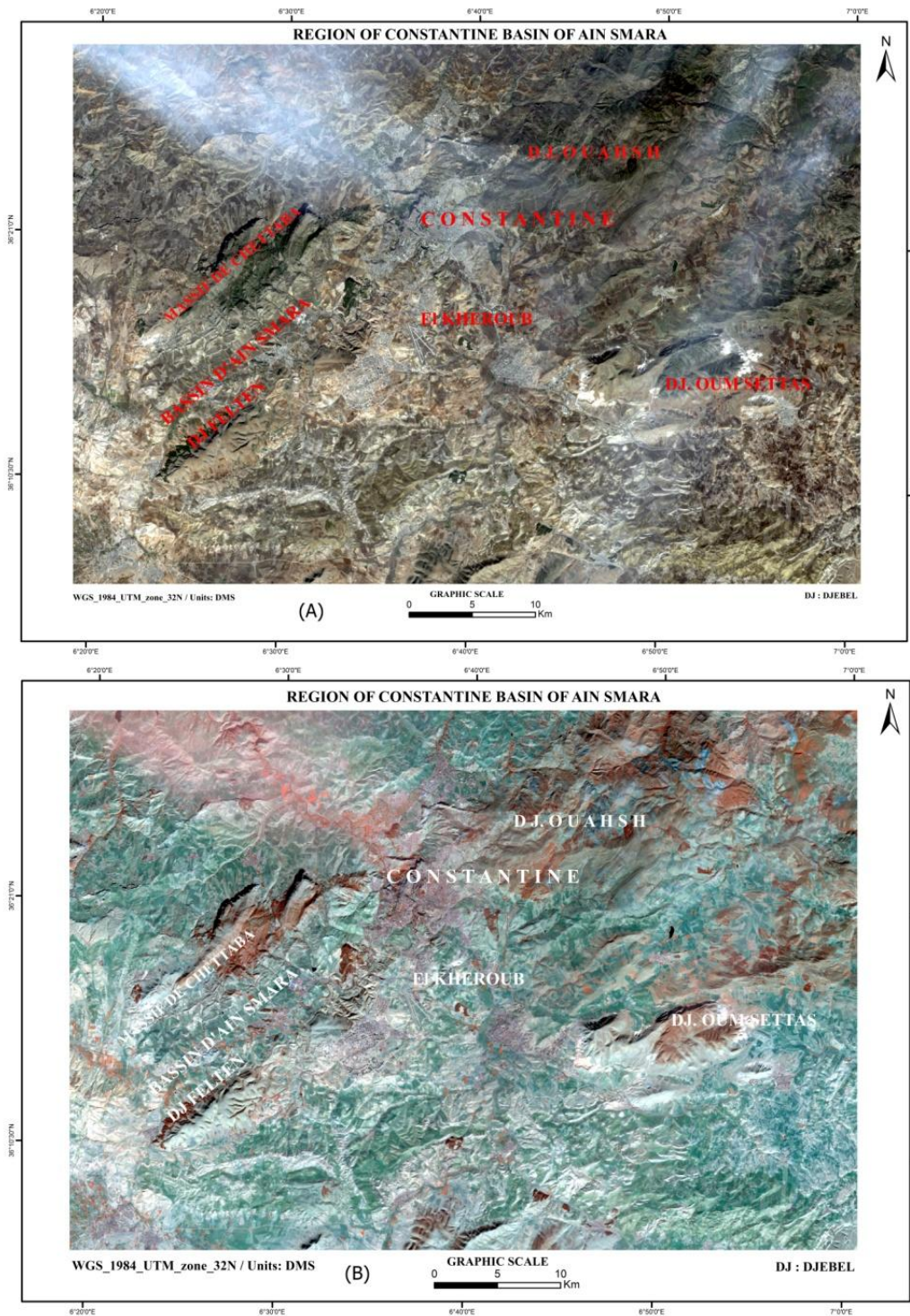


Fig.3 : Couleur composite : **A** Combinaison RVB d'une image en couleurs réelles des bandes 4, 3 et 2 et **B** Combinaison RVB des bandes 5, 6 et 7

(Basée sur l'image satellite LandSat Oli8 <https://earthexplorer.usgs.gov/>)

3.4 La bande ratio

La technique de ratio basée sur la division de la valeur de la bande sur une autre, est une méthode multi spectrale utilisée généralement pour faire apparaître les anomalies et mettre en évidence la différence entre les canaux. Ce traitement consiste à faire le quotient des canaux spectraux 2 à 2 et pixel par pixel pour représenter les rapports entre les longueurs d'onde. La présente étude multi spectrale basée sur la réflectance, permet la minimisation de l'effet topographique d'un côté et l'amélioration du contraste de réflectance entre les surfaces minérales de l'autre, et met en évidence les anomalies qui ne peuvent pas apparaître dans les données brutes (Doxaran et al., 2002).

La bande ratio est une image affichée sous forme d'une gamme de gris de bande unique ou d'image en couleur à trois bandes (McKee D et al. 2007) L'affichage d'une image du rapport nécessite de redimensionner ces valeurs à virgule flottante dans la plage de 0 à 255 entiers (Lee JB et al. 1990). Les minéraux tels que les oxydes de fer et les sulfates ont une forte réflectance dans la couleur rouge et bleu (Amara et al., 2019).

