

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université Ferhat Abbas -Sétif 1-



Université Ferhat Abbas Sétif 1

Institut d'Architecture et des Sciences de la Terre

Département des sciences de la terre

THÈSE PRÉSENTÉ EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLÔME DE DOCTORAT
TROISIÈME CYCLE -LMD-

OPTION : Géologie de l'Ingénieur et Géotechnique.

SUR LE THÈME :

**DISCRIMINATION DES UNITÉS GÉOLOGIQUES ET STRUCTURALES DES
MONTS DES NEMEMCHAS À L'AIDE DES TECHNOLOGIES SPATIALES**

PRÉSENTER PAR :

Mr. CHIBANI Abdelmouhcene.

Soutenue publiquement le 24/06/2023, devant le jury composé de :

Mr. ZIGHEMI Karim MCA Président Université de Sétif 1
Mr. HADJI Riheb Professeur Directeur de thèse Université de Sétif 1
Mr. ZAHRI Farid MCA Examineur Université de Sétif 1
Mr. HASSANI Mohamed MCA Examineur Université de Sétif 1
Mr. FAHDI Chamesddine Professeur Examineur Université de Tébessa
Mr. GHERIEB Lassaad Professeur Examineur Université de Guelma
Mr. MERDES Abdelghani Professeur Membre invité Université de Sétif 1

DEDICACE

Je dédie ce travail,

À mes parents, Aucun mot ne saurait exprimer mon amour, mon respect et ma considération, pour vous, pour les sacrifices que vous avez consentis pour parfaire mon éducation, mon instruction et mon bien être.

Quisse Dieu, le tout puissant vous garder et vous procurer santé et longue vie

À mes grands-parents « Salah & Zeltoum », Que le Bon Dieu me les gardes aussi longtemps pour leur dévouement et surtout pour leur amour et les sacrifices qu'ils m'ont accordés.

À la mémoire de mes grands-parents « Salah & Zineb » Allah yarhamhom.

À mes frères et sœurs (Seif Eddine, Rami, Khedidja, Amina) En témoignage de la tendresse et de l'amour que j'ai pour vous, je vous souhaite un avenir rayonnant et beaucoup de bonheur.

À toutes mes oncles et tantes.

À tous ma famille.

À mes amis et mes collègues sans particularité

À tous mes enseignants tout au long de mes études.

À tous ceux ou celles qui me sont chers.

À vous . . . Merci

REMERCIEMENT

Avant tout, je remercie ALLAH de m'avoir offert l'opportunité de continuer mes études supérieures et m'avoir aidé à finaliser ce modeste travail.

Mes remerciements particuliers s'adressent à Monsieur HADI Rihab, Professeur à l'université Ferhat Abbas -Sétif1-, qui a accepté d'être mon directeur de thèse, de m'encadrer et de me diriger, et qui n'a jamais épargné effort ou conseil, pour réaliser ce travail.

Un grand merci aux membres de mon jury pour avoir bien voulu participer à la clôture de cette grande aventure. Merci à Monsieur le Président de jury, et messieurs les examinateurs qui ont bien voulu examiner ma thèse.

Je remercie aussi Dr. ZAHRI Farid qui m'a soutenu et aidé de plusieurs façons pendant la réalisation de ce projet, et durant mes années d'étude.

Mes vifs remerciements à ma famille (mes parents, mes grands-parents, mes frères et sœurs ...) pour leurs encouragements et leurs soutiens afin de réaliser ce travail.

Je tiens à remercier Monsieur Abid Rahal, le Chef de projet des phosphates de Bled El Hedba, pour leur aide, leurs conseils et sa disponibilité, durant tous mes missions de terrain.

Je tiens à remercier mes amis et mes collègues durant toutes mes années d'études.

Je compte aussi remercier mes collègues : Dr. MAHLEB A et Mr. ARRADJ. S pour leurs aides et leurs encouragements, qui m'ont permis de réaliser ce travail.

Mes remerciements s'adressent aussi à l'ensemble de mes collègues doctorants de l'université Sétif 1, Université d'Oran, Université de Tébessa, Université d'Annaba et Université de Batna, qui ont grandement contribué au bon déroulement de ce travail.

Ces années d'études (acharné !) n'auraient pas été aussi mémorables sans tous mes amis et collègues.

Je tiens à remercier mes enseignants de département des sciences de la terre de l'université Sétif 1.

Finalement, et si par inattention j'ai oublié quelqu'un, qu'il me pardonne et qu'il soit remercié.

*Shibani
Abdelmouhcene.*

Résumé

L'Atlas Saharien en générale et les monts de Nememcha's en particulier souffrent d'un manque terrible d'informations géologiques à grande échelle et des coupures géologique 1/50 000. Les monts de Nememcha's présente un cadre morpho-structurel complexe et climat semi-aride à aride, les autorités compétentes n'ont pas encore réalisé de cartes géologiques. Pourtant, cette région possède une variété de minerais d'intérêt économique, et elle recèle la plus grande mine de phosphate en Algérie, avec des réserves estimées à plus d'un milliard de tonnes de minerai titrant 20% de pentoxyde de phosphore, cela et du aux différents problèmes tel que l'étendue des terrains, les conditions climatiques difficiles, les accès limités et dangereux aux affleurements, la sécurité quasi absente. Les techniques géomatiques des données de télédétection multi-sources permettent la classification et l'identification des caractéristiques lithologiques. La méthode adoptée exploite le signal et la réponse spectrale. Pour cet effet, nous appliquons l'Analyse en Composantes Principales (ACP), la Fraction de Bruit Minimum (MNF), les filtres directionnels et les techniques de classification (SAM) sur les images satellitaires multispectrales Landsat 8 OLI et Sentinel-2A. Une étude pétrographique avec des travaux de terrain et de laboratoire a été réalisée afin de confirmer la description des différents faciès. Les résultats ont montré que le schéma de classification lithologique proposé peut réaliser une classification précise pour tous les faciès lithologiques dans les dépôts cénozoïques, mésozoïques et holocènes de la zone d'étude. La carte lithologique obtenue à partir du traitement GIS/RS est fortement corrélée avec notre étude de terrain. Par conséquent, les données d'images multispectrales (Landsat 8 OLI et Sentinel-2A) couplées à une technique avancée d'amélioration des images et à des enquêtes de terrain sont recommandées comme outil rapide et rentable pour la discrimination et la cartographie lithologiques. Les résultats expérimentaux couplés avec les travaux de laboratoire ont montré une bonne discrimination lithologique dans une zone dépourvue d'une couverture végétale.

Mots clés : Monts de Nememcha's ; ACP ; MNF, filtres directionnels ; classification supervisée.

Abstract

The Saharian Atlas in general and the Nememcha's Mountains in particular suffer from a terrible lack of large-scale geological information and 1/50,000 geological sections. The Nememcha's Mountains present a complex morpho-structural framework and semi-arid to an arid climate, and the relevant authorities have yet to produce any geological maps. However, this region possesses a variety of minerals of economic interest, and is home to Algeria's largest phosphate mine, with reserves estimated at over a billion tonnes of ore grading 20% phosphorus pentoxide. This is due to various problems, such as the extent of the terrain, difficult climatic conditions, limited and dangerous access to outcrops, and almost total lack of security. Geomatics techniques for multi-source remote sensing data enable the classification and identification of lithological features. The method adopted exploits the signal and spectral response. For this purpose, we apply Principal Component Analysis (PCA), Minimum Noise Fraction (MNF), directional filters, and classification techniques (SAM) on Landsat 8 OLI and Sentinel-2A multispectral satellite images. A petrographic study with field and laboratory work was carried out to confirm the description of the different facies. The results showed that the proposed lithological classification scheme could achieve an accurate classification for all lithological facies in the Cenozoic, Mesozoic, and Holocene deposits of the study area. The lithological map obtained from GIS/RS processing is highly correlated with our field study. Therefore, multispectral image data (Landsat 8 OLI and Sentinel-2A) coupled with an advanced image enhancement technique and field surveys are recommended as a rapid and cost-effective tool for lithological discrimination and mapping. Experimental results coupled with laboratory work have shown good lithological discrimination in an area devoid of vegetation cover.

Keywords: Nementcha Mounts; PCA; MNF, directional filters; supervised classification

ملخص

تعاني سلسلة الأطلس الصحراوي بشكل عام وجبال النمامشة بشكل خاص من نقص رهيب في المعلومات و الخرائط الجيولوجية واسعة النطاق. تقدم جبال النمامشة إطارًا هيكليًا و تضاريس معقدة و مناخ شبه جاف إلى جاف، السلطات المختصة لم تنتج بعد الخرائط الجيولوجية. رغم أن هذه المنطقة بها معادن متنوعة ذات أهمية اقتصادية، وتحتوي على أكبر منجم للفوسفات في الجزائر، باحتياطيات تقدر بأكثر من مليار طن من خام خامس أكسيد الفوسفور بنسبة 20%، وذلك بسبب مشاكل مختلفة مثل المساحة الشاسعة للمنطقة، والظروف المناخية الصعبة، والمسالك الصعبة والخطيرة التي تؤدي إلى النوات و مختلف التراكيب الجيولوجية، و حالة الأمنية الغير مستقرة بالمنطقة. تسمح تقنيات الجيوماتيك من بيانات الاستشعار عن بعد متعددة المصادر بتصنيف وتحديد السمات الصخرية. الطريقة المعتمدة تستغل الإشارة والاستجابة الطيفية. لهذا الغرض، نطبق تحليل المكونات الرئيسية (PCA)، والحد الأدنى لكسر الضوضاء (MNF)، والمرشحات الاتجاهية وتقنيات التصنيف (SAM) على صور الأقمار الصناعية متعددة الأطياف من Landsat 8 OLI و Sentinel-2A. تم إجراء دراسة بتروغرافية مع العمل الميداني والمختبري للتأكد من وصف السحنات المختلفة. أظهرت النتائج أن مخطط التصنيف الصخري المقترح يمكن أن يحقق تصنيفًا دقيقًا لجميع السحنات الصخرية في راسب حقب الحياة الحديثة، المتوسطة والقديمة في منطقة الدراسة. ترتبط الخريطة الحجرية التي تم الحصول عليها من معالجة بيانات الاستشعار عن بعد و نظم المعلومات الجغرافية ارتباطًا وثيقًا بدراستنا الميدانية. لذلك، يوصى باستخدام بيانات الصور متعددة الأطياف (Sentinel-2A و Landsat 8 OLI) إلى جانب تقنية تحسين الصورة المتقدمة والمسوحات الميدانية كأداة سريعة وفعالة من حيث التكلفة للتمييز ورسم الخرائط الحجرية. أظهرت النتائج التجريبية المقترنة بالأعمال المخبرية والميدانية تمييزًا و نتائج ممتازة لرسم خرائط صخرية و جيولوجية خاصة في المناطق الشبه الجافة والجافة الخالية من الغطاء النباتي.

الكلمات المفتاحية: جبال النمامشة؛ تحليل المكونات الرئيسية؛ الحد الأدنى لكسر الضوضاء؛ مرشحات اتجاهية؛ التصنيف الخاضع للإشراف.

Table des matières

DEDICACE	I
REMERCIEMENT	II
Résumé.....	III
Abstract.....	IV
ملخص.....	V
Table des matières	VI
Liste des figures	XI
Liste des tableaux.....	XV
a. Introduction Générale	1
b. Problématique.....	2
c. Objectifs Du Travail	3
d. Organisation du manuscrit.....	5

CHAPITRE I

CADRE GÉOGRAPHIQUE, GÉOLOGIQUE ET HYDROCLIMATOLOGIQUE

Introduction.....	6
1. Présentation du secteur d'étude	6
1.1. Cadre géographique	6
1.2. Cadre géologique	8
2. Présentation lithostratigraphique	8
2.1. Mésozoïque	8
2.1.1. Trias	8

2.1.2. Jurassique	10
2.1.3. Crétacé	10
2.2. Cénozoïque.....	15
2.2.1. Paléogène.....	15
2.2.2. Plio-Quaternaire	16
3. Aperçu structural régional	18
3.1. Structuration de l'Atlas Saharien Oriental	18
3.1.1. Accident Nord Atlasique « A.N.A »	18
3.1.2. Accident Sud Atlasique « A.S.A »	18
3.2. Déformation interne du domaine atlasique oriental	19
3.2.1. Accident majeurs à l'échelle du domaine atlasique oriental	19
3.2.2. Plissements	20
3.2.3. Structures extensives	22
3.3. Phases orogéniques de l'Atlas Saharien Oriental.....	22
3.3.1. Déformations du Trias au Jurassique	22
3.3.2. Déformation au Crétacé Inférieur.....	23
3.3.3. Déformations au Crétacé Supérieur.....	24
3.3.4. Déformation d'âge Éocène Supérieur (Phase atlasique)	25
3.3.5. Déformation d'âge Oligo-Miocène	25
3.3.6. Déformation d'âge Plio-Quaternaire	25
4. Hydro-Climatologie.....	26

4.1. Hydrogéologie et hydrologie.....	26
4.2. Les facteurs climatiques.....	28
4.2.1. Les précipitations.....	28
4.2.2. Coefficient pluviométrique.....	30
4.2.3 La température.....	31
4.2.4. Diagramme ombrothermique.....	33
4.2.5. Détermination du type du climat.....	33
Conclusion.....	36

CHAPITRE II
GÉNÉRALITÉS SUR LES TECHNOLOGIES SPATIALES

Introduction.....	37
1. Définition de la télédétection « <i>Remote sensing</i> ».....	37
2. Principe fondamental de la télédétection.....	38
3. Les bases physiques de la télédétection.....	41
3.1. Le rayonnement électromagnétique.....	41
3.2. Le spectre électromagnétique.....	42
3.3. Effets atmosphériques.....	43
3.4. Les signatures spectrales.....	44
4. Principe de la photo-interprétation.....	45
4.1. La signature spectrale.....	45
4.2. La morphologie.....	45
4.3. La texture et la structure.....	45

5. Télédétection et géologie.....	45
5.1. Spectres de minéraux	46
5.2. Spectres des roches	47
5.2.1. Région de réflexion solaire (VNIR + SWIR)	48
5.2.2. Région thermo-infrarouge	51
5.3. Spectres de laboratoire et de terrain	52
5.4. Bibliothèques spectrales.....	53
Conclusion	53

CHAPITRE III

DISCRIMINATION PRÉLIMINAIRE ET ANALYSE STRUCTURALE

Introduction.....	54
1. Données utilisées	54
2. Discrimination préliminaire.....	57
2.1. Traitements et amélioration des images.....	57
2.1.1. Étirement de la décorrélation (Decorrelation stretch)	57
2.1.2. Facteur d'indice optimal (OIF -Optimal index factor-) :.....	57
2.1.3. Analyse de la composante principal « PCA » :.....	64
2.1.4. Fraction minimale de bruit (Minimum Noise Fraction MNF)	68
2.2. Classifications	71
2.2.1. Classification supervisé (SAM).....	71
3. Analyse Structurale	74
3.1. Filtres directionnels.....	74

3.2. Carte structurale	74
Conclusion	76
CHAPITRE IV	
TRAVAUX DE TERRAIN, LABORATOIRE ET CARTOGRAPHIE FINALE	
Introduction.....	77
1. Missions De Terrain	77
2. Travaux du terrain et description.....	80
3. Description pétrographique et lithostratigraphique	84
a. Trias (t)	84
b. Jurassique (j).....	86
c. Crétacé inférieur (n).....	86
d. Turonien à Cénomanién (c ²⁻³).....	87
e. Maastrichtien à Santonien (c ⁴⁻⁶).....	88
f. Dano-Montien (e ¹)	92
g. Thanétien (e ²).....	94
h. Lutétien inférieur à Yprésien (e ³⁻⁴)	94
i. Lutétien (e ⁴)	95
j. Moi-Pliocène (mp).....	96
k. Quaternaire (q).....	98
Conclusion	99
Conclusion générale.....	100
Références bibliographiques.....	103

Liste des figures

Figure 1. Cartogramme des coupures des cartes géologiques dans la zone d'étude.	2
Figure 2. Organigramme méthodologique montrant les diverses méthodologies adoptées lors de ce travail.	4
Figure 3. Localisation du secteur d'étude sur un modèle numérique de terrain SRTM30.	7
Figure 4. Colonne stratigraphique synthétique des monts du Mellègue (David 1956; Dubourdiou 1957; Thibieroz et Madre 1976 ; Chikhi 1980 ; Otmanine 1987, Bouzenoune 1993 ; Gharbi et Mulambo 2019).	9
Figure 5. Localisations des forages pétroliers.	16
Figure 6. Colonnes stratigraphiques des forages pétroliers du secteur d'étude.	17
Figure 7. Schéma structural simplifié (Kamel., 2008, « modifié »).	20
Figure 8. Courbes de subsidence tectonique au Mésozoïque du NW au SW (Vially et al., 1994).	23
Figure 9. Carte de réseau hydrographique de la zone d'étude.	27
Figure 10. Variations des précipitations moyennes mensuelles (mm) à la station de Tébessa.	29
Figure 11. Variations des précipitations annuelles (mm) pour la station de Tébessa.	29
Figure 12. Les variations du coefficient pluviométrique à la station de Tébessa.	30
Figure 13. Variations des températures moyennes mensuelles (°C) (station de Tébessa).	32
Figure 14. Diagramme ombrothermique à la station de Tébessa.	33
Figure 15. Courbes typiques des signatures spectrales pour une sélection d'objets naturels courants : limonite, sol sec, végétation et eau.	39
Figure 16. Principe de base de la télédétection.	39

Figure 17. Illustration des principes de télédétection. (a) télédétection passive. (b) télédétection active. (http://paititi.info/research-technology/remote-sensing-from-space/)	40
Figure 18. Composition et propagation d'une onde électromagnétique. (Bersi. 2016)....	42
Figure 19. Spectre électromagnétique.	43
Figure 20. (A) : Signature spectrale de plusieurs types de roches (Leverington, 2009). 1 et 2 : Calcaires. 3 : Dolomie. 4-7 : Grés. 8 : Argiles. 9 : Intrusion et Gabbro. (B) : Bande d'absorption dans le spectre de l'hématite causée par les transitions des électrons dans le fer (Rockwell, 2004).	44
Figure 21. Schéma résume les applications de la télédétection en géologie.	46
Figure 22. Spectres de réflectance en laboratoire de certaines roches communes. (a) Roches ignées. (b) Roches Sédimentaires. (c) Roches métamorphiques (la division de la réflectance est de 10) (Salisbury et Hunt. 1974).....	50
Figure 23. Modélisation des spectres d'émission de mélanges de minéraux.	51
Figure 24. Spectres infrarouges thermiques de roches communes variant d'une teneur élevée en SiO ₂ (granite) à une faible teneur en SiO ₂ (péridotite).	52
Figure 25. Position et noms des scènes utilisées.	55
Figure 26. Comparaison entre les bandes de Landsat 8 OLI et de Sentinel 2A.	57
Figure 27. Présentation sous forme radar avec marquer de la corrélation : (a) Landsat 8 OLI. (b) Sentinel 2A.	60
Figure 28. Meilleure composition en fausse couleur par l'indice OIF (R : 7, V : 5, B : 1) sur l'image Landsat 8 OLI de la zone d'étude. CS : Crétacé Supérieur. e4 : Lutétien. A : Alluvions.....	62
Figure 29. Meilleure composition en fausse couleur par l'indice OIF (R : 2, V : 8, B : 12) sur l'image Sentinel 2A de la zone d'étude. CS : Crétacé Supérieur. e4 : Lutétien. A : Alluvions.....	63

Figure 30. a) Présentation sous forme d'un radar des coefficients de corrélation entre les 7 composantes de Landsat OLI8, b) Limite d'extraction suivant les teste « Scree » de Cattel (1966).	65
Figure 31. a) Présentation sous forme d'un radar des coefficients de corrélation entre les 6 composantes de Sentinel 2A, b) Limite d'extraction suivant les teste « Scree » de Cattel (1966).	66
Figure 32. Composition en FC des PCs des données Landsat 8 OLI (R : PC 4. V : PC 3. B : PC 2): CS : Crétacé Supérieur. e1 : Dano-Montein A : Alluvions.	67
Figure 33. Composition en FC des PCs des données Sentinel 2A (R : PC 3. V : PC 2. B : PC 1) : e4-6 : Lutétien inférieur à Yprésien. e4 : Lutétien.	68
Figure 34. Composition en fausses couleurs des MNF des données Landsat 8 OLI. R : MNF 4. V : MNF 3. B : MNF 2.	69
Figure 35. Composition en fausses couleurs des MNF des données Landsat 8 OLI. R : MNF 3. V : MNF 2. B : MNF 1.	70
Figure 36. Exemples des réponses spectrales extraites à partir d'une image multispectrale Sentinel 2a : -a- l'Éocène gypseux -b- carbonates du crétacé supérieur -c- marnes du crétacé inférieur -d- Formations triasiques.	72
Figure 37. Résultat de la classification supervisé « SAM ».	73
Figure 38. Application des filtres directionnels et carte linéamentaire de la zone d'étude.	75
Figure 39. Carte d'échantillonnage et les missions réalisés lors de cette étude.	77
Figure 40. Coupes géologiques réalisé sur terrain (Coupe A-A' et B-B').	78
Figure 41. Coupes géologiques réalisé sur terrain (Coupe C-C' et D-D').	79
Figure 42. Le flanc Ouest de la structure antiforme de J. Zraga.	80
Figure 43. Le flanc Sud du J. ONK	81
Figure 44. Le flanc EST de J. Bou Ghaffar.	81

Figure 45. Les premières pentes des hauteurs dénudées du versant Nord du J. Fououa.	82
Figure 46. La vaste plaine d'Ain Thelidjène limitée par une crête d'un anticlinal, localement dédoublé.	83
Figure 47. Les dunes du Moi-Plio-Quaternaire dans les environs de Ferkane et Négrine.	83
Figure 48. Carte lithologique et structurale des monts de Nememcha's.	85
Figure 49. Calcaire à silex du Maastrichtien de la J. Zraga (frontière algéro-tunisienne).	88
Figure 50. (a-b). Texture mudstone du calcaire du Maastrichtien foraminifères (a : planctonique -Hedbergella sp-, b : benthique -lenticulina sp-).	89
Figure 51. Argiles marneuses et calcaires du Dano-Montien (Paléocène) : Affleurement dans la région de Hr. Halloufa à proximité de l'Oued El Bir.	92
Figure 52. Débris de bivalves et bryozoaires dans les calcaires du Dano-Montien.	93
Figure 53. Photomicrographies de quelques lames minces : (a). Texture wacke à packstone biomicritiques texture avec microfilaments. (b). argile marneuse dolomitisée avec une rare section de bivalves. (c-d). Texture mudstone micritique interrompue par biomicritique packstone ruban avec concentration de section bivalve.	93
Figure 54. Photo panoramique montrant des calcaires à silex du Maastrichtien (J. Mrata), des calcaires marneux dolomitiques et des calcaires à silex de l'Yprésien (J. Fedj Ennahla) et des sables et argiles du Moi-Pliocène.	95
Figure 55. Texture Mudstone à wackstone avec sections de bivalves et microfilaments.	95
Figure 56. Moi-Pliocène environ W. El Horchane, de bas en haut : Conglomérats et argiles, formation lagunaire gypseuse et calcaires lacustres.	96
Figure 57. (a-b). Texture de Packstone montrant une section de gastéropodes, bivalves, fragments d'extraclastes, et grains détritiques arrondis et sub-arrondis.	97

Figure 58. Les formations sableuses et les calcaires lacustres avec dépôts de silex noirs du Moi-Pliocène..... 97

Figure 59. Les dépôts argileux et sableux du Moi-Pliocène..... 98

Liste des tableaux

Tableau 1. Coordonnées géographiques de la station météorologique de Tébessa et période d'observation. 28

Tableau 2. Précipitations moyennes mensuelles à la station de Bir El Ater..... 28

Tableau 3. Précipitations annuelles (mm) et coefficients pluviométriques de la station de Tébessa (1997-1998/2019-2020). 31

Tableau 4. Température moyenne mensuelle (°C) à la station de Tébessa. 32

Tableau 5. Valeur de l'indice d'aridité annuel à la station de Tébessa..... 34

Tableau 6. Indices d'aridité mensuels (IM) à la station de Tébessa. 35

Tableau 7. Les caractéristiques des bandes spectrales des capteurs Landsat 8 OLI et de Sentinel-2A. 56

Tableau 8. Statistiques, covariances et corrélations entre les différentes bandes du Landsat 8 OLI..... 58

Tableau 9. Statistiques, covariances et corrélations entre les différentes bandes du Sentinel 2A. 59

Tableau 10. Meilleures combinaisons en fausse couleur d'après le calcul de l'indice OIF pour les images Landsat 8 OLI et Sentinel 2a de la zone d'étude. 61

Tableau 11. Composantes principales pour sept bandes de l'image Landsat 8 OLI. 64

Tableau 12. Composantes principales pour six bandes de l'image Sentinel 2A. 65



INTRODUCTION GÉNÉRALE ET PROBLÉMATIQUE



**DISCRIMINATION DES UNITÉS GÉOLOGIQUES ET STRUCTURALES DES
MONTS DES NEMEMCHAS À L'AIDE DES TECHNOLOGIES SPATIALES**

a. Introduction Générale

L'ALGERIE, par sa situation géographique, est un pays qui présente une grande diversité géologiques, (domaine interne, domaine externe, zone des flyshes, plateforme saharienne, boucliers ...), et structurales (Accident nord atlasique, accident sud atlasique, déformation lors des phases orogéniques ...). Cette diversité a incité les chercheurs à faire plusieurs études et recherches.

L'atlas saharien oriental et les confins algéro-tunisienne font l'objet de plusieurs études géologiques depuis longtemps. Les monts de Nememcha's font partie de l'Atlas saharien orientale, elles déposent une succession géologique et des différents types de roches et faciès économique tel que le phosphate. (Durozoy, 1956 ; Blés, 1969 ; Blés et Fleury, 1970 ; Vila, 1980 ; Vila, 1994 ; Kowalski et Hamimed, 2000 ; Vila, 2001, Hadji et al, 2013 ; Mouici et al, 2017 ; Rais et al, 2017 ; Hamad et al, 2018 ; Tamani et al, 2019 ; Nekkoub et al, 2020 ; Hamed et al, 2020 ; Boulemia et al, 2021 ; Mahleb et al, 2022).

Les monts du Nememcha's sont caractérisés par des dépôts Méso- Cénozoïque et des divers recouvrements épicontinental et continental, qui sont analogue de celui du Mellègue, la succession lithostratigraphique s'étend du Trias au Quaternaire. Le trias affleure en position anormale (diapir de Hameima Maskouta et Hameima Guibeur) (Ben Tahar., 2010).

Notre zone d'étude appartient à l'Atlas Saharien Oriental. Qu'est un bassin de forme rhombique (Kazi-Tani, 1986) bordé par l'accident nord atlasique et l'accident sud atlasique.

Sur la totalité des monts du Nememcha's le climat est aride à semi-aride, elle compte plusieurs aquifères potentiels liés à la diversité lithologiques. L'aquifère le plus important de la région semble se situer dans les grés et sables quartzeux du Miocènes. D'autres aquifères situés dans les calcaires Turoniens et Maastrichtiens sont beaucoup moins connus. Néanmoins la source de Tenoukla dont le débit est conséquent est alimentée par les calcaires du Turonien. Les calcaires Éocènes sont également aquifères.

b. Problématique

Le vaste territoire, l'aridité, et la nature accidentée du terrain complique la mission d'un géologue. De ce fait la cartographie géologique de l'Atlas Saharien, notamment des monts des Nememcha's s'avère très compliquée.

Ces contraintes ont conduit au manque partiel de la couverture géologique dans cette région (Fig. 01). Pour cette raison notre recherche s'efforce de montrer l'utilité de la télédétection pour constituer une source d'information géologique.

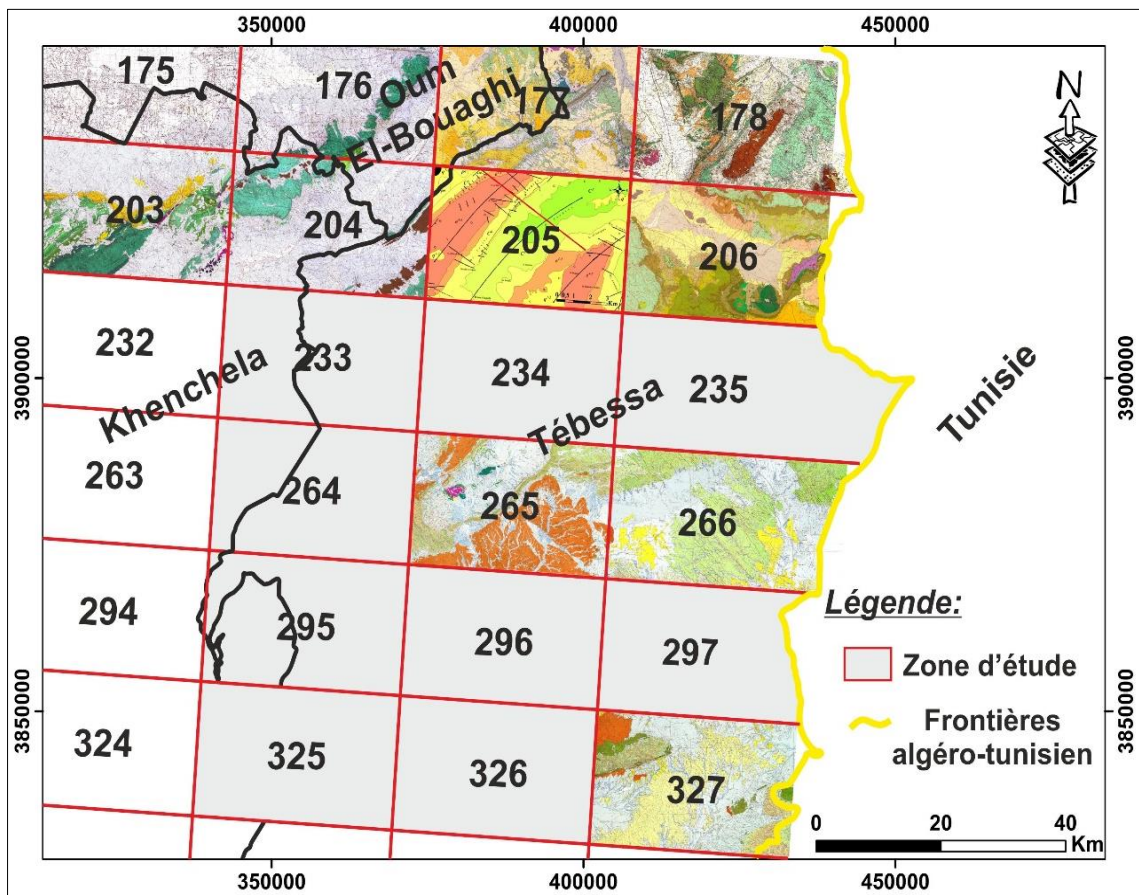


Figure 1. Cartogramme des coupures des cartes géologiques dans la zone d'étude.

La discrimination lithologique des monts de Nememcha's se base sur l'interprétation des images multispectrales Landsat 8 OLI et Sentinel 2a traitée numériquement et corrélée avec les données existantes (Coupures géologiques, N° 265, 266 et 327, échelle 1 : 50 000, forages pétroliers). En effet, les techniques de traitements employées, à savoir l'analyse de la composante principale (ACP), Fraction minimale de

bruit (MNF), permettent de délimiter les contacts des grandes unités lithologiques de la zone d'étude grâce à la variation du signal entre les unités voisines.

Les traitements des données Landsat OLI 8 et Sentinel 2A sont avérées efficaces et rapides pour la discrimination et la cartographie lithologique. La carte lithologique dérivée de cette technique montre une quasi-corrélation avec la réalité sur le terrain et les données cartographiques existantes.

c. Objectifs Du Travail

Ce travail a pour objet la discrimination et la caractérisation des formations unités géologiques et structurales des monts de Nememcha's à l'aide des images optiques spatiales.

Cette thèse s'intéresse à l'application des méthodes de télédétection et les systèmes d'information géographiques pour la caractérisation lithologique et structurale des unités géologique des monts de Nememcha's.

À partir de la synthèse des résultats, deux voies sont explorées et discutées pour la contribution de nouvelles cartes géologiques dans les monts de Nememcha's.

Ce manuscrit est rédigé selon deux grands axes pour répondre aux objectifs.

Le premier axe correspond à l'étude géologique et structurale des monts de Nememcha's. Il s'agit d'apporter une synthèse générale afin de créer un support pour les différentes approches méthodologiques adoptés lors de cette étude.

Le deuxième axe concerne les aspects techniques, à travers la synthèse des méthodes de la télédétection. On utilise des images multispectrales (Landsat 8 OLI et Sentinel 2a) couplé avec un travail de terrain (échantillonnage, description, coupes géologiques ...), et renforcé avec une étude pétrographique (confection des lames minces).

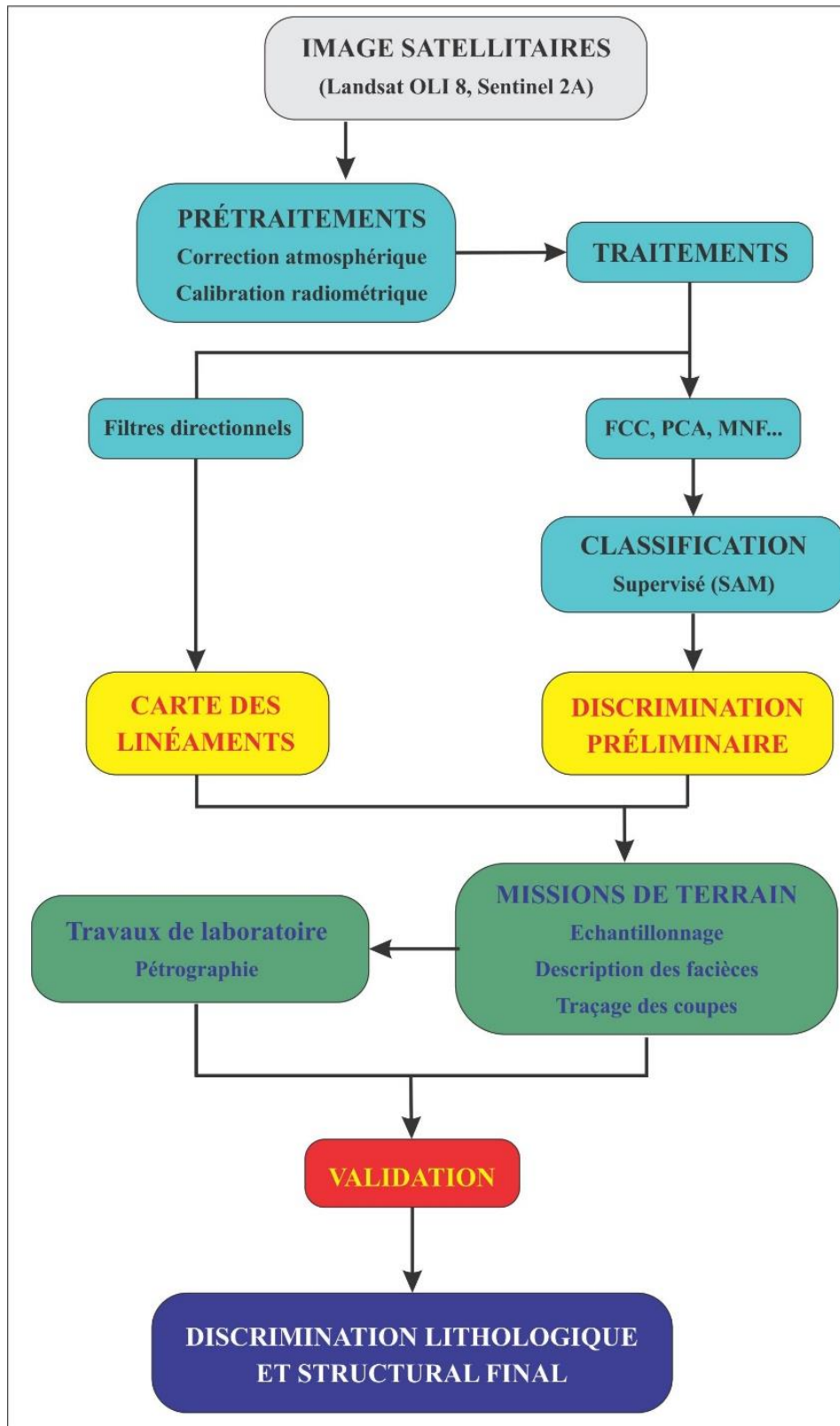


Figure 2. Organigramme méthodologique montrant les diverses méthodologies adoptées lors de ce travail.

d. Organisation du manuscrit

Cette thèse est divisée en quatre chapitres :

Chapitre I : Cadre géographique, géologique et hydro-climatologique

C'est une synthèse bibliographique de l'ensemble des données géologiques et hydrogéologiques connues dans la littérature sur les monts des Nememcha's. Cette synthèse permet de définir le cadre général de l'étude. La structure, le contexte géodynamique et la stratigraphie des différentes formations géologiques y sont détaillées.

Chapitre II : Généralités sur les technologies spatiales

Ce chapitre donne un aperçu général sur les différentes technologies spatiales, tel que la télédétection, leurs principes de base, domaine d'application, inconvénients, ...etc.

Chapitre III : Discrimination préliminaire et analyse structurale

Ce chapitre apporte des informations sur les structures géologiques en surface en se basant sur les analyses et les traitements sur les images multispectrales Landsat 8 OLI et Sentinel 2A.

L'application des différentes techniques d'amélioration sur ces images, telles que le facteur d'indice optimal, l'Analyse de la composantes principale, la fraction minimale de bruit, ont permis de créer une base de données sur laquelle on s'est permis de faire une classification supervisée pour avoir une carte lithologique préliminaire. La technique des filtres directionnels appliqués sur ces images, permet d'établir une carte structurale.

Chapitre IV : Travaux de terrain, laboratoire et cartographie finale

Ce chapitre est consacré à la validation de la carte lithologique préliminaire, résultante des améliorations de la télédétection. Il s'articule autour de deux axes principaux :

Les travaux de terrain : la description, l'échantillonnage, les mesures, coupes géologiques, validation des contacts, cartographie des affleurements à échelle réduite ...etc.

Les travaux de laboratoire : Confection des lames minces, description pétrographique.



- CHAPITRE I -

CADRE GÉOGRAPHIQUE, GÉOLOGIQUE ET HYDROCLIMATOLOGIQUE



**DISCRIMINATION DES UNITÉS GÉOLOGIQUES ET STRUCTURALES DES
MONTS DES NEMEMCHAS À L'AIDE DES TECHNOLOGIES SPATIALES**

Introduction

La zone d'étude appartient à l'atlas saharien oriental, ce dernier a connu au cours du temps plusieurs études géologiques. On y trouve les monts de Nememcha's qui d'après la littérature elles comportes des structures géologiques et des différents types de roches et faciès économique tel que le phosphate. (Durozoy, 1956 ; Blés, 1969 ; Blés et Fleury, 1970 ; Vila, 1980 ; Vila, 1994 ; Kowalski et Hamimed, 2000 ; Vila, 2001, Hadji et al, 2013 ; Mouici et al, 2017 ; Rais et al, 2017 ; Hamad et al, 2018 ; Tamani et al, 2019 ; Nekkoub et al, 2020 ; Hamed et al, 2020 ; Boulemia et al, 2021 ; Mahleb et al, 2022).

Cette zone est composée de terrains dont la lithologie et les faciès sont variés, allant du Trias au Quaternaire. Elle est considéré comme un bassin de forme rhombique bordé par l'accident Sud Atlasique « A.S.A » et l'accident Nord Atlasique « A.N.A » (Kazi-Tani, 1986).

