

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

BADJI MOKHTAR-ANNABA UNIVERSITY
UNIVERSITE BADJI MOKHTAR-ANNABA



جامعة باجي مختار- عنابة

Année 2020

Faculté des Sciences de la Terre
Département de Géologie
Laboratoire Géodynamique et Ressources Naturelles «LGRN»

THÈSE

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de

Doctorat 3^{ème} Cycle – LMD

Domaine : Science de la Terre et de l'Univers

Filière : Géologie

Spécialité : Géochimie

**LES INDICES DE FER DE DJEBEL HAD ET M'TAGUINAROU NORD (SUD
DE TÉBESSA) :**

**GÉOLOGIE, GÉOCHIMIE, MINÉRALOGIE ET CONTEXTE
STRUCTURAL.**

Par

DIAB Hamida

PRÉSIDENT	: BOUABSA Lakhdar	Pr.	U.B.M. Annaba
DIRECTEUR DE THESE	: CHOUABI Abdelmadjid	Pr.	U.B.M. Annaba
EXAMINATEUR	: TLILI Mohamed	MCA.	U.B.M. Annaba
EXAMINATEUR	: DEFAFLIA Nabil	Pr.	U. L. T. Tébessa
EXAMINATEUR	: ASSASSI Fella	Pr.	U. B. M. Annaba
EXAMINATEUR	: KHIARI Abdelkader	Pr.	U. L. B. Oum ElBouaghi

À la mémoire de ma mère
LATRECH HANIA
1960-2006

AVANT-PROPOS :

Cette thèse a été réalisée à la Faculté des Sciences de la Terre de l'Université de Badji Mokhtar (Annaba), au sein du Laboratoire Géodynamique et Ressources Naturelles (LGRN).

En premier, je tiens à adresser toute ma reconnaissance et mes sincères remerciements à mon Professeur et Directeur de Thèse Monsieur Abdelmadjid CHOUABBI, Professeur à l'Université de Badji Mokhtar d'Annaba, pour l'esprit de confiance mutuelle qui a régné durant tout mon parcours scientifique, pour sa disponibilité sans limites et surtout pour le partage de son expérience sur les plans humain et scientifique. Qu'il trouve ici toute ma gratitude pour ses enseignements, les moments agréables et les nombreuses discussions durant les 4 années de ma formation transversale sous sa direction.

Je remercie chaleureusement les Membres du Jury d'avoir accepté de valider le présent travail et surtout l'intérêt exprimé pour cette thématique de recherche, qui, je le souhaite, les a autant passionnés que moi. J'en suis très honorée.

Parmi les personnes, sans qui ce travail n'aurait pu aboutir, se place en haut de la liste, Monsieur Jamel Eddine NACER, Chercheur Géologue Minier au Centre de Recherche Nucléaire de Draria (Alger), qui a énormément contribué à la concrétisation de cette thèse, notamment, dans la recherche bibliographique, la rédaction et la conception de la cartographie numérique. C'est un réel bonheur de travailler, au quotidien, avec une personne aussi bien compétente et agréable. Un grand merci pour son assistance, sa disponibilité et son soutien.

M. Ernest Chi-Fru de l'Université de Cardiff (Royaume unies) qui, sans relâche et toujours avec dévotion et persévérance, a montré son savoir-faire dans l'interprétation de mes données analytiques. Ses discussions constructives, pleines de rebondissements et munies d'une certaine excitation, m'ont toujours été très constructives. Sa contribution a permis de construire le modèle génétique de la minéralisation ferri-fère de Djebel Had. Merci Ernest pour tes belles proses inimitables.

J'adresse également mes plus sincères remerciements à Monsieur Johan YENS, de l'Université du Namur (Belgique), pour m'avoir accueillie à deux reprises (années 2018 et 2019) au sein de son laboratoire et de m'avoir facilité l'accès et la réalisation de mes analyses (LA-ICP-MS, MEB, DRX, microscopie). Mon entière reconnaissance pour m'avoir introduit dans les hautes sphères des argonautes.

Merci également à Monsieur Mark KREKELER de l'Université de Miami (USA), pour son aide technique et sa contribution.

Un Merci très chaleureux (et le mot est faible) à mes collègues, Michèle VERHAERT, Julien POOT, Augustin DEKONINCK de l'Université de Namur (Belgique), pour leurs soutien technique et scientifique dans les différents laboratoires. Merci aux autres Collaborateurs, que j'ai eu le plaisir de côtoyer lors des échanges en Belgique et au Royaume unies.

AVANT-PROPOS

Merci aux Techniciens des Laboratoires, Monsieur Jaafer ALLEM (Annaba) Monsieur Christophe BROSSON (Royaume unies), Monsieur Anthony OLDROYD (Royaume unies), Madame Michelle Burke (USA) et Monsieur Gaëtan ROCHEZ (Belgique).

Merci aux Organismes publiques pour leurs soutiens et facilités dont ils m'ont fait bénéficiés, surtout pour les fonds financiers qui m'ont permis d'effectuer des stages scientifiques de qualité.

Merci au WBI (Wallonie-Bruxelles International) pour le financement de mes missions à Namur (Belgique). Merci ERC Seventh Framework Grants No : 336092, pour le financement des analyses chimiques au Royaume Unies.

Merci à toute personne, de tous horizons, avec qui j'ai pu échanger des moments agréables sur les plans personnels que scientifiques.

Toute ma gratitude, à ma famille, ma belle-famille, mes Amis, pour leur soutien indirect et permanent.

Un grand merci, à mon cher Fakher-Eddine, pour son soutien inconditionnel, sa compréhension sans limites et surtout d'accepter mon fabuleux métier d'aventurière.

ملخص: تتعلق هذه الدراسة متعددة المقاييس والتقنيات، بوصف أكسيدات-هيدروكسيدات الحديد في نوعين من المؤشرات والتكوينات المضيفة لها. تم اختيار مواقع الدراسة كما يلي: مؤشر الحديد ذو المنشأ الرسوبي (جبل حد - تليجان) ومؤشر الحديد ذو المنشأ المائي الحراري / التعرية السطحية (مناقينارو الشمالي - الماء الأبيض)، هذان المؤشران الواقعان جنوب تبسة، يمثلان جزء من جبال النمامشة (الأطلس الصحراوي الشرقي) ويرتبطان بمجال الديابير الترياسي.

من أجل تقديم مساهمتنا، هذه الأطروحة لها ثلاثة أهداف رئيسية: (1) تحديد نشأة تمعدن الحديد في المؤشرين؛ (2) تحديد المعايير لتشكيل تمعدنات الحديد وفهم أصولها (3) اقتراح نموذج جيئي، لشرح نشأة تمعدن الحديد في كل من المؤشرين.

مؤشر الحديد الأوليتي-جبل حد-هو تكوين حديدي رسوبي طبقي. استناداً إلى ملاحظتنا، يحدث التمدن في شكل طبقات من خام الحديد الأوليتي والطين الغني بالحديد، محمول على طبقة طينية جبسية تشكلت خلال الإوسين الأوسط. الطبقة عبارة عن حبيبات من الأوليت المستديرة تقريباً (100ميكرون إلى 2.0 مم) مكونة من الجويتيت والليمونيت والهيماتيت، مع آثار من المغنتيت وبيمونيت. ترتبط الحبيبات ذات السطح الخارجي الناعم، الهش بشكل استثنائي، بمصفوفة حديدية غضارية مضمنة في أسمنت سليكاتي كالسييني.

التمعدنات تحتوي على نسبة عالية من الحديد الكلي، يهيمن عليها بشكل رئيسي هيدروكسيدات الحديد (OH) FeO. الكثير من الحديد موجود في شكل غوثيت. هذه خاصية شائعة للأوليتات الغنية بالحديد من أصل شمال أفريقي، وتجدر الإشارة إلى أن غياب الكلوريت يدل على أن تمعدن الحديد ليس من أصل ركامي، ولكن المحتوى المنخفض للغاية، في أكاسيد Ti و Al، يدعم الأصل الكيميائي. تتقارب البيانات التحليلية حول الظروف التي تم تطويرها على هامش الجرف القاري، والتي من المحتمل أن تكون مقيدة / شبه مقيدة، حيث يكون اختزال قاع البحر حساساً للدورات المتغيرة في مستوى سطح البحر.

نقترح آلية جديدة لتشكل خام الحديد الأوليتي في هذا المؤشر: وهو مرتبط بتغذية المياه السطحية، ونقص تغذية في المياه القاعية بفضل ارتفاع مستوى سطح البحر وتعرية الصخور الغنية بالفوسفات والحديد. يشير تخصيص Ce و P، المرتبط بظروف ترسب الأكسدة المعاد تكوينها وتمعدن الرواسب، إلى أن إنتاج الكتلة الحيوية المكثفة حفز إزالة الأكسجين من المياه في القاع وترسب تمعدن الحديد الأوليتي في مياه غنية بالحديد وقليلة الأكسجين.

يحتوي مؤشر الحديد-مناقينارو الشمالي-على حديد متعدد المعادن (Fe-Zn-Cu)، محمول على الحجر الجيري الذي تشكل خلال التورونيا. يتجلى في كتل مترية من الجويتيت، والهيماتيت، وكذلك في عروق سنتمترية من السميثونيت، والملاكييت والأزوريت. من الواضح أن نشأة هذا التمدن متعدد الأطوار والناتج من عمليات تعرية اتموسفيرية متراكبة على عمليات تعرية مائية حرارية، حيث من المحتمل أن يؤدي اختراق الكتل الترياسية للصخور المضيفة إلى حركة السوائل الحرارية المائية من خلال السلسلة الرسوبية وتحول الأحجار الجيرية مما أدى إلى تكوين الخام الأولي الحراري المائي المكون من كربونات الحديد (سيديريت).

أثرت العديد من مراحل الرفع على التمدنات الأولية والصخور المضيفة، مما أدى إلى تكوين مجموعة جديدة متعددة الفلزات (الجويتيت، الملاكييت، الأزوريت، الكوارتز والكالسييت). في هذا المؤشر، لوحظ وجود هيدروكسيدات الحديد بشكل رئيسي في شكل هياكل ليفية، الهوابط، الصواعد وفي شكل حلقات (Botrydale) حيث يتشكل الهيماتيت أولاً، يليه بسرعة الغوثايت والليمونيت والسميثونيت. نلاحظ الغياب التام للسيديريت. ومن ثم في وقت لاحق، يتشكل الملاكييت والأزوريت والكالسييت على شكل عروق مليمتريه تتقاطع مع الحجر الجيري المضيف.

الكلمات المفتاحية: تمعدن، نموذج جيئي، حديد أوليتي، حديد مائي حراري / التعرية السطحية، جبل حد، مناقينارو الشمالي، تبسة، الجزائر.

ABSTRACT: This multi-scale study, using several techniques, concerns the characterization of iron oxy-hydroxides in two types of iron occurrences and their host. The choice of study sites fell on a sedimentary iron mineralization: Djebel Had (Thélidjène) and a hydrothermal / supergene iron mineralization: M'Taguinarou Nord (El Ma Labiod). These two iron occurrences, located south of Tebessa, are part of the Nemenchas Mountains (Atlas Saharien Oriental) and are associated with the domain of diapirs.

In order to make our contribution, this thesis has three main objectives: (1) determine the genesis of the iron mineralization in the two occurrences; (2) identify the parameters for the formation of iron mineralization to understand their origins and (3) proposal of a genetic model, to explain the genesis of iron mineralization in each occurrence.

The Djebel Had Ironstone (DHIS), an eight-meter thick stratiform sedimentary iron formation, Based on our observations, mineralization occurs as layers of ooidal ironstones and inter-laminated iron marl within mid-Eocene gypsiferous marls. The more or less rounded 0.1-2.0 mm brownish-blackish ooids, are composed of goethite, limonite, hematite, with traces of magnetite and piemontite. The grains display a smooth outer surface bound by an argilo-ferruginous layer embedded in siliceous-calcite cement. They are unusually friable, crumbling at the slightest shock. A high total iron (FeT) content, dominated mainly by iron hydroxides (FeO (OH)). Much of the iron is present as goethite, a common feature of iron-rich ooids of North African origin. However, the lack of prominent chlorite minerals, suggest that the DHIS is not of a detrital origin. Instead, a negligible Ti and Al oxide concentration suggest a chemical provenance for the DHIS.

The data suggest that ferruginous conditions developed in a potentially restricted/semi-restricted continental shelf margin where seafloor redox was sensitive to the alternating cycles of sea level change. We propose a new mechanism for the formation of ooidal ironstones, associated with shelf surface water eutrophication, bottom water anoxia promoted by sea level rise and the weathering of iron phosphate-rich rocks. Phosphorus and cerium enrichment, coupled to reconstructed redox depositional conditions and sediment mineralogy, suggest that intense biomass production stimulated the deoxygenation of shelf bottom waters and the deposition of the DHIS beneath a ferruginous water column.

The M'Taguinarou Nord iron showing contains Iron and polymetallic mineralization (Fe-Zn-Cu), hosted in Turonian limestones. It manifests in metric clusters of goethite, and hematite and also in centimeter veins of smithsonite, malachite and azurite. The genesis of this mineralization is clearly polyphased and results from the supergene processes superposed on hydrothermal phases where the Triassic diapirs probably generated the circulation of hydrothermal fluids through the sedimentary series, and the alteration of the Turonian limestones gave the formation of the hydrothermal primary ore composed of iron carbonates (siderite). Several uplift episodes affected the mineralization and the host rocks, generating the genesis of a polymetallic supergene assemblage (goethite, malachite, azurite, quartz and calcite). In M'taguinarou Nord, iron oxy-hydroxides are mainly observed in the form of fibrous, stalactites, stalagmites and Botroydale structures. Where, hematite precipitated first, followed quickly by goethite, limonite and smithsonite. Siderite is completely absence. Subsequently, malachite, azurite and calcite formed in the form of small veins intersecting the surrounding limestones.