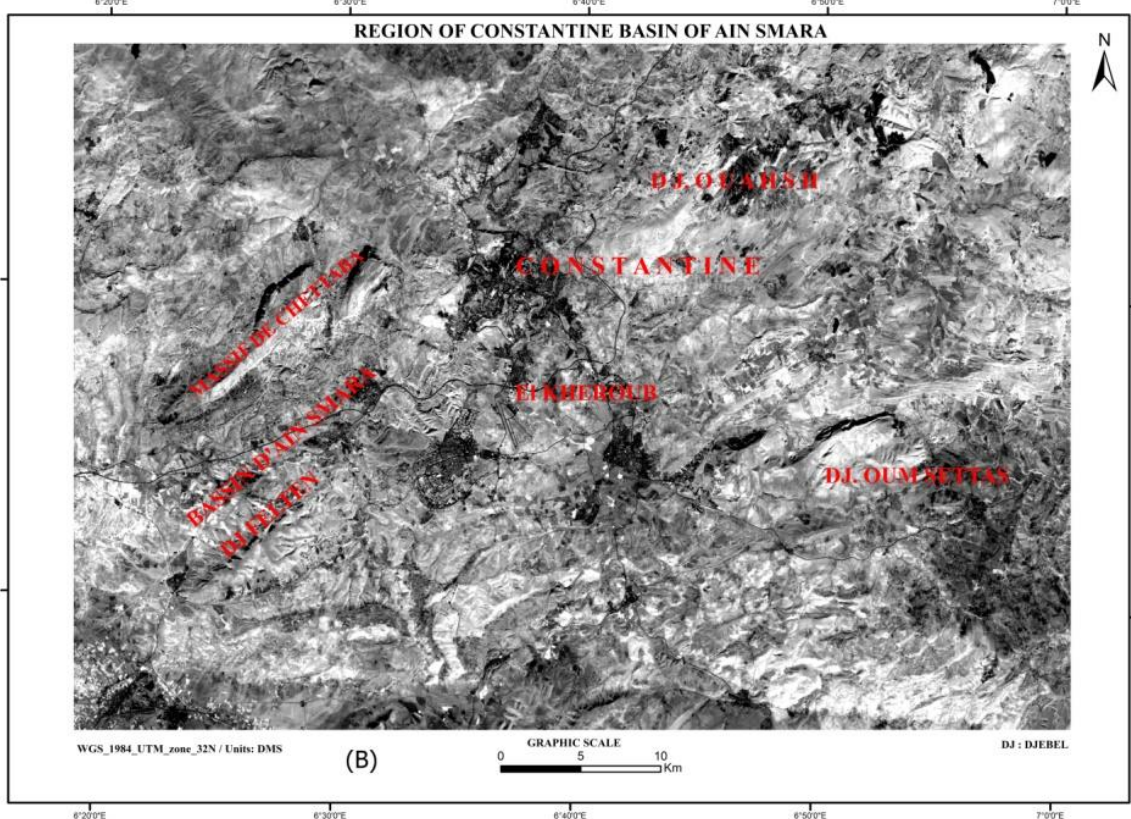
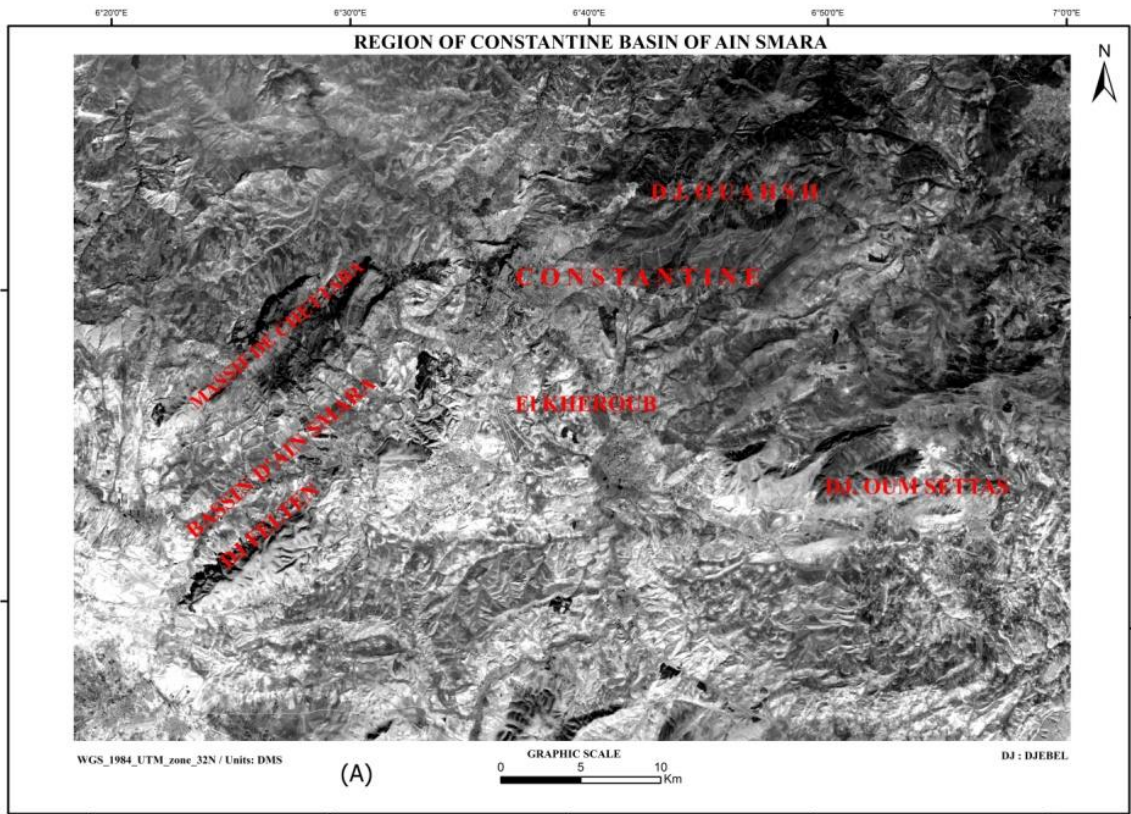
Pour détecter les zones d'altération qui contiennent des minéraux argileux on applique le rapport entre la bande 6 et 7, pour les minéraux de fer on applique le rapport sur la bande 4 et 2 c'est le plus utile pour cartographier les oxydes de fer, parce qu'ils ont une absorption dans le bleu (bande 2) et une réflectance dans le rouge (bande 4) (Fig 4) (Morel et Gentili, 2009). Le rapport des bandes 5 et 6 sont utilisé pour cartographier les minéraux ferreux, à cause de l'absorption élève de la bande 6 et la réflectance élevée de la bande 5 (Lee et al., 1990). La combinaison des images obtenu par les rapports (4/2, 5/6, 6/7) permettent de déterminer les zones d'altération hydrothermale (Fig 5). Les zones ayant une couverture rougeâtre, sont occupées par des minéraux tels que l'hématite, et la galène, la couverture verdâtre indique l'existence des minéraux silicatés alors que les zones bleuâtres signalent l'existence des minéraux argileux et de la végétation (Kwarteng et Chavez, 1989).

Rapport	min	max	m	sd	th	Coef %
B4/B2	0	255	112	55	167	92%
B5/B6	0	255	74	58	190	95%
B6/B7	0	255	118	55	228	95%

Tableau.2: Valeur seuil de chaque rapport

3.5 Analyse en composantes principales (PCA)

Le PCA est utilisé pour éviter la redondance des données dans les bandes mut spectrales au cours des études de la télédétection (Eklundh et Singh, 1993). Cette technique nous permet aussi de réduire le nombre des variables initiales. En projetant les variables dans un nouvel espace géométrique nous cherchons de nouveaux axes orthogonaux pour maximiser la variance des données originales. Les trois composantes qui contiennent les grandes quantités d'information sont sélectionnées pour l'affichage (Fig 6), les oxydes de fer en rouge, les ferreux minéraux en jaune et les hydro-oxydes et les carbonates en verte (Lee et al., 1990).



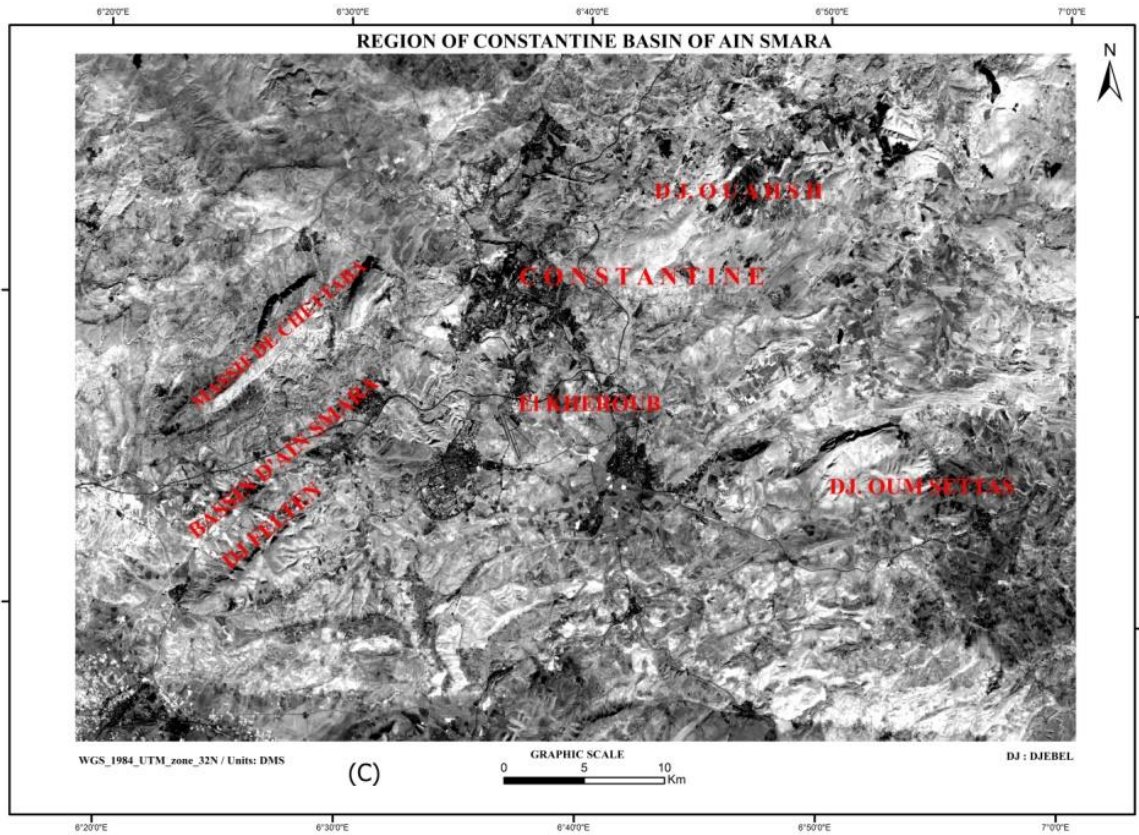


Fig.4 : Combinaison de RVB l'image composite révèle la zones d'altération en cyan vif et couleur rose vif en rapport a 4/2, rapport b 5/6 et rapport c 6/7

(Basée sur l'image satellite LandSat Oli8 <https://earthexplorer.usgs.gov/>)