1. Présentation du secteur d'étude

1.1. Cadre géographique

La région d'étude est située à environ 600 Km au Sud Est de la capitale Alger entre le massif de l'Aurès à l'ouest et les monts de Tébessa au nord-est. Ils constituent un ensemble de plateaux dominant le Sahara et séparés par d'immenses dépressions. La rivière Mellagou (oued el-Arab) délimite la frontière naturelle avec le massif de l'Aurès. Toutefois, cette limite est arbitraire, les deux ensembles sont les parties les plus massives de l'Atlas saharien. Les monts des Nememcha's s'étendent à l'est, jusqu'à la frontière tunisiennes (Fig. 3).

Les monts des Nememcha's sont creusés de gorges profondes et présentent localement un paysage de causses. Les plis sont plus lâches. Le djebel Dokhane culmine à 1 712 m, le djebel Foua atteint presque 1 500 m et le djebel Onk 1 338 m. Au sud, des couches calcaires faiblement ondulées forment un plateau qui plonge rapidement sous les alluvions du Sahara. Le relief est vallonné au nord, et tabulaire au sud, ouvert sur des plaines marécageuses.

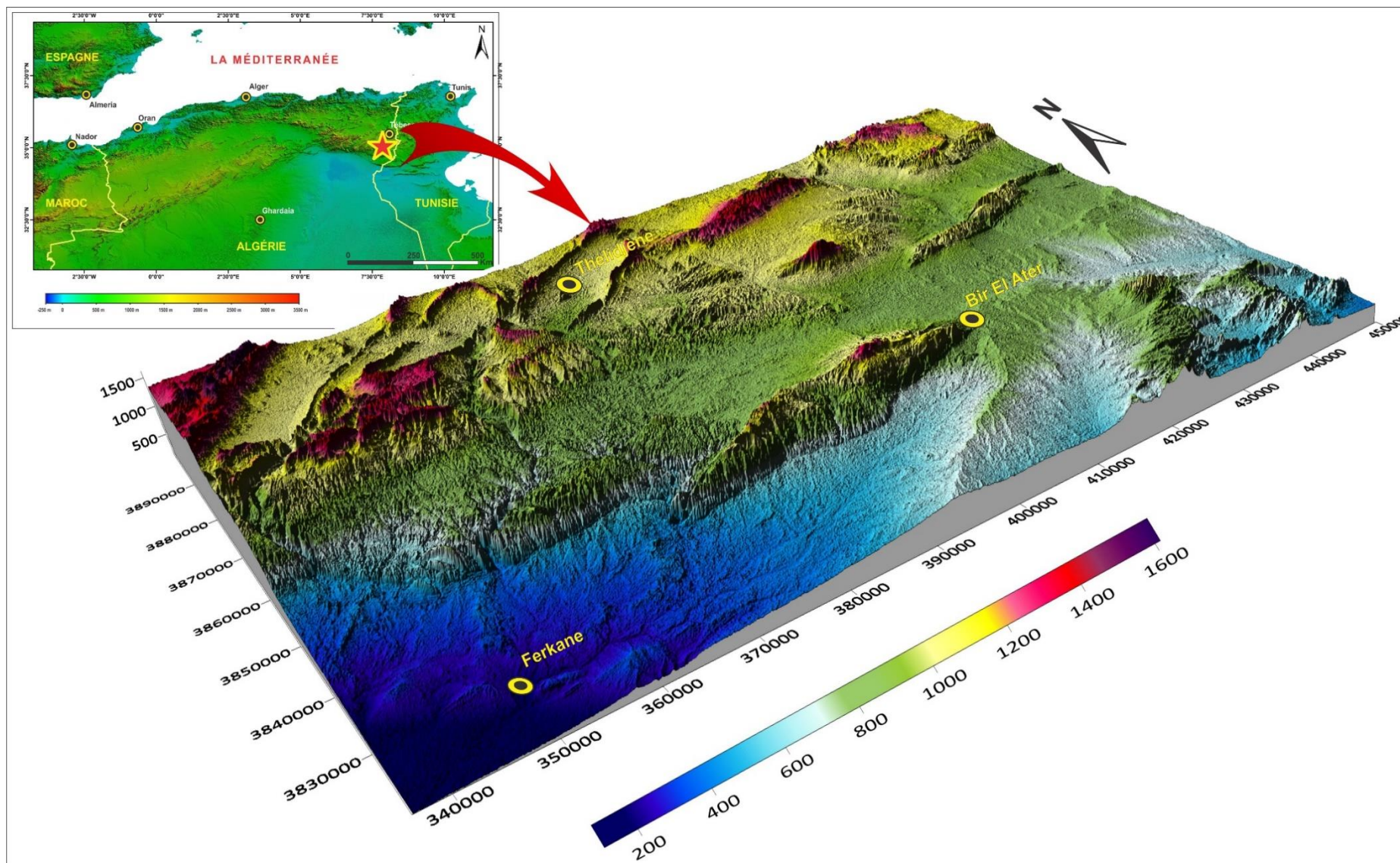


Figure 3. Localisation du secteur d'étude sur un modèle numérique de terrain SRTM30.

Les monts de Nememcha's sont peu boisés, et couverts principalement par la steppe. Toutefois, le climat est semi-aride à hiver froid, avec des précipitations moyennes annuelles de 256 mm. Elles atteindraient, sur les plus hauts sommets, 550 mm au nord et 350 à 450 mm au sud-ouest.

1.2. Cadre géologique

La région d'étude fait partie de la structure autochtone Nord-Aurésienne (Aurès Nememcha's) de l'atlas saharien (Durozoy, 1956 ; Blés, 1969 ; Blés et Fleury, 1970 ; Vila, 1980 ; Vila, 1994 ; Kowalski et Hamimed, 2000 ; Vila, 2001). Entre l'Aurès à l'Ouest, et les monts de Tébessa, au Nord-Est dont la majorité appartient à la wilaya de Tébessa.

Elle est constituée essentiellement des formations suivantes :

- Une formation triasique diapirique.
- Des formations carbonatées représentées par l'importantes couches calcaire-marneuses et de marnes d'âge Crétacé à tertiaire. Certaines de ces formations sont observables au niveau des bordures de la plaine de Tébessa.
- Un important dépôt alluvionnaire Moi-plio-quaternaire qui repose en discordance avec les formations précédentes et forme ainsi le remplissage des dépressions formant les plaines. Cette formation est observable surtout au piedmont des reliefs accidentés.

2. Présentation lithostratigraphique

Les monts du Nememcha's sont caractérisés par des dépôts Méso- Cénozoïque et des divers recouvrements épicontinental et continental, qui sont analogue de celui du Mellègue (Fig. 4), la succession lithostratigraphique s'étend du Trias au Quaternaire. Le trias affleure en position anormale (Hameima Maskouta et Guibeur) (Ben Tahar., 2010).

2.1. Mésozoïque

2.1.1. Trias

Ce sont les terrains les plus anciens connus à l'affleurement. Ils sont constitués de grandes masses d'argiles bariolées, marnes, amas de gypse et de dolomies brunes (Dubourdiou., 1956 ; Kamel., 2008 ; Ben Tahar., 2010).

		Lithologie	Epaisseur (m)	Description lithologique	
CENOZOIQUE	Quaternaire		⑥ 10-30	Dépôts classiques d'origine continentale	
	Néogène	Miocène		10-150	Conglomérats à grains variés avec un ciment carbonaté, grès quartzeux et calcaire sableux avec intercalations d'argilites
				200	Calcaires marneux à silex et intercalations de phosphates par endroits dans le mur
Paléogène	Eocène		200	Calcaires marneux à silex et intercalations de phosphates par endroits dans le mur	
CROCÉTIEN	EURE	Maest		250-300	Calcaires gris clairs, calcaires crayeux et marnes argileuses avec intercalation d'argils dans la partie supérieure
		Campan		500-600	Marnes argileuses gris-foncées et des calcaires blancs dans la partie moyenne et supérieure
	IUR	Con-Sant		500-600	Marnes argileuses grises et grises bleuâtres
		Turo		180-250	Calcaires en bancs, partiellement marneux à teinte noire et gris-foncée
	OSUR	Cénomane		900-1000	Marnes gris-verdatres et grises dans la partie supérieure, avec intercalations de calcaires marneux
		Vracon		500-600	Marnes et marnes-argileuses avec intercalations de calcaires argileux et argilites
	EURE	Albien		480-600	Marnes grises et gris-foncées, noires dans la partie supérieure avec de minces intercalations de calcaire argileux
		Clans		100-200	Marnes grises, gris-jaunes partiellement avec des intercalations de calcaires
	MCFE	Aptien		300-600	1- Faciès clastique, marnes argileuses avec intercalations de marnes sableuses et grès calcaires. 2- Faciès carbonaté, calcaires organo-détritique, bioclastes, ooclastes et interclastes
		Barrém		<250	Calcaires et dolomies, argilites et argiles dans la partie supérieure (grès à Mesloulia)
M	Jurassique		<700	Formations marno-gypsifères bariolées avec peu d'intercalations de grès à grains fins, dolomies et calcaires marno-dolomitique	
	Trias		<700	Formations marno-gypsifères bariolées avec peu d'intercalations de grès à grains fins, dolomies et calcaires marno-dolomitique	

Figure 4. Colonne stratigraphique synthétique des monts du Mellègue (David 1956; Dubourdiou 1957; Thibieroz et Madre 1976 ; Chikhi 1980 ; Otmanine 1987, Bouzenoune 1993 ; Gharbi et Mulambo 2019).

2.1.2. Jurassique

Dans les confins algéro-tunisiens, le Jurassique n'a pas été reconnu ni en affleurements, ni en sondages (Dubordieu., 1956 ; Chevenine et al., 1988).

Aux monts de Nememcha's, J.M. Vila et ses collaborateurs en 1993, ont prouvé qu'il y a un seul affleurement des formations d'âge Jurassique situé à l'Est du diapir du Hameima Maskouta (Notice explicative de la feuille de Ain Thelidjène, N° 265, échelle 1 : 50 000., 1993). Il a été qualifié « calcaire turbiditique à Aptychus » et rapportés au Jurassique supérieur. (CFP-Total, 1978).

2.1.3. Crétacé

a. Barrémien

La présence de l'association faunistique composée de: *Trocholina*, *Cunéoline* et *Choffaltelles* permettre la datation du Barrémien. Il est composé de dolomie, de couleur gris-brunâtre et beige, à passées d'argiles avec la présence de grés quartzitiques à siltstones avec des passées d'argiles indurées plus ou moins carbonatées.

b. Aptien

Les séries aptiennes correspondent à des dépôts marins peu profonds dans des eaux chaudes, au voisinage de récif. Elles sont formées essentiellement par des roches carbonatées néritiques (Dubordieu., 1956 ; Selmi-Laouar., 2004 ; Kamel., 2008 ; Ben Tahar., 2010).

Les formations aptienne sont datées par les *Orbitolines*. Ils sont composés de bas en haut par (1) un banc gréseux quartzitique révèle des traces d'huile dont la cassure confirme la présence d'hydrocarbures. (2) faciès essentiellement marneux qui alternent avec des argiles, des grés et des calcaires fossilifères. (3) Une barre dolomitique surmontée par des calcaires récifaux souvent oolithiques et ferrugineux. Les *Orbitolines* sont abondantes, avec de rares Rudistes. (4) Au sommet, se trouvent des calcaires en petits bancs massifs dans lesquels on peut distinguer des Lamellibranches et des moules internes de Gastéropodes. (Dubordieu., 1956 ; Kamel., 2008 ; Ben Tahar., 2010).

c. Albien

Les séries albiennes sont déposées dans une mer peu profonde, et correspondent à une sédimentation plus détritique. Aux monts de Nememcha's, l'Albien est formé de bas en haut par (1) séries de calcaires bruns relativement épais, noduleux ou brèchique. Ces faciès sont attribués à l'Albien inférieur. (2) calcaires marneux en petits bancs à cassure sombre alternant avec des marnes jaune à grises ; il s'agit de l'Albien moyen à supérieur. (3) Au sommet ; les micrite s'enrichissent en *Pithonella Ovalis KAUF* et *Sphaerica. KAUF* (Vila., 1992), (foraminifères) ce qui indique le passage au Vraconien.

d. Vraconien

Le Vraconien est caractérisé par une transgression générale amenant une sédimentation pélagique à remaniements de galets triasiques à la base. Ces dépôts recouvrent en discordance des termes inférieurs de l'Albien et du Trias (Othmanine., 1987). Les dépôts pélagiques sont composés généralement par des marnes à intercalations de calcaires argileux et argilites (Dubourdiou., 1956).

e. Cénomaniien

Le Cénomaniien est présent dans tous les grands anticlinaux de l'Aurès autour des massifs formés par le Crétacé Inférieur. Il est représenté par une puissante formation de marnes argileuse avec divers intercalations calcaires. Les dépôts cénomaniens ont une sédimentation terrigène en mer peu profonde (Kamel., 2008 ; Ben Tahar., 2010).

Le Cénomaniien inférieur est constitué de marnes de couleur verdâtre, à gypse, riches en foraminifères benthiques (*Lenticulina*, *Lituolidae*, *Spiroloculina sp*, *Buliminidae*...) dans la région de Thelidjène, (Vila., 1992 ; Ben Tahar., 2010), et par une série monotone de marnes grises ou brunes, un peu gypseuse, pratiquement azoïque, à rares petits bancs de calcaires marneux gris et de calcaires à débris dans la région de Tenoukla au Sud Est de Tébessa (Kamel., 2008).

Le Cénomaniien Moyen est constitué par une épaisse série de marnes grises ou gris-brun, localement sableuses ou gypseuses et de calcaires ; ces derniers correspondent à des calcaires à débris de mollusques, ou à des calcaires à huîtres ou lumachelles. La

microfaune est riche, on y trouve des *Textularidés*, des *Miliolidés* et des *Globigerina* (Kamel., 2008).

Le Cénomaniens supérieur est représenté par des marnes gris-jaunes, verdâtres, gypseuses, à *Rotalipora* avec des intercalations lumachelliques à Huîtres et Gastéropodes, très riches en foraminifères planctoniques et benthiques (*Hedbergella*, *Rotalipora*, *Prae Globotruncana*, *Litholidea*, *Lentiluculina*, *Dentalina*, *Frondicularia* et les *Ostrocodes*), (Vila., 1992 ; Kamel., 2008 ; Ben Tahar., 2010).

Au Cénomaniens terminal, la sédimentation change rapidement en même temps que la disparaissent des fossiles. Les marnes argileuses sont remplacées par des couches chargées en carbonates de la mer chaude (Dubourdieu., 1956). La limite supérieure du Cénomaniens est difficilement distinguable (Dubourdieu., 1956).

f. Turonien

Le Turonien est constitué par des calcaires et marno-calcaire à la base avec de nombreuses empreintes d'inocéramus. Cet intervalle est suivi par une série de marnes argileuses riches en Ammonites, Huîtres, et divers Lamellibranches. (Dubourdieu., 1956 ; Dubourdieu., 1959 ; Ben Tahar., 2010). Les séries turoniennes sont déposées dans une mer peu profonde. On distingue de la base vers le sommet (Vila., 1992 ; Kamel., 2008 ; Ben Tahar., 2010) :

A la base, le Turonien inférieur représenter par une alternance de calcaire bioclastique gris clair à gris-blanc en petits bancs et des calcaires en plaquettes, parfois feuilletées avec des joints marneux jaunes-verdâtres. Les premiers bancs calcaires contiennent des nodules ferreux avec quelques empreintes d'Ammonites souvent écrasées (*Acanthécératidès*, *Placenticeras CF*, *Syrtales* (Mort.), *CF*, *Hopilitoides gibbosulus SOLG...*), et des marnes gypseuses verdâtres riches en foraminifères planctoniques, benthiques et Ostracodes.

Le Turonien moyen est épais caractérisé par des marnes jaunes verdâtres à la mi-épaisseur et au sommet, des intercalations en bancs néritiques de calcaires noduleux gris à bivalves, parfois lumachéliques et Huîtres.

Le Turonien Supérieur est représenté par des marnes gris-verdâtres riches en foraminifères planctoniques à intercalations de calcaires marneux gris (*Marginotruncana CF*, *Renzi (GAND)* et *Dicarinelle CF*, *Hagni (SCHEIBNEROVA)*) avec quelques formes benthiques Lituolidea, Ostrocodes.

g. Sénonien

La limite inférieure du Sénonien est datée par l'apparition de *Barroisiceras Haberfeller*, la limite supérieure est datée par *Libyoceras* (Kamel., 2008).

Le Sénonien inférieur (Coniacien, Santonien) formé d'une puissante série de marnes gypseuses, gris- verdâtres à jaune- verdâtres et un banc de calcaire noduleux à lamellibranches.

Le Sénonien supérieur (Campanien, Maastrichtien), d'épaisseur variable de 200 à 600 m, est représenté par des calcaires marneux du Campanien qui passent à des marnes gypsifère puis à des calcaires massifs, crayeux bien limitées recouverts par une très forte accumulation des marnes argileuses, grises à noires. Ces derniers admettent à leur base quelques intercalations de calcaire (Dubourdiou., 1956 ; Ben Tahar., 2010).

Le régime sédimentaire au Campanien supérieur et au Maastrichtien, indique toujours la continuité des mêmes conditions de dépôts dans un milieu peu profond de mer chaude. (Chevenine et al., 1989 ; Ben Tahar., 2010).

h. Coniacien

Le Coniacien montre à la base des marnes gypsifères gris-beiges à biomicrites argileuses, devenant très argileuses vers le haut avec la présence de gypse à l'Est de J. Doukhane et au Sud de J. kecheride.

Il est représenté par des argiles brunes et des marnes grises, à intercalations de calcaires lumachelliques gris a blanc dans la région de J. Troubia. Au Sud, à Oued Mellah, J. Mandra et Hassi El Kerma, il est composé par une alternance de calcaires bioclastiques glauconieux gris-clair et de calcaires argileux gris- foncé avec des marnes gris-noir.

Un épaississement des séries est bien marqué vers le centre du bassin dans les régions de J. Foua et de J. Onk, avec une épaisseur maximale de 580 m dans la région de J. Foua.

i. Santonien

D'après (Kamel., 2008) et (Ben Tahar., 2010) le Santonien :

Est représenté à la base par des calcaires lumachelliques grumeleux et au sommet par des marnes pyriteuses brun-noir. Le Santonien est daté par des *Bryozoaires* et *Protobuntena Mumidica* et des prismes d'*Inocérames*, des *Ophiures* et des *Foraminifères Arénacés*. Le Sénonien Inférieur est marqué par un épisode de subsidence et une sédimentation terrigène en mer peu profonde.

Dans la région de J. Troubia, les dépôts sont composés par des marnes gris bleu à *Globotruncana*. Au Sud, dans les régions de Oued Mellah, J. Manndra et Hassi El Karma, le Santonien est représenté par des marnes grises et des argiles gris-noir à intercalations de calcaires lumachelliques pyriteux gris-foncé. On note la présence des *Lamellibranches* et des *Bryozoaires*.

À partir de la corrélation N-S (Fig. 6) on peut déduire un amincissement des séries vers le centre du bassin c'est-à-dire dans les régions de J. Foua et J. Boudjellal et dans la corrélation NW-SE (Fig. 6), l'amincissement continue jusqu'au biseautage du Santonien sous la discordance du Miocène dans la région de Bou Roumane.

j. Campanien

À sa base, il est représenté par des marnes grises indurées souvent crayeuses à argileuses, et légèrement dolomitiques avec intercalation de calcaire brun-rouge, indurée, un peu bioclastique et souvent marneuses. On note la présence de *Globotruncana Concavata Carinata*, *G.Fornicata*. Au sommet, ce sont des calcaires blanchâtre et jaunâtre, compacts, à passées de biomicrites argileuses à faune pélagique (*Radiolaire*, *Hedbergella*, *Globotruncana*). Le Campanien se biseaute dans la région de Bou Roumane (Fig.6). Le Campanien est marqué par la fin de la subsidence et le début d'une sédimentation épicontinentale (Kamel., 2008).

Au Sud, dans les régions de Hassi El Kerma, de Oued Mellah et de J. Mandra, le Campanien est composé à la base par des argiles gris-vert à gris-noir, avec des traces de marnes grises. Au sommet, par des marnes dolomitiques et argiles grises à gris vert à intercalations de calcaires glauconieux avec des traces de calcite et de nombreux débris d'organismes (*Lamellibranches et Bryozoaires*), des calcaires bioclastiques microcristallins blancs à gris-beige légèrement argileux et quelques débris d'organismes (*Orbitoides et lamellibranches*) (Kamel., 2008).

k. Maastrichien

Il comprend de puissants bancs de calcaires où l'on observe un développement des niveaux de glissement syn-sédimentaires. Au Sud de la région d'étude, le Maastrichien est constitué par des calcaires microcristallins bioclastiques gris-beige. Ce type de sédimentation est caractéristique de dépôts de mer épicontinentale (Kamel., 2008).

2.2. Cénozoïque

2.2.1. Paléogène

a. Paléocène

Il est composé par des marnes dolomitiques gris-noir à brunâtres avec de minces bancs de calcaire cristallin gris clair micritiques lité qui s'intercalent avec des couches phosphatées vers le niveau supérieur (Kamel., 2008 ; Ben Tahar., 2010).

b. Éocène

L'Éocène des monts de Nememcha's est représenté généralement par une dominance phosphatée avec une puissante série de calcaire dolomitique à silex et à Nummulites et des séries argilo-carbonatées à la base et évaporitiques au sommet (formation gypseuse) (Kamel., 2008 ; Ben Tahar., 2010).

c. Miocène

Les dépôts du Miocène sont représentés par des formations marines transgressives reposant en discordance sur les terrains plus anciens.

La série débute par un niveau conglomératique qui remanie essentiellement des silex noirs et rouges, elle se poursuit par des sables blanc-jaunâtre renfermant des passées d'argiles sableuses, le reste correspond à des bancs métriques de grés blancs, grossiers à stratifications obliques. Au sommet elle s'agit d'argiles sableuses rouges avec des passées de grés et des argiles compactes à patine verdâtre avec minces niveaux sableux jaunâtre et conglomératiques à silex noirs. La microfaune complètement remaniés, les formes benthiques sont représentés par *Uvigerina sp.*, *Gyroidina laevigata* d'Orbiny et des *Nonionidae*.

On peut trouver des bois silicifiés, à l'Est de Djemi-Djema et dans la région de Bled El Rhorbane.

2.2.2. Plio-Quaternaire

Les dépôts quaternaires sont d'origine continentale. Ils s'accumulent dans les parties basses des reliefs et constituent la plus grande partie du comblement de fossé d'effondrement. Il s'agit essentiellement de croûtes calcaires, des limons, des éboulis, des cailloutis et des poudingues. Leur épaisseur dépasse dans certains endroits 170 m.

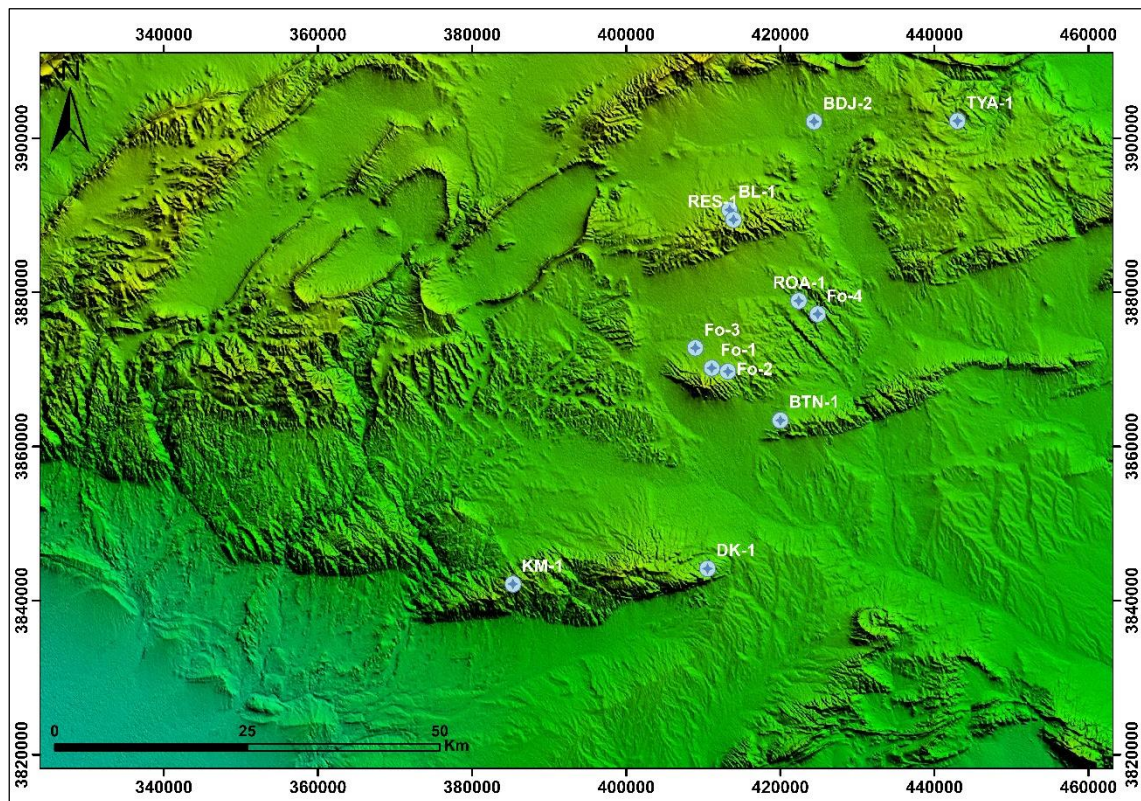


Figure 5. Localisations des forages pétroliers.

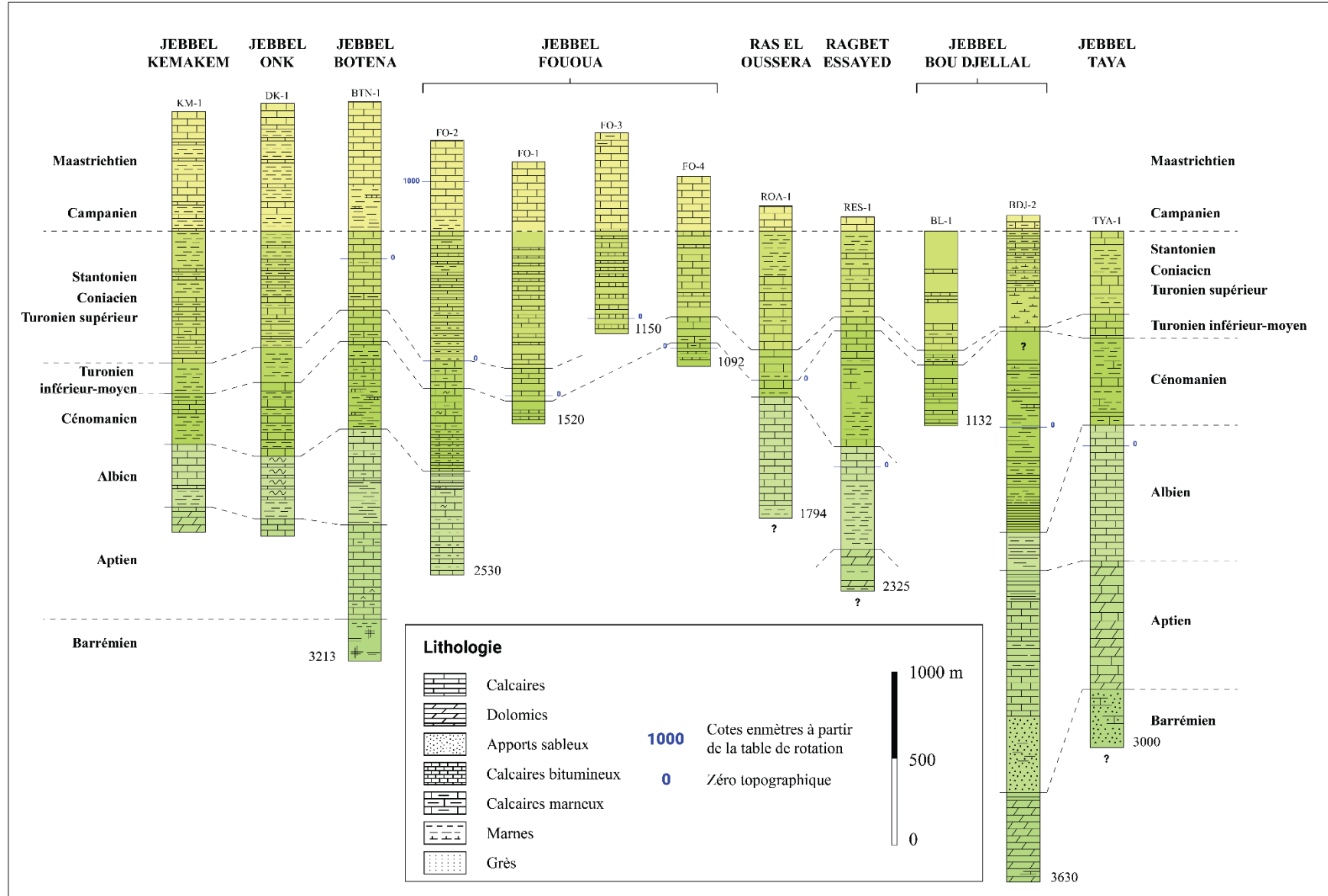


Figure 6. Colonnes stratigraphiques des forages pétroliers du secteur d'étude.

3. Aperçu structural régional

3.1. Structuration de l'Atlas Saharien Oriental

Notre zone d'étude appartient à l'Atlas Saharien Oriental. C'est un bassin de forme rhombique (Kazi-Tani, 1986) bordé par deux accidents :

3.1.1. Accident Nord Atlasique « A.N.A »

L'ANA est une faille bordière séparant les Hauts Plateaux au Nord de l'Atlas Saharien au Sud, avec une direction générale E-W (Laffitte., 1939). Guiraud (1970) considère cet accident comme un ensemble de cassures importantes qui se raccordent. En 1990, le même auteur suggère que cet accident est un décrochement dextre actif avant et après le plissement du Miocène (Kamel., 2008).

Elle a été interprétée comme faille bordière séparant dès le Jurassique Inférieur, voir même, dès le Trias (Kazi-Tani, 1986) deux domaines tectoniquement différents : le domaine pré-atlasique (Hauts Plateaux) peu subsident et le domaine atlasique, fortement subsident. À cette époque, l'Accident Nord Atlasique jouant en faille normale provoque une intense subsidence dont témoignent les séries épaisses de l'Atlas Saharien (Kazi-Tani, 1970). Lors des plissements atlasiques, ce même accident fait coulisser le compartiment des Hauts Plateaux vers l'Est, tout en soulevant le domaine atlasique (mouvement vertical) (Kazi-Tani, 1970). Cette tectonique résultant de la réactivation de failles de socle s'est manifestée à plusieurs périodes de l'histoire de la chaîne alpine ; au Jurassique, au Crétacé, à l'Éocène Moyen et même postérieurement (Kazi-Tani, 1970).

3.1.2. Accident Sud Atlasique « A.S.A »

Cet accident est subdivisé en allant vers l'Est en deux branches :

➤ Une branche septentrionale qui correspond à l'Accident Sud Aurésien de direction E-W et qui borde, au Sud, les massifs des Aurès et les monts des Nememcha's. Elle est décalée par des failles transversales NW-SE (Negrine, Gafsa) et par des failles décrochantes dextres (Kazi-Tani., 1986 ; Kamel., 2008).

➤ Une branche méridionale qui correspond à l'accident Sud Guerguitt de direction E-W à plongement Nord et qui borde, au Sud, les monts de Négrine et les monts de Guerguitt et de Ferkane (Guiraud., 1975 ; Piqué et al., 1998 ; Kamel., 2008).

Au niveau du contact plate-forme saharienne–Atlas saharien, les séries les plus récentes constituant le domaine atlasique plongent sous les terrains sahariens selon une flexure brutale qui engendre une série d'accidents secondaires (Cornet., 1959).

L'Accident Sud Atlasique existerait en tant que limite tectonique entre un domaine atlasique qui s'élève depuis le Néogène et une fosse sud-atlasique qui s'enfonce depuis le Miocène (Laffitte., 1939). Il est composé de différents tronçons qui n'ont ni la même signification, ni la même orientation, ni le même âge. Il montre une histoire complexe ; actif dès le Mésozoïque (Kazi-Tani., 1970), il est caractérisé par deux rejets :

➤ Un jeu à fort rejet vertical, anté-plissement jurassique-crétacé et à regard Nord (séparation du sillon atlasique de la Plate-Forme Saharienne).

➤ Une inversion post-plissement du rejet vertical qui devient à regard Sud.

Une tectonique post-villafranchienne en Tunisie et post- pliocène sur la bordure sud Aurésienne a été signalée (Aissaoui., 1984).

3.2. Déformation interne du domaine atlasique oriental

L'Atlas Saharien Oriental est caractérisé par une tectonique très complexe matérialisée par des plissements et une fracturation très intense (Fig. 7).

3.2.1. Accident majeurs à l'échelle du domaine atlasique oriental

L'Atlas Saharien Oriental est traversé par de nombreux accidents d'orientation variables, dont les plus importants sont ceux de Biskra-Négrine, de Gafsa et de Morsott à déplacement dextre (Fig. 7) (Vially et al., 1994).

Ainsi cette zone est affectée par de nombreuses structures tectoniques fragiles se traduisant par le développement de trois familles principales de failles. Parmi les plus importantes, nous distinguons les directions (Kamel., 2008) :

- NE-SW, longitudinales, soulignées par les pointements diapiriques
- NW-SE, transversales à décrochement dextre
- E-W déterminant les flexures sud Aurésiennes et sud atlasiques.

Le système de failles E-W défini le long de l'accident sud atlasique, lui-même décrochant, est composé de plusieurs tronçons en relais.

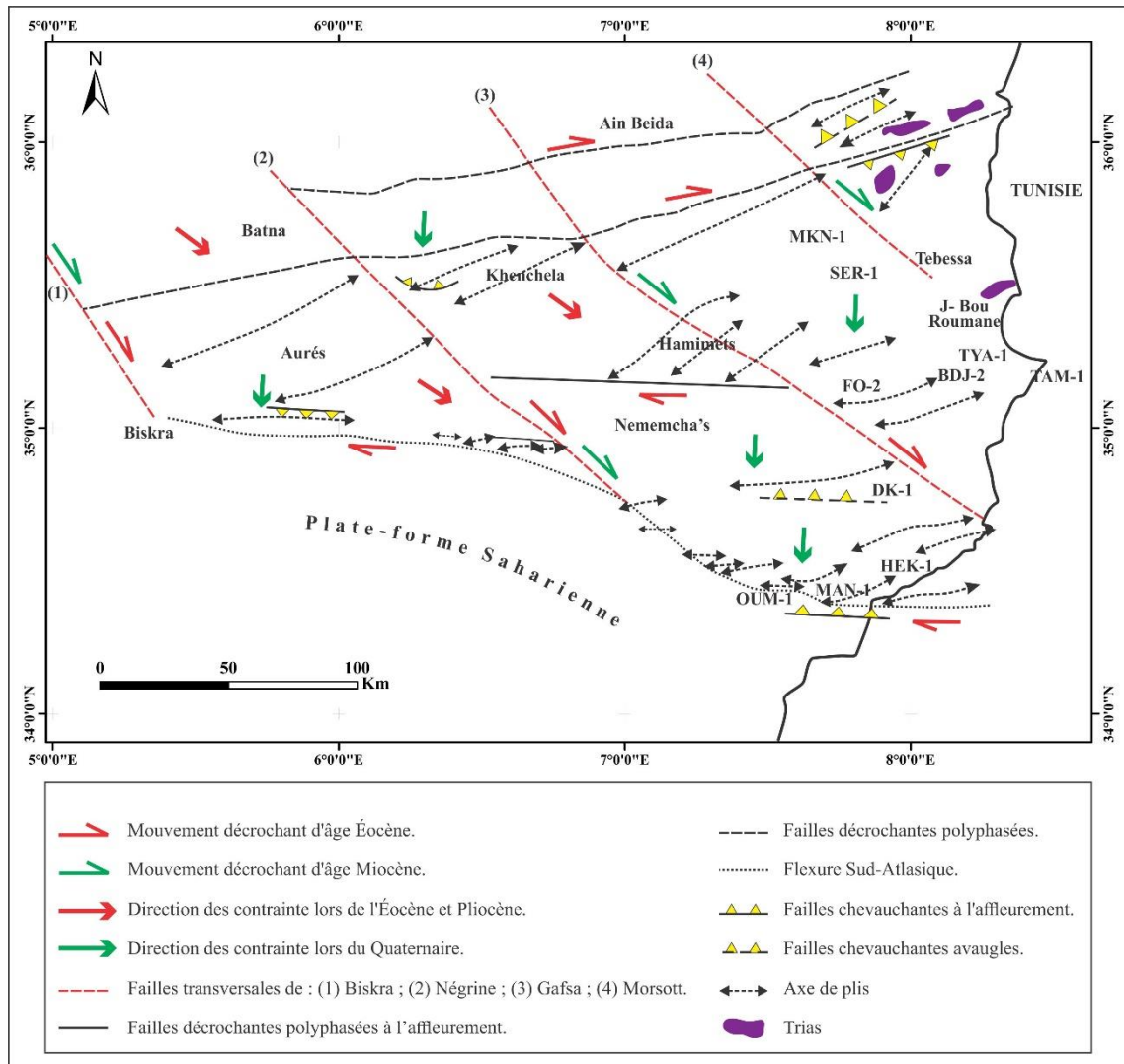


Figure 7. Schéma structural simplifié (Kamel., 2008, « modifié »).

3.2.2. Plissements

Les différentes ceintures de chevauchement-plissement constituant ce système orogénique se développent sur d'anciens grabens initiés pendant le rifting Triasico-

Liasique (Piqué et al., 2002, Frizon de Lamotte et al., 2006). Elles résulteraient de l'inversion cénozoïque liée à la convergence Europe–Afrique (Frizon de Lamotte et al., 2006).

l'Atlas Saharien Central a subi, au cours du Cénozoïque, un raccourcissement horizontal d'environ 10 km (Benaouali-Mebarek et al., 2006). Cette valeur est significativement plus faible que les 36 km estimés par Beauchamp et al (1999) dans le Haut Atlas. La chronologie de l'inversion de l'Atlas demeure un sujet de débat (Crétacé Supérieur ou fini-Eocène).

Dans le domaine atlasique oriental, les systèmes de plissement montrent des directions NE-SW, des directions E-W et des directions variant de NE-SW à E-W (Kamel., 2008).

- Les plis de direction NE-SW ont été reliés à la phase de raccourcissement NW-SE d'âge fini-éocène (phase atlasique) (Laffitte., 1939; Vila., 1980; Aissaoui., 1984 et Kazi-Tani., 1986). Elle correspond à la phase majeure d'inversion tectonique initiée dans les grabens Triasico-Liasiques. Les travaux récents montrent que cette inversion a débutée au Maestrichien (Herkat et Guiraud., 2006).
- Les plis de direction ENE-WSW à E-W, affectant les séries villafranchiennes correspondent à la phase post-pliocène décrite dans les monts de Nememcha's (Aissaoui., 1984 et Kazi-Tani., 1986). Ils sont engendrés par un raccourcissement N-S.
- Les directions de plissement passant de NE-SW à E-W montrent des formes sigmoïdes induites par des décrochements de direction NE-SW. On notera également que certaines directions de plis correspondent à la réorientation de plis NE-SW liée à la phase atlasique. La réorientation de ces plis est compatible avec des décrochements dextres (Kamel., 2008).

En Tunisie orientale, l'âge des déformations compressives reste mal contraint et objet de débat (Piqué et al, 2002). Elles seraient d'âge crétacé terminal et paléocène avec un paroxysme à l'Éocène Moyen–Supérieur (phase atlasique) comme en Algérie, (Frizon de Lamotte et al., 2006). Elles ont été mises en évidence en sub-surface dans les séries

paléogènes de l'avant-pays de la Tunisie orientale (Khomsi et al., 2006). Elles s'expriment par des plis, des structures d'inversion, des duplexes ainsi que des discordances angulaires détectables par la sismique-réflexion. Les événements compressifs débutent au Campanien–Maastrichtien et s'amplifient au Paléocène pour atteindre leur paroxysme au Lutétien–Priabonien ; ce paroxysme s'exprime par la discordance angulaire en toplap de l'Oligocène inférieur.