Keywords: Mineralization, Genetic model, ooidal ironstones, hydrothermal iron / Supergene, Djebel Had, M'Taguinarou North, Tebessa, Algeria

RESUME : Cette étude, multi-échelles et via plusieurs techniques, concerne la caractérisation des oxy-hydroxydes de fer dans deux types d'indices de fer et de leurs encaissants. Le choix des sites d'études s'est porté sur un indice de fer sédimentaire (Djebel Had, Thélidjène) et un indice de fer hydrothermale/supergène (M'Taguinarou Nord, El Ma Labiod). Ces deux indices ferrifères, situés au Sud de Tébessa, font partie des Monts de Nemenchas (Atlas Saharien Oriental) et sont associés au domaine des diapirs.

Dans l'optique d'y apporter notre contribution, cette thèse vise trois principaux objectifs : (1) déterminer la genèse de la minéralisation ferrifère dans les deux indices ; (2) identifier les paramètres de formation des minéralisations ferrifères pour comprendre leurs origines et (3) proposition d'un modèle génétique, pour expliquer la genèse de la minéralisation ferrifère dans chacun des indices.

L'indice de Fer oolithique de Djebel Had est une formation de fer sédimentaire stratiforme. Sur la base de nos observations, La minéralisation se présente sous forme de couches de minerai de fer oolithique et de marnes ferrugineuses intercalées au sein de marnes gypsifères de l'Éocène moyen. Les oolites plus ou moins arrondies (100 μ à 2.0 mm), sont dominées par la goethite, la limonite et l'hématite, avec des traces de magnétite et de piémontite. Les grains à surface extérieure lisse, exceptionnellement friables, sont liés par une matrice argilo-ferrugineuse incrustée dans un ciment siliceux-calcitique. On y enregistre une teneur élevée en fer total, dominée principalement par les hydroxydes de fer (FeO(OH)). Une grande partie du fer y est présente sous forme de goethite. Il s'agit là d'une caractéristique commune des oolithes riches en fer d'origine nord-africaine. Il est à noter que l'absence des chlorites stipule que la minéralisation ferrifère n'est pas d'origine détritique, mais les teneurs très faibles, en oxydes de Ti et Al, optent pour une provenance chimique. Les données analytiques convergent vers des conditions ferrugineuses développées dans une marge du plateau continental, potentiellement restreinte/semi-restreinte où le redox du fond marin était sensible aux cycles alternés de changement du niveau marin. Nous proposons un nouveau mécanisme pour la formation du minerai de fer oolithique de cet indice : Il est associé à une eutrophisation des eaux de surface, à une anoxie des eaux de fond favorisée par l'élévation du niveau marin et à l'altération des roches riches en phosphates et en fer. L'enrichissement en P et en Ce, associé à des conditions de dépôt redox reconstituées et à la minéralogie des sédiments, suggère que la production d'une biomasse intense a stimulé la désoxygénation des eaux de fond et le dépôt de la minéralisation ferrifère oolithique sous une colonne d'eau ferrugineuse.

L'indice de fer M'Taguinarou Nord renferme une minéralisation polymétallique et ferrifère (Fe-Zn-Cu), encaissée dans des calcaires turoniens. Elle se manifeste en amas métriques de goethite, et d'hématite et également en veines centimétriques de smithsonite, de malachite et d'azurite. La genèse de cette minéralisation est clairement polyphasée et résulte des processus supergènes superposés à des phases hydrothermales où la mise en place des diapirs triasiques a probablement généré la circulation des fluides hydrothermaux à travers la série sédimentaire et l'altération des calcaires turoniens a donné lieu à la formation du minerai primaire hydrothermal composé de carbonates de fer (sidérite). Plusieurs épisodes de soulèvement ont affectés la minéralisation et les roches encaissantes, générant la genèse d'un assemblage polymétallique supergène (goethite, malachite, azurite, quartz et calcite). Dans cet indice, les oxy-hydroxydes de fer sont,

RESUMES

principalement, observés sous forme de structures fibreuses, de stalactites, de stalagmites et de mamelons (Botrydale). L'hématite y a précipité en premier, suivie rapidement par la goethite, la limonite et la smithsonite. On y note l'absence totale des traces de sidérite. Par la suite, la malachite, l'azurite et la calcite se sont formés sous forme de veines millimétriques recoupant les calcaires encaissants.

Mots-clés : Minéralisation, Modèle génétique, Fer oolitique, Fer hydrothermale / Supergène, Djebel Had, M'Taguarou Nord, Tébessa, Algérie

SOMMAIRE

AVANT PROPOS

ملخص

ABSTRACT

RÉSUMÉ

SOMMAIRE

i

LISTE DES

FIGURES

v

LISTE DES

TABLES

viii

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1

CHAPITRE II

GÉNÉRALITÉS SUR LE FER

7

II.

Généralités sur le fer

8

II.1.

Le fer (Fe)

8

II.2.

Le minerai de fer

8

II.3.

Les propriétés physiques et chimiques du fer

8

II.4.

Minéraux, dépôts et concentrations du fer

9

II.5.

Classification des gisements de fer

12

II.5.1.

Le fer associé aux roches sédimentaires

12

II.5.1.1.

Les Quartzites ferrugineuses ou "BIF" précambriennes

12

II.5.1.1.1

Le type "Algoma"

13

II.5.1.1.2

Le type "Lac supérieur"

13

II.5.1.2.

Les minerais de fer phanérozoïques

13

II.5.1.2.1.

Le type "Minette"

14

II.5.1.2.2.

Le type "Clinton"

14

II.5.2.

Le fer associé à l'hydrothermalisme

15

II.5.2.1.

Le Type "Erzberg"

15

II.5.2.2.

Le Type "Bilbao" ou Type "Carbonaté"

15

II.5.3.

Le fer associé au processus supergène

16

II.6.

Gîtologie et minéralisations ferrifères en l'Algérie

16

II.7.

Production et réserves mondiales des minerais de fer

19

CHAPITRE III

METHODOLOGIE.

23

III.

Méthodologie

24

III.1.

Phase 1 : Échantillonnage

24

III.1.1.

Djebel Had

24

III.1.2.

M'Taguinarou Nord

24

III.2.

Phase 2 : Préparation des lames minces, sections polies et microscopie.

29

III.3.

Phase 3 : Les Différentes méthodes analytiques.

29

III.3.1.

Microscopie

29

III.3.2.

Diffraction des rayons X (DRX)

30

III.3.3.

Analyses chimiques complètes de la roche entière.

30

III.3.4.

Analyse d'extraction séquentielle du fer

31

III.3.5.	Les micro-analyses chimiques élémentaires de surface par EDX (Energy Dispersive X-ray)	31
CHAPITRE IV	GÉOLOGIE DES MONTS DES NEMENCHAS (ATLAS SAHARIEN ORIENTAL)	33
IV.	Géologie des Monts des Nemenchas (Atlas Saharien Oriental)	34
IV.1.	Situation géographique	34
IV.2.	La litho-stratigraphie	36
IV.2.1.	Trias	36
IV.2.2.	Jurassique	36
IV.2.3.	Crétacé.	36
IV.2.3.1.	Aptien	36
IV.2.3.2.	Albien	37
IV.2.3.3.	Vraconien	37
IV.2.3.4.	Cénomaniens	37
IV.2.3.5.	Turonien	38
IV.2.3.6.	Coniacien-Santonien (Sénonien inférieur)	38
IV.2.3.7.	Campanien-Maestrichtien (Sénonien supérieur)	38
IV.2.4.	Paléogène	39
IV.2.4.1.	Paléocène	39
IV.2.4.2.	Éocène	39
IV.2.5.	Néogène	39
IV.2.5.1.	Miocène	39
IV.2.5.2.	Pliocène	39
IV.2.6.	Quaternaire	39
IV.3.	Cadre structural des Monts des Nemenchas	40
IV.3.1.	Les accidents compressifs (Les plissements)	40
IV.3.2.	Les accidents distensifs cassants Nord-Sud	40
IV.4.	L'évolution paléogéographique des monts des Nemenchas	43
CHAPITRE V	INTERPRETATION DES DONNÉES ET PROPOSITION DE MODELE GENETIQUE DE LA MINERALISATION DE DJEBEL HAD.	44
V.1.	Contexte géologique local de l'indice ferrifère de Djebel Had.	45
V.1.1.	Situation géographique	45
V.1.2.	Stratigraphie de l'indice ferrifère de Djebel Had	46
V.1.2.1.	Trias	46
V.1.2.2.	Jurassique	46
V.1.2.3.	Crétacé supérieur - Paléocène inférieur	46
V.1.2.4.	Paléocène-Yprésien inférieur	47
V.1.2.5.	Yprésien moyen -Lutétien	47
V.1.2.6.	Formations récentes	48
V.1.3.	Structure du secteur de Djebel Had	51
V.1.3.1.	La tectonique souple (Fini-Éocène)	51
V.1.3.2.	La tectonique cassante distensive (Plio-Quaternaire)	51
V.1.3.3.	Tectonique halocinétique	52

SOMMAIRE

V.1.4.	Paléogéographie	52
V.2.	Interprétation des données et proposition des modèles génétiques de la minéralisation de Djebel Had.	53
V.2.1.	Description détaillé du site de Djebel Had	53
V.2.2.	Pétrographie	55
V.2.3.	Minéralogie	55
V.2.4.	Géochimie	61
V.2.4.1.	Éléments majeurs	61
V.2.4.2.	Éléments en traces	61
V.2.4.3.	Éléments des terres rares	61
V.2.5.	Discussion	63
V.2.6.	Modèle génétique	67
V.2.7.	Comparaison minéralogique entre les gisements de fer oolithique dans le monde et l'indice ferrifère de Djebel Had	69
V.2.8.	Conclusions	71
CHAPITRE VI	INTERPRETATION DES DONNEES ET PROPOSITION DE MODELE GENETIQUE DE LA MINERALISATION DE M'TAGUINAROU NORD.	72
VI.1.	Contexte géologique local de l'indice ferrifère de M'Taguinarou Nord	73
VI.1.1.	Situation géographique	73
VI.1.2.	Stratigraphie de l'indice de fer de M'Taguinarou Nord	73
VI.1.2.1.	Trias	73
VI.1.2.2.	Aptien	74
VI.1.2.3.	Albien	74
VI.1.2.4.	Cénomanién	74
VI.1.2.5.	Turonien	74
VI.1.3.	Evolution paléogéographique et structurale	75
VI.1.3.1.	Phase distensive (Crétacé)	75
VI.1.3.2.	Phase compressive éocène (phase atlasique NE-SO)	75
VI.1.3.3.	Période d'érosion durant l'Oligocène	75
VI.1.3.4.	L'ingression marine durant le miocène inférieur (Burdigalien-Langhien)	75
VI.1.3.5.	L'activité halocinétique des formations triasiques	76
VI.1.3.6.	La tectonique récente	76
VI.2.	Minéralisation de M'Taguinarou Nord	78
VI.2.1.	Description détaillé du site de M'Taguinarou Nord	78
VI.2.2.	Pétrographie	79
VI.2.3.	Minéralogie	80
VI.2.4.	Géochimie	82
VI.2.4.1.	Les éléments majeurs	82
VI.2.4.2.	Éléments en traces et oligo-éléments	83
VI.2.4.3.	Éléments des terres rares	84
VI.2.5.	Discussion	87
VI.2.5.1.	Altération hydrothermale des carbonates	87

SOMMAIRE

VI.2.5.2.	Altération supergène	89
VI.2.6.	Modèle génétique et Genèse de la minéralisation	93
VI.2.7.	Conclusions	97
		98
SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS		
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES		100
ANNEXES		113