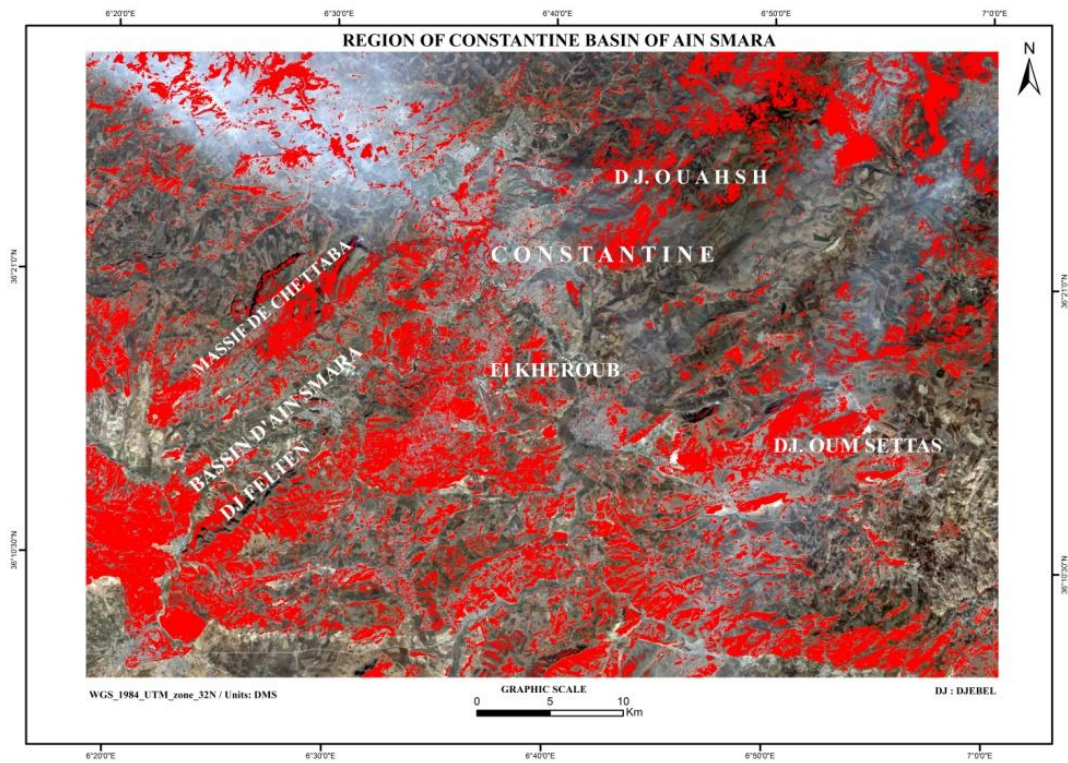


Fig.5 : Rapports de bandes 4/2, 5/6 et 6/7 ; le pixel rouge représente la zone d'altération hydrothermale.
(Basée sur l'image satellite LandSat Oli8 <https://earthexplorer.usgs.gov/>)

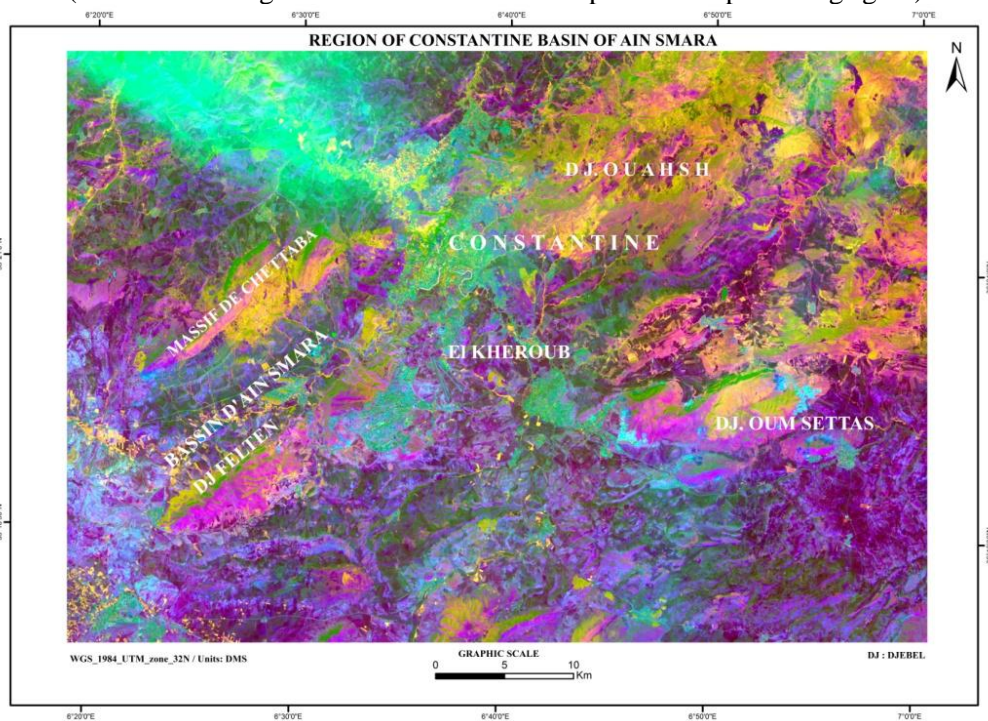


Fig.6 : Résultats de l'ACP (PC1, PC2, PC3)
(Basée sur l'image satellite LandSat Oli8 <https://earthexplorer.usgs.gov/>)

4. Résultats

4.1 Cartographie de l'altération hydrothermale

La présence des roches altérées est l'un des indicateurs des zones d'altération hydrothermale dans les terrains bien dégagés à faible couverture végétale, la télédétection multi spectrale est utilisée pour reconnaître les roches altérées parce que leur spectre de réflectance diffère de celui des roches non altérées (Sabins, 1999). Dans le présent travail nous appliquons la démarche suivante pour cartographier les zones d'altération hydrothermale:

- Réalisation d'un masque externe du quaternaire dans le logiciel ArcGis (Amara et al., 2019).
- Ré-échantillonnage des valeurs de pixels en enregistrant des bandes individuelles en tant qu'image grise (GeoTiff), après l'application du masque dans l'ENVI (Tableau 2) (Amara et al., 2019) (Fig 7).
- Utilisation des résultats statistiques des seuils et des anomalies de chaque image en tenant compte des rapports appliqués selon l'une des équations suivantes:

$$TH = M+3*SD \text{ at confidence } 98\%$$

$$TH = M+2*SD \text{ at confidence } 95\%$$

$$TH = M+SD \text{ at confidence } 92\%$$

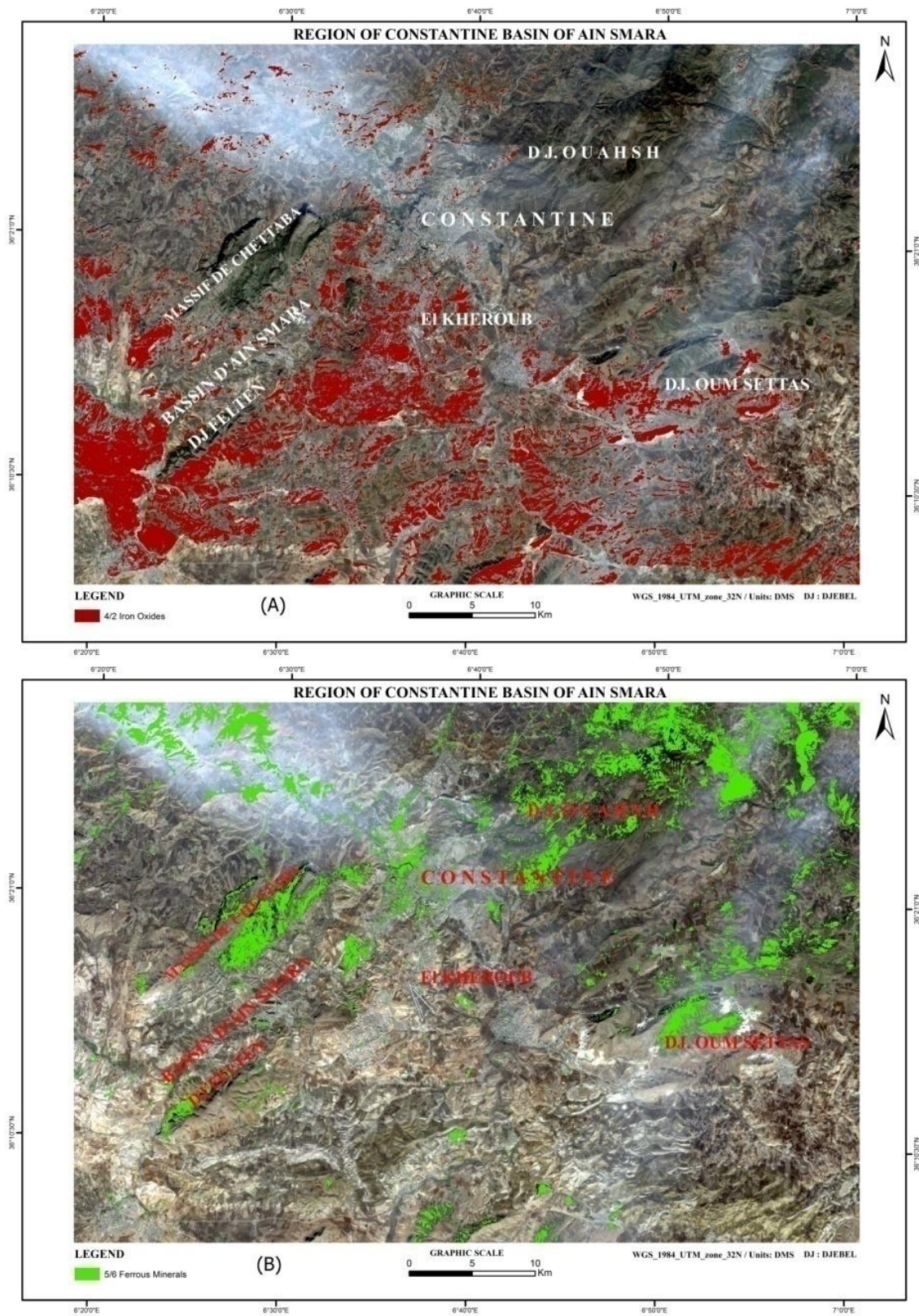
où: TH est le pixel de seuil, M est la valeur moyenne des pixels et SD est l'écart type

- Enregistrement des anomalies sous forme des shape files (Amara et al., 2019).
- Appel des shape files concernant (B4/B2), (B6/B5) et (B7/B6) en ArcGis et superposition des données afin d'obtenir la carte d'altération hydrothermale (Fig 8).