3.2.3. Structures extensives

Dans les confins Algéro-Tunisiens, les fossés d'effondrement sont orientés NW-SE à E-W, ils sont bordés par des accidents majeurs à valeur de failles normales ayant un rejet différent d'un fossé à un autre ; de 100 à 400 m dans le fossé de Tébessa-Morsott et de 1700 m dans celui de Ouled Ghanem (Dubourdieu., 1957). En Tunisie, ils sont connus et ont fait l'objet de nombreux travaux (Ben Ayed et al., 1997 ; Piqué et al., 2002).

Dans le domaine atlasique oriental (Dubourdieu., 1957), ces fossés sont comblés par des dépôts plio-quadernaires pouvant atteindre une puissance de 170 m (fossé de Tébessa-Morsott) à près de 300 m (fossé de Kasserine) (Kamel., 2008).

3.3. Phases orogéniques de l'Atlas Saharien Oriental

Les travaux antérieurs ont mise en évidence une évolution tectonique polyphasée allant du Trias au Quaternaire.

3.3.1. Déformations du Trias au Jurassique

Une phase distensive, de direction NW-SE a été mise en évidence du Trias au Jurassique (Laffite., 1939 ; Guiraud., 1973 ; Piqué et al., 2002). Cet événement a été corrélé avec l'ouverture du bassin atlasique, elle-même reliée à l'ouverture de la Téthys à l'Est et de l'Atlantique au Nord (Kazi-Tani., 1986 ; Herkat et Guiraud., 2006). Ce régime tectonique distensif se caractérise par des failles normales réactivant des accidents NE-SW et par la mise en place de vastes épanchements volcaniques (Kamel., 2008). Cette tectonique persiste jusqu'au Jurassique (Boudjema., 1987).

Dans le Sud-Tunisien, la tectonique extensive de direction subméridienne semble contrôler la sédimentation du Trias Supérieur au Crétacé inférieur (Bouaziz et al., 1998).

3.3.2. Déformation au Crétacé Inférieur

Le rôle dominant de la subsidence thermique et de l'eustatisme durant tout le Crétacé Inférieur est proposé par [Vially et al., 1994](#) et [Piqué et al., 2002](#) (Fig. 8).

D'autres travaux, au contraire mettent en évidence, le rôle du tectonique accompagnant la sédimentation au Crétacé Inférieur. Ces travaux montrent que le Crétacé Inférieur est marqué par une extension de direction NW-SE au Néocomien-Barrémien passant progressivement vers une direction NE-SW durant l'Aptien-Albien ([Guiraud., 1990](#) ; [Herkat et Guiraud., 2006](#)).

Il faut également signaler qu'une phase compressive anté-aptien terminal appelée phase autrichienne par les pétroliers, a été décrite par [Boudjema \(1987\)](#). Elle précède une période distensive du Crétacé inférieur et serait le résultat d'une inversion du jeu des accidents subméridiens de la plateforme saharienne.

Les affleurements de Trias recouverts par les carbonates de l'Aptien Supérieur, aux cœurs de vastes structures anticlinales, seraient un argument en faveur de cet événement compressif. Ce phénomène a été déjà signalé par [Dubourdieu \(1957\)](#) qui montre que les atolls de l'Aptien ont été édifiés sur des hauts fonds, eux-mêmes liés à cette phase compressive anté-aptienne ([Boudjema., 1987](#)).

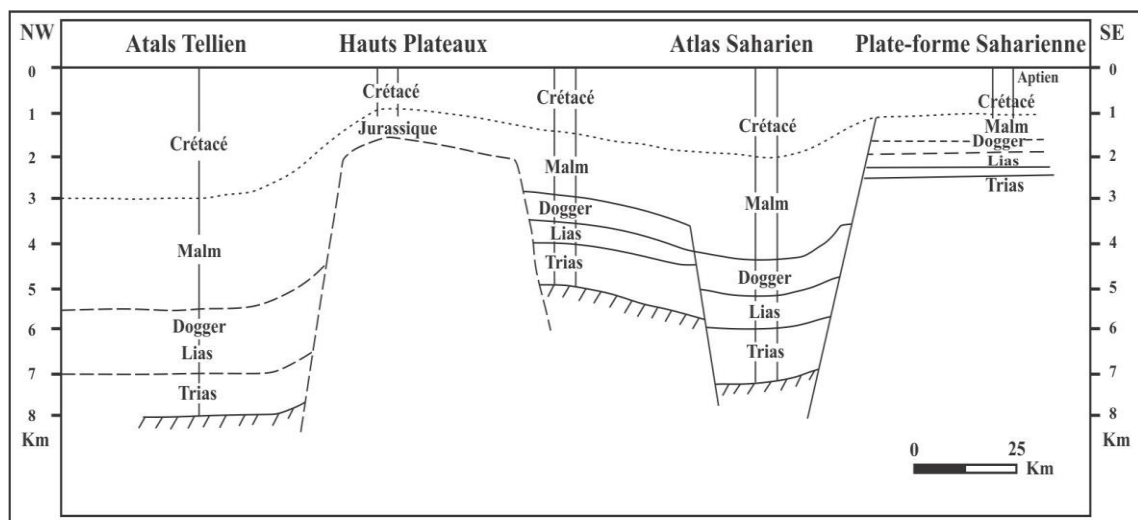


Figure 8. Courbes de subsidence tectonique au Mésozoïque du NW au SW ([Vially et al., 1994](#)).

3.3.3. Déformations au Crétacé Supérieur

Le début du Crétacé Supérieur correspond à une période de remplissage des bassins résultant d'une subsidence thermique et d'eustatisme (transgression-régression) (Herkat et Guiraud., 2006).

Un événement compressif d'âge santonien marqué par des plis de direction NE-SW et des fractures de même direction (Kazi-Tani., 1986). Cet événement pourrait indiquer qu'une inversion tectonique aurait débuté dès cette période dans certains domaines de l'Atlas saharien. Des serrages de direction N - S à NNE - SSW d'âge Turonien supérieur, connaissant leur paroxysme vers la fin du Santonien ont été signalés dans certaines zones de la bordure préatlasique et du Hodna (Herkat., 1999 ; Kamel., 2008).

Les mouvements tectoniques qui interviennent par la suite, notamment à la fin du Maastrichtien, sont largement connus à l'échelle de l'Afrique (Guiraud et Bosworth., 1997), paraissent affecter de plus larges zones et correspondent à une tendance générale, en relation avec le mouvement de la plaque africaine vers le NNE qui s'accompagne des premiers serrages de ce continent avec l'Eurasie (Herkat., 1999).

Le début des compressions annonciatrices de la phase atlasique majeure, peut être daté du Campanien-Maastrichtien, matérialisée par les discordances angulaires du Crétacé Terminal sur différents termes du Crétacé Supérieur. Ces résultats sont déduits de l'interprétation de profils sismiques et de données de forage. Ils sont connus dans les monts des Aurès (Bracène et Frizon de Lamotte., 2002 ; Frizon de Lamotte et al., 2000 et Herkat et Delfaud., 2000). En Algérie, une deuxième pulsation a lieu au Maastrichtien-Paléocène, bien exprimée en sismique et se traduisant à l'affleurement par des lacunes fréquentes du Maastrichtien ou d'une partie du Paléocène (Ben Ismail-Lattrache et al., 1996 ; Bouaziz et al., 2002 ; Bracène et Frizon de Lamotte., 2002 ; Guiraud., 1975).

C'est au Lutétien–Priabonien que se développe le paroxysme des compressions atlasiques majeures exprimées par des structures d'inversion et des chevauchements (Khomsni et al., 2004 ; Naak et al., 1992).

3.3.4. Déformation d'âge Éocène Supérieur (Phase atlasique)

La déformation responsable de la structuration de la chaîne alpine (phase atlasique) serait d'âge éocène supérieur (Laffitte., 1939 ; Aissaoui., 1984 ; Addoum., 1995) ou éocène moyen-supérieur (Frizon de Lamotte et al., 2006). Elle s'exprime par des plis orientés NE-SW, ainsi que par une fracturation de directions variables ; parallèles ou obliques aux structures compatibles avec une compression majeure NW-SE.

La phase fini-Éocène, compressive se développe sur un bassin pré structuré et disloqué par des failles majeures s'organisant suivant les directions E-W, NNE-SSW à N-S et NW-SE. Ces failles expriment un héritage structural anté-Paléogène de la marge orientale Algérienne et Tunisienne, en partie hérité de l'époque du Jurassique-Crétacé (Bedir., 1995 ; Bouaziz et al., 2002 ; Khomsi et al., 2004 (A) et (B)).

Les phases compressives Paléocènes et fini-Éocène ont été mises en évidence dans les Aurès dans l'Atlas saharien, plus généralement, dans l'ensemble du domaine atlasique maghrébin (Herkat et Guiraud., 2006). La réalité et l'importance de cet événement à l'échelle du Maghreb restent discutées. À ce propos, on constate une divergence importante entre (Frizon de Lamotte et al., 2000) qui insistent sur la généralité de cet événement à l'échelle du Maghreb, et (Piqué et al., 2002) qui la restreignent au territoire algérien. En Tunisie, les manifestations de cette phase ont été signalées en sub-surface dans l'Atlas méridional (Bedir., 1995) et en Tunisie orientale (Bédir et Bobier., 1987 ; Bédir., 1990 ; Bédir., 1995 ; El Euch et al., 2003 ; Khomsi et al., 2004 (A) et (B)).

3.3.5. Déformation d'âge Oligo-Miocène

En Algérie orientale, les événements compressifs d'âge Éocène Supérieur, sont suivis par une phase extensive au cours de l'Oligocène et du Miocène Inférieur (Bracène et Frizon de Lamotte., 2002 ; Frizon de Lamotte et al., 2000 ; Frizon de Lamotte., 2005). C'est une phase compressive donnant naissance à des plis E-W (Aissaoui., 1984).

3.3.6. Déformation d'âge Plio-Quaternaire

À la fin du Plio-Quaternaire, une phase compressive Fini Pliocène-Quaternaire a été décrite dans le domaine atlasique oriental. Elle serait à l'origine de la réactivation des structures atlasiques le long de l'ASA et de chevauchements d'ampleur plurikilométrique

démontrés à partir des travaux de sub-surface (Outtani et al., 1995). La phase compressive est matérialisée par des failles d'orientation ENE-WSW et générant des plis de direction E-W particulièrement dans les régions méridionales de l'Atlas saharien (Buroillet., 1956) ; ce mouvement serait responsable de la réorientation du flanc Sud de certaines structures. Les dépôts Quaternaires sont souvent étagés et rarement déformés, ils sont affectés par de légers rejeux de quelques plis fini-Pliocènes (Guiraud., 1990).

L'âge des fossés d'effondrement Plio-Quaternaires est très discuté. Ces fossés résultent d'une intense activité tectonique distensive Post-Miocène Inférieur (Dubourdiou., 1957 et Kazi-Tani., 1986), ou Crétacé avec un effondrement majeur au Pliocène. (Chihi., 1984). L'ouverture des fossés Plio-Quaternaires selon une direction E-W est compatible avec ce champ de contrainte N-S.

4. Hydro-Climatologie

4.1. Hydrogéologie et hydrologie

La région de Tébessa en générale compte plusieurs aquifères potentiels liés aux divers types lithologiques. L'aquifère le plus important de la région semble se situer dans les grés et sables quartzeux Miocènes. D'autres aquifères situés dans les calcaires Turoniens et Maastrichtiens sont beaucoup moins connus. La source de Tenoukla dont le débit est conséquent est alimentée par les calcaires du Turonien. Les calcaires Éocènes sont également aquifères.

Le système aquifère de la plaine de Tébessa est formé essentiellement par un manteau alluvial d'âge quaternaire, composé d'une alternance d'argiles et de sable ou de cailloutis calcaires d'une épaisseur variant entre 10 et 400 m, encaissés dans un bassin d'effondrement d'âge Plio-Quaternaire, ouvert vers le Nord-Ouest. Les calcaires Turoniens, Maastrichtiens et Campaniens forment les reliefs en bordures Nord Est et Sud de la plaine et constituent également d'importants aquifères.

Dans la plaine d'El Ma El Abiod, le système aquifère est encaissé dans un bassin d'effondrement d'âge Mio-Pliocène, dont la structure lithologique horizontale et verticale est peu variée.

Les formations calcaires affleurent au Nord et au Sud, plongent en direction de la plaine sous un remplissage Quaternaire. La structure générale de la plaine d'El Ma El Abiod montre deux familles d'unités aquifères de profondeurs différentes :

- La première, de faible profondeur et très étendue, se rencontre dans les formations alluviales récentes constituées d'argiles remaniées avec du sable et des cailloutis.
- La deuxième se trouve dans les formations Miocènes, grès, sables et graviers à plus grandes profondeurs. Elle est exploitée par plusieurs forages et puits. Cet aquifère constitue le principal réservoir de la plaine.

Les deux nappes sont libres, mais la nappe Miocène devient captive sur une étendue faible à l'Est.

A Cheria, on reconnaît une superposition de trois couches qui forment le système aquifère. Dans la première, on rencontre les calcaires Maastrichtiens ayant un intérêt hydrogéologique uniquement en bordure suivis par les calcaires Éocènes qui constituent le principal réservoir hydrogéologique du plateau, et en fin l'aquifère des alluvions quaternaire formés par des cailloutis fluviatiles, de colmatage, de bas fonds, alluvions de piémont.

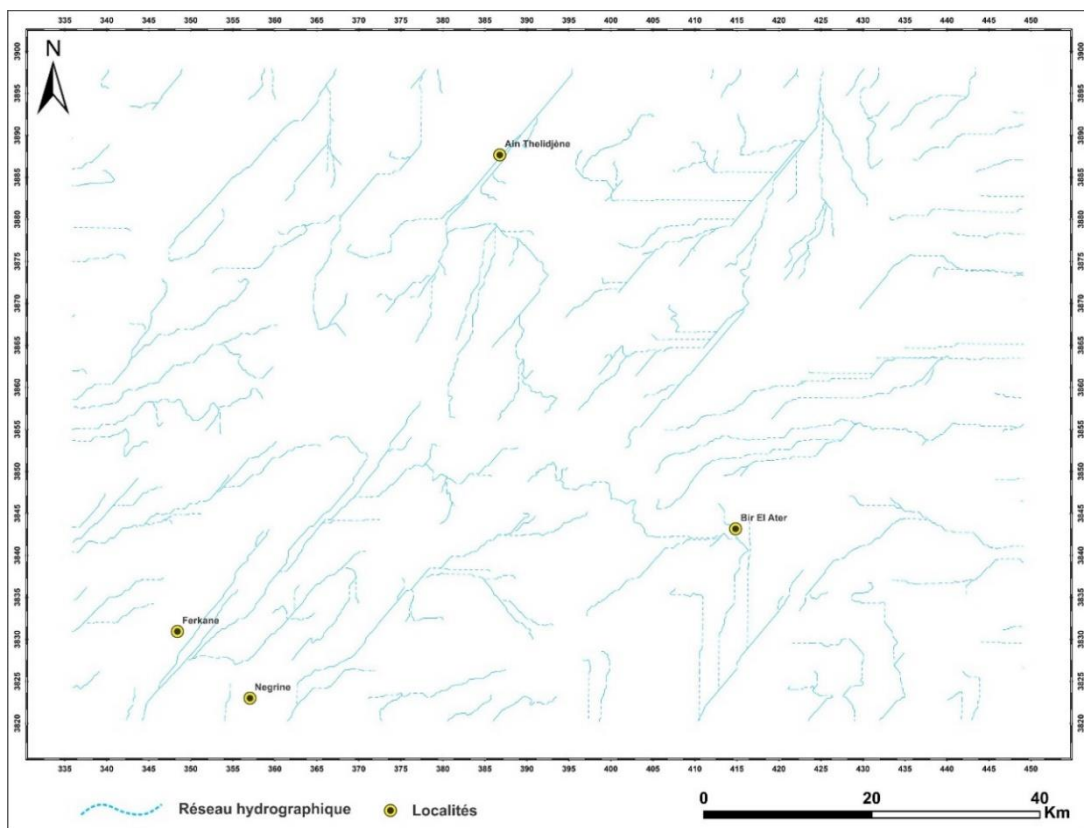


Figure 9. Carte de réseau hydrographique de la zone d'étude.

Entre les grands structure et reliefs se disposent des étendues planes et des collines, drainées par un réseau hydrographique de type endoréique convergeant vers le Sud, seul oued El Kébir se dirige vers l’Est et divague en Tunisie (Fig. 9).

4.2. Les facteurs climatiques

Pour notre zone d’étude, nous disposons des données climatiques pour une période de 23 ans (1997/1998 – 2019/2020) de la station de Tébessa. Le tableau qui suit, donne les caractéristiques géographiques et topographiques de cette station.

Tableau 1. Coordonnées géographiques de la station météorologique de Tébessa et période d’observation.

St° météorologique	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Période
Bir El Ater	8.13 E	35.48 N	813	1991-2020

4.2.1. Les précipitations

Les précipitations constituent une composante essentielle du cycle de l’eau. Elles permettent le renouvellement total ou partiel des nappes par le biais des infiltrations et elles conditionnent l’écoulement saisonnier et le régime des cours d’eaux. En général, quatre aspects sont discutés ; il s’agit du coefficient pluviométrique et des répartitions saisonnières, mensuelles et annuelles.

a. Les précipitations mensuelles

Les données des précipitations moyennes mensuelles pour la station de Tébessa (1991-2020) sont portées sur le tableau N° 2 et la figure. 10

Tableau 2. Précipitations moyennes mensuelles à la station de Bir El Ater.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Totale
P (mm)	45.10	38.21	32.33	32.09	31.14	21.42	30.94	36.60	45.63	25.03	15.33	27.16	380.98

La distribution des précipitations moyennes mensuelles illustrée par la figure. 10, montre que :

- Le mois le plus pluvieux est celui de Mai avec une précipitation moyenne mensuelle de 45.63 mm.

- Le mois le plus sec est celui de Juillet avec une précipitation moyenne mensuelle de 15.33 mm.
- La hauteur moyenne mensuelle est de 31.74 mm.

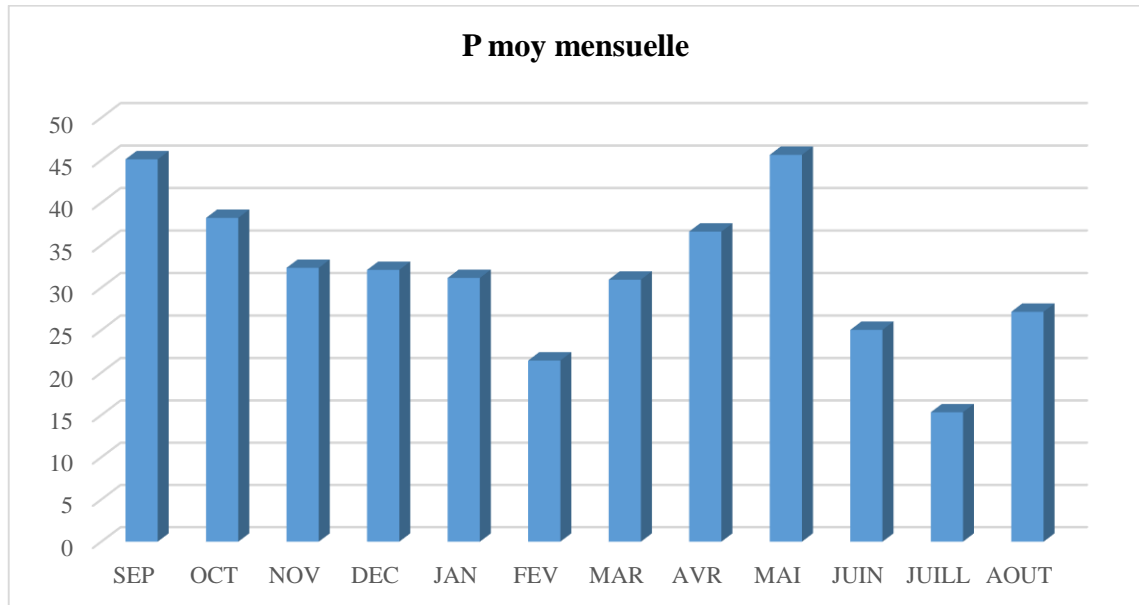


Figure 10. Variations des précipitations moyennes mensuelles (mm) à la station de Tébessa.

b. Les précipitations annuelles

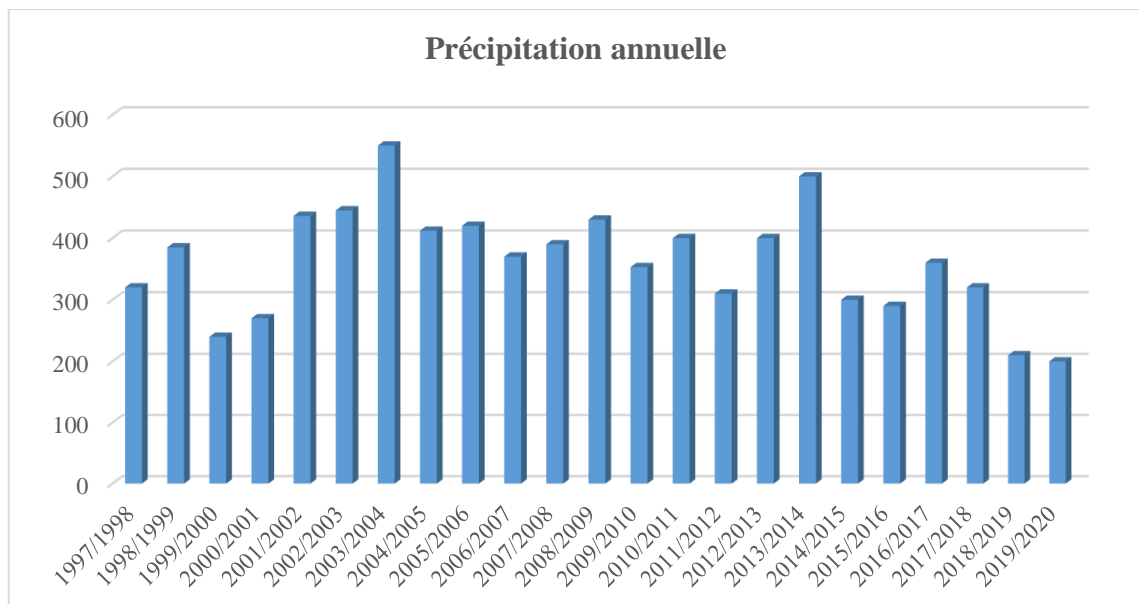


Figure 11. Variations des précipitations annuelles (mm) pour la station de Tébessa.

L'analyse de la courbe des variations interannuelles des précipitations sur une période de 23 ans (1997-2020) montre une grande différence entre l'année la plus arrosée (2003/2004) avec une précipitation de 550 mm et l'année la plus sèche (2019-2020), avec une précipitation de 200 mm (Fig. 11).

La précipitation moyenne annuelle est de l'ordre de 360.34 mm.

4.2.2. Coefficient pluviométrique

La variabilité interannuelle des précipitations est exprimée par le coefficient pluviométrique (CP). Ce paramètre est très important dans la détermination des années excédentaires et des années déficitaires. Il est obtenu par le rapport de la pluviométrie d'une année à la pluviométrie moyenne d'une série à une station donnée :

$$CP = \frac{P}{\bar{P}}, \quad \text{Avec :}$$

- CP : coefficient pluviométrique.
- P : hauteur des pluies annuelles (mm).
- \bar{P} : Moyenne annuelle pluviométrique (mm).

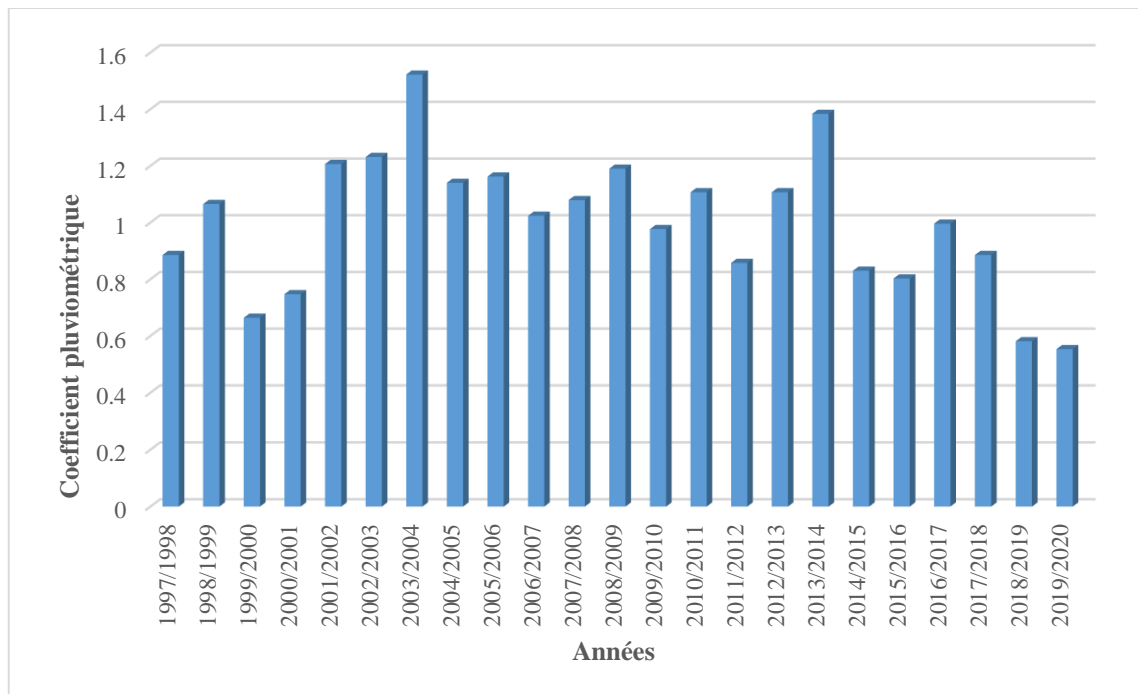


Figure 12. Les variations du coefficient pluviométrique à la station de Tébesa.

Nous avons deux cas : Si $CP > 1$: année excédentaire. Si $CP < 1$: année déficitaire.

La pluviométrie annuelle moyenne (\bar{P}) de la station de Tébessa est **361.34 mm**.

Le tableau N° 3 et la figure. 12. montrent une évolution alternative entre les années déficitaire et excédentaire avec un maximum et un minimum de l'ordre de 550 mm (2003/2004 : P = 550 mm) et 200 mm (2019/2020 : P = 200 mm) respectivement.

Tableau 3. Précipitations annuelles (mm) et coefficients pluviométriques de la station de Tébessa (1997-1998/2019-2020).

Année	P (mm)	CP	Type de l'année	Année	P (mm)	CP	Type de l'année
1997/1998	320	0.88	An. Défi	2009/2010	353	0.97	An. Défi
1998/1999	385	1.06	An. Exc	2010/2011	400	1.10	An. Exc
1999/2000	240	0.66	An. Défi	2011/2012	310	0.85	An. Défi
2000/2001	270	0.74	An. Défi	2012/2013	400	1.10	An. Exc
2001/2002	436	1.20	An. Exc	2013/2014	500	1.38	An. Exc
2002/2003	445	1.23	An. Exc	2014/2015	300	0.83	An. Défi
2003/2004	550	1.52	An. Exc	2015/2016	290	0.80	An. Défi
2004/2005	412	1.14	An. Exc	2016/2017	360	0.99	An. Défi
2005/2006	420	1.16	An. Exc	2017/2018	320	0.88	An. Défi
2006/2007	370	1.02	An. Exc	2018/2019	210	0.58	An. Défi
2007/2008	390	1.07	An. Exc	2019/2020	200	0.55	An. Défi
2008/2009	430	1.19	An. Exc				

4.2.3 La température

La température de l'air est un paramètre ayant une grande influence sur le bilan hydrologique, elle agit directement avec les autres facteurs météorologiques (précipitation, insolation, etc....) sur le climat d'une région. C'est par ces mesures qu'on essaye de montrer le rôle important de l'évapotranspiration sur l'écoulement et de déterminer les saisons. Elle constitue un facteur essentiel et déterminant dans l'étude de l'évaporation et l'évapotranspiration.

Les observations des températures extrêmes dont on dispose, sont prises au niveau de la station de Tébessa (Tableau. 4).

Tableau 4. Température moyenne mensuelle (°C) à la station de Tébessa.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Moy/an
T (°C)	23.83	18.20	10.89	6.05	5.11	6.14	10.23	15.25	20.40	25.80	29.68	29.43	16.75

À partir des données enregistrées à la station de Tébessa, la courbe représentative des variations de températures moyennes mensuelles sur une période de 23 ans (1997-2020) montre deux saisons thermiques (Fig. 13) :

- Les mois les plus froids sont les mois de Décembre, Janvier et Février avec une minimale des températures de l'ordre 6.05 °C, 5.11 et 6.14 °C respectivement.
- Les mois les plus chauds sont les mois de Juillet et d'Août avec une maximale des températures de 29.68 °C et 29.43 °C respectivement.
- La moyenne mensuelle est de 16.75 °C.

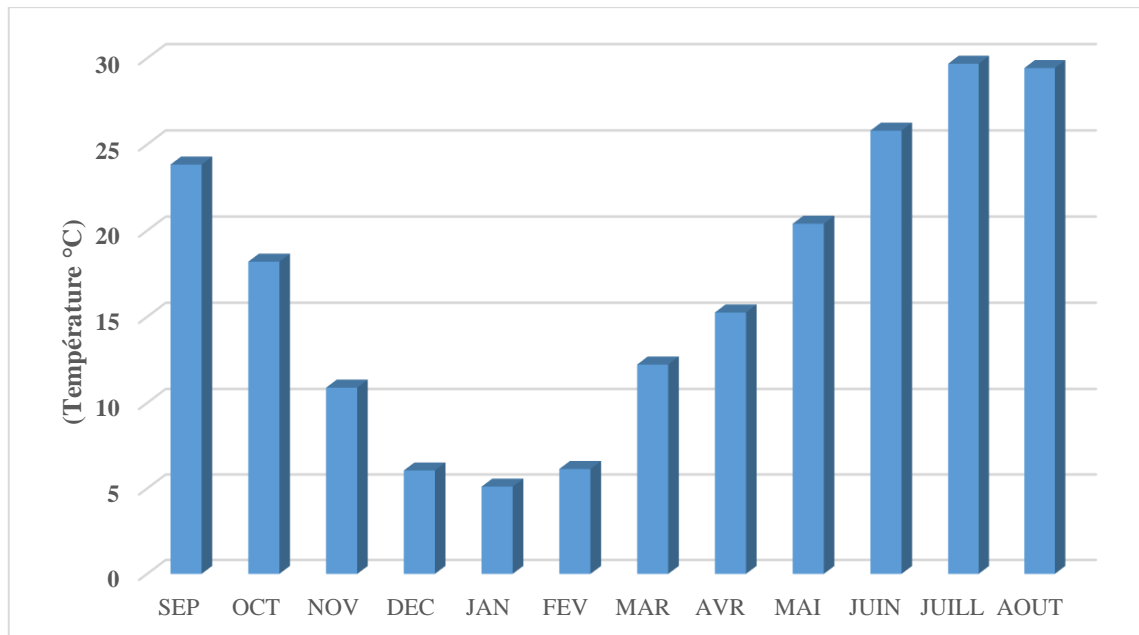


Figure 13. Variations des températures moyennes mensuelles (°C) (station de Tébessa).

4.2.4. Diagramme ombrothermique

D'après le diagramme ombrothermique (Fig. 14), on distingue deux périodes :

- Une période humide caractérisée par des précipitations relativement élevées, qui s'étale du début de mois d'Octobre jusqu'au mois d'Avril.
- Une période sèche qui s'étend du début du mois de Mai jusqu'au début du mois d'Octobre avec une température maximale de l'ordre 29.68 °C au mois d'Aout.

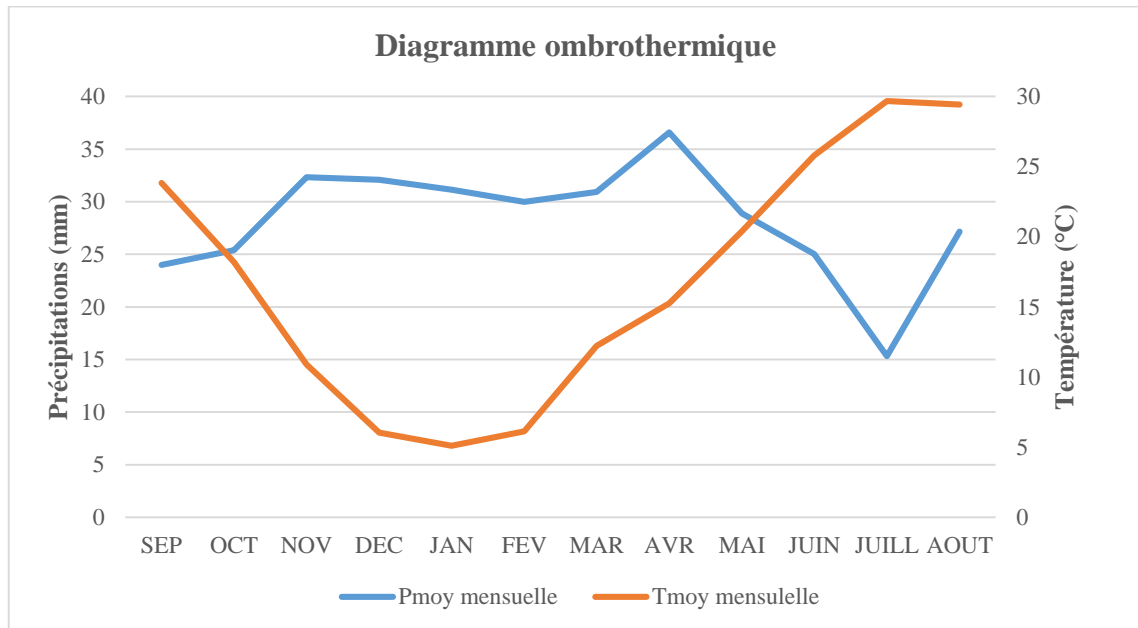


Figure 14. Diagramme ombrothermique à la station de Tébessa.

4.2.5. Détermination du type du climat

a. Indice de Martonne (1926)

La connaissance des caractéristiques et le type du climat basé sur l'indice d'aridité sont étudiés par la méthode qui est proposée par **De Martonne**. Cet indice est défini en fonction de la température et de la précipitation, et donner par la formule suivante :

$$A = P / (T + 10) , \quad \text{Avec :}$$

- **A** : Indice d'aridité annuelle
- **P** : Précipitations moyennes annuelles en mm.
- **T** : Températures moyennes annuelles en °C.

Selon Martonne E. De : Pour

IA	Type de climat
$30 < IA < 55$	Climat humide.
$20 < IA < 30$	Climat tempéré.
$10 < IA < 20$	Climat semi-aride.
IA	Type de climat
$7.5 < IA < 10$	Climat steppique.
$5 < IA < 7.5$	Climat désertique.
$IA < 5$	Climat hyperaride.

L'application de cette formule, donne les résultats récapitulés dans le tableau. 05.

Tableau 5. Valeur de l'indice d'aridité annuel à la station de Tébessa.

Station	P (mm)	T (°C)	IA
Tébessa	394.98	16.6	14.8

Selon la valeur obtenue, nous pouvons affirmer que le climat de la région d'étude est de type semi-aride. Pour mieux préciser l'indice d'aridité avec la répartition saisonnière, nous avons calculé l'indice mensuel d'aridité.

b. Calcul de l'indice d'aridité mensuel

Afin de préciser les liens de l'indice d'aridité avec la répartition saisonnière, un indice d'aridité mensuel a été défini par la relation suivante :

$$I_m = \frac{12.P}{T^{\circ}+10} \quad , \text{ Avec :}$$

- I_m : Indice d'aridité mensuelle.

- **T°** : Températures moyennes mensuelles (°C).
- **P** : Précipitations moyennes mensuelles (mm)

Cette équation définit l'évolution des conditions climatiques au cours de l'année d'observation. Les résultats obtenus sont représentés dans le Tableau ci-dessous.

Tableau 6. Indices d'aridité mensuels (IM) à la station de Tébessa.

Mois	P (mm)	T (°C)	IM	Étage bioclimatique
Septembre	45.10	23.83	11.08	climat semi-aride
Octobre	38.21	18.20	10.47	climat semi-aride
Novembre	32.33	10.89	14.75	climat tempéré.
Décembre	32.09	6.05	15.85	climat humide.
Janvier	31.14	5.11	21.09	climat humide.
Février	21.42	6.14	13.98	climat humide.
Mars	30.94	10.23	19.45	climat tempéré.
Avril	36.60	15.25	25.79	climat tempéré.
Mai	45.63	20.40	14	climat semi-aride
Juin	25.03	25.80	6.43	climat hyperaride.
Juillet	15.33	29.68	2.51	climat hyperaride.
Aout	27.16	29.43	5.57	climat hyperaride.

Conclusion

La région d'étude est située à environ 600 Km au Sud Est de la capitale Alger dont la majorité appartient à la wilaya de Tébessa. Elle fait partie des monts de Nememcha's qui font partie de l'Atlas saharien. Ils sont situés entre le massif de l'Aurès à l'ouest et les monts de Tébessa au nord-est.

Les monts des Nememcha's sont creusés de gorges profondes et présentent localement un paysage de causses. Ils sont caractérisés par des dépôts Méso- Cénozoïque et des divers recouvrements épicontinental et continental, qui sont analogue de celui du Mellègue, la succession lithostratigraphique s'étend du Trias au Quaternaire. Le trias affleure en position anormale (Hameima Maskouta et Guibeur)

L'Atlas Saharien Oriental est un bassin de forme rhombique bordé par l'accident Nord Atlasique et l'accident Sud Atlasique. Il est caractérisé par une tectonique très complexe matérialisée par des plissements et une fracturation très intense.

La région d'étude compte plusieurs aquifères potentiels liés aux divers types lithologiques. L'aquifère le plus important de la région semble se situer dans les grés et sables quartzeux Miocènes. D'autres aquifères situés dans les calcaires Turoniens et Maastrichtiens sont beaucoup moins connus.

La précipitation moyenne annuelle est de l'ordre de 360.34 mm. Les variations de températures moyennes mensuelles sur une période de 23 ans (1997-2020) montrent deux saisons thermiques. Les mois les plus froids sont les mois de Décembre, Janvier et Février, les mois les plus chauds sont les mois de Juillet et d'Août. La moyenne mensuelle est de 16.75 °C. Nous pouvons affirmer que le climat de la région d'étude est de type semi-aride.



- CHAPITRE II -

GÉNÉRALITÉS SUR LES TECHNOLOGIES SPATIALES



**DISCRIMINATION DES UNITÉS GÉOLOGIQUES ET STRUCTURALES DES
MONTS DES NEMEMCHAS À L'AIDE DES TECHNOLOGIES SPATIALES**

Introduction

La télédétection, en termes simples, consiste à obtenir des informations sur un objet sans être en contact avec l'objet lui-même. Elle comporte deux aspects : la technologie d'acquisition des données par un dispositif situé à distance de l'objet, et l'analyse des données pour interpréter les attributs physiques de l'objet, ces deux aspects étant intimement liés l'un à l'autre.

Si l'on prend la définition ci-dessus au sens littéral, diverses techniques de collecte de données où le capteur et l'objet ne sont pas en contact l'un avec l'autre pourraient être classées dans la catégorie de la télédétection, par exemple, regarder par une fenêtre ou lire une affiche murale, ainsi que de nombreuses techniques d'exploration géophysique standard (aéromagnétique, induction électromagnétique, etc.), et une multitude d'autres méthodes. Par convention, le terme "*télédétection*" indique que le capteur et l'objet détecté sont situés assez loin l'un de l'autre, la distance entre les deux étant de l'ordre de plusieurs kilomètres ou centaines de kilomètres. Dans une telle situation, l'espace intermédiaire est rempli d'air (plate-forme aérienne) ou, même partiellement, de vide (plate-forme spatiale) et seul le rayonnement électromagnétique (EM : Electromagnetic Radiation) est capable de servir de lien efficace entre le capteur et l'objet.