LISTE DES FIGURES

- Figure 1.** Carte géologique avec la répartition et la localisation des gisements et des indices de fer de l'Algérie (ORGM 2001) modifié par Diab et al. en 2020.
- Figure 2.** Les réserves des principaux gisements de fer en Algérie (MEM, 2008).
- Figure 3.** (A) La production minière mondiale du minerai de fer et du fer Métal par pays en 2016 (USGS, 2018) (B) La production minière mondiale de minerai de fer, par pays, en 2017 (RN Canada, 2018).
- Figure 4.** Localisation des principales ressources mondiales de minerai de fer (in Hassan Z. Harraz, 2013)
- Figure 5.** Carte et coupe géologique avec l'emplacement des échantillons prélevés de l'indice de Fer oolithique de Djebel Had.
- Figure 6.** Carte géologique avec l'emplacement des échantillons prélevés de l'indice de Fer M'Taguinarou Nord.
- Figure 7.** Cartographie élémentaire au MEB à EDX d'un échantillon composée d'oxy-hydroxyde de fer. Image MEB (en électrons rétrodiffusés) et répartition de fer (Fe), calcium (Ca), oxygène (O), silice (Si), Carbone (C), Argent (Ag).
- Figure 8.** Carte des grands domaines géologiques du Nord de l'Algérie, avec l'emplacement des deux indices de fer étudiés.
- Figure 9.** (A) Situation géographique des Monts des Nemenchas. Extraite de la carte topographique de Tébessa au 1 :500.000 (NI-32-NO), (B) Modèle Numérique de Terrain de la région des Monts Aurès-Nemenchas.
- Figure 10.** Schéma structural du Nord de l'Algérie (Bracène et al. 2002).
- Figure 11.** Carte structurale simplifiée de l'Atlas Saharien Oriental, avec la localisation de l'indice ferrifère de Djebel Had (Diab et al. 2020).
- Figure 12.** (A) schéma structurale de la région d'Aïn Thélidjène au 1/250 000, (B) : Carte géologique de l'indice de Fer Djebel Had (Extraite de la Carte géologique d'Aïn Thélidjène au 1 :50000 (J.M.Vila, 1997).
- Figure 13.** (A) : Coupe géologique schématisée illustrant la minéralisation ferrifère dans la structure de Djebel Had (Aïn Thélidjène), (B) : Log stratigraphique interprété à partir des descriptions d'A. Popov (1976) et J.M. Vila (1991).
- Figure 14.** Paléogéographie du centre de la Tunisie et du sud-Constantinois durant l'Éocène inférieur d'après Chabou Mostefai et al. (1978).
- Figure 15.** Photographies de terrain : (A) Situation du Djebel Had à Kef En Nsour ; (B) Coupe sur la minéralisation ferrifère de Djebel Had, montrant une couche stratiforme de fer oolithique, avec des passages de marnes ferrugineuses, surmontée d'une épaisse couche de marnes ferrugineuses ; (C) Fer oolithique ; (D) Échantillon de la minéralisation ferrifère oolithique ; (E) Section dans la minéralisation avec des structures entrecroisées ; (F) Échantillon de marnes ferrugineuses.
- Figure 16.** (A-C) Photographies microscopiques en lumière réfléchie et (D-F) en lumière transmise des lames minces de la minéralisation ferrifère oolithique de Djebel Had, montrant les différentes morphologies et composantes des oolithes : (A) Oolithe composée de deux noyaux et oolithe avec un noyau de quartz. (B) Oolithes ellipsoïdaux, ovoïdes et sphériques. (C) Oolithes aux formes irrégulières. (D) Enveloppes des oolithes sous

forme de couches concentriques contenant des quantités variables de goethite, de grains de quartz et de pyrite dans le ciment. (E), Microfissures radiales, symétriques et tangentielles. (F) Oolithes fragmentés avec des microfissures remplies de goethite. (G à J) Photographies microscopique sous MEB avec (G) Oolithe de goethite (Goe) avec un noyau angulaire + le zircon (Zr). (H) Granules contenant du cérium (Ce) et du quartz (Qz). (I) Remplacement des carbonates par des oxy-hydroxydes de fer, hématite (He) et goethite (Goe) et quartz (Qz). (J) Contact entre le noyau et les couches concentriques successives de goethite, marqué par la présence de barytine (Ba).

- Figure 17.** Exemples de Diffractogramme de DRX, montrant les compositions minéralogiques des échantillons - roche complète- de la minéralisation ferrifère oolithique de Djebel Had.
- Figure 18.** Répartition en pourcentages du fer dans les différentes phases minéralogiques de la minéralisation ferrifère oolithique de Djebel Had.
- Figure 19.** Analyses géochimiques des éléments majeurs, en traces et éléments des terres rares de la minéralisation ferrifère oolithique de Djebel Had (DHIS) : (A) Données élémentaires majeures normalisées à l'UCC (Upper Continental Crust, Taylor et McLennan, 1985) ; (B) Données élémentaires en traces normalisées à l'UCC ;(C) ETR normalisés selon PAAS, schiste australien post-archéen (Taylor et McLennan, 1985).
- Figure 20.** Conceptualisation des paramètres de spéciation du fer pour l'évaluation des conditions d'oxydoréduction Fe_{HR} = fer hautement réactif ; Fe_T = fer total ; Fe_{py} = fer pyrite.
- Figure 21.** Modèle conceptuel montrant l'hypothèse qui explique la genèse de la minéralisation ferrifère oolithique de Djebel Had. (A) : Sédimentation des oolithes. (B) : Transgression marine créant des conditions anoxiques profondes, qui ont facilité la substitution du fer dans les oolithes. (C) : Régression marine entraînant une oxyhydroxylation du fer dans un environnement oxique.
- Figure 22.** Carte simplifiée montrant la paléogéographie de la source de fer durant l'Éocène moyen.
- Figure 23.** Carte structurale simplifiée de l'Atlas Saharien oriental, avec la localisation de l'indice de fer M'Taguinarou Nord. (Diab et al. 2020).
- Figure 24.** (A) Carte géologique/structurale de la région d'El Ma Labiod (extraite de la carte géologique de Bir Sbeikia-Feriana 266, 1/50 000), (B) Carte géologique de Djebel Dalaâ, (C) : Coupe géologique schématique illustrant la minéralisation de fer dans l'indice de M'Taguinarou Nord.
- Figure 25.** Vues générales de la minéralisation ferrifère de M'Taguinarou Nord : (A) Flanc sud (B) Flanc nord de l'anticlinal de Djebel Dalaâ, (C) et (E) affleurement de minéralisation avec les oxy-hydroxydes de fer (goethite, hématite, limonite) ; (D) galerie d'exploration montrant la minéralisation en profondeur.
- Figure 26.** Ensemble des échantillons prélevés à M'Taguinarou Nord, (A) : Minerai de fer goethitique bréchique, (B) : Minerai de fer mixte siliceux, (C) : Contact entre la minéralisation et la roche encaissante (Calcaire), (D) : Minerai de fer mixte rubané.
- Figure 27.** Morphologie des corps minéralisés, (A) contact carbonates-minerais-diapir est globalement parallèle à la stratification, (B) morphologie en amas irrégulier.
- Figure 28.** Photographies microscopiques des échantillons prélevés à M'Taguinarou Nord, (A-C) en LN/LPA et (D-F) au MEB, (A et B) : La photo montre la Malachite à texture respectivement fibro-radiée et sous forme de veines. (C) : Hématite en crêtes de coq. (D) : Calcite sous forme de plages. (E) : Quartz sous forme des cristaux hexagonaux

contournés par la Goethite et l'Hématite. (F) : Baryte en petits amas recoupant la minéralisation.

Figure 29. Données DRX de la minéralisation de M'Taguinarou Nord.

Figure 30. Données géochimiques de la minéralisation de M'Taguinarou Nord : (A) : valeurs des éléments majeurs normalisées à l'UCC (Upper Continental Crust, Taylor et McLennan, 1985), (B) : valeurs des éléments en traces normalisées à UCC, (C) : valeurs des éléments des terres rares REE normalisées au PAAS (post-Archéen Australian Shale, Taylor et McLennan, 1985).

Figure 31. Conceptualisation des paramètres de spéciation du fer pour l'évaluation des conditions d'oxydoréduction FeHR = fer hautement réactif ; FeT = fer total ; Fepy = fer pyrite.

Figure 32. Photographie microscopique des échantillons prélevés de M'Taguinarou Nord, (A-E) en MEB et (F) LN, (A et B) : photo montre la texture de remplacement de goethite : des formes des cloisons de substitution de goethite préférentiellement le long des réseaux de plans de clivage. (C) : pseudomorphoses d'un minéral primaire (pyrite ?) remplis par l'oxy-hydroxydes de fer. (D-E) : plusieurs générations successives de la minéralisation ferrifère Hématite (I) et (II) et Goethite (I) et (II). (E) : structure Botroydale d'hématite (II). (F) : zone de contact entre la roche encaissante (Calcaires) et la minéralisation de fer.

Figure 33. Domaines des diapirs et concentrations ferrifères associées (Extrait des cartes géologiques au 1:200000 (ANRH, 2008) et de la carte des gîtes minéraux de l'Algérie au 1 :500000 (Constantine Nord, ONIG, 1987)

Figure 34. Modèle génétique de la minéralisation ferrifère de M'Taguinarou Nord, en relation avec l'évolution du contexte géologique / géodynamique : (Stade 01) Circulation des fluides hydrothermaux provoquée par la mise en place des diapirs Triasiques, suite à la compression fini-Eocène. (Stade 02) Circulation ultérieure de fluides météoriques oxydants générant le vieillissement des minerais primaires et leur environnement, suite à la fracturation intense post-Miocène inférieur. (Stade 03) Plusieurs épisodes de déshydrations et d'hydratations affectent la minéralisation.

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Principales formes minérales de minerai de fer.

Tableau 2. Répartition stratigraphique des différents types de minerais de fer (S. Guerrak, 1988).

Tableau 3. Principaux domaines tectoniques et gisements de fer en Algérie.

Tableau 4. Production minière mondiale de minerai de fer, par pays, de 2015 à 2017 (RN Canada et USGS, 2018).

Tableau 5. Réserves mondiales par pays de minerai de fer brut et de fer métal (USGS et RN Canada, 2018).

Tableau 6. Echantillons étudiés de Djebel Had.

Tableau 7. Echantillons étudiés de M'Taguinarou Nord.

Tableau 8. Synthèse des phases orogéniques affectant l'Atlas Saharien.

Tableau 9. Résultats des analyses géochimiques pour les échantillons sélectionnés du Djebel Had.

Tableau 10. Comparaison minéralogique entre les gisements de fer oolithique dans le monde et l'indice ferrifère de Djebel Had.

Tableau 11. Analyses chimiques complètes des échantillons prélevés à M'Taguinarou Nord.

CHAPITRE I
INTRODUCTION

INTRODUCTION

L'exploitation économique du fer en Algérie a débuté réellement en 1865 et s'est intéressée à des gisements ferrifères de différents types. Ceux qui ont été exploités sont associés à des complexes de granite et de microgranite. Les minéralisations associées à ce type de gisements, se présentent sous forme de petites grappes de pyrite et d'un mélange de dépôts de magnétite et d'hématite, le cas du gisement d'Aïn Sedma (Bétier, 1952). Le fer substitué dans les roches carbonatées est le plus important du point de vue économique et est associé aux dépôts calcaires et dolomitiques. On a également d'autres gisements, ayant les mêmes caractères morphologiques : les gisements carbonifères dans le sud de l'Oranie, les gisements liasiques de Sebabna, de Rar El Maden, de Zaccar, de Sidi Maarouf, etc... Certains gisements du Crétacé ont été découverts à l'Ouenza, Boukhadra et Khanguet dans la région de Tébessa. Il existe quelques cas où les gisements de fer se trouvent dans des veines, notamment dans les gisements littoraux de Cherchell, de Ténès et de l'Atlas Blidien (Fig. 1).

La production algérienne de minerai de fer a atteint 1,1 Mt en 2013 et environ 911 000 tonnes en 2014. L'Algérie était le huitième importateur net d'acier au monde en 2014. Elle a importé environ 6,0 Mt de produits en acier, dont 4,5 Mt de produits longs, 956 000 t de produits gras et 323 000 t de produits tubulaires pour répondre à la demande croissante de produits en acier sur le marché intérieur. La consommation apparente d'équivalent en acier brut du pays n'a cessé d'augmenter au cours de la dernière décennie. Elle était estimée à 6,9 Mt en 2014 ou 176 kg par habitant, contre 6,3 Mt ou 164 kg par habitant en 2013 et 5,2 Mt ou 138 kg par habitant en 2012 (USGS, 2017).

Actuellement, le minerai de fer extrait des mines en exploitation est utilisé dans plusieurs industries, telles que la fabrication d'acier, la fabrication de ciment et certains produits de matériaux de construction. Trois sociétés nationales algériennes s'occupent de la production et de la commercialisation du minerai de fer. On a SOMIFER qui compte quatre mines en activité sans oublier les projets en cours (Anini, Rouina, Chaabet El Ballout, Khanguet, projet Zaccar et projet Djebel Ledjbal), la société MFE, qui possède deux grandes mines (Ouenza et Boukhadra) et la société FERAL qui a la charge du nouveau projet d'exploitation des méga-gisements de fer-oolithiques de Gara Djebilet et de Mechri Abdel Aziz (ANAM et ASGA, 2019). Outre ces gisements et mines en exploitation et/ou totalement épuisés, il existe plusieurs gisements et indices de fer non encore étudiés et non évalués pour leur potentiel économique, dont certains recèlent des ressources potentielles qui mériteraient d'être développées.

Depuis l'indépendance, plusieurs équipes géologiques (françaises, yougoslaves, polonaises et russes), ont participé à la relance et la mise en œuvre du programme national d'exploration du district ferrifère de l'Algérie orientale ce qui a permis de mettre en évidence plus de 50 gisements et indices de fer dans cette région.

- **Historique des travaux antérieurs sur la zone d'étude.**

Les sites ferrifères de M'Taguinarou Nord et Djebel Had ont été signalés pour la première fois dans les travaux de L. Duparc et G. Favre (1920, 1921, 1923 et 1925-1926), dans le cadre de la recherche systématique sur le potentiel minérale et les ressources en matières premières dans le Nord-Est algérien. Ces Auteurs se sont concentrés sur l'étude des minéralisations ferrifères et polymétalliques et la géologie locale associée.

Les deux indices de fer M'Taguinarou Nord et Djebel Had ont été signalés dans la carte géologique au 1/500 000 des gîtes, des gisements et des indices ferrifères et polymétalliques du Nord-Est algérien, publier par l'office national de la géologie en 1987, qui a été réalisée, sur la base des travaux de G. Blant, J. P. Bouillin, D. Bureau, A. Cottençon, M. Durand-Delga, J. Glaçon, J. M. Vila, J. F. Raoult, R. Guiraud, BRGM et SN-REPAL.

En 1976, Popov a fourni une synthèse des ressources minérales de l'Atlas saharien oriental.

G. Durozoy (1948-1949) a donné une brève présentation de la situation géologique de la région sud de Tébessa avec l'édition d'une carte géologique de la région d'El Ma El Abiod.