Quand on superpose les cartes des sites des zones d'altération hydrothermale et celle des répartitions des failles on obtient une corrélation positive (Gupta, 2003)

4.2 Eléments structuraux et analyse des linéaments

Les linéaments sont extraits d'une façon automatique en utilisant la composante principale (PC1). L'extraction se fera comme à l'aide du logiciel Geomatica (PCI-LINE) puis ArcGis (Modification, division ...etc). L'analyse statistique des données par le logiciel RockWorks 16, permet de réaliser les roses-diagramme et évaluer la différence de direction et de densité des linéaments (Amara et al., 2019). Les linéaments dans notre cas d'étude sont regroupés en quatre orientations comme suit (Rebouh et al., 2021):



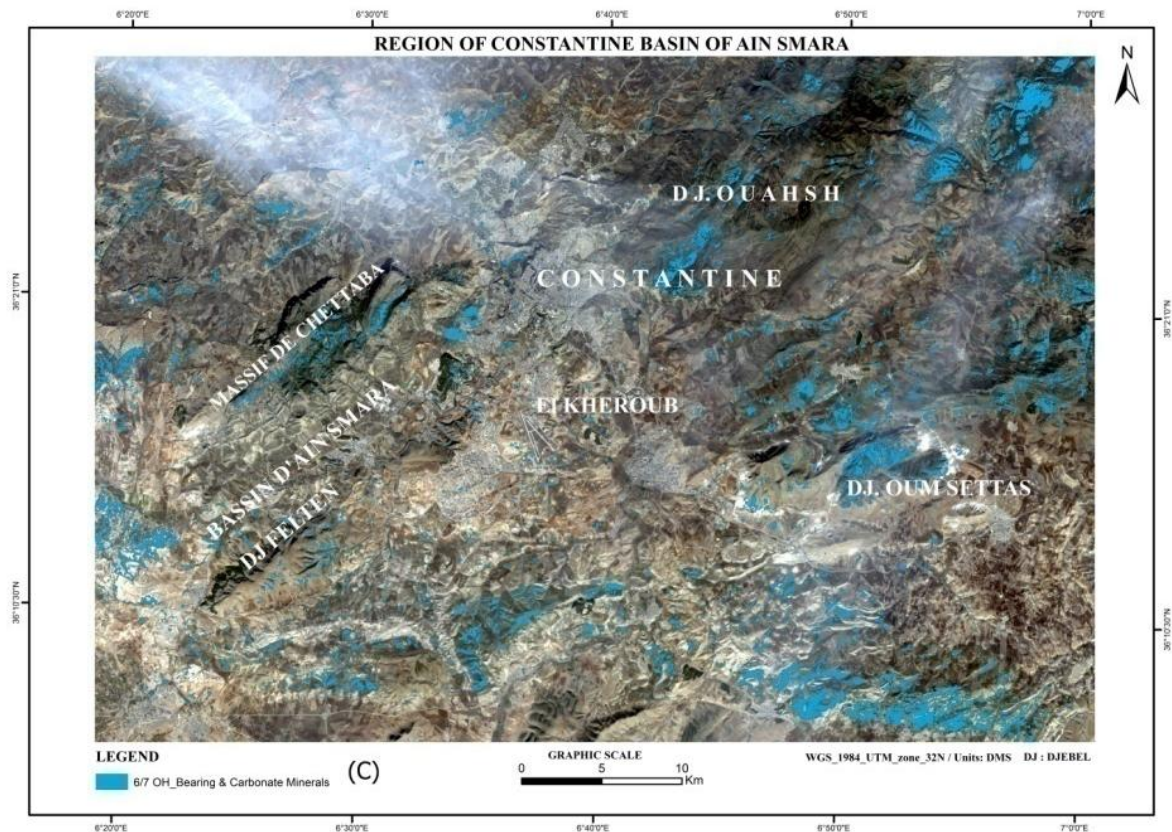


Fig.7 : Altérations hydrothermales de chaque rapport en utilisant le découpage de densité : a rapport d'oxydes de fer, b rapport de ferreux minéraux, et c rapport OH et les minéraux carbonatés. (Basée sur l'image satellite LandSat Oli8 <https://earthexplorer.usgs.gov/>)

NE-SO, NO-SE, N-S. La direction prédominante correspond la direction de la faille active d'Ain Smara et celle de Chettaba (Rebouh et al., 2021) (Fig 9). Les directions moyennes NE-SO et NO-SE indiquent les structures néotectoniques de l'atlas tellien, en fin la direction N-S est largement répondue dans le bassin d'Ain Smara (Kjelkenes, 2015).

La superposition de la carte de linéaments extraits et la carte de minéralisation dans le bassin d'Ain Smara montre une corrélation positive (Fig 10) (Fig 11) (Rebouh et al., 2021), sur tout dans les zones à forte et moyenne densité de linéaments ou nous remarquons la proportionnalité entre les gisements des minéraux existants et les zone de densité des linéaments (Amara et al., 2019).

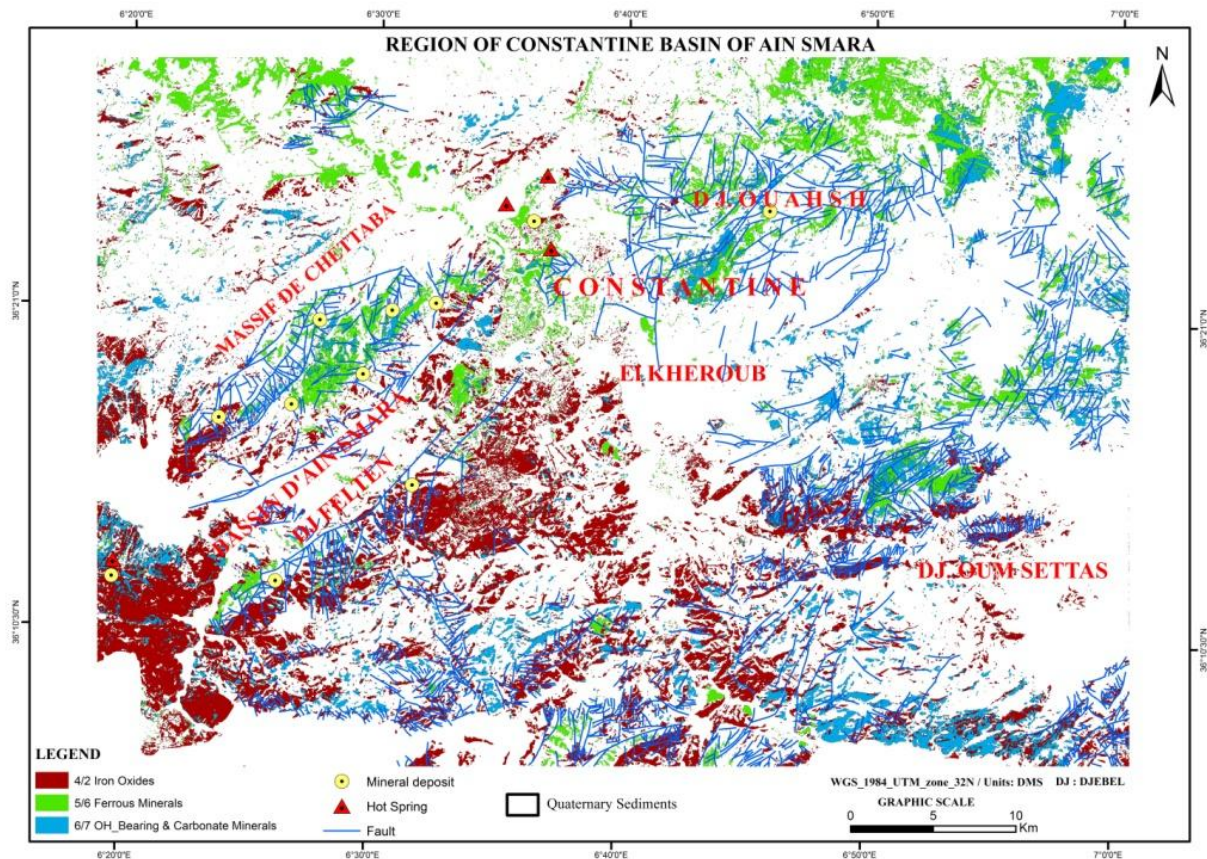


Fig.8 : Sites de minéralisation superposés aux zones d'altération dans le bassin d'Ain Smara (Basée sur l'image satellite LandSat Oli8 <https://earthexplorer.usgs.gov/>)

5. Discussion

Le traitement automatique des résultats obtenu par la présente étude montre une bonne corrélation entre les données géologiques existantes, la répartition des linéaments tectoniques et des minéralisations (Rowland et Simmons, 2012). Ainsi la densité des linéaments tectoniques coïncide (Duuring, 2000) parfaitement avec les zones d'altération hydrothermale. Les principaux gisements de cette région sont situés le long des failles (Manuel, 2017), ce qui conforte le rôle que jouent ces failles dans la mise en place de la plus part des minéralisations (Rebouh et al. 2021).