1. Définition de la télédétection « *Remote sensing* »

Le mot télédétection (en Anglais « *Remote Sensing* ») désigne l'ensemble des techniques qui permettent d'étudier à distance des objets ou des phénomènes. Le néologisme « *Remote Sensing* » fait son apparition aux Etats-Unis dans les années soixante, lorsque des capteurs nouveaux viennent compléter la traditionnelle photographie aérienne. Le terme de télédétection a été introduit officiellement dans la langue française en 1973 et sa définition officielle est la suivante : « *Ensemble des connaissances et techniques utilisées pour déterminer des caractéristiques physiques et biologiques d'objets par des mesures effectuées à distance, sans contact matériel avec ceux-ci.* » ([Commission interministérielle de terminologie de la télédétection aérospatiale, 1988](#)).

Selon cette définition très vaste, la télédétection peut se pratiquer de la surface de la Terre vers l'atmosphère ou vers l'espace, comme de l'espace vers la Terre, et l'astronomie utilise largement la télédétection. Mais notre travail concerne plus

précisément les techniques de la télédétection aérospatiale, qui a pour but l'étude de la surface de la Terre à partir du satellite, en utilisant les propriétés du rayonnement électromagnétique émis, réfléchi ou diffusé par les corps ou surfaces que l'on étudie.

Une définition plus précise, et pour nous plus opérationnelle, de la télédétection est la suivante : « *La télédétection est l'ensemble des techniques qui permettent, par l'acquisition d'images, d'obtenir de l'information sur la surface de la Terre, sans contact direct avec celle-ci. La télédétection englobe tout le processus qui consiste à capter et enregistrer l'énergie d'un rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi, à traiter et analyser l'information qu'il représente, pour ensuite mettre en application cette information.* » (<http://www.ccrs.nrcan.gc.ca>).

Les applications de la télédétection se sont multipliées, dans de nombreux domaines de la météorologie et de la climatologie, de l'océanographie, de la géographie ou de la géologie en générale. Quel que soit le domaine d'applications considérées, une bonne interprétation des documents de télédétection ou une bonne utilisation des données numériques nécessite la compréhension des principes physiques sur lesquels est fondée la technique de télédétection employée.

2. Principe fondamental de la télédétection

Le principe de base des méthodes de télédétection est que dans les différentes régions de longueur d'onde du spectre électromagnétique, chaque type d'objet reflète ou émet une certaine intensité de rayonnement, qui dépend des attributs physiques ou de composition de l'objet (Fig. 15). Diverses caractéristiques peuvent apparaître différemment dans différentes bandes spectrales. Ainsi, en utilisant des informations provenant d'un ou de plusieurs intervalles de longueur d'onde, il peut être possible de différencier différents types d'objets (par exemple, lithologie, sol sec, sol humide, végétation, etc.) et de cartographier leur répartition sur la surface terrestre.

Les courbes montrant l'intensité du rayonnement émis ou réfléchi par les objets à différentes longueurs d'onde, appelées courbes de **réponse spectrale**, constituent l'information de base nécessaire à la planification réussie d'une mission de télédétection.

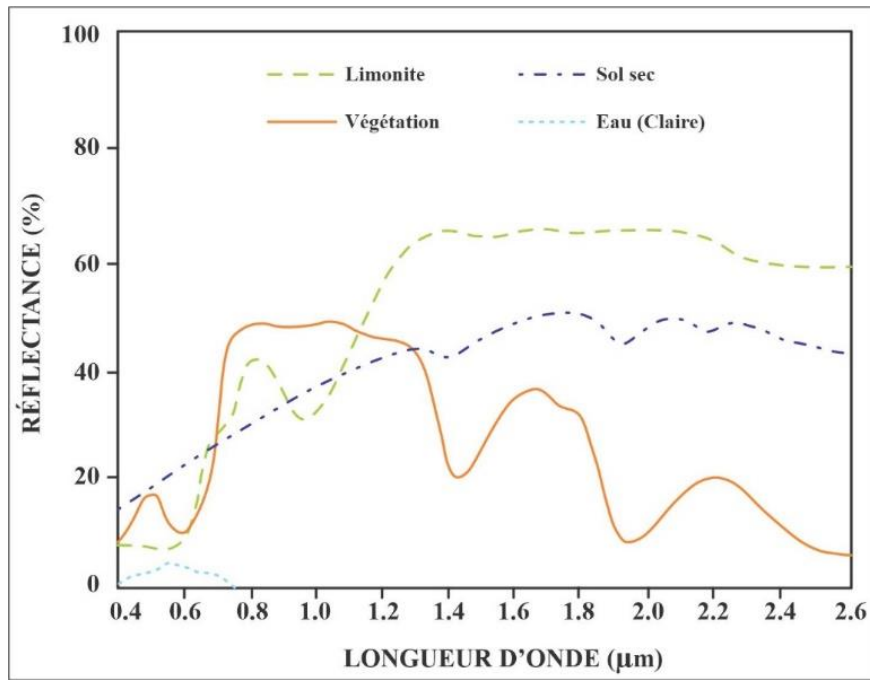


Figure 15. Courbes typiques des signatures spectrales pour une sélection d'objets naturels courants : limonite, sol sec, végétation et eau.

Le principe de base de la télédétection est similaire à celui de la vision de l'homme. La télédétection est le fruit de l'interaction entre trois éléments fondamentaux : une source d'énergie, une cible et un vecteur (Fig. 16)

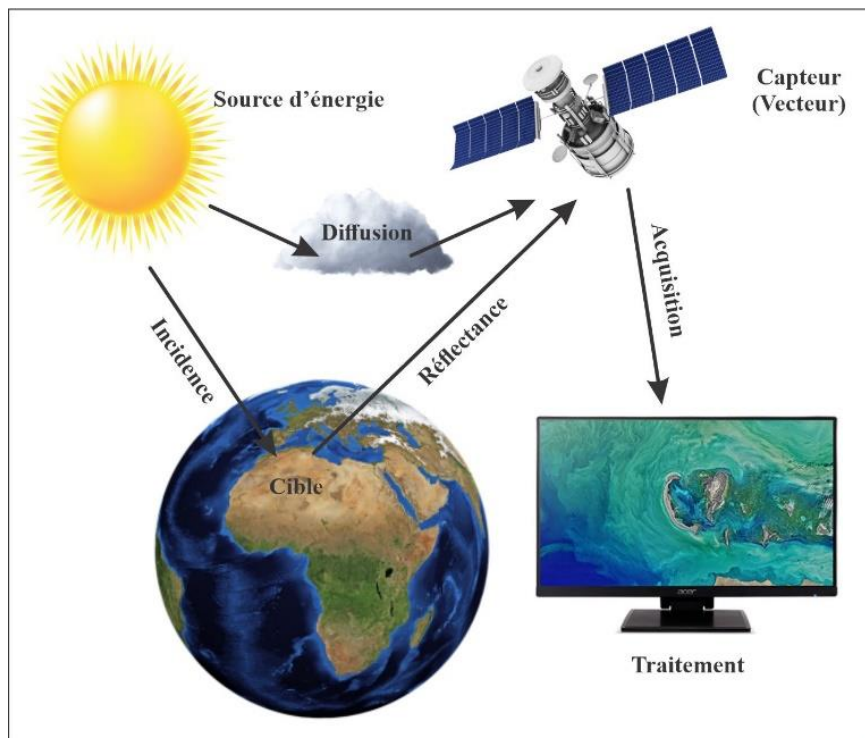


Figure 16. Principe de base de la télédétection.

La cible : est la portion de la surface terrestre observée par le satellite. Sa taille peut varier de quelques dizaines à plusieurs milliers de kilomètres carrés

La source d'énergie : est l'élément qui « éclaire » la cible en émettant une onde électromagnétique (flux de photons). Dans l'immense majorité des cas, la source d'énergie est le soleil.

Le vecteur (plate-forme de télédétection) : mesure l'énergie solaire (rayonnement électromagnétique) réfléchi par la cible. Le vecteur peut-être un satellite ou un avion, dominat la cible de quelques centaines de mètres à 36 000 kilomètres. Les capteurs embranchés sur le satellite mesurent le rayonnement électromagnétique réfléchi, puis un émetteur renvoie l'image sur terre vers des stations de réception.

On distingue en général les moyens de télédétection « active » et « passif » (Fig. 17) :

- **Télédétection passive :** enregistrement du rayonnement naturel, fourni par la lumière ou la chaleur, qu'il soit émis, réfléchi ou réfracté (ex : photographies aériennes du paysage éclairé par la lumière du soleil ainsi que certaines images satellitaires comme (SENTINEL-2, LANDSAT, IKONOS, SPOT, ...))
- **Télédétection active :** enregistrement du rayonnement que réfléchit l'objet ou le paysage « illuminé » par l'appareil de mesure (ex : images radar (SENTINEL-1))

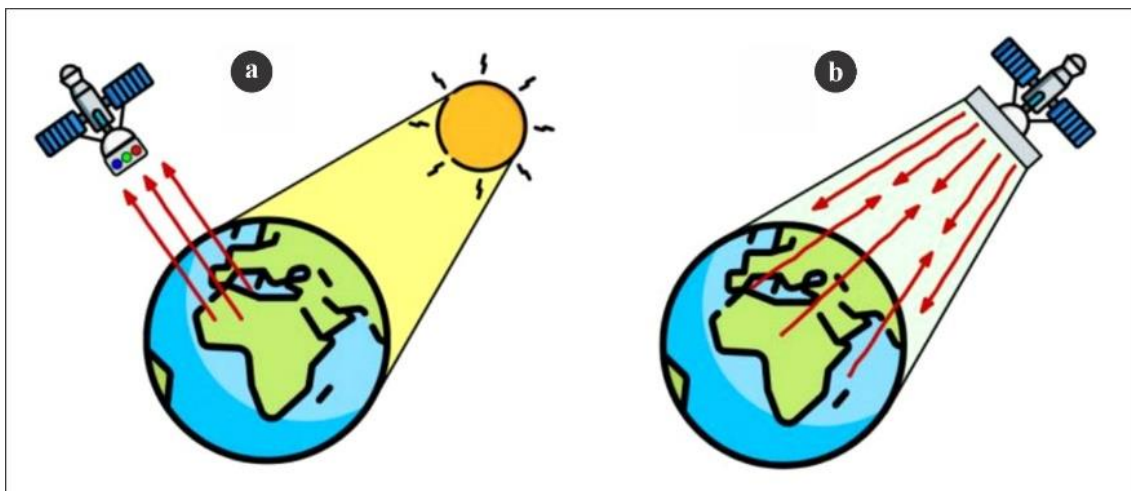


Figure 17. Illustration des principes de télédétection. (a) télédétection passive. (b) télédétection active. (<http://paititi.info/research-technology/remote-sensing-from-space/>)

3. Les bases physiques de la télédétection

3.1. Le rayonnement électromagnétique

Le rayonnement électromagnétique (EM) sert de lien de communication entre le capteur et l'objet. [Fraser et Curran \(1976\)](#), [Silva \(1978\)](#) et [Suits \(1983\)](#), fournissent de précieuses études sur la nature du rayonnement électromagnétique et les principes physiques. Les propriétés du rayonnement EM peuvent être classées en deux groupes principaux : (1) celles qui présentent une nature ondulatoire et (2) celles qui présentent des caractéristiques particulières.

Maxwell a donné un ensemble de quatre équations différentielles, qui constitue la base de la théorie des ondes électromagnétiques. Cette théorie considère que l'énergie électromagnétique se propage en ondes sinusoïdales harmoniques (Fig. 18), constituées de champs électriques et magnétiques oscillants inséparables, toujours perpendiculaires entre eux et à la direction de propagation. Les caractéristiques ondulatoires du rayonnement EM se manifestent dans l'espace et lors de l'interaction avec la matière à l'échelle macroscopique ([Gupta, 2017](#)). En physique de base, nous avons :

$$C = \nu \lambda \text{ (Avec : } C : \text{ la vitesse de la lumière / } \nu : \text{ la fréquence / } \lambda : \text{ la longueur d'onde).}$$

Tous les rayonnements électromagnétiques se déplacent à la même vitesse dans un milieu donné. La vitesse varie d'un milieu à l'autre, cette variation due au changement de longueur d'onde du rayonnement d'un milieu à l'autre. La vitesse du rayonnement électromagnétique dans le vide est de 299 793 km/s (environ 3×10^8 m/s). La fréquence (ν), exprimée en hertz (cycles par seconde), est une propriété inhérente au rayonnement qui ne change pas avec le milieu. La longueur d'onde (λ) est exprimée en μm (10^{-6} m) ou en nm (10^{-9} m). La nature particulière ou quantique du rayonnement électromagnétique EM, expliquée logiquement pour la première fois par Max Planck, suppose que la radiation EM est composée de nombreux petits paquets d'énergie indivisibles et distincts paquets d'énergie appelés photons ou quanta. Cela signifie que les photons du rayonnement de plus courte longueur d'onde (ou de plus haute fréquence) transportent une plus grande énergie que ceux de plus grande longueur d'onde (ou de plus basse fréquence). Le rayonnement EM présente des caractéristiques quantiques lorsqu'il interagit avec la matière à l'échelle atomique et moléculaire et ces caractéristiques

expliquent de manière frappante les phénomènes de rayonnement du corps noir, d'absorption sélective et d'effet photoélectrique (Gupta, 2017).

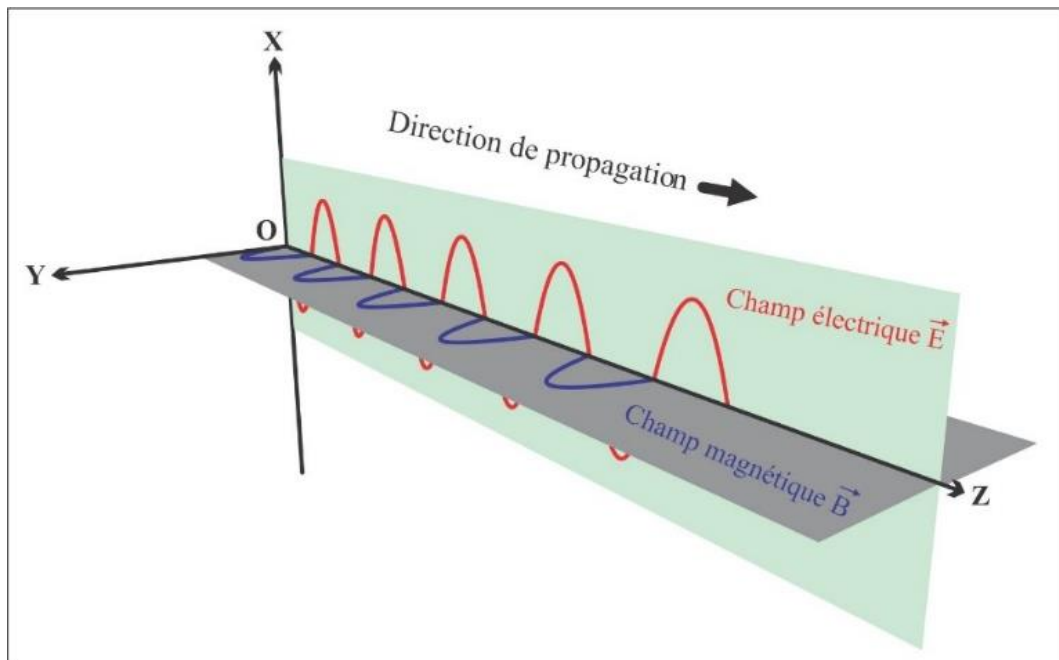


Figure 18. Composition et propagation d'une onde électromagnétique. (Bersi, 2016).

3.2. Le spectre électromagnétique

L'intervalle de spectre électromagnétique est le classement des rayonnements électromagnétiques en fonction de leur longueur d'onde, ou en d'autres termes, de leur fréquence ou de leur énergie. Le spectre EM se présente le plus souvent entre les rayons cosmiques et les ondes radio, les parties intermédiaires étant les rayons gamma, les rayons X, les ultraviolets, le visible, les infrarouges et les micro-ondes (Fig. 19). Le spectre électromagnétique, qui s'étend de $0,02 \mu\text{m}$ à 1 m de longueur d'onde, peut être divisé en deux parties principales : le domaine optique et le domaine des micro-ondes. Le domaine optique désigne la partie du spectre électromagnétique dans laquelle les phénomènes optiques de réflexion et de réfraction peuvent être utilisés pour focaliser le rayonnement. Elle s'étend des rayons X (longueur d'onde de $0,02\text{-}\mu\text{m}$) au visible et comprend l'infrarouge lointain (longueur d'onde $>1 \text{ mm}$). La gamme des micro-ondes s'étend de 1 mm à 1 m de longueur d'onde (Gupta, 2017).

Pour les besoins de la télédétection terrestre, comme nous le verrons plus loin, les régions spectrales les plus importantes sont de $0,4$ à $14 \mu\text{m}$ (dans le domaine optique) et de 2 mm à $0,8 \text{ m}$ (dans le domaine des micro-ondes). La nomenclature de certaines parties

du spectre électromagnétique ne fait pas l'unanimité parmi les scientifiques. Par exemple, la longueur d'onde à $1,5 \mu\text{m}$ est considérée comme proche IR (Fraser et Curran 1976 ; Hunt 1980), moyen IR (Silva 1978), et IR à ondes courtes (Goetz et al. 1985).

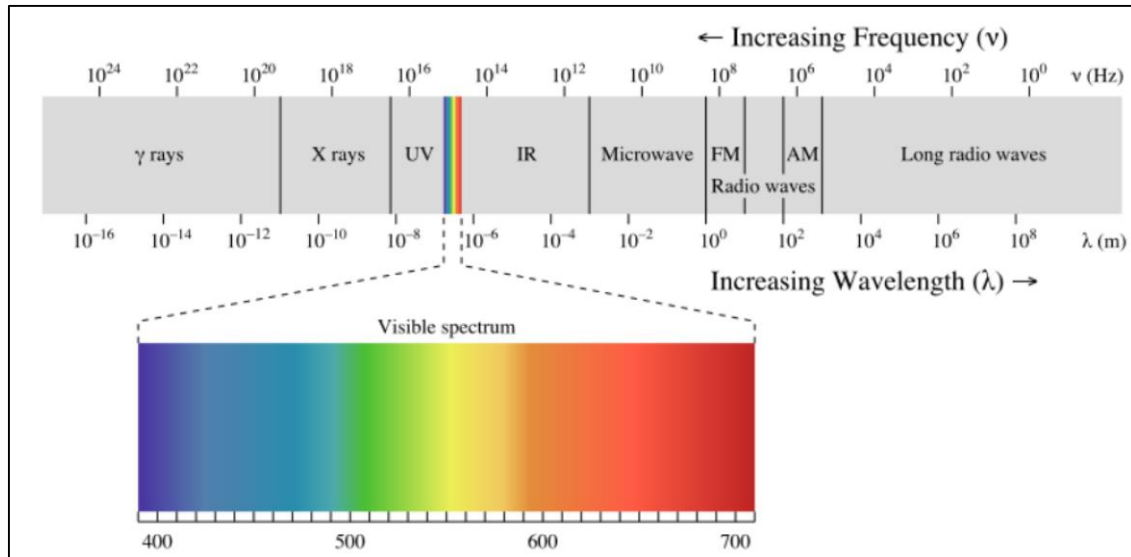


Figure 19. Spectre électromagnétique.

3.3. Effets atmosphériques

Le rayonnement réfléchi et émis par la Terre traverse l'atmosphère. Au cours de ce processus, il interagit avec les constituants atmosphériques tels que les gaz (CO_2 , vapeur d'eau, O_3 , etc.) et les matières en suspension comme les aérosols, les particules de poussière, etc. Au cours de cette interaction, il est en partie dispersé, absorbé et transmis. Le degré d'interaction atmosphérique dépend de la longueur du trajet et de la longueur d'onde. La longueur de parcours désigne la distance parcourue par le rayonnement à travers l'atmosphère, et dépend de l'emplacement de la source d'énergie et de l'altitude de la plate-forme du capteur. La détection dans la région de réflexion solaire implique que le rayonnement traverse l'atmosphère deux fois - d'abord du Soleil vers la Terre, puis de la Terre vers le capteur, avant d'être détecté. En revanche, le rayonnement émis par la Terre ne traverse l'atmosphère qu'une seule fois. En outre, la longueur du trajet dépend également de l'altitude de la plate-forme, qu'elle soit à basse altitude, à haute altitude ou à l'altitude spatiale (Gupta, 2017).

L'atténuation du rayonnement due à l'interaction avec l'atmosphère dépend également de la longueur d'onde. Certaines des longueurs d'onde sont transmises avec une plus grande efficacité, tandis que d'autres sont plus sensibles à la diffusion et à

l'absorption atmosphériques. La transmissivité de l'atmosphère à une longueur d'onde donnée est une mesure de la fraction de la radiance qui émane du sol (par réflexion solaire ou auto-émission) et traverse l'atmosphère sans interagir avec elle. Elle varie de 0 à 1. La transmissivité est inversement liée à un autre attribut appelé l'épaisseur optique de l'atmosphère, qui décrit l'efficacité de l'atmosphère à bloquer le rayonnement électromagnétique du sol par absorption ou par diffusion. Ainsi, l'atmosphère agit comme diffuseur et absorbeur du rayonnement émanant du sol. En outre, l'atmosphère agit également comme une source de rayonnement électromagnétique en raison de son état thermique. Par conséquent, les interactions atmosphère-rayonnement peuvent être regroupées en trois processus physiques : diffusion, absorption et émission (Gupta, 2017).

3.4. Les signatures spectrales

En mesurant l'énergie réfléchié ou émise par la cible avec une variété de longueurs d'onde, nous pouvons construire la signature spectrale pour un objet. Les signatures spectrales sont donc la réponse radiométrique des objets dans succession de longueurs d'ondes. Elles sont représentées par des courbes figurant la réflectance en ordonnées et la longueur d'onde en abscisse. La signature des minéraux est telle qu'il existe de nombreuses bandes d'absorptions dues aux transitions électroniques et aux vibrations moléculaires. La réflectance des roches dépend de leur composition physico-chimique mais également de leur degré d'altération. La signature spectrale d'une roche n'est donc pas uniquement une combinaison des signatures spectrales des minéraux qui la compose (Fig. 20). (Rockwell, 2004, Leverington, 2009).

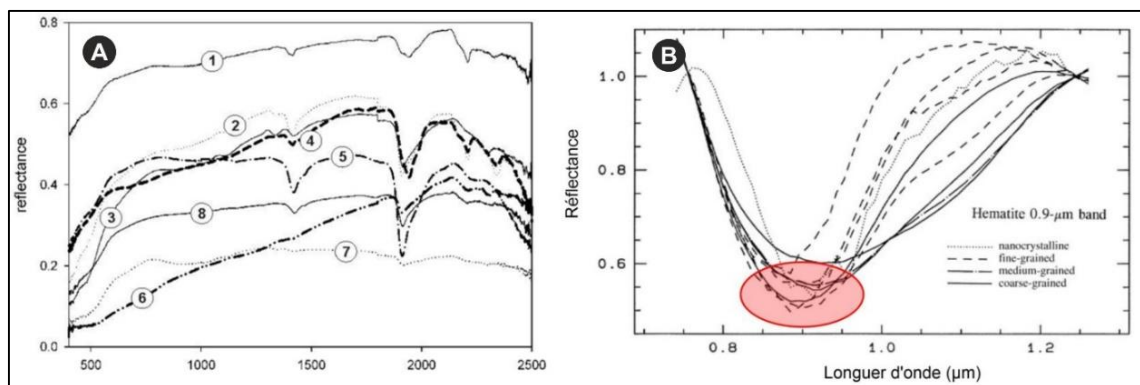


Figure 20. (A) : Signature spectrale de plusieurs types de roches (Leverington, 2009). 1 et 2 : Calcaires. 3 : Dolomie. 4-7 : Grés. 8 : Argiles. 9 : Intrusion et Gabbro. (B) : Bande d'absorption dans le spectre de l'hématite causée par les transitions des électrons dans le fer (Rockwell, 2004).

4. Principe de la photo-interprétation

La reconnaissance ou photo-interprétation consiste en une lecture de l'image satellitaire et permet d'analyser le paysage de la région d'étude pour en ressortir les principales unités géologiques (délimitation lithologique en se basant sur la signature spectrale) ainsi que le réseau de la fracturation qui les accompagne. La caractérisation de ces formations géologiques et les réseaux de fractures est conditionnée par trois critères fondamentaux de la photo-interprétation qui sont :

4.1. La signature spectrale

Elle est fonction de la qualité de la lumière réfléchié par un objet ainsi que son caractère radiométrique. Il est à noter que deux objets ou faciès différents peuvent avoir la même signature spectrale et la réciproque est vraie. D'où la contribution des autres critères est plus qu'indispensable ;

4.2. La morphologie

Elle est la caractéristique géométrique englobant la forme des objets, leur mode d'affleurement et leur taille. Il est utile de préciser que l'analyse des formes des objets est une aide précieuse au géologue-téledéecteur quant à sa photo-interprétation ;

4.3. La texture et la structure

Ces deux caractéristiques définissent le mode d'arrangement des teintes homogénéité, granulométrie, etc... La texture (contrôle des propriétés de la surface colorée d'un objet.) est souvent un caractère ou un paramètre important de différenciation des objets. Ainsi une texture définie pour une petite échelle, devient une structure à une plus grande échelle.

5. Télédétection et géologie

La télédétection est une technique indirecte de prospection. Elle diffère de la géophysique parce qu'elle donne, à priori, uniquement une image de la surface ou, de la très proche surface. Cependant, même si sa place en prospection est encore modeste, elle constitue un outil largement utilisé en phase de reconnaissance ; son utilisation offrant «

la possibilité de prendre le recul nécessaire et d'interroger ainsi autrement la nature » (SCANVIC, 1986).

L'évolution de la géologie structurale bénéficie largement du développement de la télédétection et de la mise en place progressive d'une méthodologie appropriée. Aux cartes de linéaments, supports stratégiques appréciés mais aussi critiques, succèdent progressivement des synthèses régionales où la complémentarité des approches terrain-espace est mise en valeur ; peu à peu on apprend à mettre en œuvre de façon logique, la télédétection dans la suite de démarches et procédures utilisées par le géologue structuraliste. L'utilisation de senseurs de plus en plus sophistiqués, a révolutionné l'application de cette technique d'approche en géologie de par leurs résolutions spatiale et spectrale de plus en plus fines (Fig. 21).

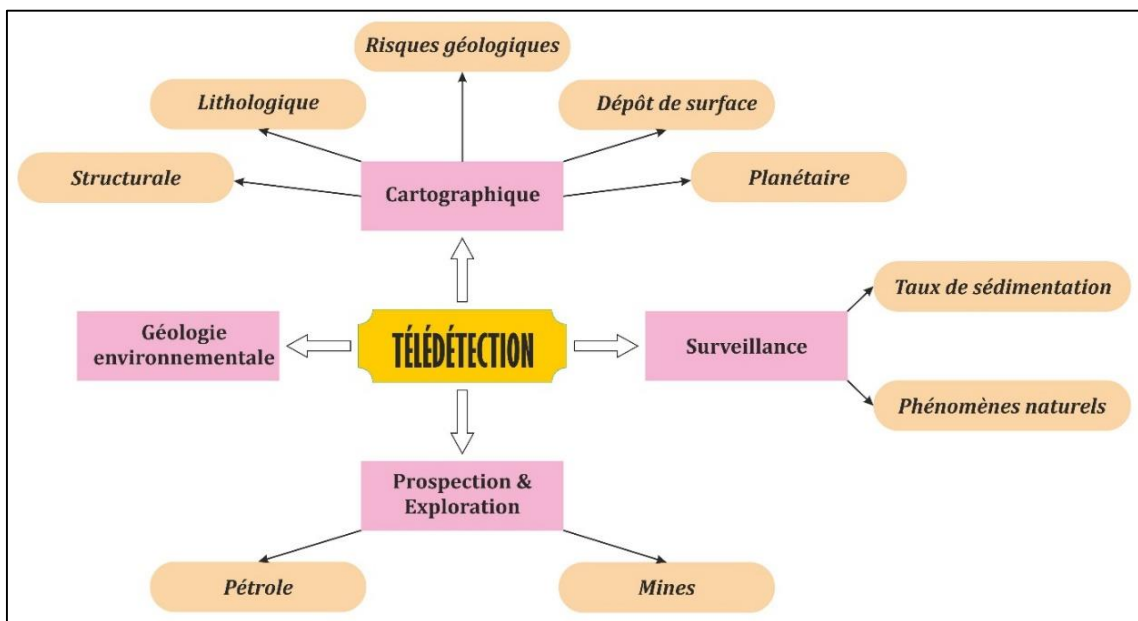


Figure 21. Schéma résume les applications de la télédétection en géologie.

5.1. Spectres de minéraux

Les minéraux sont des substances inorganiques naturelles et consistent en des combinaisons de cations et d'anions. Ils peuvent être chimiquement simples ou très complexes. Certains des ions peuvent être des constituants majeurs, mineurs ou à l'état de traces. Le spectre d'un minéral est régi par l'effet in toto des facteurs suivants :

- Les spectres des anions dominants,
- Spectres des cations dominants,
- Spectres des ions présents à l'état de traces, et
- Effet du champ cristallin.

Quelques exemples sont donnés ci-dessous pour clarifier ce qui précède.

1) La limonite (oxyde de fer) présente une large bande d'absorption dans la région UV-bleu, due à l'effet de transfert de charge Fe-O ; de plus, une caractéristique d'absorption de l'ion ferrique apparaît dans la région proche IR (0,87 μm). Si le minéral est hydraté, les bandes des molécules d'eau apparaissent à 1,44 et 1,9 μm .

2) Le quartz est constitué de tétraèdres de silicate simples et ses bandes d'absorption apparaissent uniquement dans l'infrarouge thermique. Cependant, la présence d'impuretés dans le quartz conduit à des bandes d'absorption dans le domaine visible et donc à une coloration, par exemple les impuretés de fer donnent des couleurs brunes et vertes au minéral.

3) Dans les pyroxènes, les bandes d'absorption dues à l'ion ferreux apparaissent dans la région VNIR et celles dues à l'ion silicate dans l'IR thermique. La position et l'intensité des bandes d'absorption sont régies par l'effet de champ cristallin.

4) Dans les amphiboles, les micas et les argiles, les bandes d'absorption dues au fer apparaissent dans la région VNIR, celles dues à l'ion hydroxyle dans la région SWIR et celles dues aux silicates dans la région thermique-IR.

5) Dans tous les minéraux carbonatés, les bandes d'absorption de l'ion carbonate apparaissent dans les régions SWIR et thermique-IR.

De plus, des caractéristiques d'absorption dues au fer dans la sidérite et au manganèse dans la rhodocrosite sont observées dans la région VNIR.

6) Les argiles présentent les bandes SWIR caractéristiques de Al-OH/Mg-OH (bandes à 2,2-2,3 μm) et les bandes des molécules d'eau à 1,4 μm . Dans la région thermo-IR, la caractéristique Al-OH apparaît à 11 μm . La présence de fer conduit à des bandes de transition électronique dans la région du proche infrarouge.

On peut donc conclure sommairement que le spectre d'un minéral est le résultat de la combinaison des spectres de ses constituants et des effets du champ cristallin.

5.2. Spectres des roches

Les roches sont des agrégats de minéraux et leur composition est plus complexe et variable que celle des minéraux. Il est difficile de définir des courbes spectrales diagnostiques des roches. Cependant, il est possible de décrire de manière générale les

caractères spectraux des roches, en se basant sur les caractères spectraux des minéraux qui les composent. La description qui suit est divisée en deux parties : (a) la région de réflexion solaire et (b) la région thermique-IR.

5.2.1. Région de réflexion solaire (VNIR + SWIR)

Les spectres des roches dépendent des spectres des minéraux constitutifs et des propriétés texturales telles que la taille des grains, l'emballage et le mélange, etc. Plusieurs modèles, méthodes semi-empiriques et procédures analytiques ont été proposés pour comprendre les spectres des mélanges poly-minéraux (par exemple [Clark et Roush 1984](#) ; [Smith et al. 1985](#) ; [Adams et Smith 1986](#) ; [Huguenin et Jones 1986](#)).

On distingue quatre types de mélanges : les mélanges surfaciques, intimes, les revêtements et les mélanges moléculaires. Ces derniers sont discutés plus en détail dans la section 14.2.4, car ils sont étroitement liés aux concepts de démixage spectral utilisés en détection hyperspectrale. On peut brièvement mentionner ici que les mélanges surfaciques présentent un comportement spectral additif linéaire, alors que les mélanges intimes présentent un modèle de mélange spectral non linéaire. De plus, les revêtements de surface et les incrustations ont une influence considérable sur les spectres de réflexion.

1) Roches ignées. Les spectres de laboratoire représentatifs de roches ignées dans les régions du visible, du proche infrarouge et du SWIR sont présentés à la figure 22a. Les granites graphiques présentent des bandes d'absorption à 1,4, 1,9 et 2,2 μm , correspondant aux bandes d'absorption de OH et H₂O. Les granites et granites biotites contiennent moins d'eau, et les bandes d'absorption de OH sont donc plus faibles. Les roches mafiques contiennent du fer, des pyroxènes, des amphiboles et de la magnétite, et donc des bandes d'absorption correspondant aux ions ferreux et ferriques apparaissent à 0,7 et 1,0 μm . Les roches ultramafiques contiennent des quantités encore plus importantes de minéraux opaques et de minéraux porteurs de Fe²⁺. Fe²⁺, et donc les bandes ferreuses deviennent encore plus proéminentes, par exemple dans la pyroxénite. La dunite est presque entièrement composée olivine et donc il y a une seule large bande d'absorption à 1,0 μm .

2) Les roches sédimentaires. La réponse spectrale en laboratoire des principaux types de roches sédimentaires dans la région VNIR-SWIR est présentée à la figure 22b. Toutes les roches sédimentaires présentent généralement des bandes d'absorption de l'eau

à 1,4 et 1,9 μm . Les schistes argileux présentent une caractéristique d'absorption supplémentaire à 2,1-2,3 μm . Les ions ferreux et ferriques produisent des caractéristiques d'absorption dans le VNIR. Les schistes carbonatés ne présentent aucune caractéristique. Les grès siliceux purs sont également sans caractéristiques. Cependant, les grès présentent généralement des taches d'oxyde de fer, qui produisent des caractéristiques spectrales correspondantes (0,87 μm). Les calcaires et les roches calcaires sont caractérisés par des bandes d'absorption des carbonates (à 1,9 et 2,35 μm , cette dernière étant plus intense) ; les bandes d'ions ferreux à 1,0 μm sont plus fréquentes dans les dolomies, en raison de la substitution de Mg^{2+} par Fe^{2+} .

3) Les roches métamorphiques. Des spectres de laboratoire typiques de roches métamorphiques commun sont présentés à la figure 22c. La large absorption due à l'ion ferreux est proéminente dans les roches telles que les schistes trémolitiques. Les bandes d'eau et d'hydroxyle (à 1,4 et 1,9 μm) sont présentes dans les schistes, les marbres et les quartzites. Les bandes carbonatées (à 1,9 et 2,35 μm) marquent les marbres.

4) Les zones d'altération. Les zones d'altération, qui constituent des guides importants pour l'exploration minière, sont généralement caractérisées par l'abondance de minéraux tels que la kaolinite, la montmorillonite, la séricite, la muscovite, la biotite, la chlorite, l'épidote, la pyrophyllite, l'alunite, la zéolite, le quartz, l'albite, la goethite, l'hématite, la jarosite, les hydroxydes métalliques, la calcite et d'autres carbonates, l'actinolite-tremolite, la serpentine, le talc, etc. Ces minéraux d'altération peuvent être classés en cinq groupes :

- a) Quartz + feldspath (silicates de structure), qui ne présentent aucune caractéristique spectrale dans la gamme VNIR-SWIR et conduisent à une réflectance générale élevée ;
- b) Les argiles (silicates en feuille), marquées par des bandes d'absorption à 2,1-2,3 μm ;
- c) Les carbonates, qui possèdent des caractéristiques spectrales à 1,9 et 2,35 μm ;
- d) Les hydroxydes, l'eau et les hydroxydes métalliques, qui produisent des caractéristiques d'absorption à 1,4 et 1,9 μm ;
- e) Les oxydes de fer, qui présentent des caractéristiques spectrales dans la région VNIR.

Les quantités relatives de ces assemblages peuvent varier, ce qui peut entraîner des variations correspondantes dans les spectres.

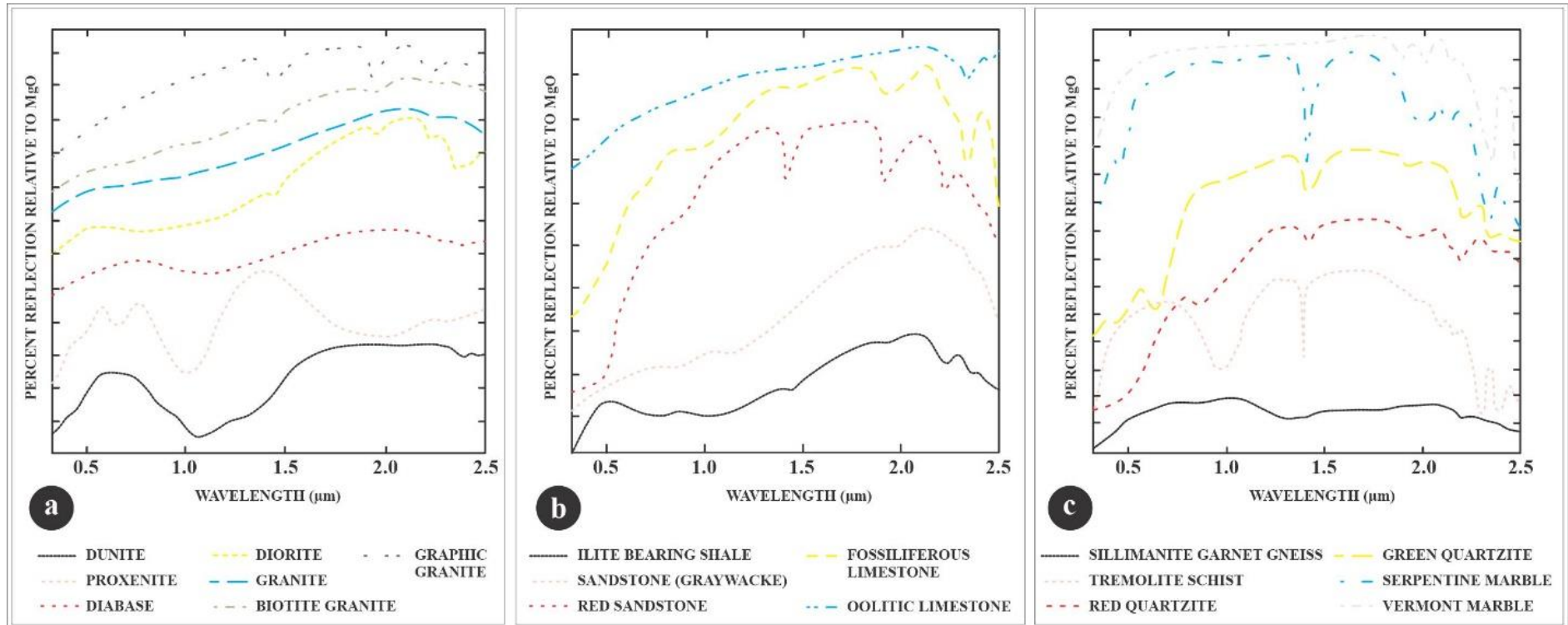


Figure 22. Spectres de réflectance en laboratoire de certaines roches communes. (a) Roches ignées. (b) Roches Sédimentaires. (c) Roches métamorphiques (la division de la réflectance est de 10) (Salisbury et Hunt. 1974)

5.2.2. Région thermo-infrarouge

Dans le domaine de l'infrarouge thermique, les spectres minéraux sont fondamentalement additifs par nature (Fig. 23). Par conséquent, les spectres des roches dans la région TIR sont plus facilement interprétables en termes d'abondances minérales relatives.