En 1998, le Service Géologique de l'Algérie a publié la feuille N°266 au 1/50 000 de Bir Sbeikia-Feriana. Cette feuille est accompagnée d'un schéma structural au 1/200 000 de la région d'El Ma Labiod et de Djebel Dalaâ.

Meindre (1963) a présenté une brève étude des conditions géologiques liées à la mise en place de la minéralisation en fer oolithique dans le sud de Tébessa. L'étude comprenait quelques analyses chimiques dans lesquelles la teneur en Fe_t égale à 53%.

En 1997, l'Office National de Recherche Géologique et Minière (ORGM) a réalisé la carte géologique d'Aïn Thélijdène, au sud de Tébessa, au 1/50000 avec des notes explicatives en collaboration avec J.M. Vila.

- **Problématique et objectifs du travail.**

Actuellement, des progrès importants ont été réalisés dans l'exploration du fer dans la région de Tébessa, cependant aucun inventaire minéralogique et aucune étude sur les processus menant à la formation des différentes phases minérales des indices ferrifères de M'Taguinarou Nord (El Ma Labiod) et Djebel Had (Thélidjène) n'ont été établis.

La question sur l'origine et la genèse de ces minerais n'a pas été soulevée non plus. Ces indices, vu les données de terrain et ses caractéristiques géologiques et métallogéniques, mérite d'être développé sur les plans de la recherche scientifique et minière.

Le présent travail est une étude pétrographique, minéralogique et géochimique de la minéralisation ferrifère dans les indices M'Taguinarou Nord et de Djebel Had.

Nous concentrons notre travail principalement sur les processus hydrothermaux/supergènes/sédimentaires responsables de la mise en place de la minéralisation ferrifère et d'étudier et de mettre en évidence les relations entre les associations de minéraux et les roches encaissantes, d'identifier les paragenèses et de proposer un modèle génétique afin d'expliquer la genèse de la minéralisation.

En conséquence, nous avons décidé d'effectuer ce travail dans le but d'enrichir les recherches précédentes. Le choix des deux indices, Djebel Had et M'Taguinarou Nord, est basé sur plusieurs raisons :

- 1- Les deux sites non encore étudiés et non évalués pour leurs potentiels économiques.
- 2- Le gisement de fer oolithique d'Aïn Babouche et les deux indices Djebel Had et Koudiet Fertouta sont les seuls sites qui contiennent le minerai de fer oolithique d'âge tertiaire dans le nord de l'Algérie.
- 3- L'indice de fer M'Taguinarou Nord, fait partie du domaine de diapir de sud de Tébessa, cependant, il présente une caractéristiques différente par rapport aux gisements des domaines péri-diapiriques (domaine des glaciers de sel, cas de l'Ouenza et de Boukhedra), comme par exemple l'absence totale de minérale primaire (Sidérite/Pyrite), la superposition de plusieurs phases minéralisatrices supergènes/hydrothermales et une minéralisation encaissée dans les roches carbonatées du Turonien (Crétacé sup.). A noter que les gisements de l'Ouenza et de Boukhadra sont encaissés dans des roches carbonatées d'âge Crétacé inf. (Aptien).

Le présent travail devrait permettre de mieux appréhender l'origine et la genèse de la minéralisation ferrifère dans cette région appelée « zone des diapirs ». Qui peut confirmer le rôle du Trias dans la mise en place de la minéralisation de ces deux indices, ainsi que le rôle de la tectonique.

Démêler les contrôles paléo-climatiques et paléogéographiques sur le développement de la minéralisation ferrifère sédimentaire de Djebel Had qui représentent un indicateur indirect des changements climatiques et du niveau de la mer durant le Paléogène.

- **Organisation du présent manuscrit.**

La présente thèse est structurée en six chapitres :

- Le premier chapitre est une introduction avec la présentation du manuscrit, la problématique et objectifs et l'historique des travaux de recherches géologiques et minières antérieurs.
- Le deuxième chapitre sera consacré à quelques généralités sur le fer en tant qu'élément chimique et en tant que substance minérale économique. Les minerais de fer (gisements associés avec caractéristiques et classifications ; la géologie et les minéralisations ferrifères en Algérie ; la production et les réserves mondiales et nationales des minerais de fer) y seront également abordés.
- Un descriptif de la méthodologie d'approche adoptée pour ce travail est reporté dans le troisième chapitre.
- Un bref aperçu sur la géologie régionale, le contexte litho-stratigraphique et structural des Monts des Nemenchas feront l'objet du quatrième chapitre.
- Le cinquième chapitre portera sur le traitement et l'interprétation des données collectées et des résultats obtenus et se soldera par une proposition du modèle génétique de la minéralisation ferrifère oolithique de Djebel Had.
- Le sixième chapitre concernera le traitement et l'interprétation des données collectées et des résultats obtenus et se termine par une proposition du modèle génétique de la minéralisation ferrifère hydrothermale / Supergène de M'Taguinarou Nord.

Nous terminerons ce travail par une synthèse et des conclusions.

CHAPITRE II
GÉNÉRALITÉS SUR LE FER

II. GÉNÉRALITÉS SUR LE FER.

II.1. Le fer (Fe).

C'est le quatrième élément chimique le plus abondant de la croûte terrestre (avec une concentration moyenne de 7%) derrière l'O, le Si et l'Al (Taylor & Mc Lennan, 1985). Selon Marshall & Fairbridge (1999). Il possède trois étages d'oxydation : Fe^0 (Fer élémentaire), Fe^{2+} (Ferreux) et Fe^{3+} (Ferrique). On le retrouve dans de nombreuses classes minéralogiques.

À l'état ferreux, il est associé au Mg dans les silicates (Olivine, Pyroxène, Amphibole et Biotite) et il se trouve également à l'état réduit, notamment dans les sulfures (Pyrite, Marcassite, Pyrrhotite, etc...) et les carbonates (Sidérite, Ankérite, ...).

II.2. Le minerai de fer.

C'est une combinaison de minerais desquels le fer métallique peut être extrait de façon rentable. Il s'agit d'une roche contenant du fer, généralement sous la forme d'oxyde, comme l'Hématite. Les minerais de fer ont une teneur en fer variable selon le minéral ferrifère.

Le minerai de fer est généralement commercialisé sous la forme d'un minéral plutôt que d'un métal. Il présente de nombreuses variantes chimiques et physiques qui servent à fournir le fer nécessaire à l'élaboration de l'acier ou à des fins non métallurgiques (oxyde de fer entrant dans la fabrication de pigments, d'appareils électroniques, d'abrasifs et de matériaux de construction). Il est principalement utilisé à 98% pour la fabrication d'acier.

Les 2% restants sont utilisés dans diverses applications : la **poudre de fer** (dans certains types d'aciers, des aimants, des pièces d'automobiles et des catalyseurs).

Le **fer radioactif** Fe 59 : Il est utilisé en médecine et comme élément traceur dans la recherche biochimique et métallurgique. Le **bleu de fer** entre dans la composition des peintures, de l'encre d'imprimerie, des plastiques, des produits cosmétiques, le bleu de lessive, la teinture de papier, l'engrais, les finis en émail cuit sur les véhicules et les électroménagers et les finis industriels). Le **oxyde de fer noir** est associé comme pigment dans les composés de polissage, en métallurgie, en médecine, dans les encres magnétiques et dans les ferrites pour l'industrie de l'électronique. La production de l'acier, quant à elle, stimule presque toute la demande de minerai de fer.

II.3. Les propriétés physiques et chimiques du fer.

Le fer, en tant que corps simple (métal), présente en fonction de la température un polymorphisme métallique. Le corps pur fond à 1538 °C. L'ébullition du fer, caractérisée par une chaleur latente d'ébullition, apparaît vers 2860°C et en pratique, pour un corps simple plus ou moins impur, entre 2750°C et 3000°C.

Combiné à l'oxygène, le fer s'oxyde selon les conditions en trois oxydes de fer : oxyde de fer **FeO** "oxyde ferreux" ; oxyde de fer **Fe₂O₃** "oxyde ferrique" ; oxyde de fer **Fe₃O₄** "oxyde magnétique". A l'air libre, en présence d'humidité, il se corrode en formant de la rouille constituée d'oxydes et d'oxyhydroxydes ferriques hydratés ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ et $\text{FeO}(\text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$). La rouille étant un matériau poreux, la réaction d'oxydation peut se propager jusqu'au cœur du métal.

En solution aqueuse, l'élément chimique fer est présent sous forme ionique avec deux valences principales : **Fe²⁺** ou fer *ferreux*) et **Fe³⁺** ou fer *ferrique*. Un certain nombre d'ions conduisent à la précipitation des ions du fer en solution. L'ion hydroxyde HO⁻ est de ceux-là.

L'ion sulfure S²⁻ permet de former le sulfure FeS et le sulfure Fe₂S₃ pour des pH pas trop acides.

Concernant l'oxydo-réduction des ions de fer, les potentiels de références des couples du fer sont : Fe²⁺/Fe : E° = -0,44 V et Fe³⁺/Fe²⁺ : E° = +0,77 V. On constate que le fer métallique n'est pas stable en milieu aqueux. Il s'oxyde d'autant plus vite que le pH est bas.

II.4. Minéraux, dépôts et concentrations du fer.

Le fer peut se manifester sous des formes minérales diverses : Hématite, Magnétite, Sidérite, Pyrite etc.... (Tab. 1).

La majeure partie du fer dans la croûte terrestre est combinée avec l'oxygène, formant ainsi des minerais d'oxydes de fer, tels que : l'Hématite (Fe₂O₃), la Magnétite (Fe₃O₄) et la Limonite (Fe₂O₃·nH₂O).

Environ une météorite sur vingt comprend de la Taénite, unique alliage de minéral de fer-nickel (fer 35-80%) et de la Kamacite (fer 90-95%). Bien que rares, les météorites de fer sont une source de fer nickelé.

L'autre source naturelle de fer métal légèrement nickelé, sont les gisements de fer tellurique ou fer natif des minéralogistes qui sont plus rares. Environ 90% des gisements de minerai de fer dans le monde sont contenus dans une couche de faible épaisseur et très riche en Fe(II) "fer rubané".

CHAPITRE II - GENERALITES SUR LE FER

Tableau 1. Principales formes minérales du minerai de fer
(R.M. Cornell, U. Schwertmann, 1996 ; A.P. Zhukhlistov, 2001; E. Jansen, A. Kyek, W. Schafer, U. Schwertmann, 2002).

Minerai	Répartition chimique	Couleur	Caractéristiques
Minerais oxydés			
Magnétite Fe_3O_4	72,36% Fe 27,64 % O	Gris foncé à noir	Roche très magnétique.
Hématite Fe_2O_3	69,94% Fe 30,06% O	Gris acier à rouge vif	Elle a plusieurs origines et modes de genèse. En dehors des roches sédimentaires, l'hématite prend naissance aussi dans les roches métamorphiques, ainsi qu'en petites quantités dans les veines hydrothermales, dans les roches magmatiques et dans les zones d'oxydation. On a l'hématite oolithique constituée par des dépôts marins, cette dernière à une grande importance économique. On désigne ordinairement du nom d'hématite les variétés cristallisées et cristallines plus dures. L'hématite micacée est une hématite lamellaire qui se présente en grains, souvent associé au quartz. Si elle est stratifiée et forme une roche, on la désigne comme micaschiste ferreux ou itabirite (du nom de son gisement dans le plateau d'Itabire au Brésil). Les gisements d'hématite sont très nombreux dans le monde. Les gisements les plus riches se trouvent en Suède et en Russie. En tant que minerai, l'hématite contient 70% de fer dureté qui peut aller de 5,5 à 6,5.
Goethite $FeO(OH)$	60-65%	Noire- marron	La goethite est tout d'abord un produit d'altération d'autres minéraux de fer, dont la pyrite, la magnétite et la sidérite. Elle se forme ne même temps que la limonite par oxydation de la pyrite ou par déshydratation de la limonite elle-même. Dans divers gisements, elle est aussi associée à l'hématite, à des oxydes de manganèse et à la calcite. On en trouve aussi à l'intérieur de géodes de quartz formées dans des environnements hydrothermaux. Les gisements les plus connus sont le Siegerland (Allemagne) et Cornouailles (Grande-Bretagne).
Limonite (Hématite brune) $FeO(OH).nH_2O$	62,85% Fe 27,01% O 10,14% H_2O	Jaune ou marron, parfois noir	Elle se forme très fréquemment un peu partout, surtout par oxydation d'autres minerais de fer. Les deux principaux minéraux dont fait partie la limonite sont la goethite et la lépidocrocite. Elle est abondante dans les minerais oolithiques. Les plus importants gisements se trouvent en Suède et en Finlande où on l'appelle "fer des marais" ou "fer des lacs", parce qu'elle se forme au fond de certains lacs, sous l'action de micro-organismes.
Ilménite $FeTiO_3$	36,80 % Fe 31,57% Ti 31,63% O	noir	Parfois en association avec de petites quantités de magnétite. Généralement exploitée pour le titane qu'elle contient. Le minerai de fer est extrait en tant que sous-produit. cette roche n'est pas magnétique.

CHAPITRE II - GENERALITES SUR LE FER

Tableau 1 (suite). Principales formes minérales du minerai de fer.