Dans notre zone d'étude les eaux souterraines et les sources chaudes facilitent le transport à longue distance des fluides et de minerai et la présence des failles interconnectées ce qui facilite la tache de l'appariation d'une large zone d'altération hydrothermale et une minéralisation de Pb, Zn, Fe et d'onyx (Chester et Logan, 1986).

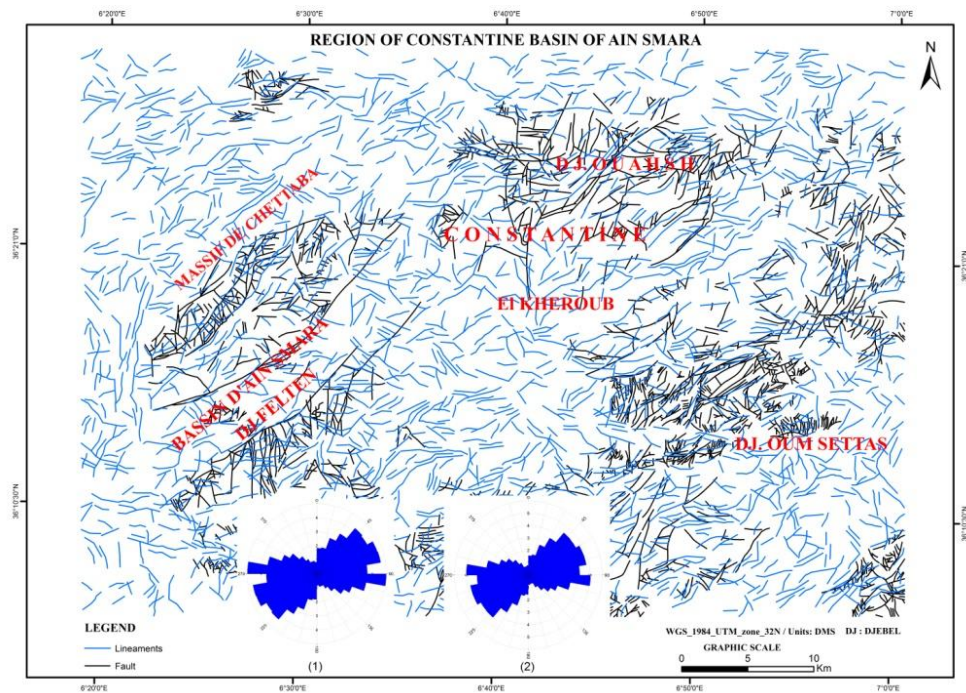


Fig.9 : Extraction et analyse des linéaments dans le bassin d'Ain Smara (1, fréquence des nombres ; 2, fréquence des longueurs cumulées) (Basée sur l’image satellite LandSat Oli8 <https://earthexplorer.usgs.gov/>)

Dans la zone d’étude La plupart des zones de linéaments correspondent à des failles ou zones de failles (faille d'Ain Smara, Faille de Chettaba) (Rebouh et al., 2021). Certaines failles comme celle de Dj Felten jalonnent de nombreuses sources hydrothermale et plusieurs gisements de minéraux. C’est le cas également de plusieurs failles dans le bassin d'ain Smara, comme la faille de Chettaba et de Dj Frikta (Vila, 1980 ; Raoult, 1972).

La distribution des gisements de minéraux et les sources hydrothermales ne se fait donc pas d'une façon aléatoire mais elle a une relation directe avec le système de fracturation (Faulkner et al., 2010)

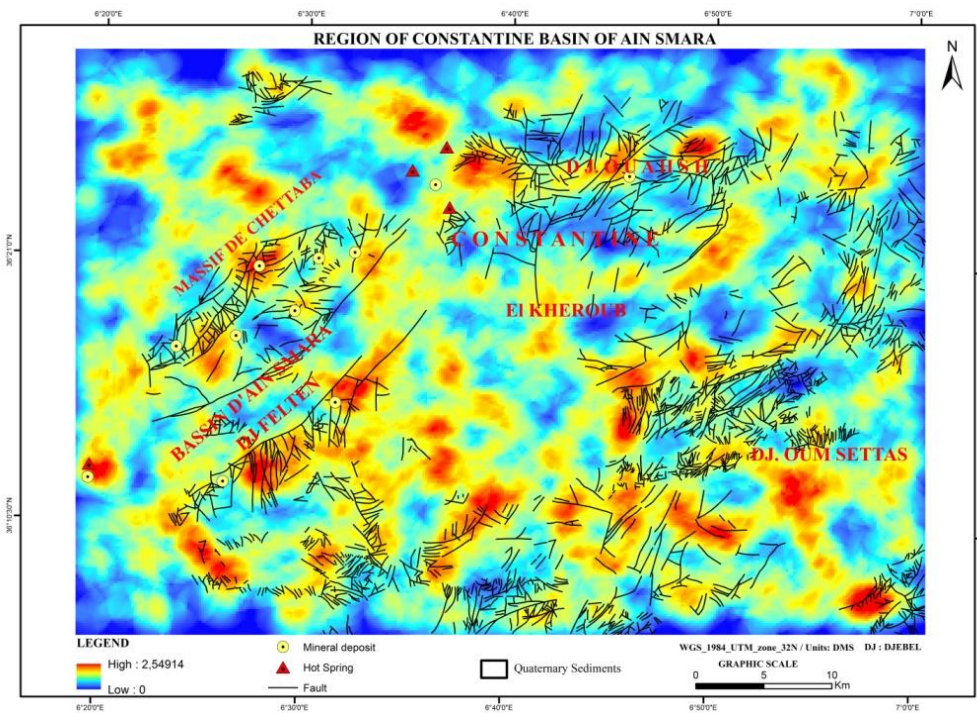


Fig.10 : Carte de densité linéament d'Ain Smara et la corrélation avec les sites connus de minéralisation
(Basée sur l'image satellite LandSat Oli8 <https://earthexplorer.usgs.gov/>)

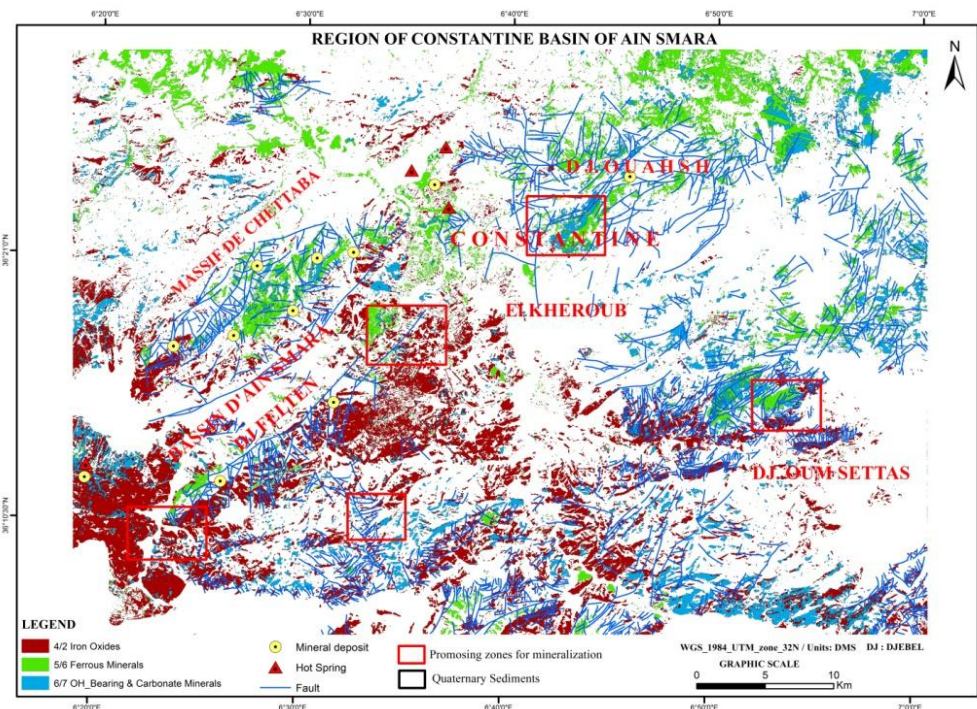


Fig.11 : La carte résultante montre la corrélation positive entre les failles majeures, les altérations hydrothermales, la minéralisation et les zones prometteuses pour la minéralisation
(Basée sur l'image satellite LandSat Oli8 <https://earthexplorer.usgs.gov/>)

6. Conclusion

La présente étude montre que la télédétection et les techniques de SIG sont des outils très utiles dans l'identification des structures géologiques et aussi les zones d'altération hydrothermale et minéralisées.