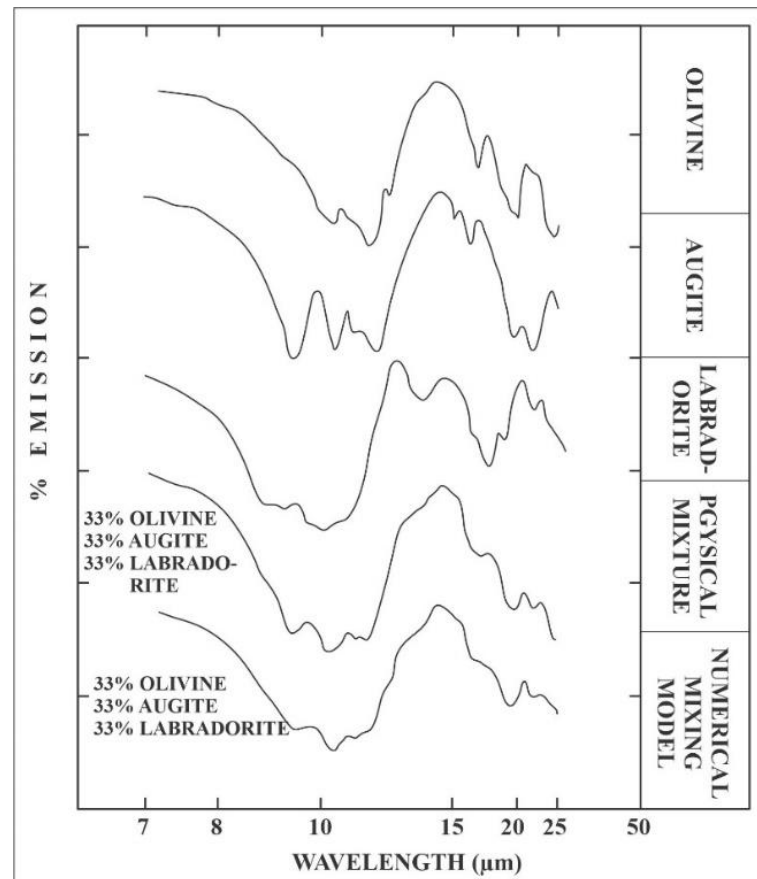


Figure 23. Modélisation des spectres d'émission de mélanges de minéraux.

Les spectres d'émission de trois minéraux, l'olivine, l'augite et la laboradorite, sont représentés. Lorsque ces minéraux sont physiquement mélangés à partir d'une roche artificielle composée de 1/3 de chacun de ces composants, le spectre d'émission observé est représenté comme un mélange physique. De plus, si les spectres des minéraux individuels sont combinés (pondérés par les quantités relatives ci-dessus), une courbe spectrale pratiquement identique est obtenue. Cela montre que les spectres des minéraux sont additifs dans l'IR thermique (Christensen et al. 1986).

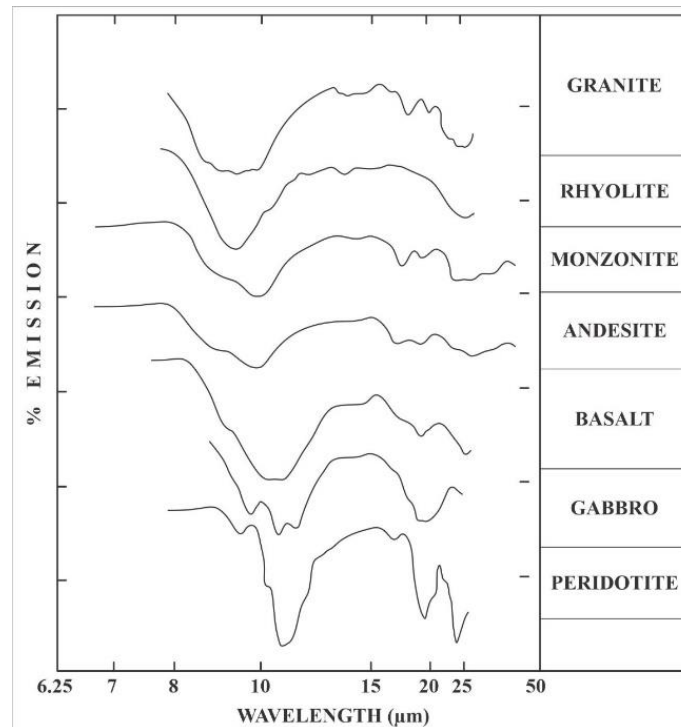


Figure 24. Spectres infrarouges thermiques de roches communes variant d'une teneur élevée en SiO₂ (granite) à une faible teneur en SiO₂ (péridotite).

Nb : Notez le déplacement systématique de la bande d'absorption en fonction de la teneur en SiO₂ ([Christensen 1986](#)).

Les spectres thermo-infrarouges d'une sélection de roches ignées, classées par ordre décroissant de teneur en silice de haut en bas (Fig. 24). On peut voir que le centre de la bande d'émission minimale se déplace progressivement d'environ 9 μm dans le granite à environ 11 μm dans l'olivine-peridotite. Ceci est dû au déplacement correspondant de la bande d'absorption Si-O dans les groupes minéraux qui forment les silicates dominants dans les roches ignées ci-dessus. D'autres bandes diagnostiques dans la région TIR sont associées aux carbonates, hydroxyles, phosphates, sulfates, nitrites, nitrates et sulfures.

5.3. Spectres de laboratoire et de terrain

Les données de laboratoire sont généralement exemptes de complexités et d'interférences causées par des facteurs tels que l'altération, la couverture du sol, l'eau, la végétation, la matière organique et les caractéristiques artificielles, qui affectent les spectres in situ ([Goetz et al. 1976](#) ; [Siegal et Goetz 1977](#)). La mesure dans laquelle les spectres in situ sont identiques aux spectres de laboratoire peut être très variable et les spectres de terrain doivent donc être interprétés avec précaution. En général, les surfaces

fraîchement coupées présentent une réflectance plus élevée que les surfaces altérées. Une faible couverture d'herbe sèche, un sol mince et une faible teneur en matière organique dans le sol ont tendance à augmenter la similarité entre les spectres de terrain et de laboratoire.

Dans le domaine de la réflexion solaire, l'information provient de la zone supérieure de la couche de surface d'à peine 50 μm . Par conséquent, ces spectres sont affectés par les caractéristiques de la surface. Par conséquent, la correspondance entre les données de réflectance du laboratoire et du terrain (géologique) peut être limitée et doit être soigneusement vérifiée.

Dans la région thermique-IR, les informations concernent à la zone superficielle de 10 cm d'épaisseur. Par conséquent, les caractéristiques spectrales de la roche sont plus facilement observables sur les données de télédétection TIR. Sur les données de télédétection TIR, même si les revêtements superficiels, l'incrustation, le vernis, etc. sont présents.

5.4. Bibliothèques spectrales

Les bibliothèques spectrales hébergent une grande collection de courbes spectrales de courbes/données spectrales de différents types d'objets tels que les minéraux, roches, plantes, arbres, substances organiques, etc. Des exemples de telles bibliothèques de ce type sont celles de l'USGS (<http://speclab.cr.usgs.gov>) (Kokaly et al. 2017) ; John Hopkins University-JPL (<http://speclib.jpl.nasa.gov>) (Salisbury et al. 1991) ; et NASA-JPL (<http://asterweb.jpl.nasa.gov>) (Baldrige et al. 2009).

Conclusion

Notre travail concerne plus précisément les techniques de la télédétection aérospatiale, qui a pour but l'étude de la surface de la Terre à partir du satellite, en utilisant les propriétés du rayonnement électromagnétique émis, réfléchi ou diffusé par les corps ou surfaces que l'on étudie.

Pour cet effet, dans le troisième chapitre nous avons utilisé les différentes techniques d'amélioration sur des images multispectrales (Landsat 8 OLI et Sentinel 2a), afin de faire une discrimination lithologique et une analyse structurale des monts de Nememcha's.



- CHAPITRE III -

DISCRIMINATION PRÉLIMINAIRE ET ANALYSE STRUCTURALE



**DISCRIMINATION DES UNITÉS GÉOLOGIQUES ET STRUCTURALES DES
MONTS DES NEMEMCHAS À L'AIDE DES TECHNOLOGIES SPATIALES**

Introduction

Les ensembles de données satellitaires constituent l'une des nouvelles méthodes de surveillance sur terrain, les séries de données multispectrales (Landsat 8 OLI et Sentinel 2a) dont nous disposant, sont avérés comme une source d'information géologique.

Dans ce chapitre, nous avons adopté une méthodologie de traitement de ces données afin de bien synthétiser et extraire ces informations géologiques. Au premier lieu nous exposant les prétraitements et les traitements des images multispectrales et les techniques utilisées pour la discrimination lithologique préliminaire. Puis les traitements et les techniques d'extraction des linéaments géologiques à partir de ces images.

1. Données utilisées

Dans la présente étude, des images satellitaires multispectrales de haute résolution spatiale Landsat 8 OLI (Opérationnel Land Imager), et Sentinel-2a ont été utilisées pour la discrimination lithologique préliminaires de la région des monts des Nememcha's de l'atlas saharien (NE Algérien). Ces images sont téléchargées à partir du site officiel de l'USGS (<https://earthexplorer.usgs.gov/>).

Des corrections atmosphériques sont nécessaires avant tous les traitements radiométriques. Ceci est dû aux erreurs liées aux capteurs des images.

Les images Landsat 8 OLI comportant neuf (09) bandes spectrales et une résolution spatiale de 30 m (sauf la bande panchromatique « bande 8 » à une résolution spatiale de 15 m), (Tableau. 7) (Fig. 26). Pour couvrir la zone d'étude, nous avons utilisé une mosaïque de deux (02) scènes (LC81920362018357LGN00, Path : 192, Row : 36, date d'acquisition : 23.12.2018 et LC81930362018188LGN00, Path : 193, Row : 36, date d'acquisition : 17.07.2018) (Fig. 25).

Les images de Sentinel-2A couvrent treize (13) bandes spectrales dans le signal spectral VNIR et SWIR, avec quatre (04) bandes à 10 m, six (06) à 20 m, et les trois (03) bandes restantes à 60 m de résolution spatiale (Tableau. 7) (Fig. 26). Pour couvrir la zone d'étude, nous avons fait la mosaïque de deux (02) scènes (S2A_MSIL2A_T32SLD, date d'acquisition : 26.08.2020, et S2A_MSIL2A_T32SMD, date d'acquisition : 26.08.2020) (Fig. 25).

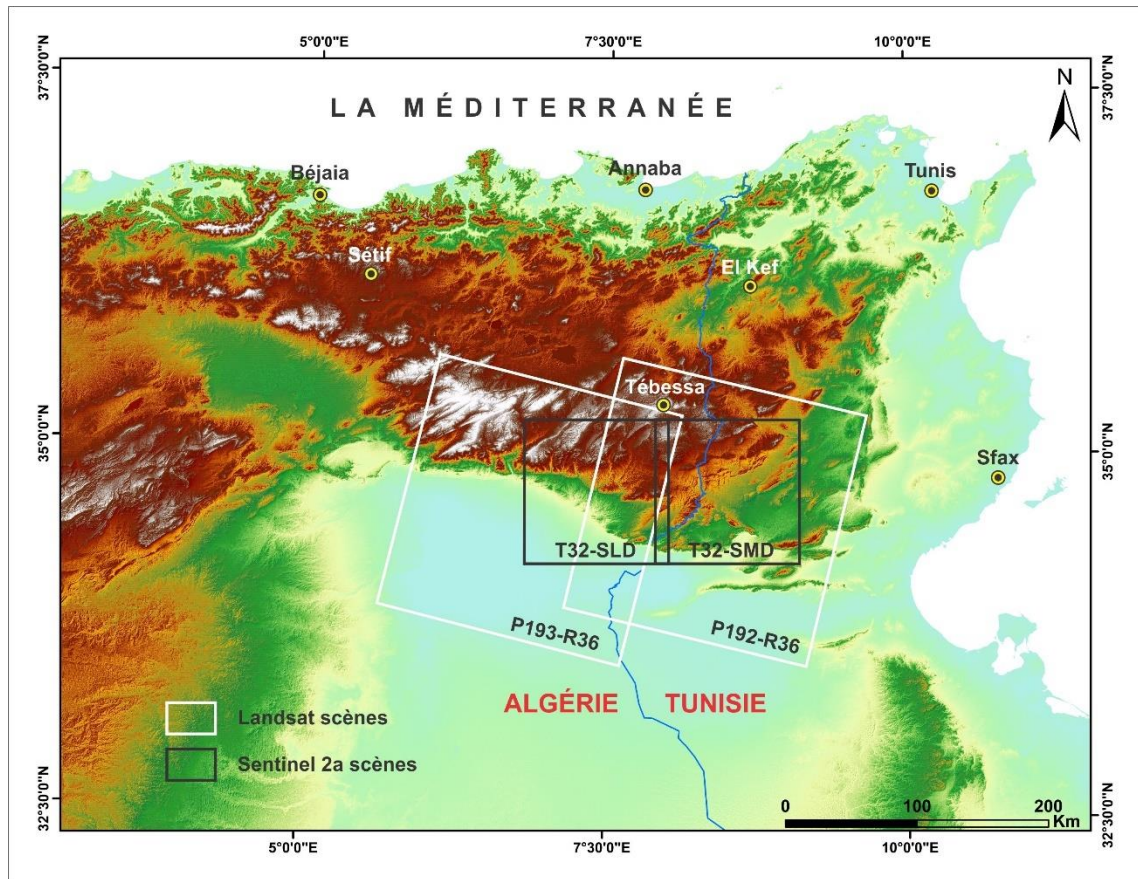


Figure 25. Position et noms des scènes utilisées.

La correction atmosphérique se fait par le module «*Sen2Cor 2.5.5*» intégré dans le logiciel «*ESA-SNAP 6.0*» de l'Agence Spatiale Européenne (<https://step.esa.int/main/download>), pour éliminer les effets de l'absorption liée aux particules présentes dans l'atmosphère (Nuages, Aérosols, vapeur...etc.). Les bandes spectrales 1, 9 et 10 de résolution spatiale de 60 m ont été supprimées par défaut lors de la correction atmosphérique par le module «*Sen2Cor 2.5.5*».

Les traitements sont faits sous le logiciel *Envi 5.3*, dont le but de ressortir les contours et les contacts des formations géologique, Facteur d'indice optimal (Optimum index factor **OIF**), L'analyse en composantes principales (Principal component analysis **PCA**), Fraction minimale de bruit (Minimum Noise Fraction **MNF**), et les filtres directionnels ...etc.

Tableau 7. Les caractéristiques des bandes spectrales des capteurs Landsat 8 OLI et de Sentinel-2A.

Landsat 8 OLI			Sentinel 2A		
Résolution	Spectral bands	Longueur d'onde (nm)	Résolution	Spectral bands	Longueur d'onde (nm)
30 m	1 – Coastal / Aerosol	0.443	10 m	2 – Blue	0.4900
	2 – Blue	0.4826		3 – Green	0.5600
	3 – Green	0.5613		4 – Red	0.6650
	4 – Red	0.6546		8 – NIR	0.8420
	5 – Near Infrared (NIR)	0.8646	20 m	5 – Vegetation Red Edge	0.7050
	6 – Short Wavelength Infrared (SWIR)	1.6090		6 – Vegetation Red Edge	0.7400
	7 – Short Wavelength Infrared (SWIR)	2.2010		7 – Vegetation Red Edge	0.7830
	9 – Cirrus	1.3730		8a – Vegetation Red Edge	0.8650
15 m	8 – Panchromatic	0.5917	60 m	11 – Short Wavelength Infrared (SWIR)	0.1610
				12 – Short Wavelength Infrared (SWIR)	0.2190
				1 – Coastal aerosol	0.0.443
				9 – Water Vapour	0.9450
				10 – SWIR – Cirrus	0.1380

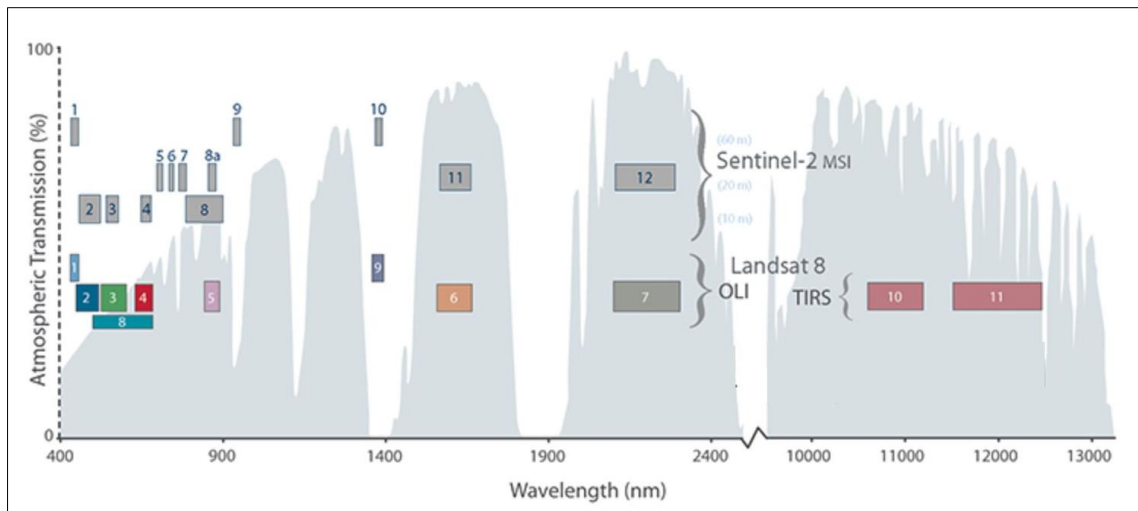


Figure 26. Comparaison entre les bandes de Landsat 8 OLI et de Sentinel 2A.

2. Discrimination préliminaire

2.1. Traitements et amélioration des images

Toutes les traitements et les améliorations utilisées dans l'étude ont été appliquées sur les mosaïques (Landsat 8 OLI et Sentinel 2A) résultant du prétraitement, mais pour le facteur d'indice optimal (OIF), les bandes doivent être au format 8 bits pour les traités sur « *ILWIS 3.8.5* ».

2.1.1. Étirement de la décorrélation (Decorrelation stretch)

L'étirement de décorrélation est utilisé pour supprimer la corrélation élevée que l'on trouve couramment dans les ensembles de données multispectrales. Il nécessite trois bandes en entrée et produit une image composite plus colorée et moins corrélée (FAL. S et al 2019).

2.1.2. Facteur d'indice optimal (OIF -Optimal index factor-) :

Le facteur d'indice optimal « **OIF** » une valeur statistique qui peut être utilisée pour sélectionner la combinaison optimale de trois bandes dans une image satellitaire (composition en fausse couleur « **FCC** »). La combinaison optimale de bandes parmi toutes les combinaisons de trois bandes possibles est celle qui a le plus haut volume d'informations (somme la plus élevée d'écart types), avec le moins nombre de répétition (corrélacion la plus faible entre paires de bandes). (Tableau 8 et 9)

Tableau 8. Statistiques, covariances et corrélations entre les différentes bandes du Landsat 8 OLI.

STATISTIQUES							
	Min	Max	Moyenne (Mean)	Déviati on standar (StdDev)			Numéro
B1	8626	15100	12058.72	785.82			1
B2	9133	16689	13211.55	903.07			2
B3	10523	21376	16654.31	1288.63			3
B4	11092	25541	19790.52	1749			4
B5	15672	28699	23063.38	1763.54			5
B6	14158	31738	25969.39	2443.23			6
B7	11361	29044	22296.6	2403.45			7
COVARIANCES							
	B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7
B1	3445.64	3382.56	3342.74	3313.65	3163.47	2774.36	2620.96
B2	3382.56	3376.75	3346.9	3299.92	3167.28	2756.49	2609.3
B3	3342.74	3346.9	3465.1	3461.89	3309.96	2944.16	2838.69
B4	3313.65	3299.92	3461.89	3579.27	3436.02	3115.62	3037.07
B5	3163.47	3167.28	3309.96	3436.02	3610.03	3044.59	2861.71
B6	2774.36	2756.49	2944.16	3115.62	3044.59	3094.15	3064.26
B7	2620.96	2609.3	2838.69	3037.07	2861.71	3064.26	3425.97
CORRÉLATIONS							
	B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7
B1	1	0.99	0.97	0.94	0.9	0.85	0.76
B2	0.99	1	0.98	0.95	0.91	0.85	0.77
B3	0.97	0.98	1	0.98	0.94	0.9	0.82
B4	0.94	0.95	0.98	1	0.96	0.94	0.87
B5	0.9	0.91	0.94	0.96	1	0.91	0.81
B6	0.85	0.85	0.9	0.94	0.91	1	0.94
B7	0.76	0.77	0.82	0.87	0.81	0.94	1

Tableau 9. Statistiques, covariances et corrélations entre les différentes bandes du Sentinel 2A.

STATISTIQUE						
	Min	Max	Moyenne (Mean)	Déviati on standar (StdDev)	Numéro	
B2	3886	10320	1640.27	362.17	1	
B3	4155	11384	2436.67	502.96	2	
B4	4388	12776	3324.46	687.47	3	
B8	4072	12648	4032.51	619.24	4	
B11	5321	13556	5466.57	737.61	5	
B12	4361	13533	4473.98	727.22	6	
COVARIANCE						
	B2	B3	B4	B8	B11	B12
B2	3098.66	3209.71	3095.95	3016.77	2679.57	2366.24
B3	3209.71	3500.35	3433.7	3336.24	3026.8	2725.69
B4	3095.95	3433.7	3509.98	3398.91	3182.12	2937.74
B8	3016.77	3336.24	3398.91	3546.39	3112.2	2838.94
B11	2679.57	3026.8	3182.12	3112.2	3339.47	3169.86
B12	2366.24	2725.69	2937.74	2838.94	3169.86	3403.11
CORRÉLATION						
B2	B2	B3	B4	B8	B11	B12
B3	1	0.97	0.94	0.91	0.83	0.73
B4	0.97	1	0.98	0.95	0.89	0.79
B8	0.94	0.98	1	0.96	0.93	0.85
B11	0.91	0.95	0.96	1	0.9	0.82
B12	0.83	0.89	0.93	0.9	1	0.94
B2	0.73	0.79	0.85	0.82	0.94	1

Chavez et al (1982). Ont développé l'OIF et proposé une formule pour calculer le facteur d'indice optimal « OIF » (Optimum Index Factor) en utilisant trois écarts types et un coefficient de corrélation. (Tableau. 10).

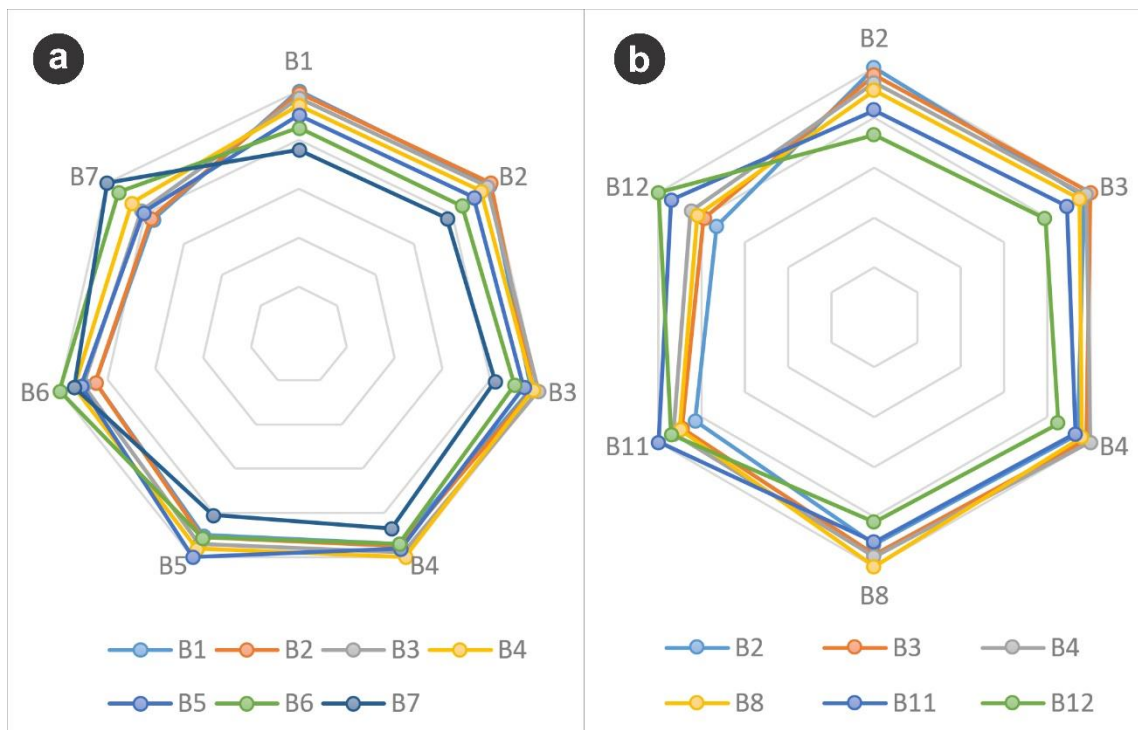
$$OIF = \frac{\sum_{i=1}^3 SDI}{\sum_{j=1}^3 |CCj|}$$

Avec :

- SDI : L'écart type.
- |CCj| : La valeur absolue du coefficient de corrélation.

L'écart-type (SDI) représente le degré de discrétion. Plus sa valeur est élevée, plus la différence d'intensité du rayonnement est importante. Et moins le |CCj| est élevé, moins le degré de répétition est important (Fal et al. 2019, Patel and Solanki. 2020, Zamani et al. 2022).

À l'aide de l'application « *ILWIS 3.8.5* », une analyse OIF a été effectuée pour créer des images en fausse couleur entre les bandes du capteur Landsat OLI 8, et les bandes du capteur Sentinel 2A.



Finalement, les meilleures compositions de bande ont été déterminés et les résultats de cet indice sont présentés et classés par ordre d'importance dans le tableau .10.

Tableau 10. Meilleures combinaisons en fausse couleur d'après le calcul de l'indice OIF pour les images Landsat 8 OLI et Sentinel 2a de la zone d'étude.

N°	Landsat 8 OLI				Sentinel 2a			
	R	V	B	OIF	R	V	B	OIF
1	B1	B5	B7	71.69	B2	B8	B12	70.67
2	B2	B5	B7	71.03	B2	B3	B12	69.46
3	B1	B2	B7	69.53	B3	B8	B12	69.33
4	B3	B5	B7	68.97	B2	B4	B12	68.82
5	B1	B3	B7	68.95	B2	B11	B12	68.66
6	B1	B4	B7	68.08	B3	B4	B12	67.48

La composition en fausses couleurs (False Color Composite « FCC ») est un moyen simple de délimiter les contours lithologiques. Dans la présente recherche, une combinaison de bandes R : 7, V : 5 et B : 1, sur l'image Landsat OLI 8 (Fig. 28), et R: 2, V: 8 et B: 12, sur l'image Sentinel 2A (Fig. 29), ont été générées pour la cartographie lithologique. La combinaison de couleurs a été sélectionnée sur la base de données statistique obtenue en calculant le facteur d'indice optimal « OIF », elles présentent la variance la plus élevée et la corrélation la plus faible.

Les figures 28 et 29 montrent que les formations de l'Éocène ont des teintes et des couleurs différentes et proches de celles des autres formations ce qui ne permet pas de les différencier sur ces compositions en fausses couleurs.

Tandis que les unités rocheuses carbonatées du Crétacé Supérieur (cs) sont repérables par une couleur verte, la formation gypseuse (e⁴) du Lutétien (Éocène) avec une couleur jaune et les alluvions (A) avec une couleur rose.

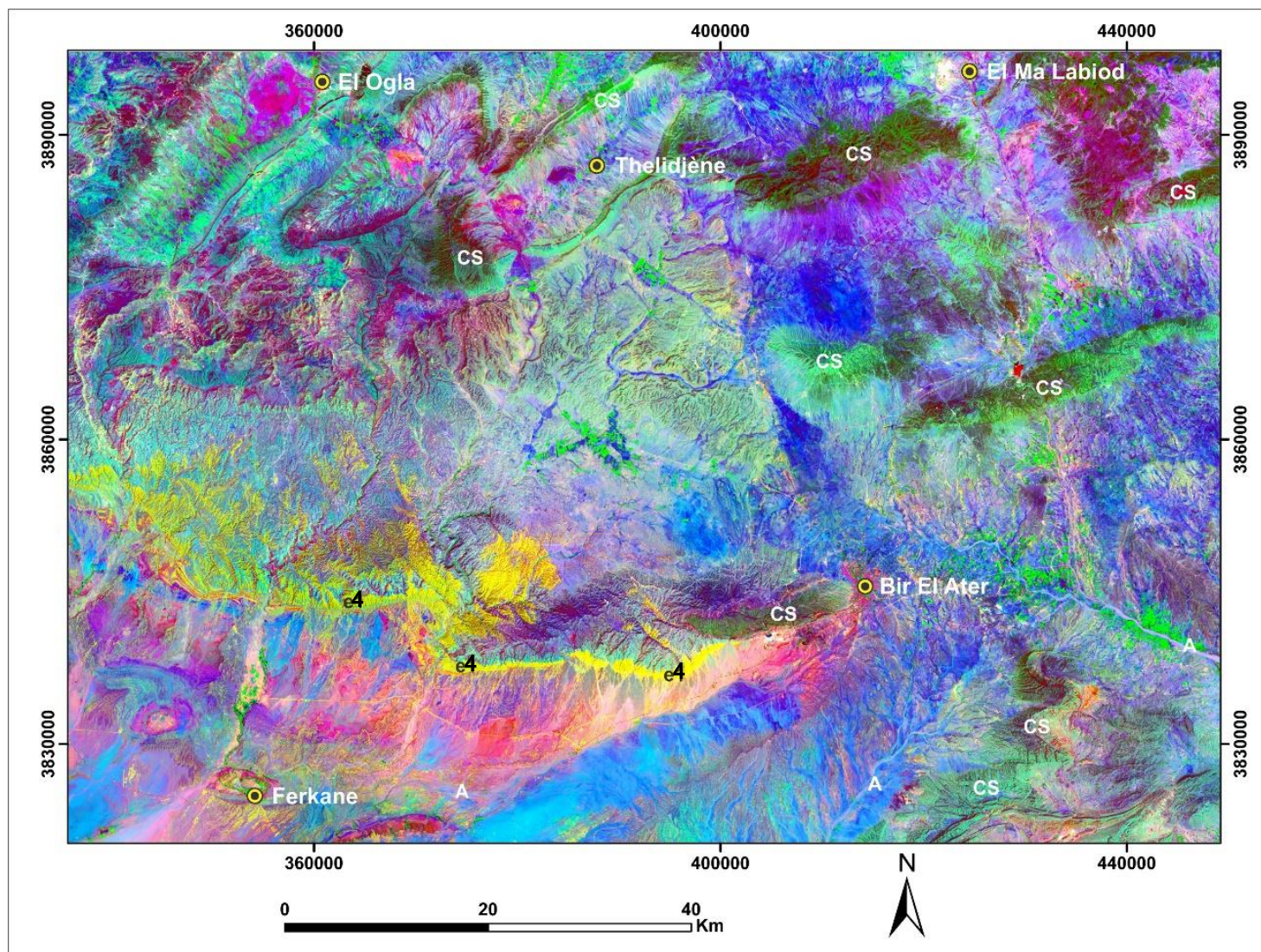


Figure 28. Meilleure composition en fausse couleur par l'indice OIF (R : 7, V : 5, B : 1) sur l'image Landsat 8 OLI de la zone d'étude. CS : Crétacé Supérieur. e4 : Lutétien. A : Alluvions.

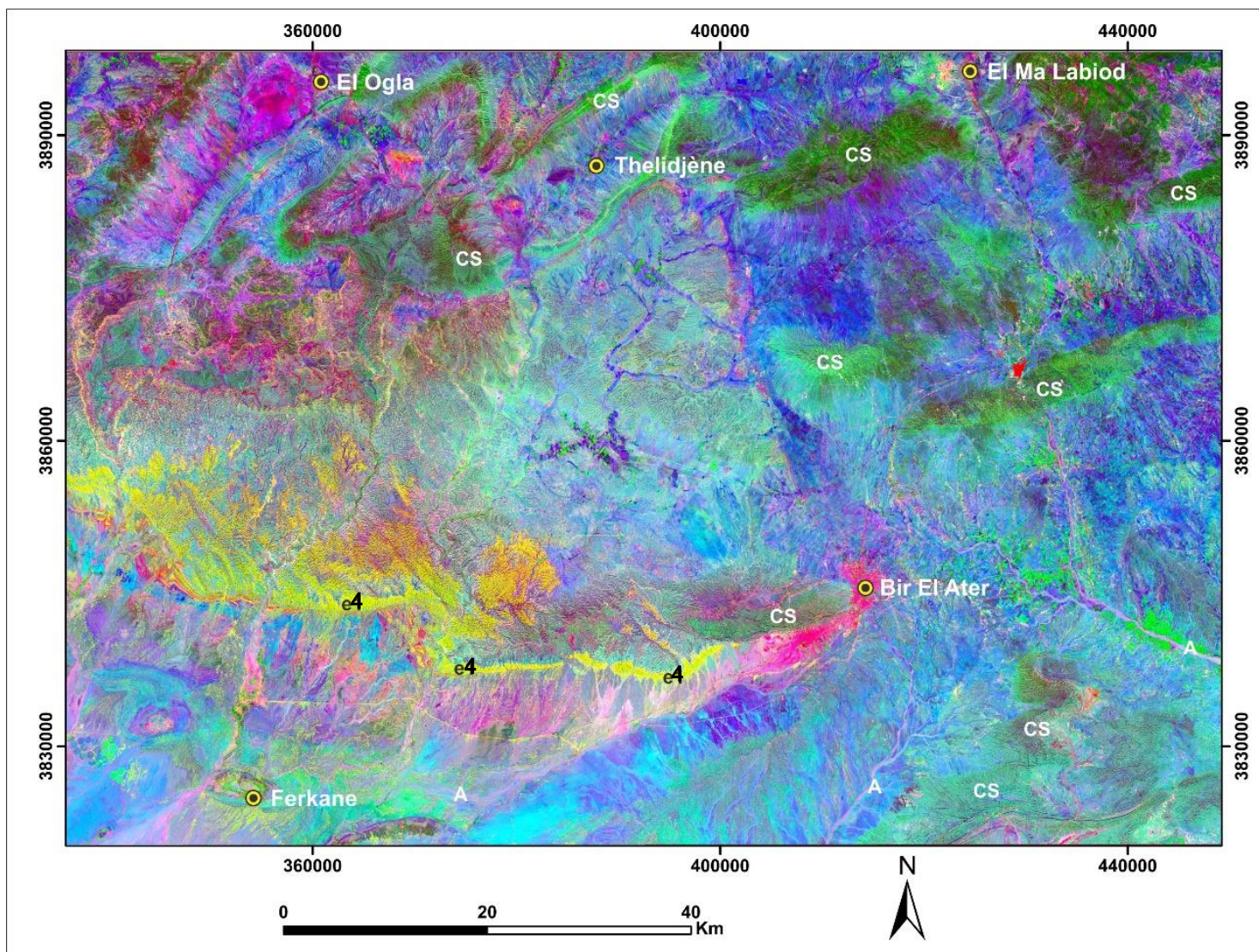


Figure 29. Meilleure composition en fausse couleur par l'indice OIF (R : 2, V : 8, B : 12) sur l'image Sentinel 2A de la zone d'étude. CS : Crétacé Supérieur. e4 : Lutétien. A : Alluvions.

2.1.3. Analyse de la composante principal « PCA » :

L'Analyse en Composantes Principales (Principal Component Analysis PCA) est une méthode statistique de projection de données multidimensionnelles, qui consiste à transformer des variables liées entre elles (corrélées) en nouvelles variables dé-corrélées les uns des autres. Ces nouvelles variables sont nommées « **composantes principales** », elle permet de réduire le nombre de variable et de rendre l'information moins redondante.

Cette méthode mise en place par *Hotelling* en **1933**, est basée sur une technique décrite par *Pearson* en **1901**. La méthode est basée sur l'hypothèse qu'il existe de fortes corrélations entre les données étudiées.

Le but de l'Analyse en Composantes Principales (ACP) est de condenser les données originelles en de nouveaux groupements, appelées nouvelles composantes, de façon à ce qu'elles ne présentent plus de corrélation entre elles et soient ordonnées en terme de pourcentage de variance apportée par chaque composante. Ainsi, la première nouvelle composante contient les informations relatives au pourcentage maximal de variance, la deuxième contient les informations relatives au pourcentage de variance suivant. Le processus est répété jusqu'à l'obtention de la dernière nouvelle composante (Tableau 11 et 12).

Tableau 11. Composantes principales pour sept bandes de l'image Landsat 8 OLI.

	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6	PC7
B1	0.379	0.389	0.338	0.386	0.176	0.471	0.434
B2	0.378	0.381	0.273	0.151	0.162	-0.390	-0.661
B3	0.391	0.201	0.081	-0.474	-0.271	-0.506	0.496
B4	0.400	0.022	-0.117	-0.476	-0.356	0.591	-0.351
B5	0.389	0.034	-0.802	0.078	0.437	-0.055	0.068
B6	0.357	-0.406	-0.099	0.580	-0.587	-0.134	-0.004
B7	0.350	-0.705	0.372	-0.186	0.455	-0.002	0.018
Valeurs propres (%)	91.720	5.400	1.700	0.510	0.430	0.170	0.060

Tableau 12. Composantes principales pour six bandes de l'image Sentinel 2A.

	PC1	PC2	PC3	PC4	PC5	PC6
B2	0.384	0.453	0.507	-0.083	-0.533	0.316
B3	0.423	0.329	0.208	-0.002	0.342	-0.743
B4	0.43	0.118	-0.078	0.065	0.671	0.584
B8	0.423	0.148	-0.789	-0.274	-0.312	-0.058
B11	0.406	-0.383	-0.037	0.796	-0.226	-0.056
B12	0.382	-0.71	0.262	-0.529	-0.013	-0.028
Valeurs propres (%)	91.270	6.160	1.320	0.640	0.470	0.150

La représentation graphique des valeurs propres nous aide à choisir la meilleure composante (Fig. 30 et 31), l'endroit où la courbe change brusquement d'allure correspond à la limite d'extraction, le graphique change d'allure à la troisième composante. Cette analyse permet, entre autres, de créer des composés colorés. Généralement en géologie on choisit la combinaison des composantes CP1, CP2, CP3 et pour quelques formations la CP4.

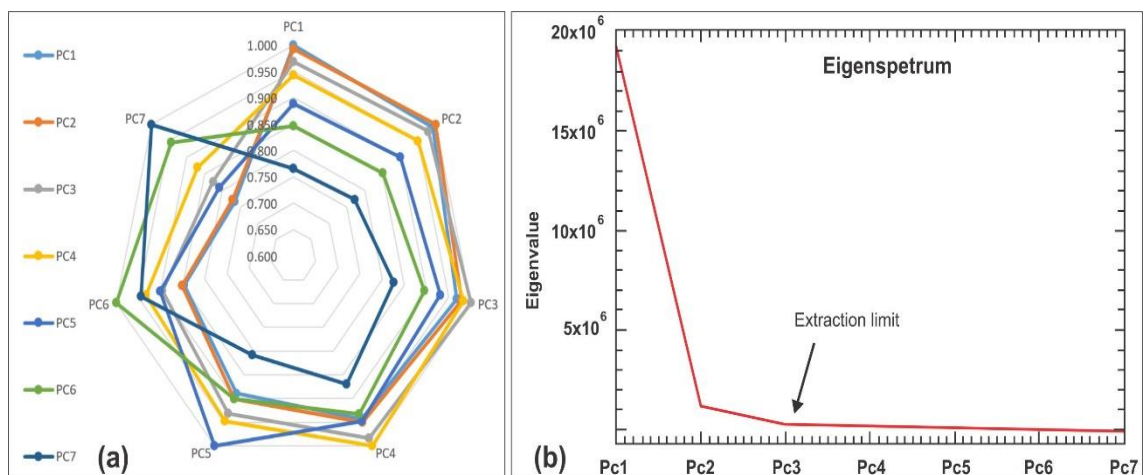


Figure 30. a) Présentation sous forme d'un radar des coefficients de corrélation entre les 7 composantes de Landsat OLI8, b) Limite d'extraction suivant les teste « Scree » de [Cattel \(1966\)](#).