Les carbonates			
Sidérite FeCO ₃	48,20% Fe 37,99% CO ₂ 13,81% O	Blanc à gris vert, brune en présence d'humidité	On la trouve dans les roches sédimentaires (calcaires et schistes), dans les filons hydrothermaux et dans les filons métallifères. Elle est rarement pure à l'état naturel. On la rencontre le plus souvent avec le Ti ou le Ni. Elle devient magnétique lorsqu'elle est chauffée et s'altère en limonite ou goethite. Les solutions hydrothermales venues des profondeurs en traversant les formations carbonatées, le calcaire est dissous et il est substitué par la sidérite. C'est ce qu'on appelle la 'métamorphose hydrothermale'. Pendant ce processus, il se forme du carbonate de calcium "Fleur de fer". Le plus important gisement est celui de l'Erzberg (Eisenerz), en Autriche
Les silicates			
Chamosite, Stilpnomélane, Greenalite, Minnesotaite, Grunerite	La formulation chimique est difficile, vu qu'il s'agit d'un groupe très complexe d'aluminosilicates alcalins de Mg, Al, Mn, Ba et fer. Les minerais de ce type, bien que d'une importance assez limitée en tant que tels pour la production de minerai de fer, présentent un certain intérêt en tant que source de minerais oxydés.		
Les sulfures			
Pyrite FeS ₂	46,55% Fe 53,45% S	Jaune cuivré	Or des fous, c'est la roche contenant du minerai de fer la plus répandue. Comme l'ilménite, elle n'est souvent pas exploitée pour le fer qu'elle contient mais pour sa teneur en soufre. Le fer en est le sous-produit le plus communément extrait On la trouve dans des roches de toute nature et de tout âge géologique, mais surtout dans les roches métamorphiques et sédimentaires associées à des milieux réducteurs. A l'état primaire elle est sous forme d'imprégnation ou disséminée dans la roche. La pyrite est souvent associée à des gisements de houille et à des lits argileux. Les principaux gisements sont : Italie (Gavorrano), Grèce (la Chalcidique) (Grèce), Suède (Gallivare) et Etats-Unis (Utah). Les principaux producteurs : l'Espagne (Rio Tinto) et le Japon.
Pyrrhotite FeS ₂	60,4% Fe 39,6% S	Jaune-Bronze	On le trouve couramment avec la pentlandite et d'autres sulfures dans des roches ignées pauvres en silice : Kongsberg (Norvège), Andreasberg (Allemagne), Trentin (Italie) et Sudbury (Canada). La variété Troilite, dont la composition est proche de celle du sulfure de fer (FeS), est un constituant important de certaines météorites.
Marcassite FeS ₂	46,55% Fe 53,45% S	Jaune- cuivré	D'origine hydrothermale ou sédimentaire, la marcassite associée généralement à la galène, à la sphalérite, à la pyrite, etc... et à d'autres sulfures. On la trouve le plus souvent avec la pyrite dans le charbon et dans les roches sédimentaires ou métamorphiques. Elle forme des concrétions dans l'argile et dans le calcaire et apparaît, mais plus rarement, dans certaines veines de minerais. On a les gisements de : Folkestone, Douvres et Freiberg (Sud de l'Angleterre), Monts des Géants et Sokolov (Tchécoslovaquie), Cap Blanc Nez (France).

II.5. Classification des gisements de fer.

Il existe plusieurs types de dépôts de fer dans le monde, que la communauté scientifique, avec le développement de l'exploration et de l'exploitation des minerais de fer, a émis plusieurs propositions pour la classification de cette substance.

Depuis James (1954) jusqu'à Clout et Simonson (2005), les chercheurs ont essayé d'établir des classifications, chacun selon son point de vue, en se basant sur la géologie, l'origine et la texture des minerais de fer, les milieux de dépôts et l'environnement paléogéographique et même sur la répartition géographique des dépôts de ces concentrations (Ramanaidou et M. A. Wells, 2004).

On essayera ci-après, d'aborder la classification des minerais de fer en générale, tout en ciblant le fer d'origine sédimentaire et le fer d'origine hydrothermale/supergène, objets des présentes études : l'indice de fer oolithique "Djebel Had" et l'indice de fer hydrothermal/supergène "M'Taguinarou Nord".

II.5.1. Le fer associé aux roches sédimentaires.

On développera dans ce qui suit, les classifications de Blondel (1955), Routhier (1963), Gross (1965) et kimberly (1978), dans lesquelles, on distingue toujours les minerais de fer sédimentaires précambriens et les minerais de fer phanérozoïques (Tab. 2).

Tableau 2. Répartition stratigraphique des différents types de minerais de fer (S. Guerrak, 1988).

Type	Age	Archéen	Protérozoïque	Paléozoïque	Post-Paléozoïque	Actuel
Algoma						
Lac Supérieur						
Clinton						
Minette						
Non-oolithique						
Black-sands						
Amas carbonatés						
Latéritique						

II.5.1.1. Les Quartzites ferrugineuses ou "BIF" précambriennes.

Il s'agit des minerais de fer précambriens, les plus importants économiquement et qui concernent les formations de fer rubanées (Banded Iron Formation ou BIF), Il s'agit d'alternances finement stratifiées de silice et d'un minéral de fer, généralement de l'Hématite, de la Magnétite ou de la Sidérite. On distingue traditionnellement deux types principaux : le type "Algoma" et le type "Lac supérieur" (Gross, 1965).

II.5.1.1.1. Le type "Algoma".

Datées sur une plage de temps allant de 3,8 milliards à quelques centaines de millions d'années), les BIF de type Algoma sont des intercalations en couches fines de silice et d'un minéral de fer, généralement de l'hématite ou de la magnétite et se trouvent dans des séquences de roches contenant une proportion importante de roches volcaniques sous-marines. En résumé, les quartzites ferrugineux présentent généralement en lentilles incluses dans des séries volcaniques et volcano-sédimentaires : les paragenèses oxydées y sont prédominantes. La taille des lentilles est variable, de plusieurs centimètres à plus de 30 mètres de large et quelques kilomètres de long. Les paragenèses sulfurées sont fréquemment présentes. D'importants gisements de fer de type Algoma sont également exploités en Australie occidentale et au Libéria.

II.5.1.1.2. Le type "Lac supérieur".

Quantitativement le plus important, il se trouve dans des séquences de roches sédimentaires déposées dans les eaux peu profondes des plateaux continentaux ou dans d'anciens bassins sédimentaires. Ces gisements sont caractérisés par les vastes BIF. Leurs couches de sédiments individuelles peuvent avoir une épaisseur allant jusqu'à 0,5 millimètre à 2,5 cm, mais l'alternance d'une bande siliceuse et d'une bande minérale ferreuse est invariable et présente une énorme continuité (plus de 100km. Une telle continuité suggère, que l'évaporation a joué un rôle majeur dans la précipitation des minéraux de fer et de la silice. Ces gisements sont formés entre 2,7 et 1,8 milliards d'années. Une période aussi courte suggère que la chimie des océans et de l'atmosphère au moment de la formation était très différente de celle d'aujourd'hui (dans l'océan actuel, le fer est pratiquement insoluble car l'atmosphère oxydante provoque la précipitation de composés de fer ferriques insolubles).

En résumé, les minerais de type "Lac supérieur" sont généralement associés à des quartzites, des dolomites, des schistes noirs, des roches volcaniques ou volcano-sédimentaires diverses pouvant être présentes accessoirement. Les paragenèses de ce type sont variées : oxydées (magnétite - hématite), silicatées ou carbonatées et également les faciès oolithiques peuvent être présents. Les BIF de ce type sont connus et exploités sur tous les continents (Michigan, Minnesota aux USA, La fosse du Labrador du Canada, Serra dos Carajas au Brésil, du bassin du Transvaal en Afrique du Sud et le bassin de l'Amerillais, Hamersley).

II.5.1.2. Les minerais de fer phanérozoïques.

Les minerais de fer phanérozoïques sont constitués des six types : types oolithique "**Minette**", et "**Clinton**", type "Non oolithique", type "Black-sand", type "Amas carbonatés", type "Latéritique". On s'intéressera ci-après, uniquement au **minerai de fer oolithique** : les types Minette et Clinton. Historiquement, une grande quantité de fer était extraite d'un deuxième type de gisement de fer marin précipité chimiquement. Contenant des oolithes de la taille d'une tête d'épingle (petites masses arrondies d'accrétion formées par le dépôt répété de minces couches de fer), ces gisements de fer oolithiques ont été largement supplantés par les BIF, mais ils formaient autrefois l'épine dorsale des industries du fer et de l'acier en Europe occidentale et en Amérique du Nord.

II.5.1.2.1. Le type "Minette".

Ces gisements européens de fer oolithique, contiennent des oolithes de sidérite, un minéral de fer siliceux appelé chamosite et goethite. Les minerais, datés post-paléozoïque, sont essentiellement composés de sidérite, berthiérine, goethite et parfois de magnétite. Leur morphologie est souvent lenticulaire, les corps minéralisés étant associés à des grès, des argilites sidéritiques, des siltites, des argilites carbonatées et des carbonates. Ils se sont formés dans des environnements marins peu profonds et proches du littoral et sont les plus développés en Angleterre, dans la région Lorraine en France, en Belgique et au Luxembourg.

II.5.1.2.1. Le type "Clinton".

En Amérique du Nord, les gisements de fer oolithique contiennent des oolithes d'hématite, de sidérite et de chamosite. Les minerais de ce type, apparemment tous paléozoïques, sauf de très rares exceptions, constituent les oolithes ironstones. Ils sont formés soit de lentilles de quelques dizaines de kilomètres de long au maximum, soit de lits de plusieurs dizaines, voire plusieurs centaines de kilomètres. L'épaisseur de ces corps minéralisés varie de quelques centimètres à quelques dizaines de mètres. Les paragenèses sont oxydées (hématite, magnétite), silicatées (chamosite) et/ou carbonatées (sidérite, calcite). Les roches encaissantes sont variables : argilites, siltites, grès et plus rarement carbonates. Le cadre géologique des gisements de type "Clinton" est très similaire à celui des types "Minette", la différence la plus évidente étant la présence de goethite dans les "Minettes" et d'hématite dans les "Clinton".

On trouve des gisements de type Clinton dans les Appalaches de Terre-Neuve à Alabama et ils ont plusieurs centaines de millions d'années de plus que les gisements de type Minette. Étant donné que la goethite se déshydrate lentement et spontanément en hématite, il est probable que la différence majeure entre les deux types de gisement soit l'âge.

En Algérie, le minerai de fer oolithique se manifeste par les gisements de Gara Djebilat, de Mecheri Abdelaziz dans le bassin de Tindouf et celui d'Aïn Babouche, Djebel Had et Koudiet fertouta au sud Tébessa.

Le gisement de fer oolithique de Mecheri Abdelaziz (Famennien terminal), présente des caractères morphologiques et sédimentologiques qui permettent de penser que la minéralisation s'est mise en place dans des édifices deltaïques progradants. La minéralisation est complexe et comprend trois paragenèses principales ; maghémite-magnétite, bavalite-hématite, bavalite-magnétite et quatre faciès types : faciès microconglomératique, faciès à oolithes dispersées dans une matrice détritique, faciès à oolithes dispersées dans une matrice non détritique et faciès à oolithes jointives, cimentées. Les caractères des oolithes et de la mésostase montrent que les corps minéralisés résultent de l'accumulation d'oolithes, développées essentiellement par concrétionnement intra-sédimentaire et ayant subi, avant le dépôt définitif, des phases alternantes d'oolithisation et de remise en suspension. En ce qui concerne la source du fer, il semble que la mise en place du minerai soit liée aux

importantes réserves de quartzites ferrugineux situées dans le Précambrien du socle Réguibat, dont le stock métal initial a subi des remobilisations successives (S. Guerrak et J. J. Chauvel, 1985). Le cas de l'indice de Fer oolithique de Djebel Had est une formation de fer oolithique sédimentaire stratiforme. La minéralisation s'y présente sous forme de couches de minerai de fer oolithique et de marnes ferrugineux intercalées au sein de marnes gypsifères de l'Éocène moyen. L'indice de Djebel Had présente quant à lui les caractéristiques des deux types fer oolithique (Minette et Clinton).

II.5.2. Le fer associé à l'hydrothermalisme.

Deux sous-types à dénomination géographique sont distingués classiquement : le type "Erzberg" et le type "Bilbao" qui se distinguent par la nature de l'encaissant, la composition chimique, etc... Ces gîtes se développent essentiellement dans les calcaires et les dolomies. Les corps minéralisés, le plus souvent oxydés en hématite dans la zone d'altération supergène, présentent des morphologies variées : stratiforme, en amas plus ou moins lenticulaires, discordants sur les strates, en filons ou corps bréchiques. En effet, ils sont un témoignage des migrations de fluides intervenant pendant l'histoire d'un bassin sédimentaire.

II.5.2.1. Le Type "Erzberg".

En Europe, ce type est surtout connu dans les Alpes orientales, le cas des gisements d'Ersberg et de Radmer du district d'Eisenerz en Autriche. On a aussi, les gisements de Siegerland qui forment le district ferrifère le plus important d'Allemagne et en France le gisement de Baltère dans les Pyrénées orientales.

II.5.2.2. Le Type "Bilbao" ou Type "Carbonaté".

Le type "Bilbao" apparaît pour la première fois dans la classification de Percival (1952). Par la suite, sa classification fut reprise, complétée et améliorée par Blondel (1955) et par Zitzmann (1977). Ce type de gisement, localisé à Bilbao dans le Nord de l'Espagne, fait partie des dépôts métasomatiques hydrothermaux. Ils se sont formés par le passage de fluides hydrothermaux, relativement chauds (entre 100 et 300°C) et riches en fer, ayant formé dans un premier temps des minéralisations au niveau de fissures et de joints. Ensuite, ces fluides ont imprégné et recristallisé la roche originelle par métasomatose. Les roches les plus réactives pour la minéralisation de fluides sont les roches carbonatées : les calcaires et les dolomies (Zitzmann, 1977a).