Plusieurs cartes ont été obtenues tels que la carte des linéaments, des failles majeurs, des minéralisations et de l'altération hydrothermale.

La corrélation entre les cartes minières existantes et les cartes des altérations hydrothermales obtenues montre de très bonnes coïncidences qui permettent une meilleure évaluation du potentiel minier.

La méthodologie suivie dans ce travail est destinée pour l'identification des zones d'altération hydrothermale et la minéralisation dans les zones subhumides et arides à semi arides. Elle peut également nous donner une idée sur les zones de concentration minérale et les zones d'altération hydrothermale à une échelle régionale.

La combinaison des techniques de télédétection et des méthodes géologiques s'avère un outil très concluant pour les recherches du contexte structural et son impact sur la répartition des ressources minérales dans les régions où la cartographie géologique est peu abondante ou d'accès difficile.

CONCLUSION GENERALE

Conclusion générale

Notre travail est une contribution à la compréhension de la mise en place et de la répartition des systèmes de fractures dans les formations géologiques qui entourent le bassin d'Ain Smara et leur relation avec la minéralisation connues. Nous avons réalisé une description, en fonction des données disponibles, du contexte physique et géologique de la région d'étude, puis nous avons essayé de donner un aperçu théorique sur la fracturation.

Ce travail a été axé essentiellement sur la description adéquate des réseaux des failles et des corrélations géométriques entre elles. Nous nous sommes basés sur les mesures relevées sur terrain et l'interprétation des images satellites. Ceci nous a permis d'élaborer des cartes de distribution des fractures pour chaque relief.

Au niveau du Djebel Felten, on a pu extraire la carte des fractures et réaliser une coupe géologique qui recoupe une partie de Djebel Felten et aussi le bassin d'Ain Smara.

La direction NW-SE est avérée la direction majeure de la fracturation au niveau Djebel Felten. Selon la rosace établie par le canevas de Schmidt fourni par le logiciel « Stereonet » au niveau d'Ouled Sellam la direction E-W est la direction majeure de la fracturation.

Dans la région des carrières d'Ain Smara d'autres types de fractures sont observées. Elles s'individualisent par l'importance du rejet transversal (l'ouverture). La nature des remplissages laisse envisager que leur la profondeur de ces fractures est assez importante.

Les travaux de recherches de Caine et al. (1996) et Moir et al. (2013) ont montré que les eaux épithermales de la basse température et de nature acide sont faiblement concentrées en minéraux métalliques. Dans notre terrain ces eaux ont continué de sortir à la surface à travers les failles en divers points. Le long de leur parcours, elles ont réagi avec les calcaires en déposant les derniers minéraux métalliques et dissolvant du CaCO_3 .

A la surface, elles ont diminué de pression, le phénomène a favorisé le dépôt de CaCO_3 sur les parois des failles sous forme d'aragonite et de calcite.

La comparaison entre les fractures dans les différents sites étudiés montre que la réponse aux sollicitations tectoniques n'est pas la même d'un lieu à un autre. En admettant que le soulèvement des reliefs est contemporain à l'affaissement du bassin d'Ain Smara, il faudra continuer les recherches pour relever toutes les fractures. Dans ce cas seulement nous pouvons trouver une explication aux variations des réponses des roches aux contraintes géologiques exercées.

Recommandations et perspectives

La principale perspective qui en découle de la présente thèse réside dans la possibilité d'appliquer la méthode de traitement des images satellites dans divers domaines de la recherche minière et structurale pour la plupart des modèles métallogéniques et structurales connus.

Recommandations

Dans le but d'améliorer le modèle prédictif, il est important de souligner la nécessité d'utiliser le maximum des données géologiques. L'acquisition de nouvelles données, actuellement non disponibles, telles que les données satellitaires de haute résolution ou celles inaccessibles telles que les diverses données de terrain (lithologiques, gîtologiques, pétrophysiques), détenues par divers organismes nationaux, offre une opportunité inespérée pour l'amélioration du travail.

Dans la même marge d'idée, il serait préférable également de combiner plusieurs méthodes de modélisation, analyses chimiques, réalisation des coupes sur la même région ou bien de penser à utiliser des méthodes hybrides, ce qui permis d'établir d'excellentes prévisions gîtologiques sur la base desquelles de nouveaux prospectus miniers seront découverts.

La troisième recommandation réside dans l'urgence de renoncer aux méthodes traditionnelles d'exploration minérale et de se consacrer complètement aux méthodes géomatiques de cartographie du potentiel minéral. Ceci étant encouragé par l'existence d'une très bonne base de données minière réalisée par l'ORGM sur l'ensemble du territoire national et les rapports de plusieurs décennies de labeur en Algérie.

Dans le but d'exploiter à fond les données géologique et géophysiques et d'établir rapidement des prévisions gîtologiques, on recommande vivement de réaliser des analyses chimiques, des coupes géologique et exploiter les profils géophysiques afin de localiser la minéralisation.

Références bibliographiques

Ahmadirouhani R, Karimpour MH, Rahimi B, Malekzadeh-Shafaroudi A, Pour AB, Pradhan B. (2018) Integration of SPOT-5 and ASTER satellite data for structural tracing and hydrothermal alteration mineral mapping: implications for Cu–Au prospecting. *Int J Image Data Fusion* 9:237–262

Amara B, Aissa DE, Maouche S et al (2019) Hydrothermal alteration mapping and structural features in the Guelma basin (Northeastern Algeria): contribution of Landsat-8 data. *Arab J Geosci* 12. (2019): 94.<https://doi.org/10.1007/s12517-019-4224-4>

Angelier J. (1994) Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In P. L. Hancock (Ed.), *Continental Deformation*. Oxford: Pergamon Press, pp. 53–100.

Aris Y. (1994) Etude tectonique et micro tectonique des séries jurassiques à plioquaternaires du Constantinois central (Algérie nord orientale) caractérisation des différentes phases de déformations. Doctorat d'université, Nancy I, 215p.

Askari G, Pour AB, Pradhan B, Sarfi M, Nazemnejad F (2019) Band ratios matrix transformation (BRMT) a sedimentary lithology mapping approach using ASTER satellite sensor. *Sensors*. 2018(18): 3213.<https://doi.org/10.3390/s18103213>

Aubouin J. (1977) Méditerranée orientale et méditerranée occidentale. Esquisse d'une comparaison du cadre alpin. *Bull. Soc. Géol. Fr. (7) XIX*, n°3, p. 421-436.

Bär CB. (1957) Etude géologique de la feuille 1/50.000° d'Aïn M'lila. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, nouv. série, n°9, 249 p., 55 fig., 2pl.h.t.

Bartholomeus H, Epema G, Schaepman M. (2007) Determining iron content in Mediterranean soils in partly vegetated areas, using spectral reflectance and imaging spectroscopy. *Int J Appl Earth Obs* 9(2): 194–203.<https://doi.org/10.1016/j.jag.2006.09.001>

Becker A, Heijnen LJ, Bauer W, Willemsen A. (2011) The extraction of hydro-geothermal energy from fault controlled systems. 1e National Congres Bodemenergie Utrecht, Nederland

Belabbas S. (2012) Inventaire et Caractéristiques des Accidents Actifs (Impact Sur La Sismicité De La Région De Constantine) ,Univ de Sétif, 112P.