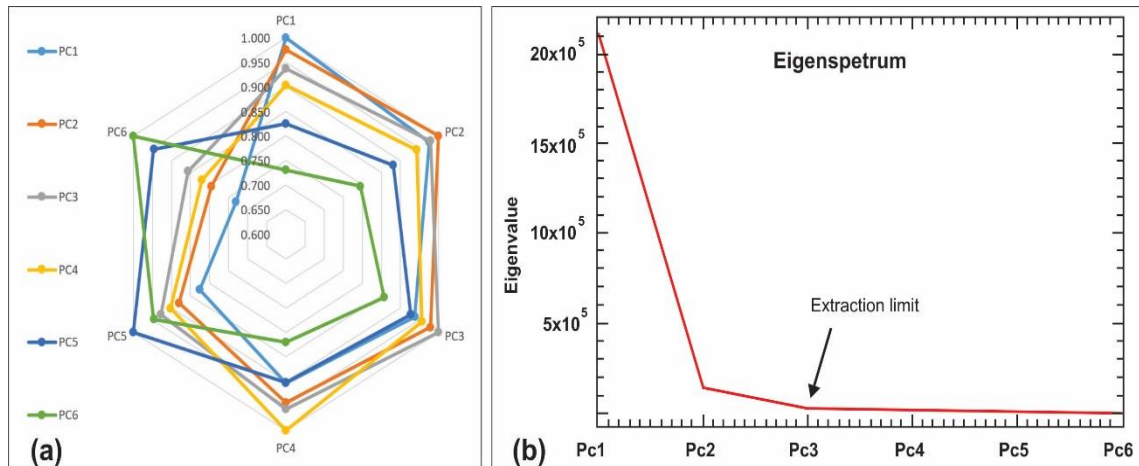


Figure 31. a) Présentation sous forme d'un radar des coefficients de corrélation entre les 6 composantes de Sentinel 2A, b) Limite d'extraction suivant les teste « Scree » de [Cattel \(1966\)](#).

L'ACP a produit de bons résultats, les carbonates du Crétacé Supérieur (cs) sont bien différenciés (Fig. 32). Elles apparaissent en vert, elles sont confondues au Sud-Ouest avec les affleurements carbonatés intercalés avec des marnes dans les environs de Ferkane et elles sont limitées par les formations du Dano-Montien (e^1) en bleu sombre et Thanétien (e^2) avec une teinte orange au J. Onk et au Sud-Est (Frontières algéro-tunisienne) avec les formations du Dano-Montien (e^1) (J. Zraga, J. Mrata) en bleu sombre.

Sur la figure 33, la formation gypseuse du Lutétien (e^4) est bien discriminé en rouge et violet, les formations du Lutétien inférieur à Yprésien (e^{4-6}) avec une couleur orange.

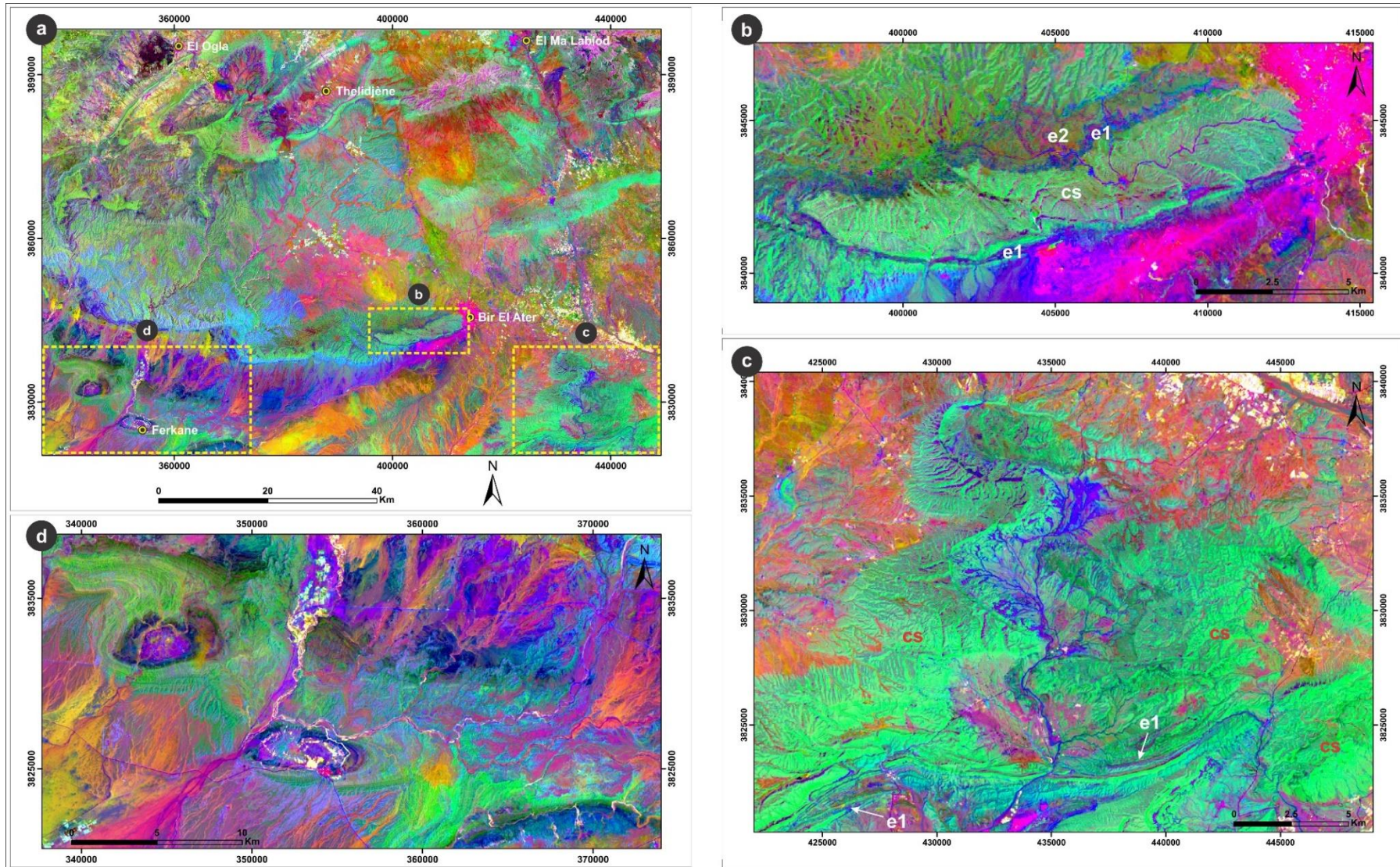


Figure 32. Composition en FC des PCs des données Landsat 8 OLI (R : PC 4. V : PC 3. B : PC 2): CS : Crétacé Supérieur. e1 : Dano-Montain A : Alluvions.

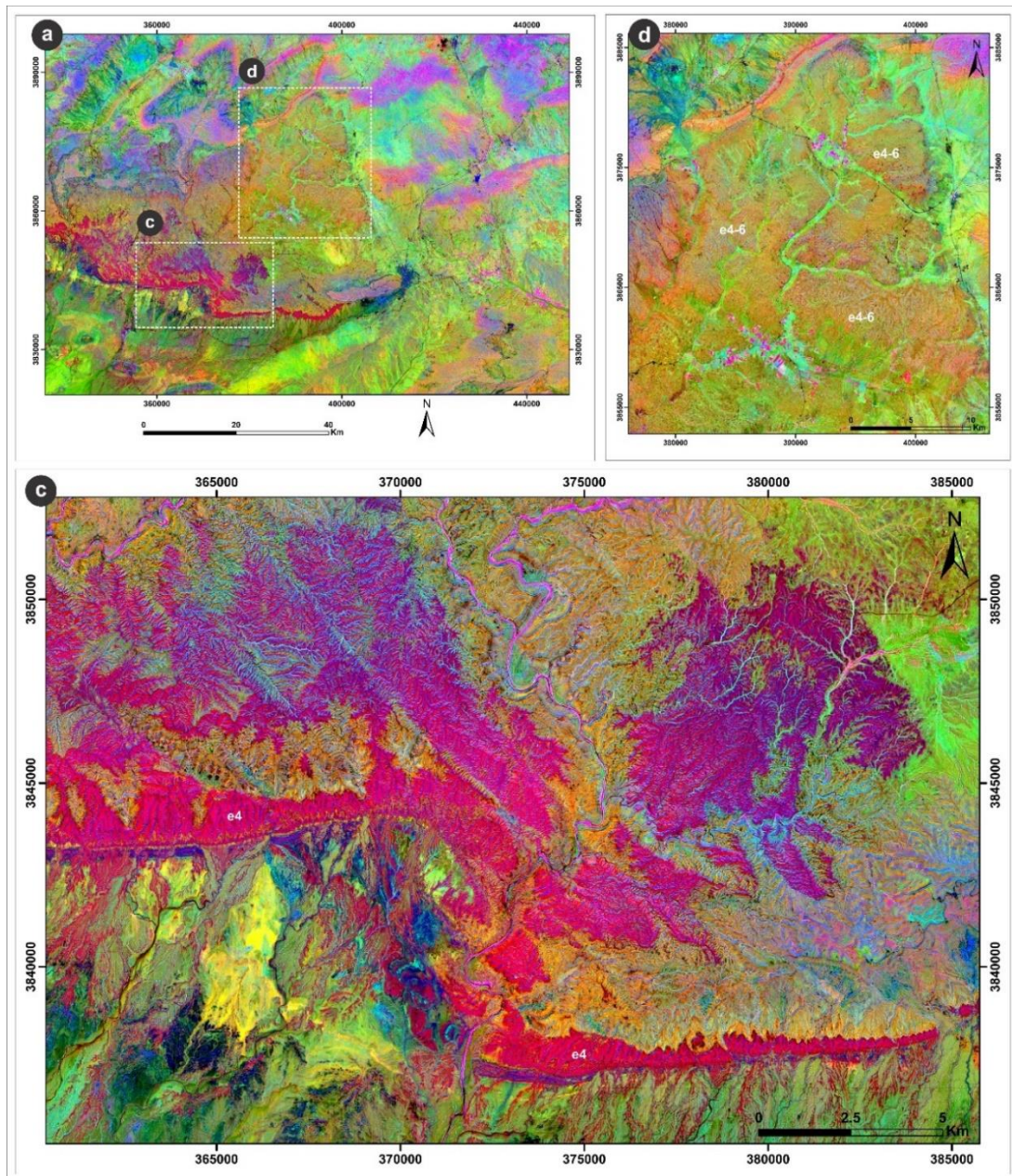


Figure 33. Composition en FC des PC des données Sentinel 2A (R : PC 3. V : PC 2. B : PC 1) : e4-6 : Lutétien inférieur à Yprésien. e4 : Lutétien.

2.1.4. Fraction minimale de bruit (Minimum Noise Fraction MNF)

Il s'agit d'une technique de réduction du bruit proposée par (Green et al., 1988) pour augmenter le rapport signal-bruit (SNR). Elle est largement utilisée pour l'extraction de caractéristiques, le blanchiment du bruit et la réduction des données spectrales de l'imagerie de télédétection (Ge W et al., 2018).

Elle se base sur deux opérations consécutives : (i) Basée sur l'estimation du niveau de bruit dans les données, et indiqué par une matrice de corrélation. (ii) Utilise les principaux éléments dérivés du résultat de la première opération.

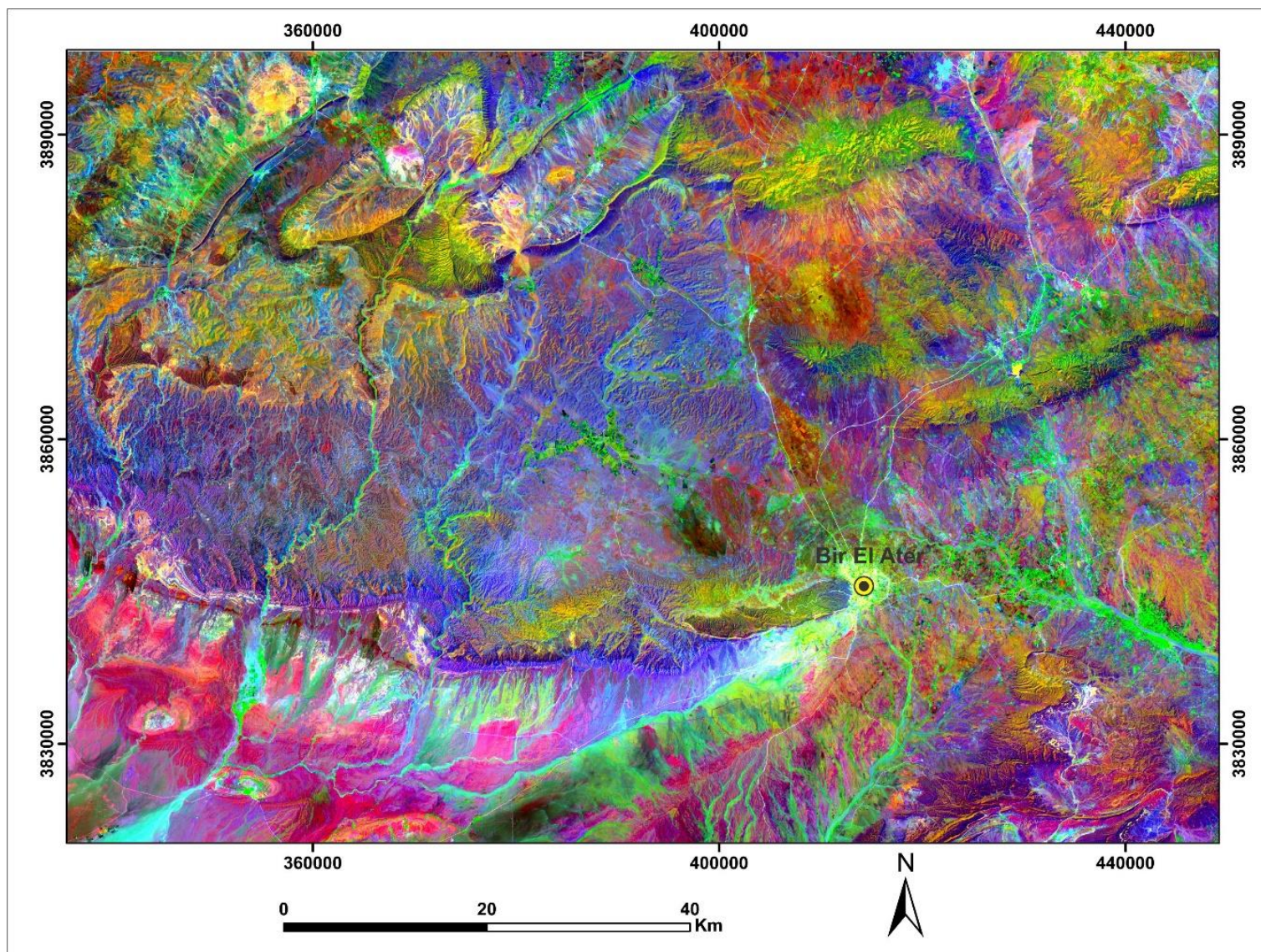


Figure 34. Composition en fausses couleurs des MNF des données Landsat 8 OLI. R : MNF 4. V : MNF 3. B : MNF 2.

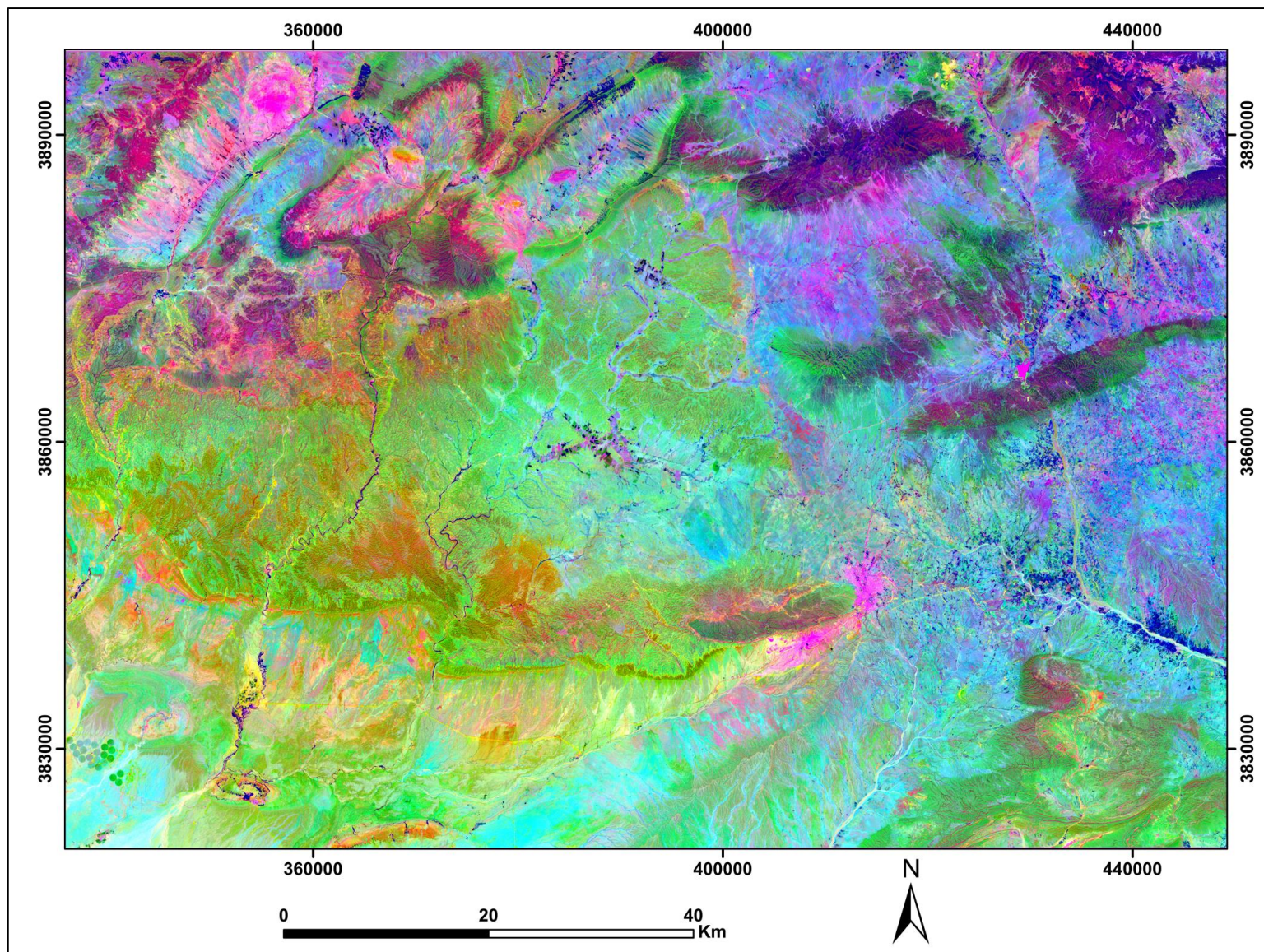


Figure 35. Composition en fausses couleurs des MNF des données Landsat 8 OLI. R : MNF 3. V : MNF 2. B : MNF 1.

2.2. Classifications

2.2.1. Classification supervisé (SAM)

C'est une méthode de classification supervisé, elle s'agit d'une méthode automatisée de comparaison des spectres d'images à un spectre de référence ou à une bibliothèque spectrale (Petropoulos et al., 2010). L'algorithme détermine la similarité entre deux spectres en calculant l'"angle spectral" entre eux, en les traitant comme des vecteurs dans un espace dont la dimensionnalité est égale au nombre de bandes (nb). SAM détermine la similarité d'un spectre inconnu « t » avec un spectre de référence « r », en appliquant l'équation suivante (CSES, 1992) :

$$\alpha = \cos^{-1} \left(\frac{\sum_{i=1}^{nb} t_i r_i}{\sqrt{\sum_{i=1}^{nb} t_i^2} \sqrt{\sum_{i=1}^{nb} r_i^2}} \right)$$

nb : le nombre de bandes de l'image / t : spectre du pixel / r : spectre de référence / α : angle spectral.

L'algorithme SAM implémenté dans ENVI prend en entrée un certain nombre de "classes d'échantillonnage" est de les comparés avec des spectres de référence sous format du fichiers ASCII et de ROIs issu des bibliothèques spectrales trouvés en accès libre sur le site de l'ENVI. Le résultat est une image de classification montrant la meilleure correspondance SAM à chaque pixel. Les pixels plus clairs dans les images de règles représentent des angles spectraux plus petits, et une plus grande similarité avec le spectre de référence (Fal S et al., 2019).

Sur le logiciel *Envi 5.3*, nous avons extrait des réponses spectrales à partir des interprétations des résultats des traitements déjà faites (ACP et MNF) (Fig. 36).

Les réponses spectrales extraites sont utilisé pour faire la classification supervisée (SAM) la carte résultat de la classification SAM (Fig. 37), considéré comme discrimination lithologique préliminaire des monts de Nememcha's, et elle présente un document de base pour nos missions de terrains, et cela en facilitent le traçage des itinéraires, l'implantation de nos stations...etc.

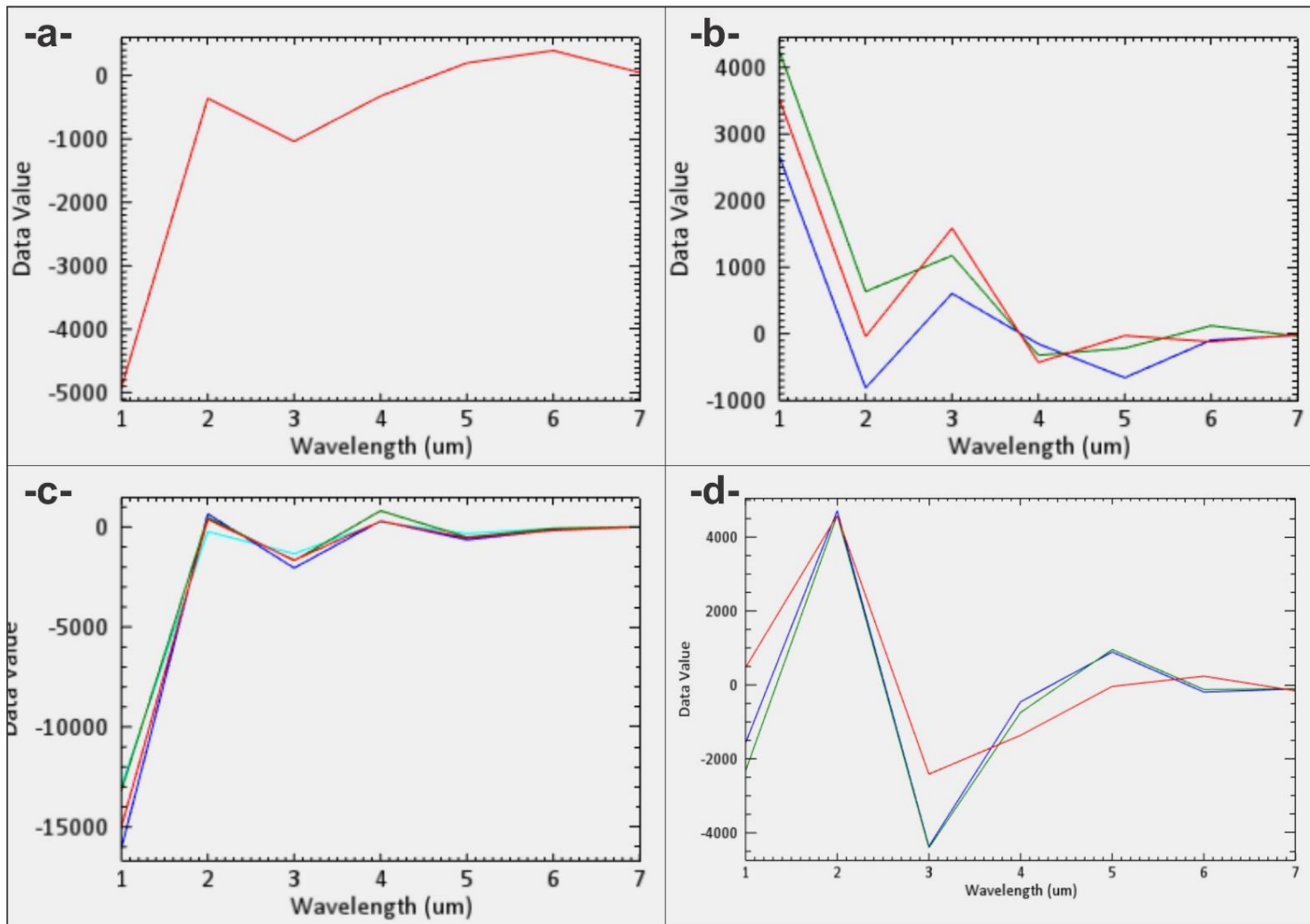


Figure 36. Exemples des réponses spectrales extraites à partir d'une image multispectrale Sentinel 2a : -a- l'Éocène gypseux -b- carbonates du crétacé supérieur -c- marnes du crétacé inférieur -d- Formations triasiques.

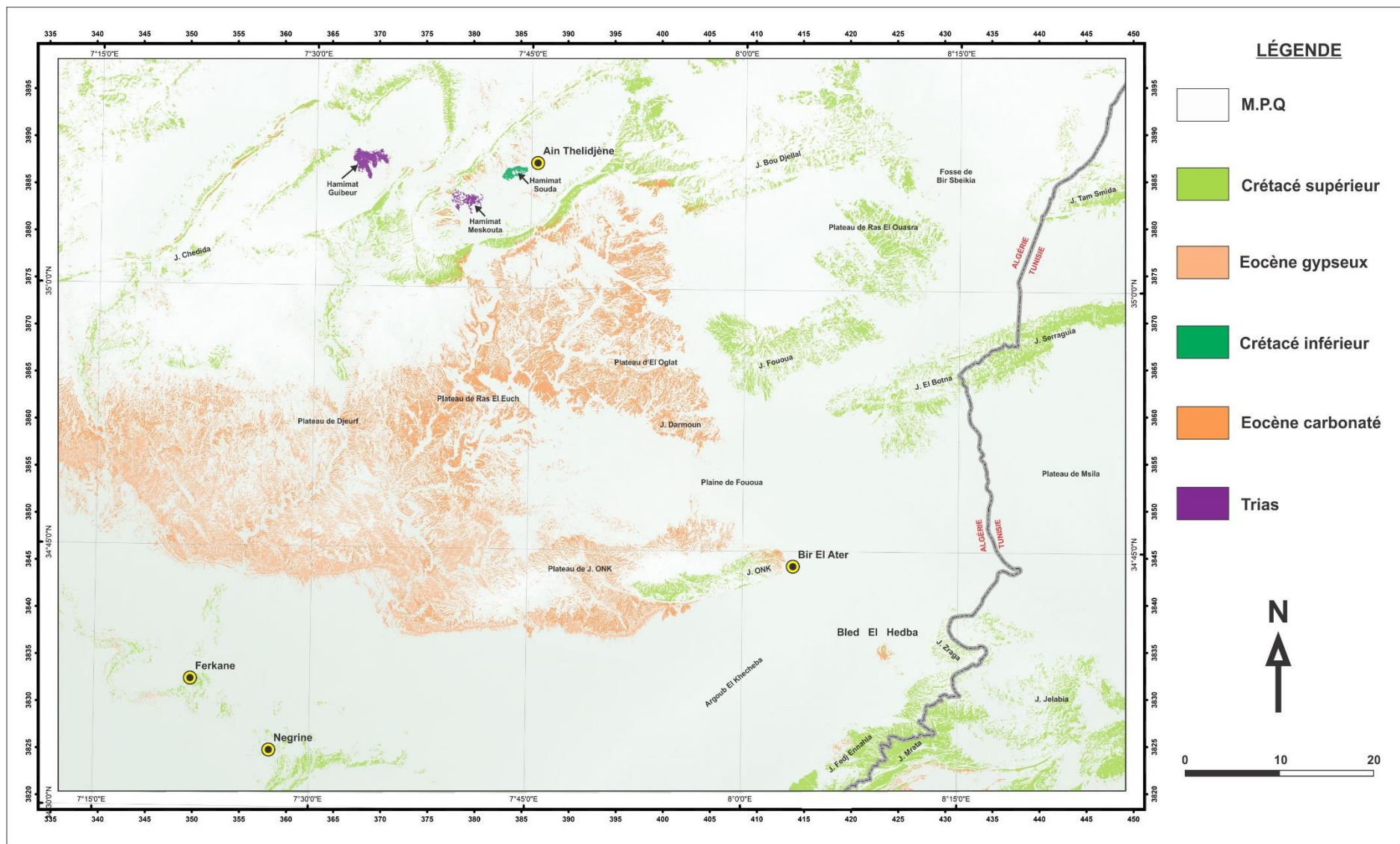


Figure 37. Résultat de la classification supervisé « SAM ».

3. Analyse Structurale

3.1. Filtres directionnels

Cette technique améliore la perception des linéaments ; provoquant un effet d'ombre portée optique sur l'image comme si elle était éclairée par une lumière rasante ([Hammad et al. 2016](#), [Tamani et al., 2019](#)).

Le rehaussement linéaire a été effectué à l'aide de filtres directionnels dans les quatre directions : N000°, N045°, N090° et N135°.

Ces filtres ont été appliqués à la bande 8-NIR (0,842 μm , 10 m) avec une matrice carrée d'ordre 3, permettant l'identification des linéaments géologiques et la perception des détails structurels ([Tamani et al., 2019](#), [Nemmour-Zekiri et Oulebsir., 2020](#)).

3.2. Carte structurale

La carte des linéaments résultant de l'extraction directe des linéaments à l'aide de filtres directionnels dans les directions : N000°, N045°, N090°, et N135°, montre que les principaux complexes géologiques de la zone d'étude sont affectés par une intense déformation de fracturation à différentes échelles, (Fig. 38).

L'analyse de la rosace directionnelle, montre une grande prédominance de linéaments grossièrement NW-SE de direction N120° et N135°, lié probablement à la phase orogénique alpine, leur densité est plus importante sur la majorité de la zone d'étude (Fig. 38).

Il existe des linéaments de direction E-W, ils apparaissent clairement dans la région d'étude probablement lié à la phase Atlasique (Fig. 38).

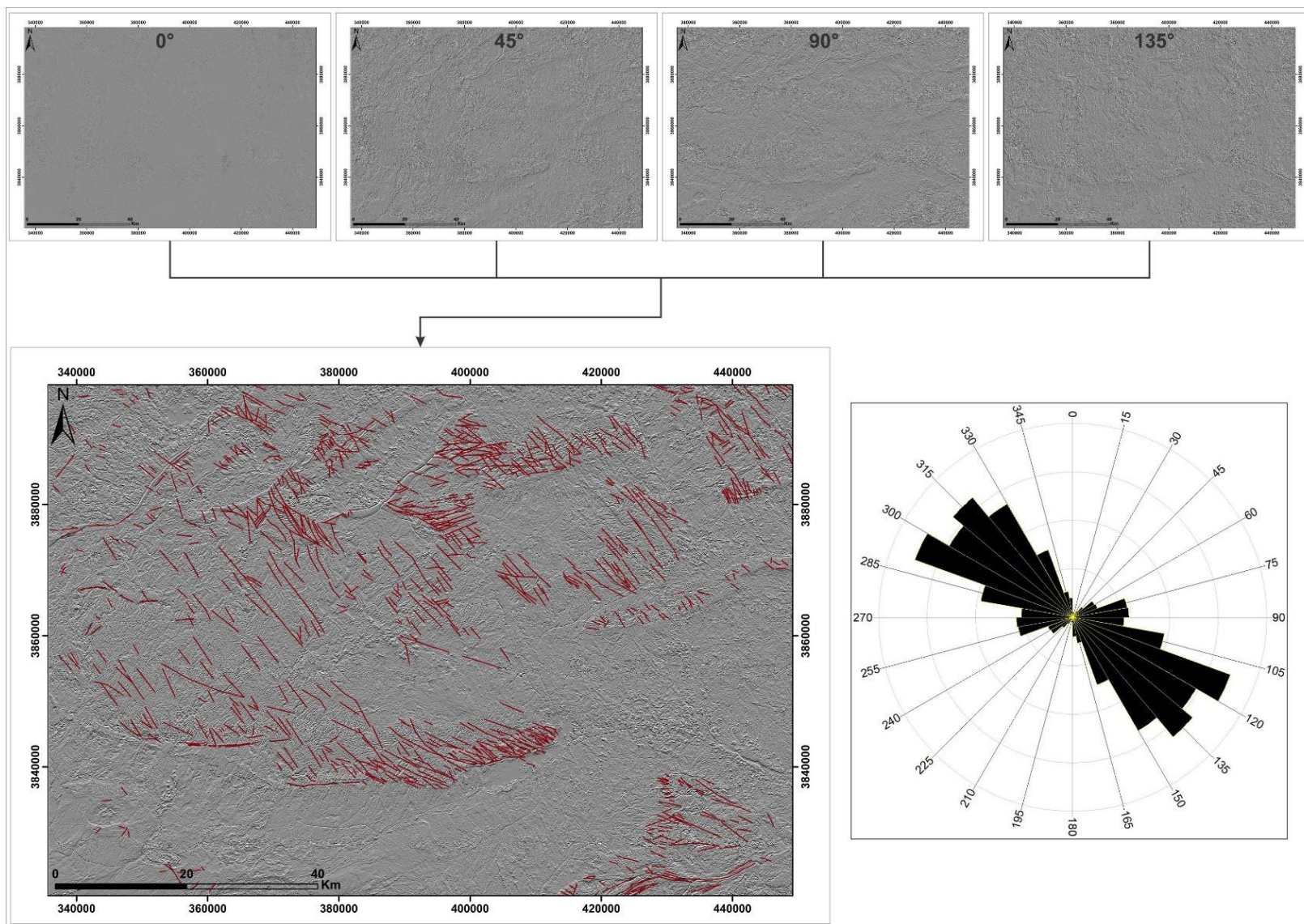


Figure 38. Application des filtres directionnels et carte linéamentaire de la zone d'étude.

Conclusion

Dans ce chapitre, des différents traitements ont été appliqués sur les images satellitaires multispectrales de haute résolution spatiale Landsat 8 OLI (Opérationnel Land Imager), et Sentinel-2a, afin de faire une la discrimination lithologique préliminaires de la région des monts des Nememcha's de l'atlas saharien (NE Algérien), ainsi que une discrimination structural.

Les traitements et les améliorations utilisés pour ressortir les contours de grandes structures lithologiques sont le facteur d'indice optimal (OIF), l'analyse de la composante principale (PCA), et la fraction minimale de bruit (MNF), les résultats de ces traitements font la base d'une classification supervisée (SAM Target)

L'extraction des réponses spectrales existantes sur notre zone d'étude, à partir les images améliorées nous permet de faire une classification supervisé (SAM Target).

L'analyse structurale de la carte linéamentaire montre que les principaux complexes géologiques de la zone d'étude sont affectés par une intense déformation de fracturation à différentes échelles, dont la prédominance de linéaments grossièrement NW-SE de direction N120° et N135°, avec l'existence des linéaments de direction E-W.

Ces résultats obtenus sont la base sur laquelle nos missions de terrain sont faites.



- CHAPITRE IV -

TRAVAUX DE TERRAIN, LABORATOIRE ET CARTOGRAPHIE FINALE



**DISCRIMINATION DES UNITÉS GÉOLOGIQUES ET STRUCTURALES DES
MONTS DES NEMEMCHAS À L'AIDE DES TECHNOLOGIES SPATIALES**

Introduction

Ce chapitre présente les travaux réalisés sur terrain (échantillonnage, coupes géologiques, description ...), après la discrimination lithologique préliminaire à l'aide des images multispectrales à haute résolution spatiale (Fig. 39).

Le but c'est la confirmation et la validation des résultats de la discrimination, le traçage des coupes géologiques (Fig. 40 et 41), ainsi que la collecte des échantillons pour les différents travaux de laboratoire, comme la pétrographie (confection des lames minces), afin de ressortir une carte lithologiques et structurale des monts de Nememcha's, qui forment une base et un support pour les futures études.

1. Missions De Terrain

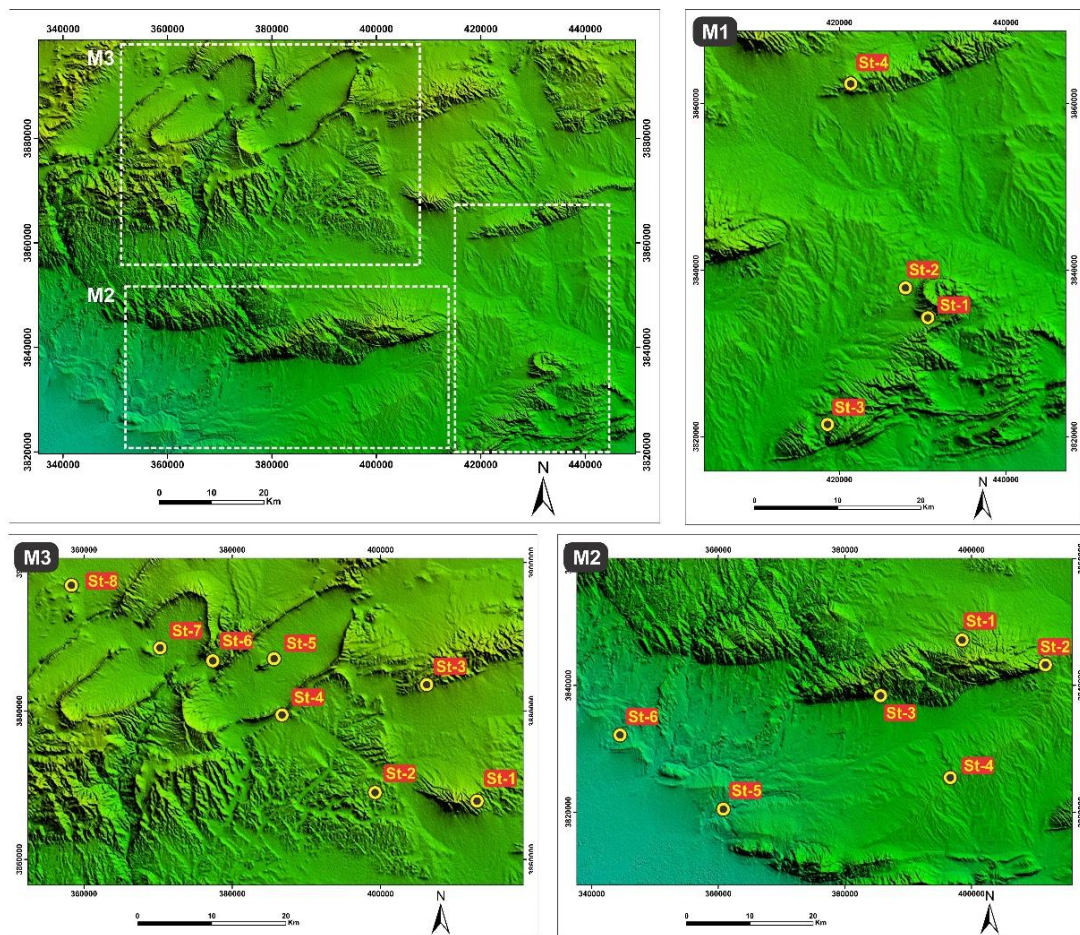


Figure 39. Carte d'échantillonnage et les missions réalisées lors de cette étude.