En Afrique du Nord et particulièrement dans les gisements péri-diapiriques des confins algéro-tunisiens, c'est le type "Bilbao" qui prédomine. Il est représenté par les gisements de l'Ouenza, Boukhadra, en Algérie et Djerissa, Slata et Hameima en Tunisie. Tous ces gîtes appartiennent à un même domaine paléogéographique des plates-formes carbonatées à tendance récifales. Ils sont tous encaissés dans des calcaires à faciès "urgonien" de l'Aptien, hétérochrone (P. Masse et J.P. Thieuloy, 1979) et dont l'édification a été contrôlée par une intense activité halocinétique du complexe triasique. Cette activité se traduit par des structures en plis, notamment à l'Ouenza et Slata, qui ont été repris et exagérés par la phase compressive éocène. Cette phase a plissé la série crétacée en un ensemble de synclinaux et d'anticlinaux de direction NE-SO.

II.5.3. Le fer associé au processus supergène.

La minéralisation supergène se forme lorsque des roches ou des minéralisations primaires sont exposées à la surface de la Terre ou à proximité et subissent une oxydation, la dissolution et la ré-concentration de certains minéraux (Reich et Vasconcelos, 2015). L'interaction des agents d'altération avec les roches primaires ou les minéraux contenant des métaux entraîne la concentration de certains éléments «immobiles» formant un massif supergène. Ces processus peuvent entraîner une augmentation de deux à dix fois des nuances des éléments tels que Cu, Al, Fe, Ni, Mn, U, Au et Zn (Sillitoe, 2005, 2012 ; Reich et Vasconcelos, 2015).

Ces gisements sont généralement accessibles aux premiers stades de l'exploitation à ciel ouvert et contribuent de manière significative à la viabilité globale d'une mine. Cela a été le cas depuis l'aube de la civilisation, lorsque les humains ont exploité facilement des minerais supergènes accessibles dans la fabrication de bijoux, d'armes, d'alliages, etc.

II.6. Gîtologie et minéralisations ferrifères en l'Algérie.

L'essentiel du potentiel géologique de Fer en Algérie, se trouve au Sud-Ouest du pays (Fig. 1) avec 3,5 milliards de tonnes à 57% Fe. Il s'agit des gisements de Mecheri Abdelaziz et de Gara Djebilet, situés à 250 km à l'Est de Tindouf. Dans le Nord, il est évalué à environ 70 millions de tonnes réparties entre les gisements d'Ouenza et de Boukhadra dans la wilaya de Tébessa (60 Millions de tonnes) et l'indice de Djebel Anini dans la wilaya de Sétif avec 12 Millions de tonnes à 60% Fe. (Tab. 3, Fig. 2).

Les confins algéro-tunisiens sont marqués par les gisements ferrifères de type "Bilbao". Ce dernier prédomine les gisements ferrifères péri-diapiriques et il est représenté par les gisements algériens de l'Ouenza, Boukhadra, Hameima et en Tunisie, par ceux de Djerissa et Slata. Tous ces gîtes appartiennent à un même domaine paléogéographique des plates-formes carbonatées à tendance récifales. Ils sont tous encaissés dans des calcaires à faciès "urgonien" de l'Aptien hétérochrone selon P. Masse et J.P. Thieuloy (1979) et dont l'édification a été contrôlée par une intense activité diapirique des évaporites du Trias.

Par ailleurs, les activités de recherche minière entreprises, ont permis de mettre en évidence près de 330 gîtes et indices sur l'ensemble du pays, répartis, notamment dans l'Ouggarta, le Bassin de Tindouf, le Hoggar et la Chaîne de l'Atlas Tellien.

CHAPITRE I - INTRODUCTION

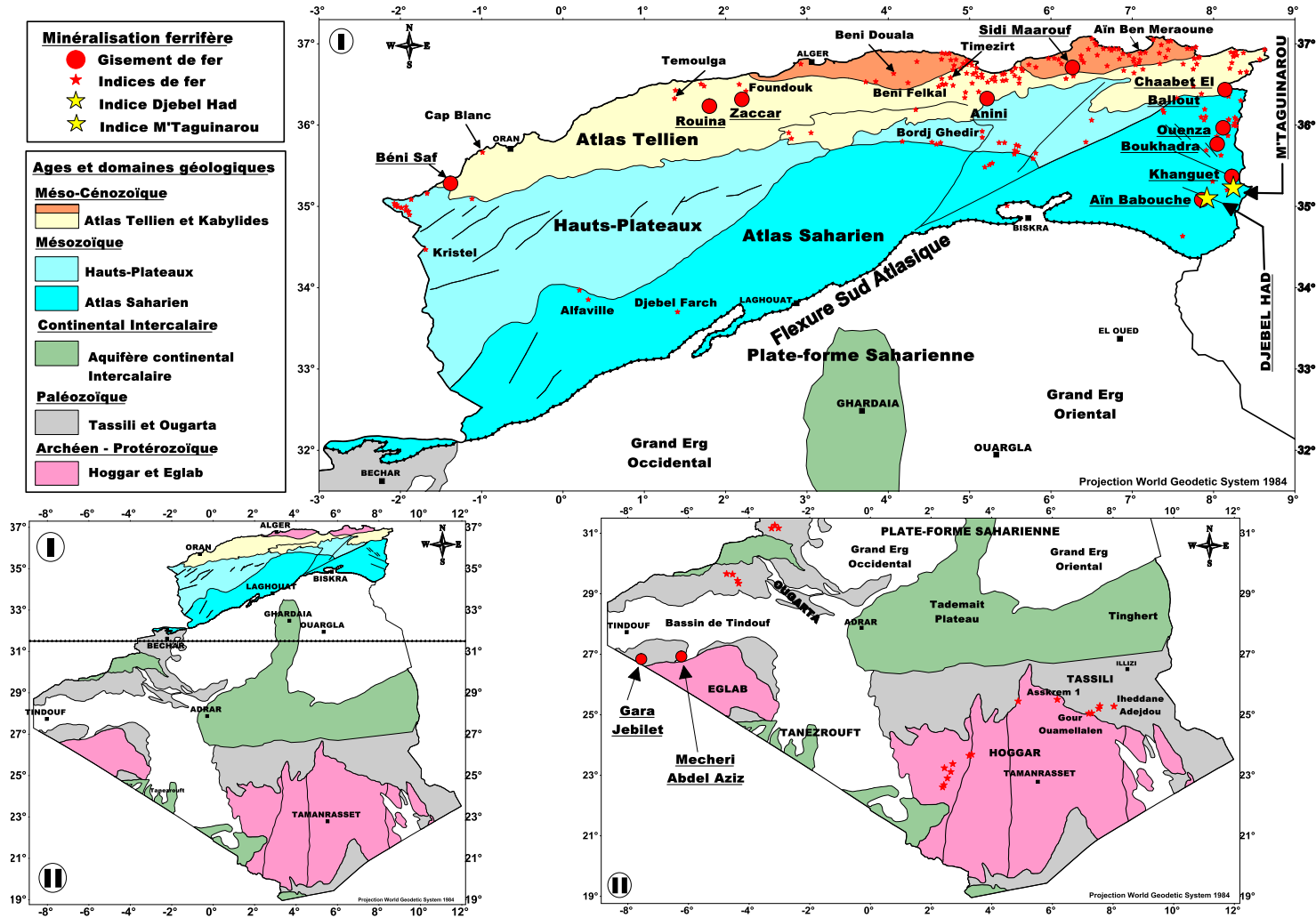


Figure 1. Carte géologique avec la répartition et la localisation des gisements et des indices de fer de l'Algérie (ORGM 2001) modifié par Diab et al. en 2020.

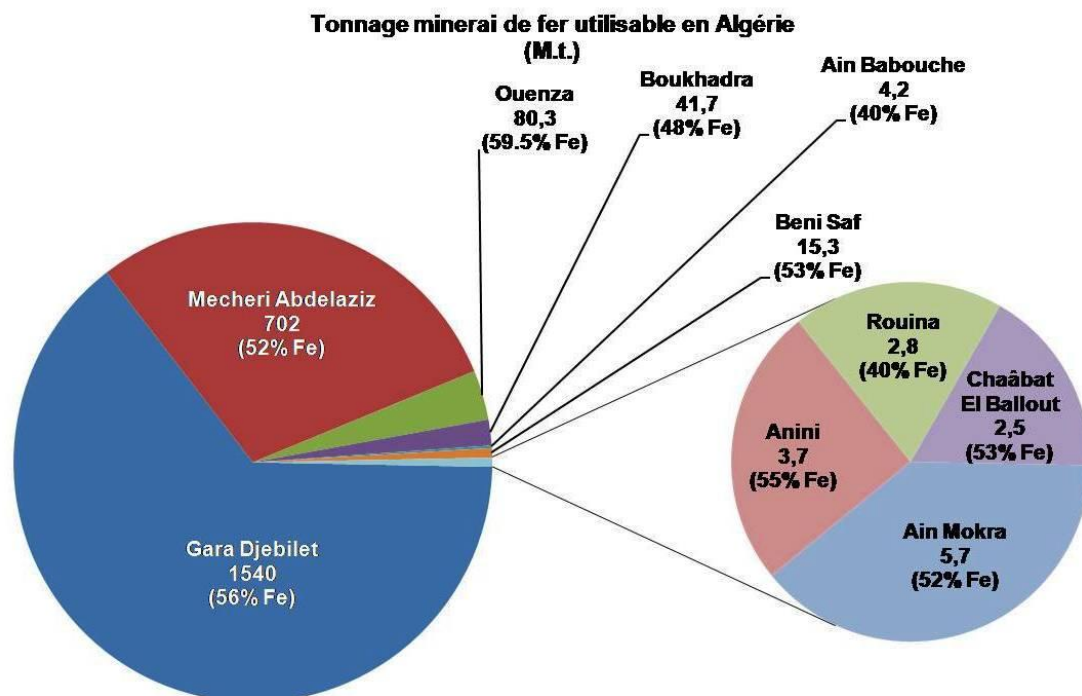


Figure 2. Les réserves des principaux gisements de fer en Algérie (MEM, 2008).

CHAPITRE I - INTRODUCTION

Tableau 3. Principaux domaines tectoniques et gisements de fer en Algérie.

Région	Domaines	Caractéristiques et types de minéralisations
Sud Algérien	Plate-forme Saharienne	Définitivement consolidée à l'hercynien, elle est composée par le bouclier antécambrien de Réguibat et par la couverture paléozoïque légèrement plissée dans sa partie occidentale. Elle se caractérise par des gisements de fer sédimentaires BIF/ oolithiques .
Nord Algérien	Correspond à la région plissée par l'orogénèse alpine qui couvre la bordure septentrionale de la plate-forme saharienne.	
	Pré Saharien	Il s'agit de la plate-forme épicontinentale, tabulaire (Môle Oranais, Môle Constantinois) ou plissée (Atlas Saharien) lors des phases alpines (fin Crétacé-Tertiaire). Une avant fosse en partie cachée par l'allochtone tellien couvre la partie septentrionale de ce domaine. La plate-forme épicontinentale renferme de gisements stratiformes de substitution inclus dans de calcaires récifaux.
	Tellien	Ce domaine couvre le sillon mio-géosynclinal tellien et une partie de la plate-forme épicontinentale. il se caractérise par une tectonique complexe et par l'importance des masses allochtones mise en place au cours du Miocène inférieur. la zone tellienne présente une forte concentration de gisements de fer du type amas de substitution dans de calcaires (télé thermaux) et de filons irréguliers (épithermaux). Une relation spatiale existe entre ces gisements et le magmatisme tertiaire. la superposition de plusieurs phases de minéralisation est caractéristique surtout pour les filons.
	Massifs de Kabylie	Ils se caractérisent par un métamorphisme régional d'âge ante-Silurien, par l'ampleur de la tectonique alpine et par un magmatisme miocène (en petite Kabylie). ce domaine renferme de gîtes de type skarns à magnétite accompagné de silicates de Ca-Mg-Fe.

II.7. Production et réserves mondiales des minerais de fer.

Les cinq principaux pays producteurs sont l'Australie, le Brésil, la Chine, l'Inde et la Russie. Ils produisent à eux seuls environ 80 % de la production mondiale (Tab.4, Fig.3A-B).

Tableau 4. Production minière mondiale de minerai de fer, par pays, de 2015 à 2017
(RN Canada et USGS, 2018).