- Belousove L. (1973)** Géologie Structurale ,295 p 2ème édition (édition MIR-MOSCOU)
- Benabbas C. (2006).** Evolution Mio-Plio-Quaternaire des bassins continentaux de L'Algérie nord oriental : Apport de la photogéologie et analyse morpho-structurale. Thèse de doctorat d'état. Université Mentouri - Constantine, 255p.
- Benlamari A. (2015).** Etude géologique et gîtologique de la minéralisation ferrifère et cupro-barytique des massifs carbonates de Kef Sidi Marouf, kef derdja et Kef Boulehmane, commune de Sidi Marouf (ne Algerien). Thèse de magister, Université des frères Mentouri Constantine, 88p
- Benest M. (1985)** Evolution de la plate-forme de l'Ouest algérien et du Nord-Est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : Stratigraphie, milieux de dépôt et dynamique sédimentaire. Docum. Lab Géol. Lyon, 95, 1, 2 : 580.
- Bles JL, Feuga B. (1981)** La fracturation des roches. Livre, 118p, édition du BRGM. B.P 6009. 45060 Orléans cedex.
- Blayac J. (1908)** Observations sur les prétendus charriages dans les contrées septentrionales algériennes. Bull. Soc. Géol. Fr. 4ème série, 1.8, p.53.
- Bouillin JP. (1977)** Géologie alpine de la petite Kabylie dans la région de "Collo" et "d'El Milia" (Algérie) .Thèse SC., Paris VI, 551 p., 127fig. 2pl.h.t.
- Bouillin JP. (1983)** Nouvelles hypothèses sur la structure des Maghrébides. C. R. Acad. Sci.Paris, t. 296, II, p. 1329-1332.
- Boulvain F. (2009)** Une introduction aux processus sédimentaires, Université de Liège, Faculté des Sciences, Département de Géologie, B-4000 Liège.
- Bossiere G, Peucat JJ. (1980)** Influence de l'orogénèse alpine sur le socle ancien de Grande Kabylie, Algérie.8°R. A. S. T., p.55.
- Bureau D. (1971)** Le Crétacé inférieur des monts de Batna (Aurès).Lithologie, et premières observations lithostratigraphiques.Bull. Soc. Géol.Fr., (7), t. XIII, n° 3-4, pp. 374-385.
- Bureau D. (1975)** Figures et structures sédimentaires du Crétacé inférieur des monts du Bellezma (Algérie). Publ. Serv.géol. Algérie, nouv. Série, Bull. n° 45, pp. 93-98.

- Bureau D. (1986)** Approche sédimentaire de la dynamique structurale : évolution mésozoïque et devenir orogénique de la partie septentrionale du fossé saharien (Sud Ouest Constantinois et Aurès, Algérie).Thèse d'Etat, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI : 441.
- Busson G. (1969)** Sédimentation, transgression et paléogéographie sur les grandes plate-formes du Mésozoïque : l'exemple du Cénomanién-Turonien du N.E de la plate-forme saharienne et de Berbérie.Bull. Soc. Géol. Fr.,(7), 11 : 687-701.
- Busson G. (1972)** Principes, méthodes et résultats d'une étude stratigraphique du Mésozoïque saharien .Mém. Mus. nat. Hist. Nat., Sér.c, Sciences de la Terre, 26 : 443.
- Caine JS, Evans JP, Forster CB. (1996)** Fault zone architecture and permeability structure. Geology, 24(11), 1025-1028.
- Chadi M. (1991)** Géologie structurale des monts d'Aïn M'Lila, Algérie orientale (Thèse de doctorat, Nancy1)
- Chester FM, Logan JM. (1986)** Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl fault. California: J STRUCT GEOL 9:621-634
- Coelho S, Passchier C, Grasemann B. (2005)** Geometric description of flanking structures. Journal of Structural Geology.;27(4):597-606.
- 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.
- Courme-Rault MD. (1985)** Stratigraphie du Miocène et chronologie comparée des déformations suivant deux transversales des Atlasides orientales (Algérie-sicile). Thèse ès-sciences, Univ. d'Orléans, 2 tomes, 456 p., 26 pl.photo.
- David L. (1956)** Etude géologique des monts de la Haute Medjerda.Publ. Serv. Carte.géol. Algérie.nouv.série, n° 11, 304 p., 88 fig. 6 pl., 1 carte géol. 1/200.000°.
- Deleau P. (1952)** Le pays constantinois.Publ. XIX C. G. I. Alger, 1952, Monogr. rég., 1° série, n° 13, 86 p., 3 fig.
- Delfaud J. (1974)** Les grands traits de la paléogéographie de l'Algérie septentrionale durant le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur.C. R. Somm. Soc. Géol. Fr. séance du 4.11.1974.

Delfaud J. (1986) Organisation scalaire des événements sédimentaires majeurs autour de la Mésogée durant le Jurassique et le Crétacé. Conséquences pour les associations biologiques. Bull. Centr. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, 10, 2, pp. 509-535, 13 fig., 4 tabl., Pau.

Derouiche A. (2008) Contribution de la géophysique et de la photo interprétation à l'étude de l'instabilité de terrains dans la région de Constantine, Thèse de magister, Univ de Constantine 140p.,.

Djebbar M, Bencheikh-Lehocine M, Bakalowicz M, Meniai AH. (2004) Identification hydrogéochimique du karst hydrothermal constantinois (Algérie nord-orientale). Sciences and Technologie. B, Sciences de l'ingénieur, 133-140

Doxaran D, Froidefond JM, Castaing P. (2002) A reflectance band ratio used to estimate suspended matter concentrations in sedimentdominated coastal waters. Int J Remote Sens 23(23):5079–5085. <https://doi.org/10.1080/0143116021000009912>

Durand-Delga M. (1955) Etude géologique de l'ouest de la chaîne numidique (Algérie).Thèse Sciences Paris et Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, 2° série, n° 24, 533 p., 143 fig., 16 fig. h.t. et 10 pl. portefeuille.

Durand-Delga M. (1969) Mise au point sur la structure du NE de la Berbérie. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, nouv. série, n° 39, p. 89-131, 9 fig.

Durand-Delga M. (1980) La méditerranée occidentale : étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci. Mém. H. s. soc. Géol. Fr., n°10, pp 203-224.

Durozoy G. (1960) Etude géologique de la région de Chateaudun du Rhumel.Thèse Sciences Alger, 1958, Publ. Serv.Carte Géol.Algérie, nouv.série, n° 22, 456 p., 57 fig., 51 pl. h.t.

Duuring P, Hagemann SG, Groves DI. (2000) Structural setting, hydrothermal alteration, and gold mineralisation at the Archaean syenitehosted Jupiter deposit, Yilgarn Craton, Western Australia. Min Deposita 35(5):402–421. <https://doi.org/10.1007/s001260050252>.

Eklundh L, Singh A. (1993) A comparative analysis of standardized and unstandardised principal components analysis in remote sensing. Int J Remote Sens 14(7):1359–1370.<https://doi.org/10.1080/01431169308953962>

Eldosouky AM, Abdelkareem M, Elkhateeb SO. (2017) Integration of remote sensing and aeromagnetic data for mapping structural features and hydrothermal alteration zones in Wadi

Allaqi area, South Eastern Desert of Egypt. *J Afr Earth Sci* 130:28–37. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.03.006>

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.

Faulkner DR, Jackson CAL, Lunn RJ, Schlische RW, Shipton ZK, Wibberley CAJ, Withjack MO. (2010) A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *J Struct Geol* 32(11):1557–1575

Fenet B. (1975) Recherches sur l'alpinisation de la bordure septentrional du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogène nord-maghrébin: les Monts du Djebel Tessala et les massifs du littoral oranais. Thèse Sciences Nice, 1 vol. ronéot., 301 p., 101 fig., 4 pl. h.t., 4 cartes.

Ficheur E. (1898) Sur les plissements de l'Aurès et les formations oligocènes dans le sud de Constantine. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 20 juin 1898, t.126, p.1826-1828.

Fossen H. (2016) Structural geology. Cambridge university press.

Gélard J P. (1969) Le flysch à base schisto-gréseuse de la bordure méridionale et orientale du massif de Chellata : le flysch Mauritanien (Grande Kabylie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), pp. 676-686.

Guardia P. (1975) Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale. Thèse, Inst. Polytech. méditer. Nice, 286 p.

Guellal S et AL. (1973a) Permis d'Ain Reggada, rapport interne. (BEICIP SONATRACH), 19 fig., 27 pl. 167p.

Guellal S, Kazi-Tani N, Lahondere JC, Sigal J, et Vila JM. (1977) Les formations de type péni-tellien dans l'Est de l'Algérie : Stratigraphie, faciès, position structurale et paléogéographique. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique du Nord*, t. 68, fasc. 1-2, p. 101-112.

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.

Gupta RP. (2003) Remote Sensing Geology. Springer-Verlag, Berlin, p 592

Hadjem R. (2010) Les principales caractéristiques géologiques, pétrographiques, minéralogiques et géologiques des formations gréseuses du flysch numidien du Nord-Est Algérien : cas du Djebel Hadjar Nahal, région de Ain Berda, Thèse de doctorat. Annaba., 86p

Hodler Thomas W. (1978) Remote sensing applications in hydrogeothermal exploration of the northern basin and Pauge Province, Doctor Of Philosophy. Oregon State University, 204 p

Hussein Khalid A (2012) Identifying and delineating thermally active areas in Colorado using thermal remote sensing data. Report, Geothermal Data Repository.