Trois missions de terrains ont été réalisées dans le secteur d'étude. Les résultats des premiers traitements réalisés sur les images satellitaires nous ont permis de créer une carte d'échantillonnage en suivant les accès faciles pour atteindre tous les affleurements des unités lithologiques existantes (Fig. 39).

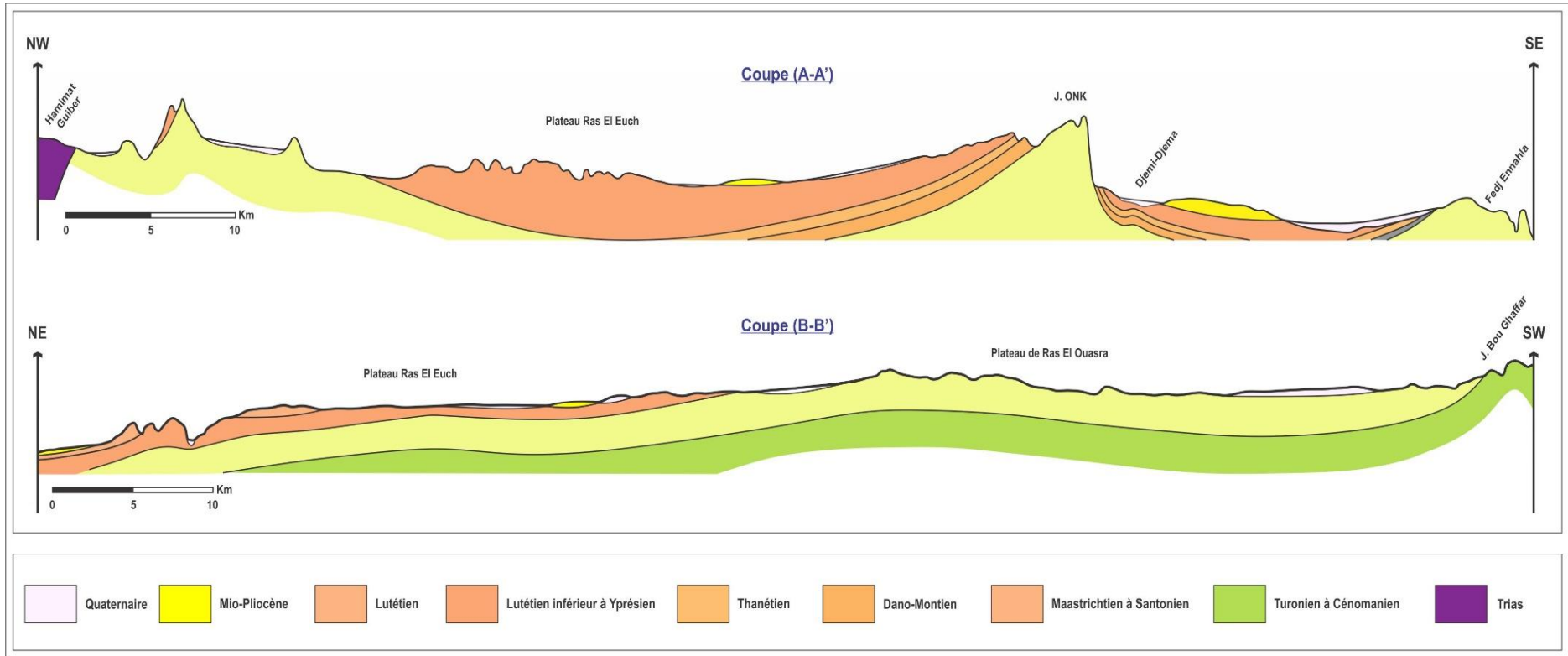


Figure 40. Coupes géologiques réalisés sur terrain (Coupe A-A' et B-B').

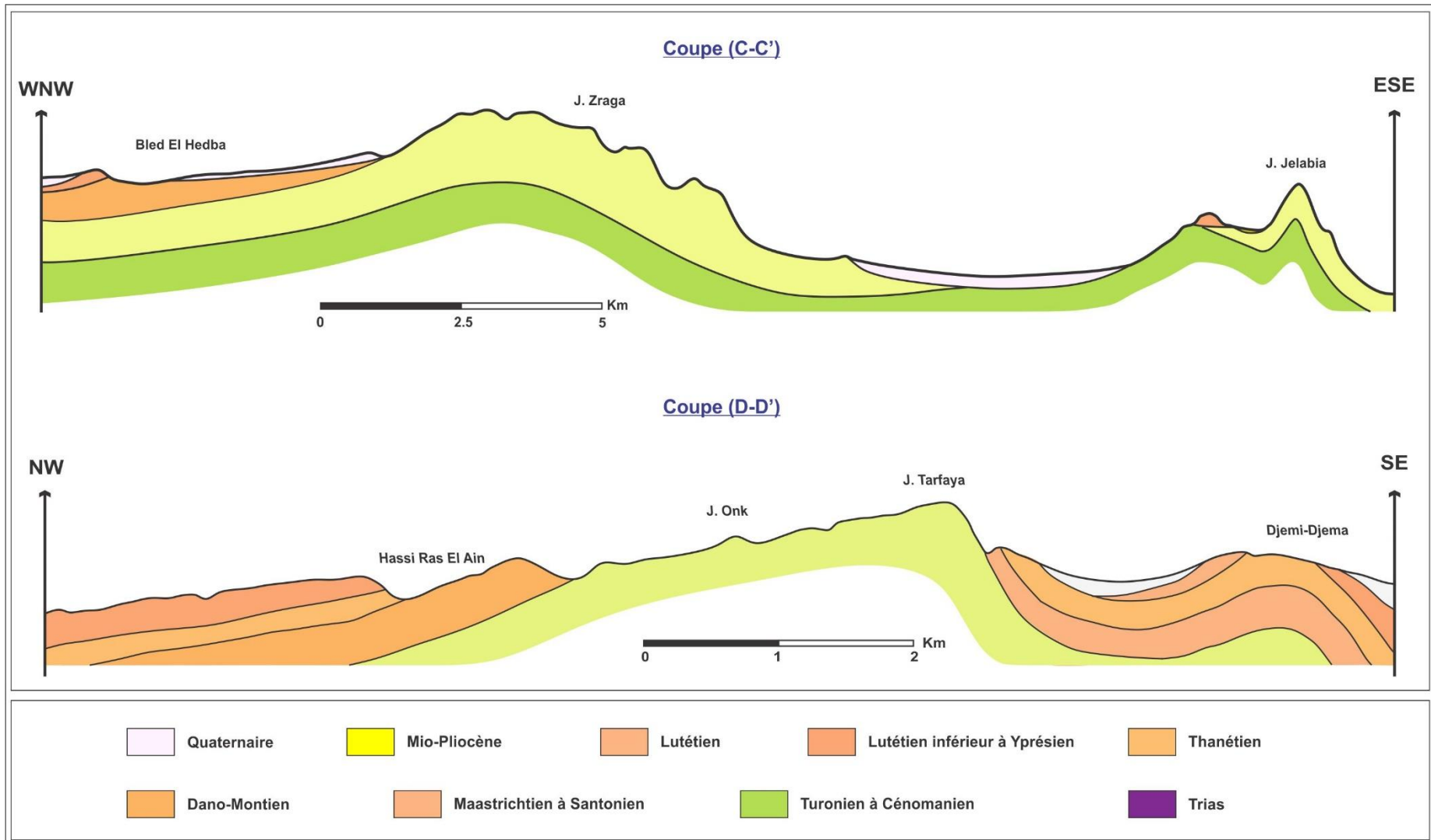


Figure 41. Coupes géologiques réalisé sur terrain (Coupe C-C' et D-D').

2. Travaux du terrain et description

Une description a été faite pendant ces missions de terrains, des échantillons ont été récoltés sur dix-huit (18) stations, les caractéristiques sont différentes d'un endroit à l'autre (degré d'altération, couleurs, pendages ...).

La région d'étude présente dans sa partie Sud orientale trois régions bien distinctes : J. Onk et les J. Zraga, Mrata, Jelabia et la plaine de Bled El Hedba.

L'anticlinal de J. Onk orienté grossièrement Est-Ouest constitue un massif très important, son flanc Nord à pente régulière et douce, forme un vaste plateau, sur le flanc Sud se rattache une série de collines (J. Tarfaya, J. Fouris ...) alignées parallèlement à l'axe anticlinal. Les J. Zraga, J. Mrata ...etc., sont sillonnés par une multitude d'oueds au profil assez incliné. Vers l'Est, les lignes de crête sont délimitées par un haut talus qui s'enfonce sous une zone déprimée. La zone de Bled El Hedba consiste le flanc Ouest de la structure antiforme de J. Zraga dont la ligne de crête forme la frontière Algéro-Tunisienne. Cette structure à cœur Crétacé supérieur, consiste le prolongement Nord de la structure de J. Mrata et J. Sif El Leham en Tunisie. La structure géologique est très simple, puisque la série paléocène, éocène et Miocène prend de manière monoclinale vers l'Ouest, le Nord-Ouest et le Sud-Est avec un pendage faible. (Fig. 42, 43).

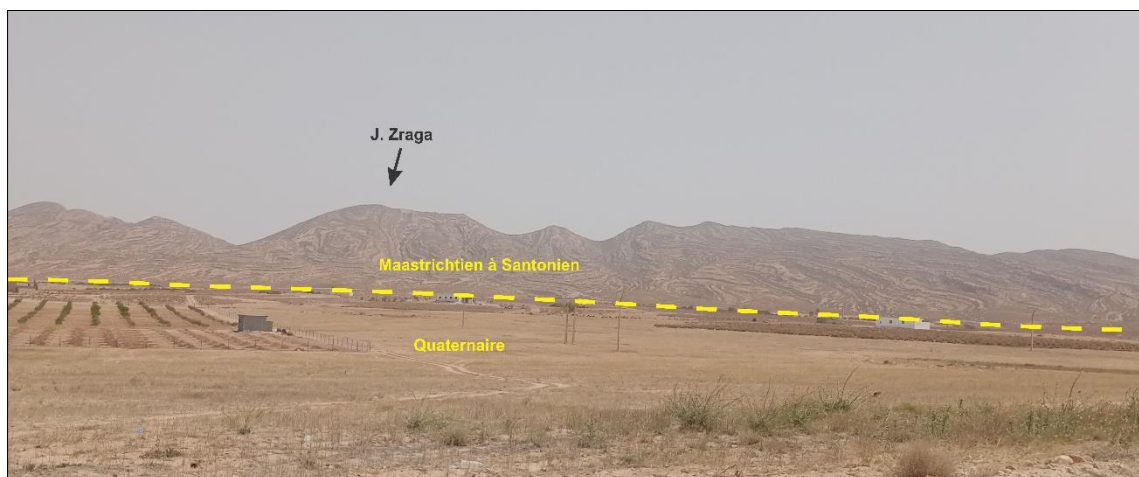


Figure 42. Le flanc Ouest de la structure antiforme de J. Zraga.

Entre ces reliefs se disposent des étendues planes et des collines, drainées par un réseau hydrographique de type endoréique convergeant vers le Sud, seul oued El Kébir se dirige vers l'Est et divague en Tunisie.



Figure 43. Le flanc Sud du J. ONK

La partie Nord orientale de la zone d'étude, comprend trois régions naturelles bien distinctes. Au Nord, la bande E-W des reliefs boisés de pins d'Alep du massif du J. Bou Djellal, J. Bou Ghaffar et J. Tam Smida (Fig. 44). Au Centre, une vaste zone déprimée de collines assez basses recouvertes par la steppe d'alfa. Au Sud, les premières pentes des hauteurs dénudées du versant Nord du J. Fououa, J. El Botna et J. Serraguia (Fig. 45).



Figure 44. Le flanc EST de J. Bou Ghaffar.



Figure 45. Les premières pentes des hauteurs dénudées du versant Nord du J. Fououa.

La partie occidentale de la région d'étude, se compose de trois régions naturelles bien distinctes. Au Nord de sa diagonale SW-NE, les reliefs s'organisent autour d'un crêt anticlinal, localement dédoublé, qui se ferme au Sud-Ouest par les J. Dehar, J. Ahrou el J. Kifène. La vaste plaine d'Ain Thelidjène limitée par ce crêt et drainée vers le Sud par l'Oued Thelidjène est accidentée par deux monts dérivés (Fig. 46) , à l'Ouest le Hamimat Meskouta surtout constitué de formations triasiques et à l'Est le Hamimat Souda (Souda = noir) formé de calcaires aptiens. Au Sud de cette diagonale (la partie centrale), il s'agit d'une région de plateaux calcaires fracturés sub-tabulaires présentant le paysage typiquement dénudé des Nememcha's. Au Sud, dans les environs de Ferkane et Négrine, les reliefs devient subhorizontaux et plats avec des dunes du Moi-pliocène et Quaternaire qui constituent la majorité de cette région (Fig. 47).

Tout le réseau hydrographique de la partie Nord orientale et occidentale converge vers le Sud.



Figure 46. La vaste plaine d'Ain Thelidjène limitée par une crête d'un anticlinal, localement dédoublé.



Figure 47. Les dunes du Moï-Plio-Quaternaire dans les environs de Ferkane et Négrine.

3. Description pétrographique et lithostratigraphique

La série sédimentaire affleure de la région d'étude comprend une succession stratigraphique allant du Trias à l'Éocène Moyen (Lutétien), le Trias affleure en position anormal (les diapirs de Hameima Maskouta et Hameima Guibeur) et les calcaires turbiditiques à Aptychus représentent le seul affleurement Jurassique dans les monts de Nememcha's. (Fig. 48)

La série marine du Crétacé au Lutétien d'environ (500 m) d'épaisseur est recouverte en discordance par une épaisse série sablo-argileuse continentale d'âge Miocène, puis Quaternaire (Alluvions et éboulis). Cette discordance d'érosion de la base du Miocène tronque la série Éocène en allant de l'ouest vers l'Est, et est localement responsable de l'érosion complète de la couche de phosphate, notamment immédiatement à l'Est du gisement de Djemi-Djema Est.

L'érosion différentielle de la série Éocène est la conséquence de l'émersion provoquée par la phase épirogénique survenue après le Lutétien supérieur. La phase majeure du plissement des Aurès se situe au même moment ; elle est suivie d'une phase d'érosion particulièrement intense, puis de mouvements d'affaissements qui favorisent la transgression Burdigalienne.

a. Trias (t)

Le trias affleure en position anormal (Fig. 48), il est représenté dans la région de Thelidjène par les diapirs Hameima Maskouta et Hameima Guibeur (Fig. 40). Il est formé essentiellement par des argiles bariolées, marnes, amas de gypse et de dolomies micritiques brunes.

Il s'agit d'une masse diapirique à contour elliptique, dans laquelle le fluage dans les gypses variocolorés dessine, à l'échelle métrique ou décamétrique, des figures de draperies à plis sub-verticaux, classiques dans ce genre de structures (Jackson et Talbot., 1986). Des dolomies sont présentes à l'Hamimat Meskouta, elles jalonnent le décrochement dextre d'Outa Oum Khaled sur lequel sont alignés : le bord nord de Hamimat Guibeur, le bord sud du Hamimat Meskouta et la zone d'érosion active de Teniet Relilai Bir Seid.

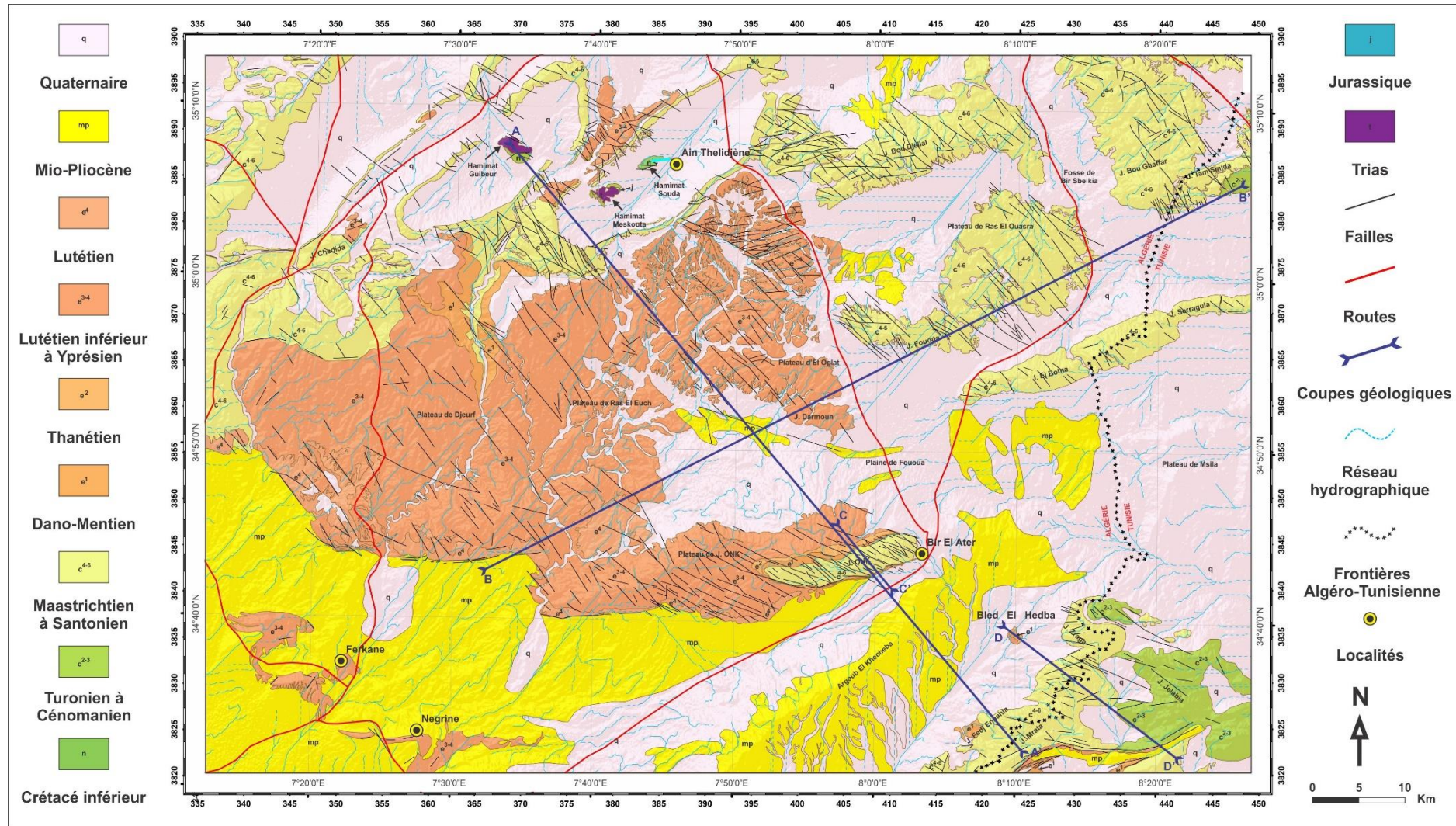


Figure 48. Carte lithologique et structurale des monts de Nememcha's.

b. Jurassique (j)

A l'Est du diapir de Hamimat Meskouta (Fig. 48), un paquet calcaire reposant sur les gypses a d'abord été rapporté au Jurassique supérieur sous le nom de « calcaires turbiditiques à *Aptychus* » (CFP-Total, 1978). Il s'agit d'un ensemble bien organisé, d'une soixantaine de mètres d'épaisseur, pendant fortement vers le S-SE. A la base se situe des faciès gréseux fins en petits bancs gris passant rapidement vers le haut des calcaires gréseux à cassure gris bleu et passées gréseuses finement grano-classées, présentant de nombreux slumps.

La partie médiane de cet ensemble correspond à une série qui est elle aussi fortement slumpée, incluant des blocs calcaires de taille variée. Les galets montrent des indices (craquelures des cortex siliceux) d'un allongement post-diagénétique.

L'ensemble se termine au Sud par des calcaires marneux à débit en frites, recouverts par un hard-ground à mauvaises empreintes d'ammonites indéterminables.

Quelques lames minces montrent des microfaciès caractéristiques à « Filaments » correspondant à l'intervalle Dogger- Malm inférieur. Plus à l'ouest, un paquet calcaire très semblable.

c. Crétacé inférieur (n)

Dans le diapir de Hamimat Souda (Fig. 48), quelques masses quartzitiques violacées isolées, bien différentes des grés verdâtres du Hamimat Souda, ont été repérées et attribuées sans preuve paléontologique au Barrémien, par comparaison avec les résultats du sondage HTG1 (Beghoul, 1974 ; Villain, 1978).

L'Aptien correspond à trois groupes d'affleurements.

a) Au NNW du Hamimat Meskouta il s'agit d'une série réduite ne dépassant pas une dizaine de mètres d'épaisseur.

b) Au SE du Hamimat Meskouta l'Aptien apparait à la faveur d'un anticlinal complexe très fracturé, dont le flanc nord est probablement recouvert anormalement par le Trias et où, sous l'Albien phosphaté, apparait une trentaine de mètres de série carbonatée.

c) La totalité de masse de Hamimat Souda, soit près d'une centaine de mètres de série, doit être rapportée à la partie supérieure de cet étage.

Au Hamimat Souda, au-dessus de cette barre carbonatée organisée rythmiquement en barres en composition bien définie (de bas en haut : calcaires dolomitiques, dolomies gris-bleu à fantomes de rudistes, calcaires gris-bleu massif à rudistes, calcaires oolithiques jaunâtres, passées lumachelliques à huitres, calcaires micritiques à miliolidés) alternant des marnes vertes azoïques. Au Sud de Hamimat Meskouta, ces dernières assises n'ont que quelques mètres d'épaisseur sous le *hard-ground* phosphaté de l'Albien.

Il convient de constater l'extrême variabilité des épaisseurs de l'Aptien et notamment leur épaisseur rapide de l'ouest en Est. Il semble en être de même vers le Nord-Ouest puisque près de 550 m de carbonates, organisés en trois barres successives, sont rapportés à l'Aptien dans le sondage HTG1 (Belghoul, 1974).

Au-dessus du *harg-ground* à grains centimétriques de phosphate, ravinant les calcaires à rudistes et à huitres de l'Aptien, nous rapportons à l'Albien inférieur, quelques mètres de calcaires noduleux ou brèchiques affleurant sur les versants nord et sud du Hamimat Meskouta, ainsi qu'un petit pointement butant contre une faille du versant nord du Hamimat Souda.

Au-dessus, sur 10 à 20 m, des calcaires marneux en petits bancs à cassure sombre alternent avec des marnes grises, également présentes au Sud du Hamimat Meskouta.

d. Turonien à Cénomanién (c²⁻³)

La série débute par des petits bancs marno-calcaires, finement coquilliers et de marnes gris-verdâtre, qui ont été repérés seulement à la pointe Nord-Ouest du Hamimat Meskouta.

Le Cénomanién est constitué de marnes verdâtres gypseuses qui ont livré à coté de petits benthiques. Plus en haut on trouve des marnes jaune-verdâtres gypseuses, parfois sableuses, avec des intercalations lumachelliques à huitres et gastéropodes, qui sont bien visibles au Nord-Ouest d'Ain Thelidjène.

Le Turonien, épais d'environ 70 mètres, est constitué à sa base, sur environ 18 mètres, d'une alternance de calcaires gris-clair à gris blanc en petits bancs et de calcaires en plaquettes, parfois feuilletées, avec des joints marneux jaune-verdâtre. Les premiers bancs calcaires contiennent des nodules ferreux et l'ensemble montre de nombreuses empreintes d'ammonites souvent écrasées. Au-dessus de ces calcaires viennent environ 20 mètres de dépôts dont seuls les bancs calcaires de même nature sont visibles. Le

sommet de la série est constitué par une trentaine de mètres de marnes gypseuses verdâtres (Fig. 48).

e. Maastrichtien à Santonien (c⁴⁻⁶)

Formé essentiellement de carbonates et de marnes avec des intercalations de petits niveaux de calcaire marneux.

Le Maastrichtien caractérisé par une masse métrique de calcaire fracturé avec des silex noirs de couleur crème avec une cassure blanche. (Fig. 49).

On y trouve également l'existence des *Inoceramus*, très abondants, ainsi que d'autres coquilles de bivalves et de gastéropodes.

Ces carbonates sont biomicritiques texture mudstone montrant rares foraminifères (benthique : *Textularia* sp. Ans *Lenticulina* sp., planctonique : *Hedbergella* sp ...) et des sections de bivalves. (Fig. 50a et 50b)

Le sénonien inférieur affleure à l'Est, près de la frontière tunisienne dans le périclinal du J. Tam Smida. Le Santonien contient de nombreux benthiques, il s'agit d'une épaisse série de marnes grises (150 m) affleurant mal sous les atterrissements quaternaires, souvent à altérations gypseuses et à minces intercalations lumachelliques.



Figure 49. Calcaire à silex du Maastrichtien de la J. Zraga (frontière algéro-tunisienne).

Les affleurements santoniens au Nord-Ouest d'Ain Thelidjène, se présentent en deux parties séparées par des recouvrements quaternaires :

D'abord 35 m de marnes gypseuses, gris-vert à jaune-vert avec un banc de calcaire noduleux à lamellibranches. Elles ont livré des foraminifères planctoniques.

Au-dessus, après une large interruption d'affleurement, des marnes gypseuses gris brun-vert toujours à lumachelles d'ostréidés, riches en foraminifères pélagiques appartiennent au Santonien terminal.

Au Fedj el Atrous, des marnes gypseuses brun-verdâtre contiennent une abondante benthique.

Sur le terrain, la limite entre le Coniacien et le Santonien correspond à peu près, comme au Dj. Tamesmida à l'accroissement brutal des bancs de lumachelles.

Les forages ROA-1 et FO-4 indiquent des épaisseurs du même ordre pour le Santonien et le Coniacien, d'ailleurs assez mal repérés.

Le Campanien calcaire est de loin la formation qui affleure le plus largement, mais c'est aussi la plus ancienne et sa base n'est donc pas visible.

Il correspond d'après les forages à près de 500m de série organisée en barres successives bien visibles de calcaires marneux, rarement dolomitiques, blanchâtres ou crèmes, riches en rognons de silex au J. Bou Djellal où dans l'angle nord-est de zone d'étude. On les retrouve dans la partie où ont été installés les forages ROA-1 et FO-4.

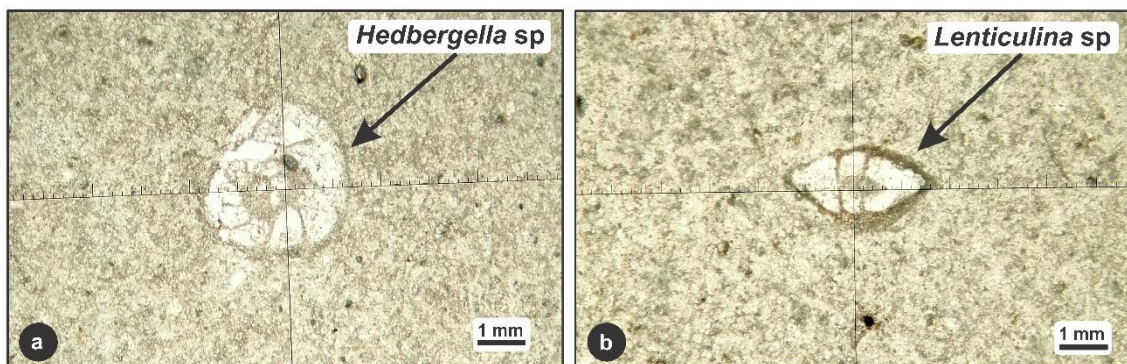


Figure 50. (a-b). Texture mudstone du calcaire du Maastrichtien foraminifères (a : planctonique -Hedbergella sp-, b : benthique -Lenticulina sp-).

A l'Est de Garet el Beida, des marnes crayeuses blanches livrent d'abondants prismes d'inocérames. Ce Campanien est donc bien plus épais que celui qui a été étudié sur le bord est de de Ain Télijdène.

Il se termine par un hard-ground ferrugineux encroûtant un conglomérat à galets des calcaires marneux immédiatement sous-jacents.

Dans la région d'Ain Thelidjène, son développement est très inégal et correspond à une évolution des faciès vers l'Ouest.

En effet sur le flanc sud-est de l'anticlinal d'Ain Télijdène c'est une barre très régulière, épaisse de 50 m environ seulement. Elle débute par 4 à 5 m d'un conglomérat bréchique grossier. Son ciment est micritique à grandes *Globoturcana* coniques, *Hedbergella* sp., *Heterohelicidae*. Au-dessus se succèdent de grosses barres à patines fauve et cassure jaunâtre d'intrasparites et intramicrites parfois grossières à abondants débris. Il s'agit de Campanien franc à supérieur.

Le sommet de la barre présente ici aussi un hard-ground ferrugineux.

Le long du flanc Nord-Ouest de l'anticlinal d'Ain Thelidjène, cette barre est plus discrète et ne dépasse guère une vingtaine de mètres d'épaisseur. Sa base également conglomératique, montre surtout des faciès micritiques à débris divers *Globotruncana* bulloides VOGLER, G sp., *Hedbergella* sp., des petits benthiques et des Pithonelles. Au-dessus, des calcaires gris en dalles métriques n'ont livré que des débris d'*Orbitoides media* (D'ARCH) et quelques embryons isolés de la même espèce. Les pistes et terriers sont abondants et là encore, la barre se termine avec une surface de condensation.

Cette formation bien représentée aussi aux alentours de Ras Mergeub et Tir, dans la partie tunisienne, au Sud-Est de la zone d'étude, elle affleure sous forme de deux petites combes morphologiques. Elle s'agit de près de 70 m de marnes grise ou verdâtres avec des intercalations de petit niveaux de calcaire marneux à cassure crème, d'aspect noduleux vers le haut.

Il est riche en foraminifères qui sont associés à de nombreux petits benthiques.

Le Campanien et Maastrichtien basal marneux, aux environs de Ain Thelidjène représente une épaisse série de marnes sombres à patine jaune-verdâtre, toujours

gypseuse, avec au sommet 2 à 3 barres métriques de biomicrites. A une dizaine de mètres sous ces barres, les marnes livrent au total une très abondante microfaune benthique.

Dans la région de Bir Sbeikia il s'agit d'une série de 80 à 120 m de calcaires sparitiques beiges ou crème à terriers, de micrites claires et de marnes en alternances, contenant de rares ammonites dans les niveaux marno-calcaires.

Les marnes de la base livrent d'abondants petits benthiques. Au milieu de la série, les sparites contiennent de nombreux débris d'inocérames plus ou moins dissociés.

Il y a donc à l'Est d'Ain Télijdène une nette évolution vers des faciès plus carbonatés avec des intercalations de plate-forme.

Il en est de même au Sud, dans les séries du Dj. Fououa et Dj. Bottena où le Campano-Maastrichtien correspond à des calcaires crayeux blancs, parfois à l'altération pulvérulente, dans lesquels, au sud du Dj. Bottena, dans le lit de l'Oued Saf Saf, nous avons retrouvé le datum à Calcarata. Les intercalations marneuses y sont très minces ou absentes.

Le Maastrichtien calcaire constitue une barre d'au moins 150 m d'épaisseur bien dégagée par l'érosion actuelle.

Dans l'Est d'Ain Thelidjène, la série carbonatée maastrichtienne commence avec de minces niveaux de biomicrites claires à *Rugoglobigerina* sp., abondantes calcisphères.

Au-dessus apparaissent des calcarénites fines fortement « slumpées » puis les séquences de calcaires à silex à débris d'échinodermes et de bryzoaires.

Des faciès comparables ont été relevés sur le versant nord du J. Botena ; par contre, au niveau de J. Fououa, les premiers niveaux attribués au Maastrichtien correspondent à des calcarénites poreuses à gros débris de bryzoaires en bouquets, d'échinodermes, d'inocérames, de tubes de vers avec de gros foraminifères benthiques. L'épaisseur de la série peut être estimée entre 150 et 200 m.

Au Nord d'Ain Thelidjène, c'est une barre calcaire unique de 150 à 200 m d'épaisseur, commençant par des calcaires finement lités en plaquette, s'enrichissant vers le haut en silex blancs ou brun clair, exceptionnellement rouges et passant enfin vers le haut à des calcaires cristallins clairs ou blancs.

Au Sud, à partir des abords de Teniet Relilai, cette barre se dédouble, ce qui cause des complications tectoniques aux abords de Bir Séid et au Djebel Tazembout.

Au Sud, dans la région de Bir El Ater, il est formé essentiellement de carbonates et de marnes avec des intercalations de petits niveaux de calcaire marneux. Le Maastrichtien dans cette zone caractérisée par une masse métrique de calcaire fracturé avec des silex noirs de couleur crème avec une cassure blanche. On y trouve également l'existence des Incérâmes, très abondants, ainsi que d'autres coquilles de bivalves et de gastéropodes.

f. Dano-Montien (e¹)

La série Dano-Montienne commence par une craie carbonatée à cassure blanc-jaunâtre très riche en faune. Les fossiles sont très abondants avec de nombreuses coquilles de lamellibranches, de gastéropodes et de bryozoaires. (Fig. 52). Ces carbonates ont une texture biomicritique de type wacke à packstone, montrant des sections de bivalves et de microfilaments. (Fig. 53a et Fig. 53b).

La série carbonatée se poursuit avec l'absence de faune (Fig. 51). La coupe fine de ces carbonates montre deux variétés de texture, représentées par une mudstone micritique interrompue par un ruban de packstone biomicritique, (Fig. 53c). Ce dernier, montre une forte concentration de section de bivalves. (Fig. 53d).



Figure 51. Argiles marneuses et calcaires du Dano-Montien (Paléocène) : Affleurement dans la région de Hr. Halloufa à proximité de l'Oued El Bir.



Figure 52. Débris de bivalves et bryozoaires dans les calcaires du Dano-Montien.

Les calcaires à texture de mudstone sont généralement formés dans un environnement marin ouvert, peu profond et calme (plate-forme distale), ce qui indique une faible énergie hydrodynamique.

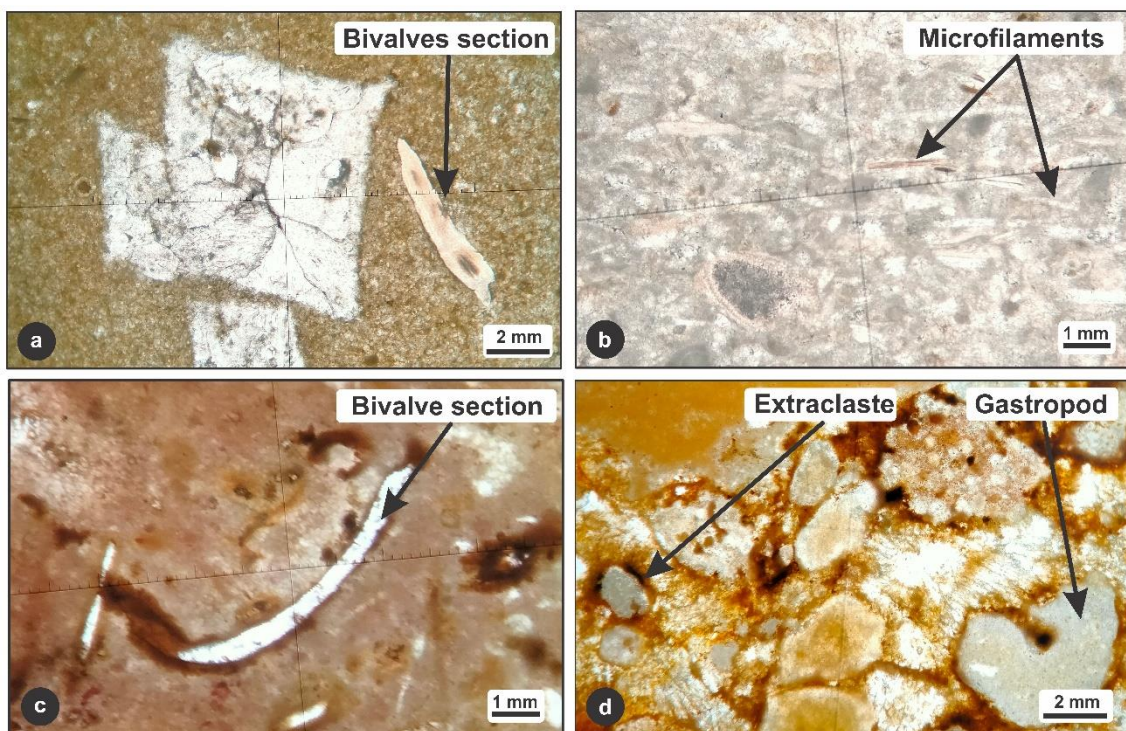


Figure 53. Photomicrographies de quelques lames minces : (a). Texture wacke à packstone biomicritique texture avec microfilaments. (b). argile marneuse dolomitisée avec une rare section de bivalves. (c-d). Texture mudstone micritique interrompue par biomicritique packstone ruban avec concentration de section bivalve.

Le ruban de packstone riche en bivalves, résulte d'un régime hydrodynamique fort, très probablement causé par un événement de tempête qui apporte des fragments de bivalves des zones peu profondes.

Le retour du milieu à son état initial (faible énergie hydrodynamique), la sédimentation micritique réapparaît (texture mudstone).

g. Thanétien (e²)

Le Thanétien est en affleurement dans le contour de J. Onk et Bled El Hedba. Seulement, il est constitué de bas en haut :

- Environ 80 m d'épaisseur, à dominante argileuse, repose sur le hard-ground du toit du Crétacé supérieur.
- Environ 80 m d'épaisseur aussi, à dominante carbonatée, est une alternance de marne, lumachelles et calcaires coquilliers.
- Environ 70 m d'épaisseur, à dominante phosphatée, comprend de marnes noires à la partie inférieure (30 à 40 m), localement phosphatée, s'enrichissant en minces niveaux de calcaires argileux à la partie supérieure, puis passant à la couche de phosphate d'intérêt économique (7 à 30 m d'épaisseur).

h. Lutétien inférieur à Yprésien (e³⁻⁴)

Calcaire marneux dolomitique brun avec silex noir et cassure blanc jaunâtre, riche en bivalves (Fig. 54), et traces de phosphate au bas.

La base phosphatée est rapportée au Paléocène supérieur depuis les travaux de J. FLANDRIN (1948), (au J. Dyr par exemple) où, au-dessus, ont été datés l'Yprésien et le Lutétien inférieur à Nummulites.

Non loin de là, au J. Stila, des marnes grises feuilletées superposées au niveau phosphaté.

Le microfaciès est biomicritiques de texture mud-à-wackestone, montrant des sections de bivalves et de gastéropodes, ainsi que des microfilaments (*Posydonomia*), (Fig. 55).