Pays	Production minière				
	Minerai utilisable (Mt)		Fer Métal (Mt)		Minerai brut(Mt)
	2015	2016	2015	2016	2017
Australie	817	825	486	491	879
Brésil	397	391	257	254	436
Chine	375	353	232	219	191
Inde	156	160	96	98	154
Russie	101	100	61	60	101
Ukraine	67	58	40	35	73
Afrique du Sud	73	60	46	38	69
Iran	27	26	13	11	57
Canada	46	48	28	29	49
États-Unis	46	41	29	26	44
Suède	25	25	15	15	27
Kazakhstan	21	21	12	12	13
Autres pays	132	120	82	75	113
Total	2 280	2 230	1 400	1 360	2 206

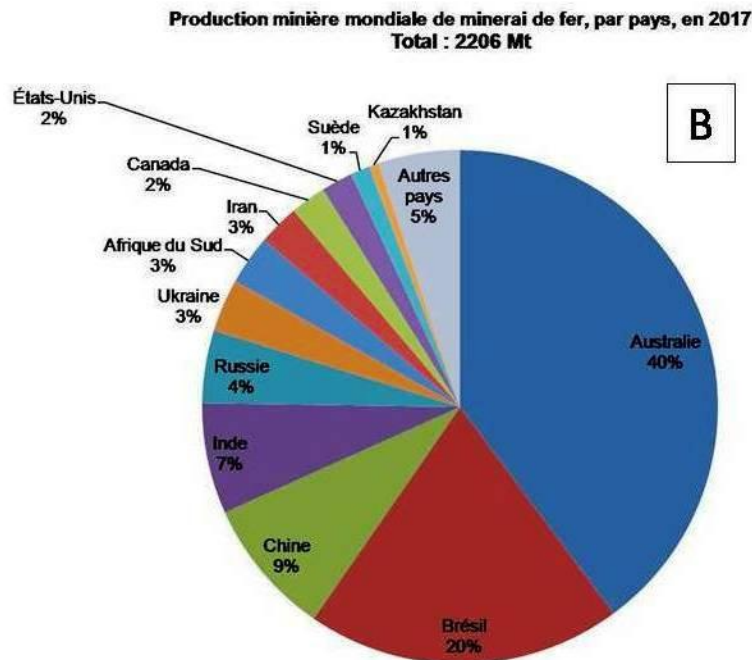
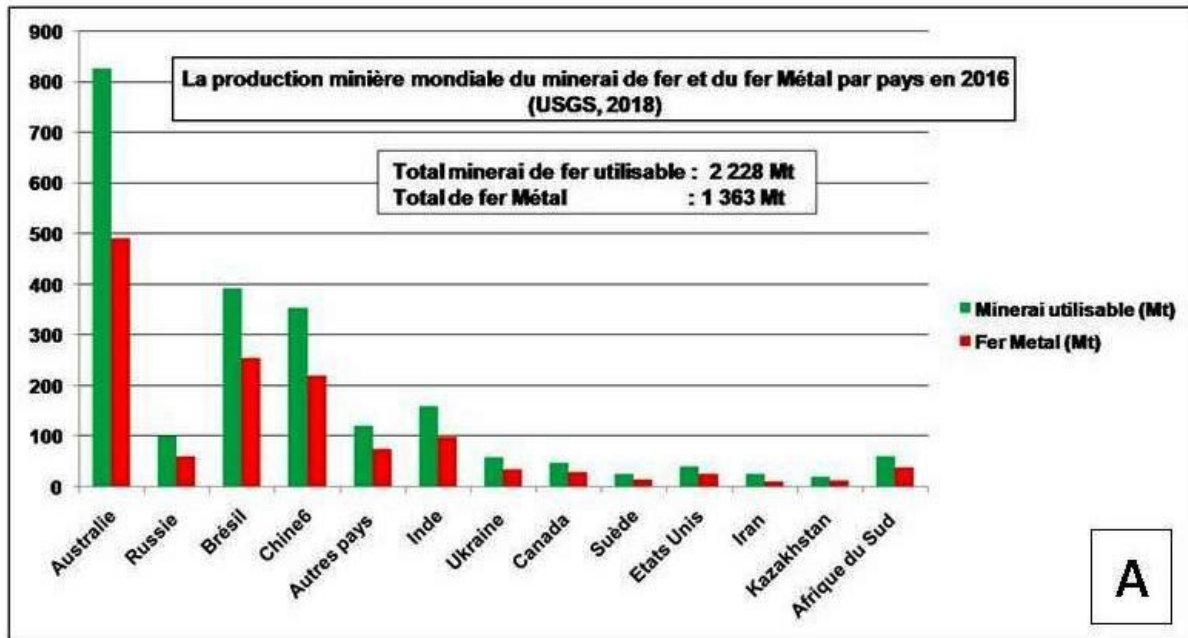


Figure 3. (A) La production minière mondiale du minerai de fer et du fer Métal par pays en 2016 (USGS, 2018) ; (B) La production minière mondiale de minerai de fer, par pays, en 2017 (RN Canada, 2018).

Les ressources mondiales sont estimées à plus de 800 milliards de tonnes de minerai brut contenant plus de 230 milliards de tonnes de fer métal. Au vu des dernières statistiques (USGS et RN Canada, 2018) des réserves mondiales en minerai de fer utilisable, tous types de minerais et catégories de réserves confondus, l’Australie arrive en tête avec plus de 50000 Mt de réserves, suivi de la Russie 25000 Mt, du Brésil 23000 Mt et de la Chine 21000 Mt. L’Inde, l’Ukraine, le Canada, la Suède, les États-Unis, l’Iran, le Kazakhstan et l’Afrique du Sud disposent respectivement de : 8100 Mt, 6500

CHAPITRE I - INTRODUCTION

Mt, 6500 Mt, 3500 Mt, 2900 Mt, 2700 Mt, 2500 Mt et 1200 Mt de réserves en minerai de fer. Les autres pays cumulent 18 000 Mt, soit plus de 10% des réserves mondiales de minerais de fer utilisable (Tab.5, Fig.4).

On estime qu'il reste environ 75/80 ans de réserves mondiales de minerai de fer en tenant compte du rythme d'exploitation actuel des ressources.

Tableau 5. Réserves mondiales par pays de minerai de fer brut et de fer métal
(USGS et RN Canada, 2018).

Ordre	Pays	Réserves en fer			
		Minerai utilisable		Fer Métal	
		M.t.	%	M.t.	%
1	Australie	52000	30,14	23000	28,17
2	Russie	25000	14,49	14000	17,14
3	Brésil	23000	13,33	12000	14,70
4	Chine	21000	12,17	7200	8,82
5	Inde	8100	4,70	5200	6,37
6	Ukraine	6500	3,77	2300	2,82
7	Canada	6000	3,48	2300	2,82
8	Suède	3500	2,03	2200	2,69
9	États-Unis	3000	1,74	790	0,97
10	Iran	2700	1,57	1500	1,84
11	Kazakhstan	2500	1,45	900	1,10
12	Afrique du Sud	1200	0,70	770	0,94
13	Autres pays	18000	10,43	9500	11,63
Total		172500	100,00	81660	100,00

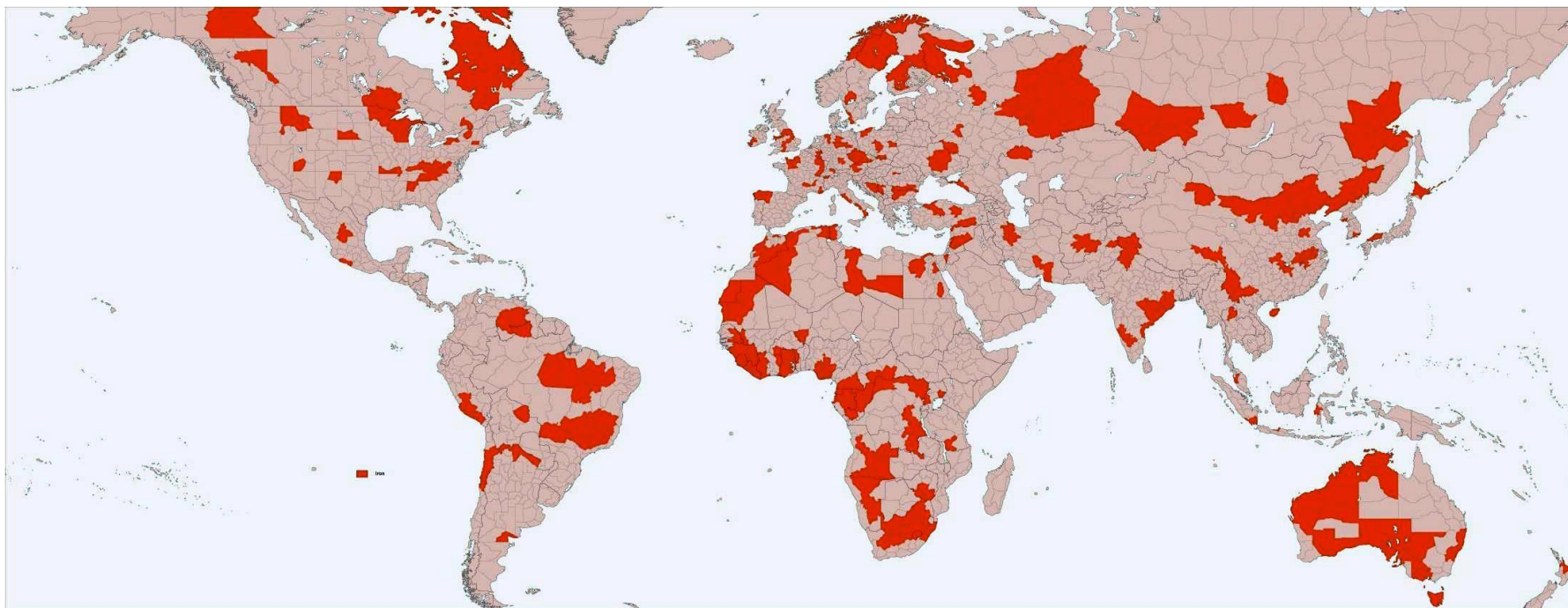


Figure 4. Localisation des principales ressources mondiales de minerai de fer (in Hassan Z. Harraz, 2013)

**CHAPITRE III
MÉTHODOLOGIE**

III. MÉTHODOLOGIE.

Le présent travail a été réalisé en trois phases :

III.1. Phase 1 : Échantillonnage.

Campagne d'échantillonnage et de cartographie géologique des deux sites : Djebel Had (fer oolithique) et Djebel M'Taguinarou Nord (fer hydrothermale et supergène).

Plusieurs missions de terrain ont été effectuées en Mars, Avril, et Mai 2017 sur les deux indices.

III.1.1. Djebel Had.

Au total 32 échantillons ont été prélevés sur le site de Djebel Had (Fig. 5) et ses environs (Thélidjène). 12 échantillons ont été collectés selon un pas d'un (01) mètre dans la roche encaissante et 20 échantillons tous les 50cm au niveau de la minéralisation (Tab. 6).

III.1.2. M'Taguinarou Nord.

49 échantillons ont été recueillis sur le site de M'Taguinarou Nord et ses environs (Fig. 6). 20 échantillons sont été prélevés avec un pas d'un (01) mètre dans la roche encaissante et 29 échantillons tous les 50cm au niveau de la minéralisation (Tab. 7).

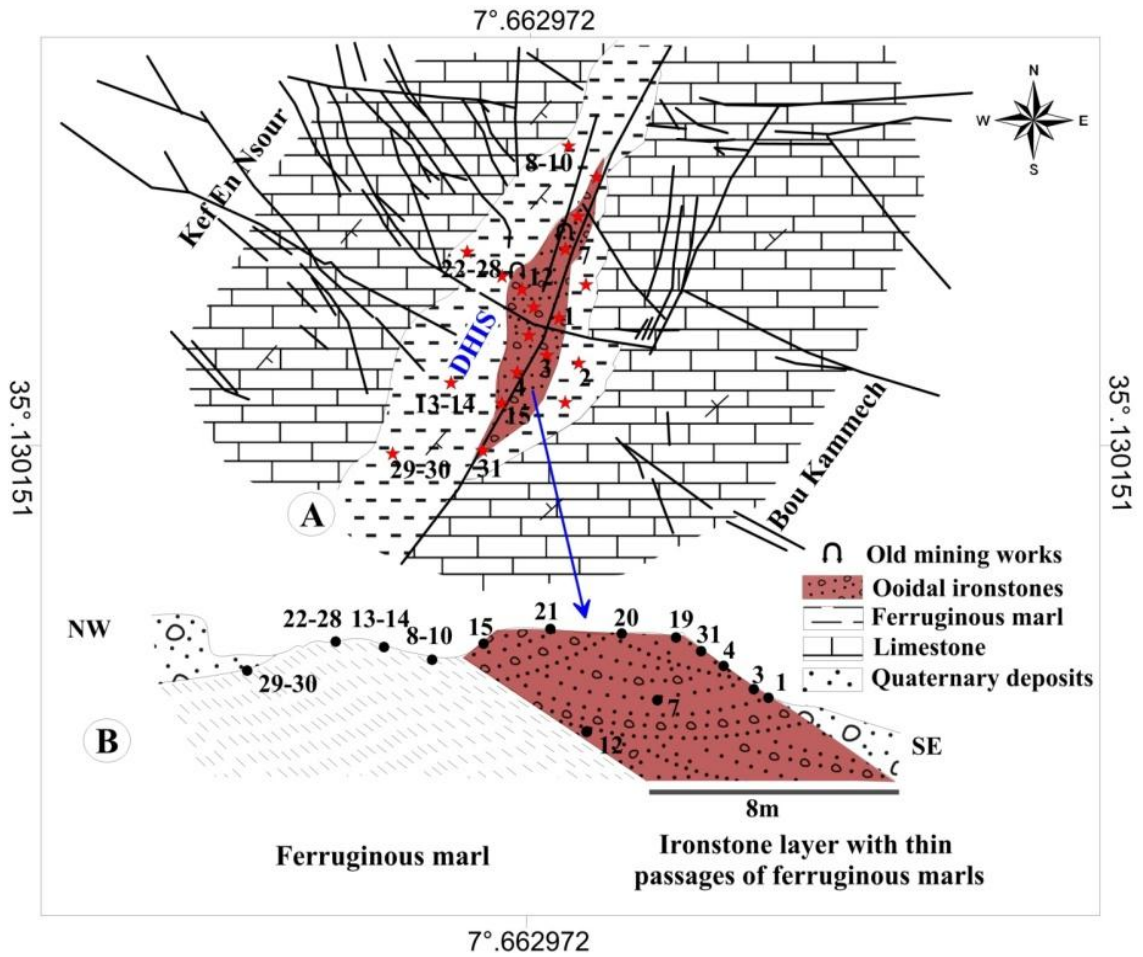


Figure 5. Carte et coupe géologique avec l'emplacement des échantillons prélevés de l'indice de Fer oolithique de Djebel Had.