Johri M, Dunham EM, Zoback MD, Fang Z. (2014) Predicting fault damage zones by modeling dynamic rupture propagation and comparison with field observations. Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 119(2):1251-72.

Joleaud J. (1912) Etude géologique de la chaîne Nummidique et des Monts de Constantine. Thèse Sciences, Paris et Montpellier, Imp. Montagne Sicardi et Valentin, 438 p., 8 fig., 3 pl. photo h.t., 2 pl. h.t., 1 esquisse tect., 2 cartes géol.

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

Khiari A. (1991) Etude comparative des structures du Nord-Est des Maghrébides et du Sud-Est du Caucase d'après les données des images satellites. Thèse de Doctorat. Université Lomonossov Moscou. 196 p.

Kjelkenes FS. (2015) Structural analysis of the Jebel Fadeloun anticline, Tunisia: impact of fractures and faults on the petrophysical properties of carbonate rocks Master's thesis, The University of Bergen, 170 p

Kwarteng P, Chavez A. (1989) Extracting spectral contrast in Landsat Thematic Mapper image data using selective principal component analysis. Photogramm Eng Remote Sens 55(339-348):1

Lahondere JC. (1987) Les séries ultratelliennes d'Algérie Nord-Orientale et les formations environnantes dans leur cadre structural, 238p.

- Lee JB, Woodyatt AS, Berman M. (1990)** Enhancement of high spectral resolution remote-sensing data by a noise-adjusted principal components transform. *IEEE Trans Geosci Remote Sens* 28(3):295–304. <https://doi.org/10.1109/36.54356>
- Loveless S, Bense V, & Turner J. (2011)** Fault architecture and deformation processes within poorly lithified rift sediments, Central Greece. *Journal of Structural Geology*, 33(11), 1554-1568.
- Mahdjoub Y, Merle O. (1990)** Cinématique des déformations tertiaires dans le massif de Petite Kabylie (Algérie orientale). *Bull. Soc. Géol. France*, (8), VI, n° 4, pp. 629-634, 4 fig. , Paris.
- Manuel R, Brito MDG, Chichorro M, Rosa C. (2017)** Remote sensing for mineral exploration in central Portugal. *Minerals* 7(10):184.<https://doi.org/10.3390/min7100184>
- McKee D, Cunningham A, Dudek A. (2007)** Optical water type discrimination and tuning remote sensing band-ratio algorithms: application to retrieval of chlorophyll and Kd (490) in the Irish and Celtic Seas. *Estuar Coast Shelf Sci* 73(3-4):827–834.<https://doi.org/10.1016/j.ecss.2007.03.028>
- Mishra N, Haque MO, Leigh L, Aaron D, Helder D, Markham B. (2014)** Radiometric cross calibration of Landsat 8 operational land imager (OLI) and Landsat 7 enhanced thematic mapper plus (ETM+). *Remote Sens* 6(12):12619–12638.<https://doi.org/10.3390/rs61212619>
- Moir H, Lunn R J, Micklethwaite S, & Shipton ZK. (2013)** Distant off-fault damage and gold mineralization: The impact of rock heterogeneity. *Tectonophysics*, 608, 461-467.
- Morel A, Gentili B. (2009)** A simple band ratio technique to quantify the colored dissolved and detrital organic material from ocean color remotely sensed data. *Remote Sens Environ* 113(5):998–1011. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2009.01.008>
- Obert D. (1974)** Phases tectoniques mésozoïque d'âge anté-cénomaniens dans les Babors (Tell nord-sétifien, Algérie). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), XVI, p. 171-176, 4 fig.
- Ouanaimi, H. (2004)** Contribution à l'étude géologique du sud marocain, Stratigraphie séquentielle des bassins détritiques paléozoïque. Distributions des réseaux de diaclases à grande échelle dans les orogènes hercyniens et atlasiques, Es-Sciences, vol. 226.

Ouarari S. (2018) Etude Néotectonique de la zone de faille d'Ain Smara dans le contexte de la chaîne des Maghrébides de l'est Algérien. Communication, 4ème séminaire international sur la géologie des maghrébides, Sétif .

Pascal C et al. (1997) Distribution of Joints: Probabilistic Modelling and Case Study near Cardiff, Wales, UK. *Journal of Structural Geology*, 19, 10,1273-1284.

Priour R (1985) Genèse des zones de cisaillement, Rennes 1985. Thèse de magister. 155 p.

Raoult JF. (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, pp. 523-543, Paris.

Raoult JF. (1972) Géologie du centre de la chaîne numidique (nord du constantinois, Algérie). (Thèse parie), Mémoire, Société, géologique, France., Nouvelle, Série, LIII, N°121.

Rajendran S & Sobhi N (2018) ASTER capability in mapping of mineral resources of arid region: a review on mapping of mineral resources of the Sultanate of Oman. *Ore Geol Rev* 88:317–335

Rebouh N, Oudni A, Khiari A, Benabbas C, & Özgür N. (2021) Hydrothermal alteration mapping and structural features in the Ain Smara basin, Constantine (Northeastern Algeria): contribution of Landsat OLI8 data. *Arabian Journal of Geosciences*, 14(21), 1-19.

Rouni S, Ouazene H, Saadoun A (2017) Exploitation du gisement de calcaire au niveau de la carrière d'Oum Settas" ElkhroubConstantine"(Doctoral dissertation, Université Abderrahmane Mira-Bejaia, 180 p)

Rowland JV, Simmons SF (2012) Hydrologic, magmatic, and tectonic controls on hydrothermal flow, Taupo Volcanic Zone, New Zealand: implications for the formation of epithermal vein deposits. *Econ Geol* 107(3):427–457. <https://doi.org/10.2113/econgeo.107.3.427>

Sabins FF. (1999) Remote sensing for mineral exploration. *Ore Geol Rev* 14(3–4):157–183

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.

Sekandari M, Masoumi I, Pour AB, Muslim AM, Rahmani O, Hashim M, Zoheir B, Pradhan B, Misra A, Aminpour SM. (2020) Application of Landsat-8, Sentinel-2, ASTER and WorldView-3 Spectral Imagery for exploration of carbonate-hosted Pb-Zn deposits in the Central Iranian Terrane (CIT). *Remote Sens* 2020(12) :

1239.<https://doi.org/10.3390/rs12081239>

Sheikhrhimi A, Pour AB, Pradhan B, Zoheir B. (2019) Mapping hydrothermal alteration zones and lineaments associated with orogenic gold mineralization using ASTER data: a case study from the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Adv Space Res* 63(2019):3315–3332

Sibson R. (1977) Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society* 133 : 191–213.

Sigal J. (1952) Aperçu stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé. éditeur non identifié, XIXeme Congrès Géologique International.

Silantyev SA, Mironenko MV, Novoselov AA. (2009) Hydrothermal systems in peridotites of slow-spreading mid-oceanic ridges. Modeling phase transitions and material balance: downwelling limb of a hydrothermal circulation cell. *Petrology* 17(2):138–157.<https://doi.org/10.1134/S0869591109020039>

Torabi A, Berg SS. (2011) Scaling of fault attributes: A review. *Marine and Petroleum Geology* ;28(8):1444-60.

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

Vila JM. (1978) La nappe néritique constantinoise : un élément structural majeur de la chaîne alpine d'Algérie orientale. 6° R. A. S. T., p. 404.

Vila JM. (1980). La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins Algéro-Tunisiens, thèse de doctorat 665p. Pierre et Marie Curie Paris.

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.

Wambo JDT, Pour AB, Ganno S, Asimow PD, Zoheir B, Salles RDR, Nzenti JP, Pradhan B (2020) Muslim AM. (2020) Identifying high potential zones of gold mineralization in a sub-tropical region using Landsat-8 and ASTER remote sensing data: a case study of the Ngoura-Colomines goldfield, eastern Cameroon. *Ore Geol Rev* 122:103530

Wibberley CAJ, Shipton ZK. (2010) Fault zones: A complex issue. *Journal of Structural Geology* 32, 1554–1556

Wildi W. (1983) La chaîne tello rufaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution de Trias au Miocène. *Rev. Geol. Dyn. Géog. Phys.*, (24), 3, pp 201-297.

Yang M, Ren G, Han L, Yi H, Gao T. (2018) Detection of Pb–Zn mineralization zones in west Kunlun using Landsat 8 and ASTER remote sensing data. *J Appl Remote Sens* 12:026018

Yielding G. (2017) The geometry of branch lines. Geological Society, London, Special Publications. 439(1):11-22.