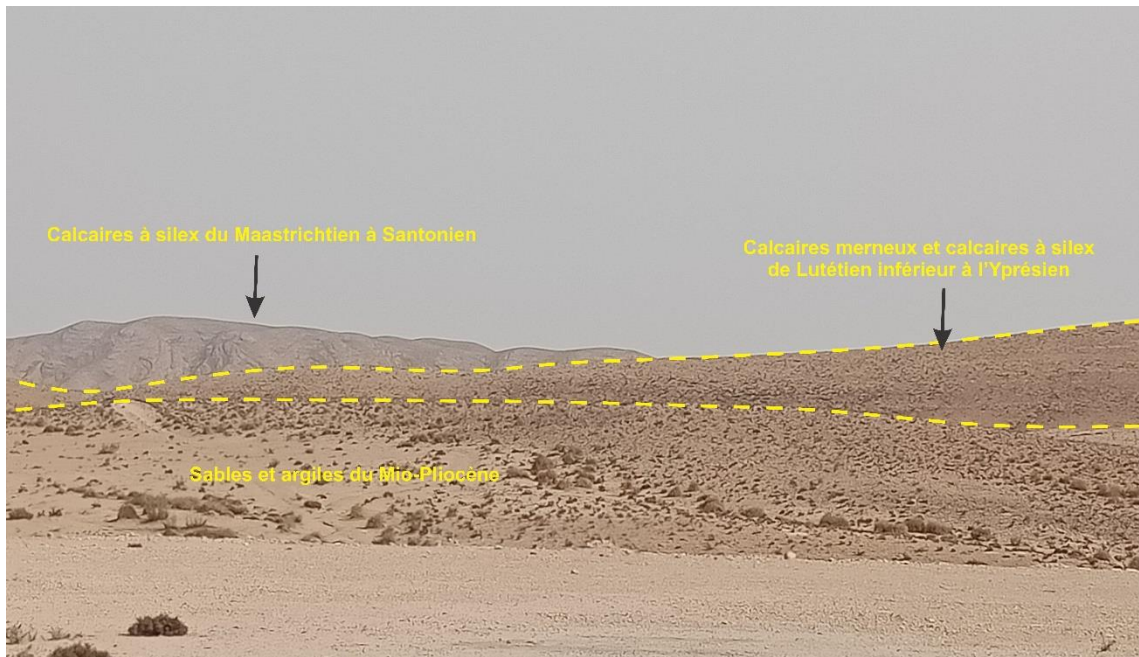


Figure 54. Photo panoramique montrant des calcaires à silex du Maastrichtien (J. Mrata), des calcaires marneux dolomitiques et des calcaires à silex de l'Yprésien (J. Fedj Ennahla) et des sables et argiles du Mio-Pliocène.

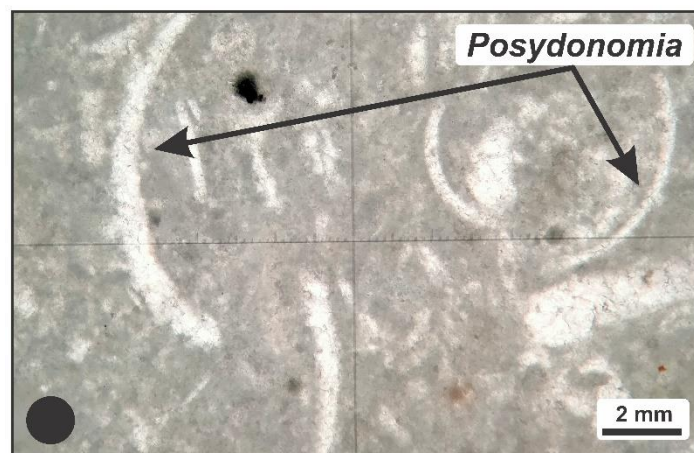


Figure 55. Texture Mudstone à wackstone avec sections de bivalves et microfilaments.

i. Lutétien (e⁴)

Il affleure au Sud du plateau du J. Onk et au Sud du plateau du J. Djeurf

Il s'agit d'une formation de gypses bien lités blancs, roses ou rouges, entrecoupée de bancs de dolomies et de calcaires, nous rapportons ces gypses à aspect régulièrement laminé au Lutétien supérieur et nous les corrélons à la formation El Djebbs de Tunisie.

j. Moi-Pliocène (mp)

Au Sud, la série du Miocène commence par une épaisse couche conglomératique qui remanie des silex noirs, suivie d'une formation lagunaire gypseuse verte contenant parfois des argiles sableuses blanc-jaunâtre, (Fig. 56).

Au sommet de la série, on trouve des calcaires lacustres orange (Fig. 56), dont le microfaciès est caractérisé par une texture de packstone avec de nombreuses faunes benthoniques, représentées par des gastéropodes, des bivalves et des coraux. La texture montre également des grains détritiques sub-arrondis à sub-anguleux. (Fig. 57a et 57b).

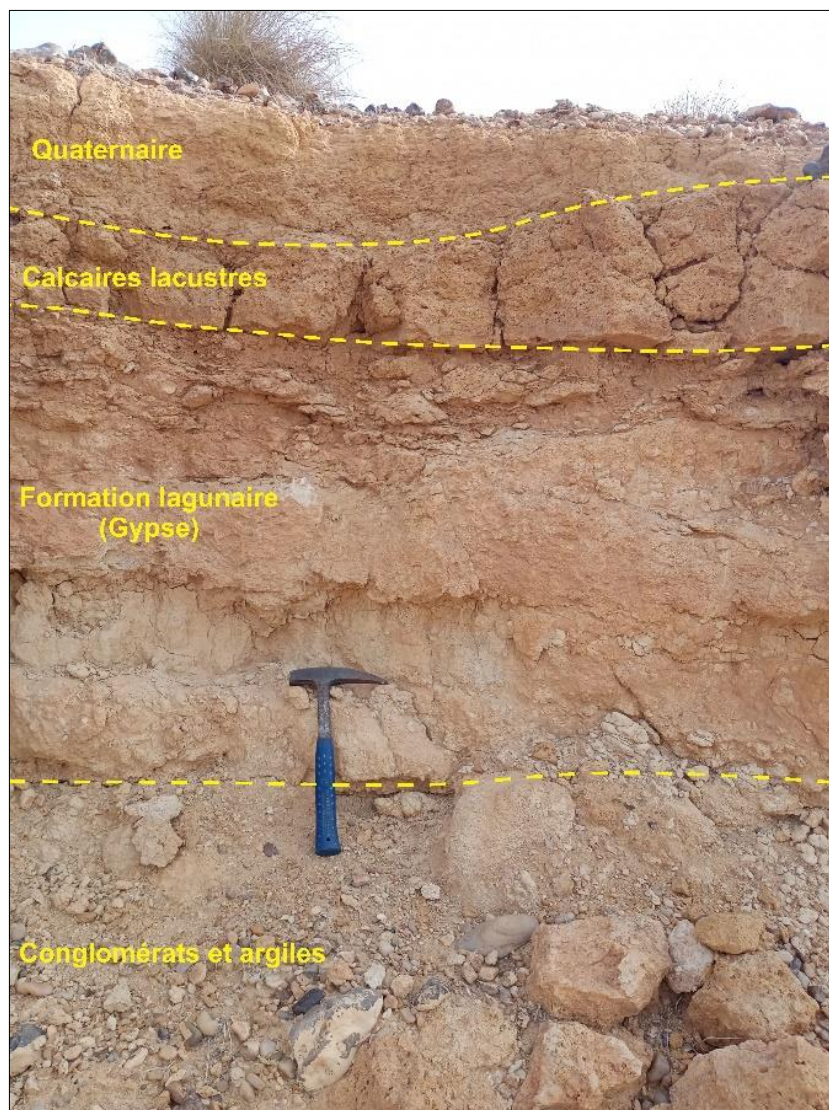


Figure 56. Moi-Pliocène environ W. El Horchane, de bas en haut : Conglomérats et argiles, formation lagunaire gypseuse et calcaires lacustres.

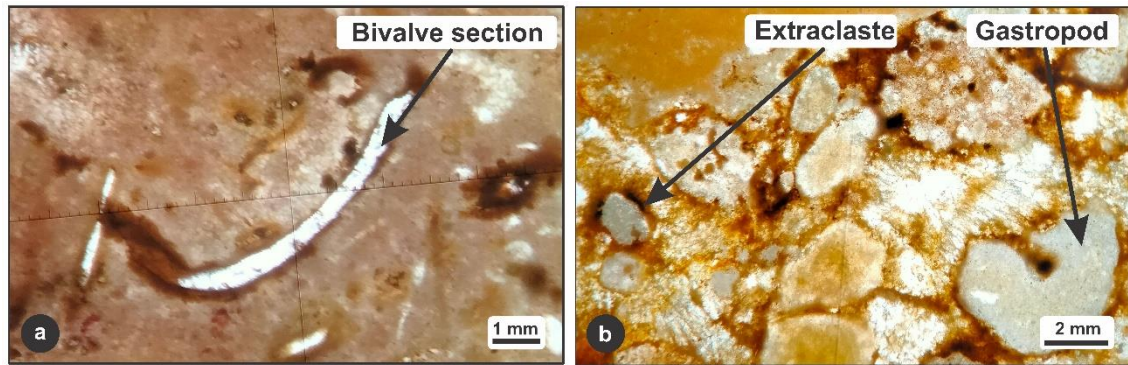


Figure 57. (a-b). Texture de Packstone montrant une section de gastéropodes, bivalves, fragments d'extraclastes, et grains détritiques arrondis et sub-arrondis.

Le Mio-Pliocène Caractérisé par des ensembles d'argiles sableuses et de grès couvrant une grande partie de la carte. Avec l'apparition de conglomérats à silex noirs (Fig. 58). On note également l'existence d'une croûte calcaire blanche massive surmontant les formations dites précédemment.

Au Nord, on retrouve des argiles rouges et des grès mal consolidés, affleurant très mal sont rapportés à un Néogène indéterminé. De nombreux prélèvements y compris les études palynologiques, n'ont livré que des débris ligneux inutilisables et donc aucun élément tangible de datation.

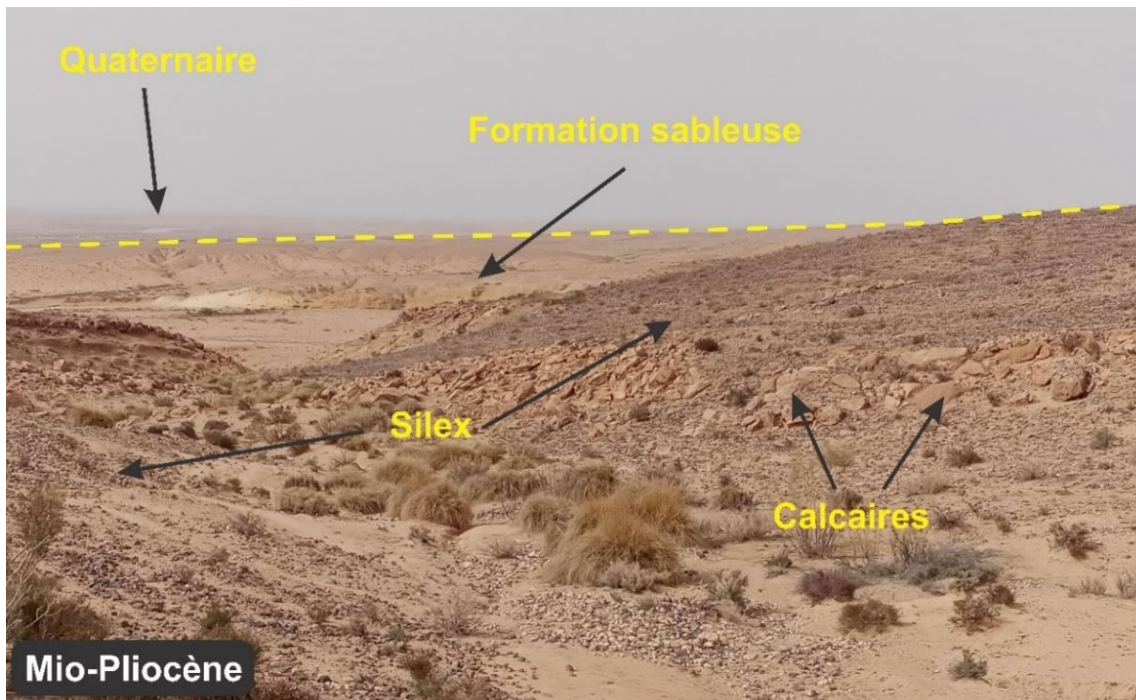


Figure 58. Les formations sableuses et les calcaires lacustres avec dépôts de silex noirs du Mio-Pliocène.

Le matériel gréseux, gréseux fortement hétérométrique est mal cimenté et fortement éolisé avec de très rares grains émoussés et une forte majorité de grains ronds mats.

En surface, seuls sont visibles des sables ocres ou rougeâtres, en dehors des tranchées artificielles, les niveaux argileux rouges (argiles finement sableuses) de base notés nm ont pu être individualisés.

Dans ces conditions, les corrélations avec les formations gréseuses tunisiennes voisines sont trop aléatoires pour être évoquées.



Figure 59. Les dépôts argileux et sableux du Mio-Pliocène.

k. Quaternaire (q)

Au Sud, il est marqué par des dépôts de limons clairs horizontaux provenant du fond des vallées, elle forme des terrasses basses, constituant la couverture alluviale du dernier glacis. Les glaciers anciens et récents couvrent de vastes surfaces, ils sont des accumulations de débris et de restes de la très ancienne industrie. Les éboulis se développent au pied des escarpements des calcaires maastrichtiens très diaclastiques du J. Onk. Les sables, graviers, limons et galets situés dans les lits majeurs des oueds, (Fig. 59).

Au Nord, on marque l'existence d'une croute calcaire. Il s'agit de croutes blanches ou rosâtres feuilletées dont les horizons inférieurs n'ont été atteints qu'à l'occasion de la pose des grosses canalisations (eau, gaz). Deux glacis polygéniques se succèdent en disposition emboîtés. Ce sont des accumulations de débris qui se raccordent progressivement aux principales falaises et qui reposent directement sur le substratum érodé. Le glacis ancien, fortement lessivé ne porte généralement aucune culture, alors que le glacis récent l'est largement et supporte la plupart des aménagements anciennes en terrasses. Des éventails alluviaux sont bien développés au Nord de la zone d'étude, où ils enregistrent fidèlement l'activité de l'érosion aux alentours des zones qui sont peut-être actuellement encore mobiles : le flanc sud-ouest des anticlinaux des J. Bou Djellal et Fououa. Les Limons clairs assez fins, généralement aisément cultivés. Les sables, graviers et cailloutis mal calibrés régulièrement balayés par les crues, correspondant au lit majeur des écoulements organisés ou en nappes dans les zones à faible déclivité. Les éboulis sont assez peu fréquents et généralement liés aux corniches calcaires maastrichtiennes et campaniennes.

Conclusion

Le travail de terrain nous permet de confirmer tous les résultats des traitements appliqué sur les images satellitaires, avec plus de détail et précision.

La succession lithostratigraphique de notre zone d'étude allant du Trias au Quaternaire, on marque l'existence du seule affleurement Jurassique dans les Monts des Nememcha's.

Tout le réseau hydrographique converge vers le Sud, seul oued El Kébir se dirige vers l'Est et divague en Tunisie.

La région possède des substances économique importants dans le plus important est le phosphates. Les travaux d'exploitation sont en cours dans le gisement de J. Onk Sud, Djemi-Djema, Kef Essenoun...etc, la région du Bled El Hedba est le terrain du grand projet des phosphates algériens.



CONCLUSION GÉNÉRALE



**DISCRIMINATION DES UNITÉS GÉOLOGIQUES ET STRUCTURALES DES
MONTS DES NEMEMCHAS À L'AIDE DES TECHNOLOGIES SPATIALES**

Conclusion générale

La région d'étude est située à environ 600 Km au Sud Est de la capitale Alger dont la majorité appartient à la wilaya de Tébessa. Elle fait partie des monts de Nememcha's qui font partie de l'Atlas saharien. Ils sont situés entre le massif de l'Aurès à l'ouest et les monts de Tébessa au nord-est. Ils constituent un ensemble de plateaux dominant le Sahara et séparés par d'immenses dépressions.

Les monts des Nememcha's sont creusés de gorges profondes et présentent localement un paysage de causses. Ils sont caractérisés par des dépôts Méso- Cénozoïque et des divers recouvrements épicontinental et continental, qui sont analogue de celui du Mellègue, la succession lithostratigraphique s'étend du Trias au Quaternaire. Le trias affleure en position anormale (Hameima Maskouta et Guibeur)

La région d'étude compte plusieurs aquifères potentiels liés aux divers types lithologiques. L'aquifère le plus important de la région semble se situer dans les grés et sables quartzeux Miocènes. D'autres aquifères situés dans les calcaires Turoniens et Maastrichtiens sont beaucoup moins connus.

La précipitation moyenne annuelle est de l'ordre de 360.34 mm. Les variations de températures moyennes mensuelles sur une période de 23 ans (1997-2020) montrent deux saisons thermiques. Les mois les plus froids sont les mois de Décembre, Janvier et Février, les mois les plus chauds sont les mois de Juillet et d'Août. La moyenne mensuelle est de 16.75 °C. Nous pouvons affirmer que le climat de la région d'étude est de type semi-aride.

La télédétection est un outil très efficace et rapide pour la discrimination et la cartographie numérique. Notre travail concerne plus précisément les techniques de la télédétection aérospatiale, qui a pour but l'étude de la surface de la Terre à partir du satellite, en utilisant les propriétés du rayonnement électromagnétique émis, réfléchi ou diffusé par les corps ou surfaces que l'on étudie.

Pour cet effet, nous avons utilisé les différentes techniques d'amélioration sur des images multispectrales (Landsat 8 OLI et Sentinel 2a), afin de faire une discrimination lithologique préliminaire et une analyse structurale des monts de Nememcha's, les résultats de ces traitements font la base d'une classification supervisée (SAM Target)

CONCLUSION GÉNÉRALE ET RECOMMANDATIONS

L'analyse structurale de la carte linéamentaire montre que les principaux complexes géologiques de la zone d'étude sont affectés par une intense déformation de fracturation à différentes échelles, dont la prédominance de linéaments grossièrement NW-SE de direction N120° et N135°, avec l'existence des linéaments de direction E-W.

Le travail de terrain nous permet de confirmer tous les résultats des traitements appliqués sur les images satellitaires et la classification supervisée, avec plus de détail et précision.

La succession lithostratigraphique de notre zone d'étude allant du Trias au Quaternaire, on marque l'existence du seul affleurement Jurassique dans les Monts des Nememcha's.

Tout le réseau hydrographique converge vers le Sud, seul oued El Kébir se dirige vers l'Est et divague en Tunisie.

La région possède des substances économiques importantes dans le plus important est le phosphate. Les travaux d'exploitation sont en cours dans le gisement de J. Onk Sud, Djemi-Djema, Kef Essenoun...etc, la région du Bled El Hedba est le terrain du grand projet des phosphates algériens



RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES



**DISCRIMINATION DES UNITÉS GÉOLOGIQUES ET STRUCTURALES DES
MONTS DES NEMEMCHAS À L'AIDE DES TECHNOLOGIES SPATIALES**

Références bibliographiques

-A-

- Adams, J. B., Smith, M. O., & Johnson, P. E. (1986). Spectral mixture modeling: A new analysis of rock and soil types at the Viking Lander 1 site. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B8), 8098-8112.
- Addoum, B. (1995). *L'Atlas saharien sud-oriental : Cinématique des plissements et reconstitution du bassin du sud-est constantinois (confins algéro-tunisiens)* (Doctoral dissertation, Paris 11).
- Aissaoui, D. (1984). Les structures liées à l'accident sud-atlasique entre Biskra et le Dj Manndra, Algérie. Evolution géométrique et cinématique. Pub spec ONIG. Bulletin n°51-105p.

-B-

- Baldrige, A. M., Hook, S. J., Grove, C. I., & Rivera, G. (2009). The ASTER spectral library version 2.0. *Remote Sensing of Environment*, 113(4), 711-715.
- Beauchamp, W., Allmendinger, R. W., Barazangi, M., Demnati, A., El Alji, M., & Dahmani, M. (1999). Inversion tectonics and the evolution of the High Atlas Mountains, Morocco, based on a geological-geophysical transect. *Tectonics*, 18(2), 163-184.
- Bédir, M. (1990). Ouvertures spatio-temporelles de grabens méso-cénozoïques en mégafentes de transtension en Tunisie. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 311(12), 1443-1448.
- Bédir, M. (1995). Mécanismes géodynamiques des bassins associés aux couloirs de décrochements de la marge atlasique de la Tunisie. Séismo-stratigraphie, séismo-tectonique et implications pétrolières. Thèse d'Etat, Université de Tunis, 407 p. Ben Ayed et al., 1997
- Bédir, M., & Bobier, C. (1987). Les grabens de Mahdia et Sidi Cherif (Tunisie orientale); dynamique de fosses oligo-miocènes induits au toit d'anticlinaux crétacés éocènes par les jeux au Néogène de décrochements Est-Ouest et Nord-Sud. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3(6), 1143-1151.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Beghoul M** (1974). Étude géologique de la région des Hamimat (Sud-Est Constantinois). Application à la recherche pétrolière dans les confins algéro-tunisiens. Thèse Doct.-Ingénieur., Univ. Pierre-et-Marie-Curie (Paris-VI), inéd. ron., 140 p., 67 pl., inéd.
- Ben Ayed, N., Chekhma, H., & Gueddiche, M.** (1997). La zonation des structures compressives et distensives de la Tunisie centrale et ses relations avec les décrochements. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, 324(6), 485-490.
- Ben Ismail-Lattrache, K., & Bobier, C.** (1996). Étude biostratigraphique, paléoécologique et paléobiogéographique des séries éocènes (Yprésien-Lutétien basal) de Tunisie centrale. *Bulletin des Centres de recherches exploration-production Elf-Aquitaine. Mémoire*, (16), 563-583.
- Ben Tahar, F.** (2010). Évolution tectono-sédimentaire de L'Aptien de la région de Thelidjène, Tébessa, Algérie Nord-Orientale (Magister, Université Larbi Tebessi Tébessa).
- Benaouali-Mebarek, N., de Lamotte, D. F., Roca, E., Bracene, R., Faure, J. L., Sassi, W., & Roure, F.** (2006). Post-Cretaceous kinematics of the Atlas and Tell systems in central Algeria: Early foreland folding and subduction-related deformation. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(1-2), 115-125.
- Bersi, M.** (2016). *Cartographie et mode de mise en place des dykes et des sills de la province magmatique de l'atlantique central (CAMP) dans le bassin de tindouf* (Doctoral dissertation, faculté des sciences de la terre, de géographie et de l'aménagement des territoires).
- Blés, J. L.** (1969). Contribution à l'étude des déformations cassantes de la feuille de Morsott (SE Constantinois–Algérie). Les microfracturations et leurs relations avec les failles et les plis. Publications du Service Géologique de l'Algérie, (Série N 11). Bulletin, (39), 7-17.
- Blés, J. L., & Fleury, J. J.** (1970). Carte géologique de l'Algérie au 1/50000 : feuille n 178, Morsott, avec notice explicative détaillée. Service de cartes Géologique et Sonatrach, Division d'hydrocarbure. Direction des explorations, Alger, Algérie.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Bouaziz, S., Barrier, E., Angelier, J., Tricart, P., & Turki, M. M. (1998). Tectonic evolution of the Southern Tethyan margin in Southern Tunisia. *Mémoires du Muséum national d'histoire naturelle (1993)*, 177, 215-236.
- Bouaziz, S., Barrier, E., Soussi, M., Turki, M. M., & Zouari, H. (2002). Tectonic evolution of the northern African margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record. *Tectonophysics*, 357(1-4), 227-253.
- Boudjema, A. (1987). *Évolution structurale du bassin pétrolier "triasique" du Sahara Nord oriental (Algérie)* (Doctoral dissertation, Paris 11).
- Boulema, S., Hadji, R., & Hamimed, M. (2021). Depositional environment of phosphorites in a semiarid climate region, case of El Kouif area (Algerian–Tunisian border). *Carbonates and Evaporites*, 36(3), 53.
- Bouzenoune, A. (1993). *Minéralisations périadiapiriques de l'Aptien calcaire: les carbonates de fer du gisement hématitique de l'Ouenza (Algérie orientale)* (Doctoral dissertation, Paris 6).
- Bracène, R., & de Lamotte, D. F. (2002). The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria: from Jurassic rifting to Cenozoic–Quaternary inversion. *Tectonophysics*, 357(1-4), 207-226.
- Burollet, P. F. (1956). Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Ann. Mines Géol.*, 18, 350.

-C-

- CFP-Total (1978), Parcelle Djebel Bottena. Rapport géologique de terrain 1978 (avec une carte au 1/100 000 (levés de N. Haddadi, J. F Mugniot et A. Oudjida, coord. par R. Perrier), rapport interne TOTAL Algérie, inéd. Alger
- Chavez, P. S., Berlin, G. L., & Sowers, L. B. (1982). Statistical method for selecting Landsat MSS. *Journal of applied photographic engineering*, 8(1), 23–30.
- Chihi, L. (1984). *Etude tectonique et microtectonique du graben de Kasserine (Tunisie centrale) et des structures voisines J. Selloum et J. Maargaba* (Doctoral dissertation).

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Chikhi-Aouimeur, F. (1980). Les rudistes de l'Aptien supérieur du Djebel Ouenza (Algerie-NE). *Thèse Troisième Cycle, Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene, Alger*, 117.
- Christensen, P. R. (1986). The spatial distribution of rocks on Mars. *Icarus*, 68(2), 217-238.
- Clark, R. N., & Roush, T. L. (1984). Reflectance spectroscopy: Quantitative analysis techniques for remote sensing applications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B7), 6329-6340.
- Cornet, A. (1959). Sur la fosse sud-aurésienne. *CR Somm Soc Geol, France*, 83-84.

-D-

- David, L. (1956). Etude géologique des monts de la haute Medjerda (Doctoral dissertation, Paris).
- Dubourdiou, G. G. (1957). *Étude géologique de la région de l'Ouenza:(confins algéro-tunisiens)* (Doctoral dissertation, Université de Paris).
- Durozoy, M. G. (1956). Carte géologique de l'Algérie au 1/50000, feuille 206 Tébessa avec notice explicative détaillée. Publications du Service de la Carte géologique de l'Algérie, Alger.

-E-

- Eleuchi, H., Saidi, M., Fourati, L., Ghenima, R., & Friha, J. (2003, October). Northern Tunisia thrust belt–deformation model and hydrocarbon systems. In *1st EAGE North African/Mediterranean Petroleum & Geosciences Conference & Exhibition* (pp. cp-8). European Association of Geoscientists & Engineers.

-F-

- Fal, S., Maanan, M., Baidder, L., & Rhinane, H. (2019). The contribution of Sentinel-2 satellite images for geological mapping in the south of Tafilalet basin (Eastern Anti-Atlas, Morocco). *The International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, 42, 75-82.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Fraser, R. S., & Curran, R. J. (1976). Effects of the atmosphere on remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 34-84.
- Frizon de Lamotte, D. F. (2005). About the Cenozoic inversion of the Atlas domain in North Africa. *Comptes Rendus Géoscience*, 337, 475-476.
- Frizon de Lamotte, D., Michard, A., & Saddiqi, O. (2006). Quelques développements récents sur la géodynamique du Maghreb. *Comptes rendus. Géoscience*, 338(1-2).
- Frizon de Lamotte, D., Saint Bezar, B., Bracène, R., & Mercier, E. (2000). The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, 19(4), 740-761.
- G-**
- Ge, W., Cheng, Q., Jing, L., Armenakis, C., & Ding, H. (2018). Lithological discrimination using ASTER and Sentinel-2A in the Shibanjing ophiolite complex of Beishan orogenic in Inner Mongolia, China. *Advances in Space Research*, 62(7), 1702-1716.
- Gharbi, M. N., & Mulambo, Á. D. S. (2019). *Etude géologique et géochimique de l'indice Pb-Zn de Koudiat El Alia (Confins Algéro-Tunisiens) et typologie des inclusions fluides* (Doctoral dissertation, Université Mouloud Mammeri).
- Goetz, A. F. H., Abrams, M. J., Gillespie, A. R., Siegal, B. S., Elston, D. P., Lucchitta, I., ... & Schafer, F. J. (1976). *Comparison of Skylab and LANDSAT images for geologic mapping in Northern Arizona* (No. NASA-CR-147503).
- Goetz, A. F., Vane, G., Solomon, J. E., & Rock, B. N. (1985). Imaging spectrometry for earth remote sensing. *science*, 228(4704), 1147-1153.
- Green, A. A., Berman, M., Switzer, P., & Craig, M. D. (1988). A transformation for ordering multispectral data in terms of image quality with implications for noise removal. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 26(1), 65-74.
- Guiraud, R. (1970). Sur la présence de décrochements dextres dans l'Atlas saharien. Interprétation mégamétrique. *CR somm. Soc. Géol. Fr.*, 8, 316-318.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Guiraud, R. (1973). *Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie* (Doctoral dissertation, Toulouse).
- Guiraud, R. (1975). L'évolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du Bassin du Hodna et des régions voisines. *Rev. de Géogr. Phys. et de Géol. Dyn.*, (2), vol. XVII, fasc. 4, p- 427 – 446. Paris.
- Guiraud, R. (1990). 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. Pub. Office National de la Géologie, Mémoires N°3, pp. 1-259, 10 pl.
- Guiraud, R., & Bosworth, W. (1997). Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate-scale tectonics. *Tectonophysics*, 282(1-4), 39-82.
- Gupta, R. P. (2017). *Remote sensing geology*. Springer.

-H-

- Hadji, R., Limani, Y., Baghem, M., & Demdoun, A. (2013). Geologic, topographic and climatic controls in landslide hazard assessment using GIS modeling: a case study of Souk Ahras region, NE Algeria. *Quaternary International*, 302, 224-237.
- Hamad, A., Baali, F., Hadji, R., Zerrouki, H., Besser, H., Mokadem, N., ... & Hamed, Y. (2018). Hydrogeochemical characterization of water mineralization in Tebessa-Kasserine karst system (Tuniso-Algerian Transboundary basin). *Euro-Mediterranean Journal for Environmental Integration*, 3, 1-15.
- Hamed, Y., Hadji, R., Ncibi, K., Hamad, A., Ben Saad, A., Melki, A., ... & Mustafa, E. (2022). Modelling of potential groundwater artificial recharge in the transboundary Algero-Tunisian Basin (Tebessa-Gafsa): The application of stable isotopes and hydroinformatics tools. *Irrigation and Drainage*, 71(1), 137-156.
- Hammad, N., Djidel, M., & Maabedi, N. (2016). Cartographie des linéaments géologiques en domaine aride par extraction semi-automatique à partir d'images satellitaires: Exemple à la région d'El Kseïbat (Sahara algérien). *Estudios Geológicos*, 72(1), e049.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Herkat, M. (1999). *La Sédimentation de haut niveau marin du crétacé supérieur de l'Atlas Saharien oriental et des Aurès* (Doctoral dissertation).

Herkat, M., & Delfaud, J. (2000). Genèse des séquences sédimentaires du Crétacé supérieur des Aurès (Algérie). Rôle de l'eustatisme, de la tectonique, de la subsidence: une mise au point. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 330(11), 785-792.

Herkat, M., & Guiraud, R. (2006). The relationships between tectonics and sedimentation in the Late Cretaceous series of the eastern Atlasic Domain (Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, 46(4), 346-370.

Huguenin, R. L., & Jones, J. L. (1986). Intelligent information extraction from reflectance spectra: Absorption band positions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B9), 9585-9598.

Hunt, G. R. (1980). Electromagnetic radiation: The communication link in remote sensing. *Remote sensing in geology*, 5-45.

-J-

Jackson M. P. A. & Talbot C. J. (1986), External shapes, strain rates and dynamics of salt structures. *Geol. Soc. America Bull.*, vol. 97, n° 3, p. 305-323.

-K-

Kamel, A. (2008). *Évolution structurale mésozoïque et cénozoïque des monts de Tébessa, Sud Est Constantinois (Algérie): implication sur la migration et le piégeage des hydrocarbures* (Mémoire magister, USTHB, Alger).

Kazi-Tani, N. (1986). *Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine: le domaine intraplaque nord-algérien: approche mégaséquentielle* (Doctoral dissertation, Pau).

Kazi-Tani, N. (1970). Contribution à l'étude du Djebel Fernane et des monts de Bensrouer (étude sédimentologique et structurale). Thèse 3^{ème} cycle, Alger, 156 p

Khomsî, S., Bédir, M., Jemia, M. G. B., & Zouari, H. (2004). Mise en évidence d'un nouveau front de chevauchement dans l'Atlas tunisien oriental de Tunisie par

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

sismique réflexion. Contexte structural régional et rôle du Trias salifère. *Comptes Rendus Geoscience*, 336(15), 1401-1408.

Khomsi, S., Bédir, M., Soussi, M., Jemia, M. G. B., & Ismail-Lattrache, K. B. (2006). Mise en évidence en subsurface d'événements compressifs Éocène moyen-supérieur en Tunisie orientale (Sahel): généralité de la phase atlasique en Afrique du Nord. *Comptes Rendus Geoscience*, 338(1-2), 41-49.

Khomsi, S., Bédir, M., Zouari, H., & Jemia, M. G. B. (2004). Mise en évidence et analyse d'une structure atlasique ennoyée au front de la Chaîne alpine tunisienne. *Comptes Rendus Geoscience*, 336(14), 1293-1300.

Kokaly, R. F., Clark, R. N., Swayze, G. A., Livo, K. E., Hoefen, T. M., Pearson, N. C., ... & Klein, A. J. (2017). Usgs spectral library version 7 data: Us geological survey data release. *United States Geological Survey (USGS): Reston, VA, USA*.

Kowalski, W. M., & Hamimed, M. (2000). Diapirisme polyphasé ou glacier de sel albien ? Dilemme du matériel triasique des confins algéro-tunisiens. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, 11(1), 29-60.

-L-

Laffitte, R. (1939). *Les Plissements post-nummulitiques dans l'Atlas saharien*. Société Géologique de France.

Leverington, D. W. (2009, August). Mapping surface cover using eo-1 hyperion data: Ongoing studies in arid environments. In *2009 17th International Conference on Geoinformatics* (pp. 1-5). IEEE.

-M-

Mahleb, A., Hadji, R., Zahri, F., Boudjellal, R., Chibani, A., & Hamed, Y. (2022). Water-Borne Erosion Estimation Using the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) Model Over a Semiarid Watershed: Case Study of Meskiana Catchment, Algerian-Tunisian Border. *Geotechnical and Geological Engineering*, 40(8), 4217-4230.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

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

-N-

Naak, M., Peybernès, B., & Fondecave-Wallez, M. J. (1992). Décrochevements synsédimentaires précoces et resédimentation de blocs jurassiques dans l'Eocène moyen hémipélagique de la Dorsale Kakyle du Djurdjura (Grande Kabylie, Algérie). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 314(8), 815-819.

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

Nemmour-Zekiri, D., & Oulebsir, F. (2020). Application of remote sensing techniques in lithologic mapping of Djanet Region, Eastern Hoggar Shield, Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, 13(14), 1-10.

-O-

Otmanine, A. (1987). *Les mineralisations en fluorine, barytine, pb, zn et fe sideritique autour du fosse de tebessa-morsott: relations entre paleogeographie albo-aptienne, diapirisme, structure et metallogenie* (Doctoral dissertation, Paris 6).

Outtani, F., Addoum, B., Mercier, E., de Lamotte, D. F., & Andrieux, J. (1995). Geometry and kinematics of the south Atlas front, Algeria and Tunisia. *Tectonophysics*, 249(3-4), 233-248.

-P-

Patel, S., & Solanki, P. (2020). Application of Landsat 8 OLI for Mapping the Deccan Traps of Kachchh, Gujarat. *Journal of the Indian Society of Remote Sensing*, 48(9), 1253-1263.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Petropoulos, G.P., Vadrevu, K.P., Xanthopoulos, G., Karantounias, G., Scholze, M., 2010. A Comparison of Spectral Angle Mapper and Artificial Neural Network Classifiers Combined with Landsat TM Imagery Analysis for Obtaining Burnt Area Mapping. *Sensors* 10, 1967–1985.
- Pique, A., Ait Brahim, L., Ait Ouali, R., Amrhar, M., Charroud, M., Gourmelen, C., ... & Tricart, P. (1998). Evolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au Meso-Cénozoïque; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. *Bulletin de la Société géologique de France*, 169(6), 797-810.
- Piqué, A., Tricart, P., Guiraud, R., Laville, E., Bouaziz, S., Amrhar, M., & Ouali, R. A. (2002). The mesozoic-cenozoic Atlas belt (north Africa): an overview. *Geodinamica Acta*, 15(3), 185-208.

-R-

- Rais, K., Kara, M., Gadri, L., Hadji, R., & Khochmen, L. (2017). Original approach for the drilling process optimization in open cast mines; case study of Kef Essenoun open pit mine Northeast of Algeria. *Mining Science*, 24.
- Rockwell, B. W. (2004). *Spectral variations in rocks and soils containing ferric iron hydroxide and (or) sulfate minerals as seen by AVIRIS and laboratory spectroscopy*. DIANE Publishing.

-S-

- Salisbury, J. W., & Hunt, G. R. (1974). Remote sensing of rock type in the visible and near-infrared. *Remote Sensing of Environment*, 3, 1953-1958.
- Salisbury, J. W., D'Aria, D. M., & Jarosewich, E. (1991). Midinfrared (2.5–13.5 μm) reflectance spectra of powdered stony meteorites. *Icarus*, 92(2), 280-297.
- SCANVIC, J. (1986). Quelques aspects géobotaniques et structuraux de la télédétection spatiale: Implications dans la prospection minière du massif Armoricaïn (France).

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Siegal, B. S., & Goetz, A. F. (1977). Effect of vegetation on rock and soil type discrimination. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 43(2), 191-196.
- Silva, L. F. (1978). Radiation and instrumentation in remote sensing. *Remote sensing: The quantitative approach*, 35-36.
- Smith, S. O., Lugtenburg, J., & Mathies, R. A. (1985). Determination of retinal chromophore structure in bacteriorhodopsin with resonance Raman spectroscopy. *The Journal of membrane biology*, 85, 95-109.
- Suits, G. H. (1983). Extension of a uniform canopy reflectance model to include row effects. *Remote Sensing of Environment*, 13(2), 113-129.

-T-

- Tamani, F., Hadji, R., Hamad, A., & Hamed, Y. (2019). Integrating remotely sensed and GIS data for the detailed geological mapping in semi-arid regions: case of Youks les Bains Area, Tebessa Province, NE Algeria. *Geotechnical and Geological Engineering*, 37(4), 2903-2913.
- Tamani, F., Hadji, R., Hamad, A., & Hamed, Y. (2019). Integrating remotely sensed and GIS data for the detailed geological mapping in semi-arid regions: case of Youks les Bains Area, Tebessa Province, NE Algeria. *Geotechnical and Geological Engineering*, 37(4), 2903-2913.
- Thibieroz, J., & Madre, M. (1976). Le gisement de sidérite de Dj. Ouenza est contrôlé par un Golfe de la mer aptienne. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique du Nord, Alger*, 67, 3-4.

-V-

- Vially, R., Letouzey, J., Benard, F., Haddadi, N., Desforges, G., Askri, H., ... & Roure, F. (1994). Basin inversion along the North African Margin. The Saharan Atlas (Algeria). In *Peri-tethyan platforms* (pp. 79-118). Technip Paris.
- Vila, J. M. (1980). La chaîne alpine de l'Algérie orientale et des confins algéro-tunisien. *These de Doctorat-es-sciences, Universite Pierre et Marie curie*.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Vila, J. M. (1994). Mise au point et données nouvelles sur les terrains triasiques des confins algéro-tunisiens, Trias allochtone, «glaciers de sel» sous-marins et vrais diapirs. *Mémoire du Service Géologique de l'Algérie*, (6), 105-152.
- Vila, J.M. (1980) :- La chaîne alpine d'Algérie Orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse és. Sci. Naturelles, Univ. P et M Curie, Paris VI.
- Vila, J.M. (2001). Les avantages d'une approche multi-sources (biostratigraphie, sédimentologie, forages, profils sismiques et gravimétrie) pour l'étude de l'halocinèse crétacée (glaciers de sel, tectonique en radeaux et dômes de sel) et de l'halotectonique tertiaire (plissement des glaciers de sel, genèse des dômes de sel-plis), des confins algéro-tunisiens. *Bulletin du Service géologique de l'Algérie*, 12(2), 129-167.
- Villain J.-M. (1978). Le Crétacé u permis Dj. Bottena (Région de Tébessa N.E. Algérie). Stratigraphie et paléoenvironnement. *Ibid.*, R. L. n° 1783-TEPDE/LAB, 7 p., 2 fig., 14 pl., inéd.

-Z-

- Zamani, A., Sharifi, A., Felegari, S., Tariq, A., & Zhao, N. (2022). Agro Climatic Zoning of Saffron Culture in Miyaneh City by Using WLC Method and Remote Sensing Data. *Agriculture*, 12(1), 118.