CHAPITRE III - METHODOLOGIE

Tableau 6. Échantillons étudiés de Djebel Had.

Échantillon	Localisation	Prof (m)	Type de roche	Texture	Oxyde s de fer	Fe-Hy	Sulfures et autres	REE et éléments en trace	Minéraux en traces
					Hém	Goe, Lim			
DHH 01	Affleurement	1.4	Ferrugineuse oolithique	Poreuse, Friable	x	X	Py	-	Pyro, Pie
DHH 02	Affleurement	2	Marnes ferrugineuses	Friable	x	X	-	-	Chl, Cb
DHH 03	Affleurement	-	Quartzique-Ferrugineuse oolithique	Massive, Bréchique	x	X	Py	-	Chl
DHH 04	Affleurement	3	Ferrugineuse oolithique	Massive	x	X	Py	Ce, V	Pyro, Pie
DHH 05-06	Affleurement	-	Marnes ferrugineuses	Friable	-	x	-	-	Chl, Cb
DHH 07	Ancienne galerie	6	Ferrugineuse oolithique	Friable	x	X	Py	Ce, V	Pyro, Pie
DHH 8-10	Affleurement	1.5	marnes ferrugineuses	Rubanée, marron et gris	x	X	-	-	Chl, Cb
DHH 11	Affleurement	1.7	Quartzique-Ferrugineuse oolithique	Altérée, Massive	x	X	-	-	Psi, Cry
DHH 12	Ancienne galerie	8	Ferrugineuse oolithique	Friable	x	X	-	-	Cb
DHH 13-14	Affleurement	2	Marnes ferrugineuses	Friable	x	X	-	Ce, V	-
DHH 15	Affleurement	3	Ferrugineuse oolithique	Friable	x	X	Py		Psi, Cry
DHH 16-18	Affleurement	-	Marnes ferrugineuses	Rubanée, marron et ocre	x	X	-	-	Chl, Cb
DHH 19	Affleurement	-	Ferrugineuse oolithique	Massive, Bréchique	x	X	-	-	-
DHH 20	Affleurement	-	Ferrugineuse	Massive	x	X	-	-	Cb
DHH 21	Affleurement	1.6	Ferrugineuse oolithique	massive, Friable	x	X	-	-	-
DHH 22-28	Affleurement	0.5	Marnes ferrugineuses	friable	x	X	-	-	-
DHH 29-30	Affleurement	-	Marnes ferrugineuses	Rubanée	x	X	Py	-	Chl, Cb
DHH 31	Affleurement	-	Ferrugineuse oolithique	Bréchique	x	X	-	-	-
DHH 32	Affleurement	-	Ferrugineuse oolithique	Friable	x	X	-	Ce, V	Cb

Abréviations minérales : **Goe**-Goethite ; **Hém**-Hématite ; **Lim**-Limonite ; **Cry**-Cryptomelane ; **Ce**-Cérium ; **Psi**-Psilomelane ; **Py**-Pyrite ; **Qz**-Quartz ; **Cb**-Carbonate ; **Pyro**-Pyrochlore, **Pie**-Piémontite ; **V**-Vanadium ; **Chl**-Chlorite.

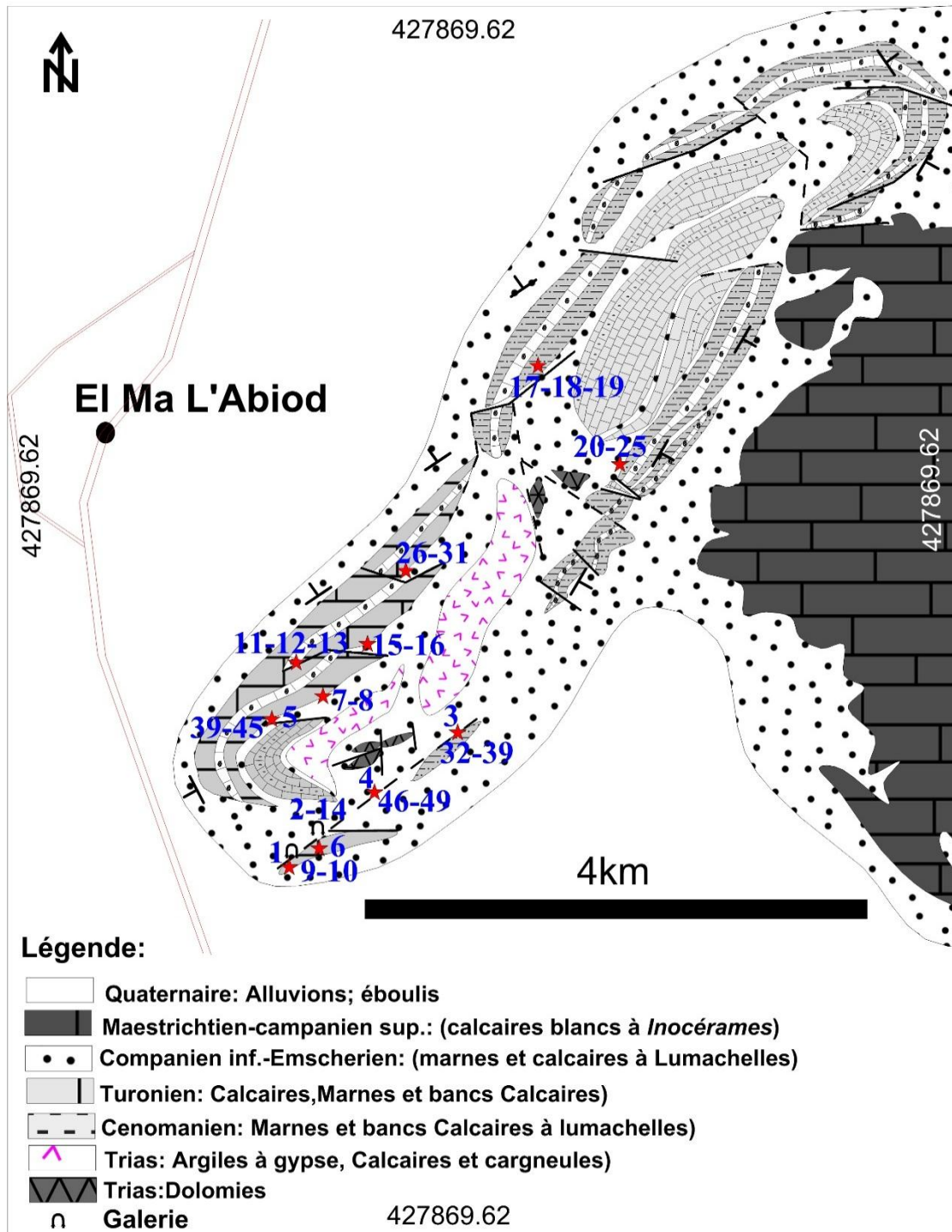


Figure 6. Carte géologique avec l'emplacement des échantillons prélevés de l'indice de Fer M'Taguinarou Nord.

CHAPITRE III - METHODOLOGIE

Tableau 7. Échantillons étudiés de M'Taguarou Nord.

Échantillon	Localisation	Prof (m)	Type de roche	Texture	Oxyde de fer	Fe-Hy	Calcite	REE	Minéraux en traces
					Hém	Goe, Lim			
DHTG 01	Galerie	12	Contact minéralisation/ encaissant	Bréchique/ Dure	X	X	X	-	Ti, Qz, Zn
DHTG 02	Affleurement	1.5	Minerai de fer	Massive/ Dure	X	X	-	-	Cu
DHTG 03		-			X	X	-	-	Cu, As
DHTG 04		1			X	X	-	Ce	Ba
DHTG 05		-			X	X	-	-	Ba, Zn, S
DHTG 06	Galerie	7	Calcaires	Dure	-	-	X	-	-
DHTG 07	Affleurement	-	Minerai de fer	Stockwerk	X	X	-	-	Pb, Zn, U
DHTG 08	Affleurement	1.7	Calcaires	Massive	-	-	X	-	-
DHTG 09	Galerie	12	Calcaires	Massive	-	X	-	-	-
DHTG 10	Galerie	12	Contact minéralisation/ encaissant	Bréchique	X	X	X	Ce	Zn
DHTG11	Affleurement	2	Minerai de fer	Massive	X	X	-	-	-
DHTG12		-		Bréchique	X	X	-	-	Mg
DHTG13		1.5		X	X	-	-	Ag	
DHTG14	Galerie	10	Contact minéralisation/ encaissant	Bréchique	X	-	X	-	Qz
DHTG 15-20	Affleurement	-	Minerai de fer	Massive	X	X	-	-	Kao, Qz
DHTG21		0.5	Minerai de fer	Stockwerk	X	X	-	-	-
DHTG22		-	Minerai de fer	Massive	X	X	X	-	Zn, Ba, U
DHTG 23-28		-	Calcaires	Massive/ dure	-	-	-	-	-
DHTG 29-36		-	Calcaires	+/- dure	-	-	-	-	-
DHTG37		0.2	Minerai de fer	Bréchique	X	X	X	-	Ag
DHTG38		1.3		Massive	X	X	-	-	Ba, Zn, U
DHTG39		-		Bréchique	X	X	-	Ce	Sr, As
DHTG 40-45		-		Bréchique	X	X	X	-	-
DHTG46		0.5		Stockwerk	X	X	-	-	-
DHTG47	1.5	X			X	-	-	Zn, U	
DHTG48	0.8	X			X	-	-	Ba, Zn, S	
DHTG49	-	X			X	-	-	Cu, As	

Abréviations minérales : **Goe**-Goethite ; **Hém**-Hématite ; **Lim**-Limonite ; **Kao**-Kaolinite ; **Mg**-Magnésium ; **Qz**-Quartz ; **As**-Arsenic ; **Cu**-Cuivre ; **Zn**-Zinc ; **S**-Soufre ; **Ag**-Argent ; **Sr**-Strontium ; **U**-Uranium ; **Ce**-Cérium.

III.2. Phase 2 : Préparation des lames minces, sections polies et microscopie.

La préparation initiale des échantillons, pour les diverses analyses, a été effectuée au Laboratoire de Géodynamique et Ressources Naturelles de l'Université Badji Mokhtar d'Annaba (Algérie) et ce pour les différentes méthodes analytiques.

Les échantillons friables de fer oolithique de Djebel Had ont été imprégnés sur résine (Araldite) pour les consolider. Ces échantillons avec ceux de l'indice de M'Taguinarou Nord ont été coupés avec une scie diamantée sous forme de sucres de 2x3 cm de dimensions. Certains échantillons ont été polis en blocs (sections polies) en utilisant du lapidaire avec une poudre de polissage (carbure de silicium) et ce pour l'analyse par MEB a EDS et pour les micro-analyses chimiques élémentaires de surface par EDX destinées pour l'étude métallogénique.

Les sucres restants ont été sciés avec précision de façon à garantir un parallélisme parfait entre les surfaces et à obtenir une épaisseur de 500 à 600 micromètres. Un dispositif d'abrasion au diamant a été utilisé pour polir progressivement le bloc par paliers de 5 à 10 micromètres d'épaisseur jusqu'à ce qu'ils deviennent transparents. Ces échantillons ont fait l'objet d'une étude microscopique de lames minces, réalisée sous lumières polarisée, transmise et réfléchie.

III.3. Phase 3 : Les Différentes méthodes analytiques.

Les études pétrographiques, minéralogiques et géochimiques de la minéralisation basées sur les données des différentes méthodes analytiques sont :

- Lames minces, sections polies et microscopie ;
- Diffraction des rayons X (DRX) ;
- Analyses chimique complètes de la roche entière, y compris des éléments majeurs, en traces et des éléments rares avec spectrométrie de masse à plasma induit couplée à l'ablation laser (LA-ICP-MS) ;
- Analyse d'extraction séquentielle du fer ;
- Micro-analyses chimiques élémentaires de surface par EDX (Energy Dispersive X-ray)

Les analyses minéralogiques, pétrographiques ont été effectuées à la Faculté des Sciences de la Terre et des Océans de l'Université de Cardiff (Royaume-Uni), au Laboratoire de Géologie de l'Université de Miami (Ohio, USA) et au Laboratoire de Géologie de l'Université de Namur (Belgique) sur des sections minces et des blocs polis.

III.3.1. Microscopie.

Cette méthode est utilisée pour étudier et caractériser la minéralisation, ainsi que pour identifier les minéraux, quantifier et déterminer les textures. La majorité des échantillons, prélevés des deux indices ferrifères, se composent de minéraux opaques (Fer) et de minéraux optiquement anisotropes. La microscopie à polarisation joue par conséquent un rôle important dans l'identification et l'étude des échantillons en permettant l'analyse de la forme des grains, de la cristallinité et de la morphologie des minéraux et en aidant à leur identification.

L'étude en lumières optique, transmise et polarisée de plus de 40 sections polies et lames minces, a permis l'identification des cristaux et des grains des minéraux individuellement en utilisant le contraste de différentes phases de la minéralisation. Pour les minéraux opaques (Fer), les méthodes à lumière réfléchie, par exemple en champ clair, champ sombre, DIC (Contraste interférentiel différentiel) ou C-DIC, ont été utilisées pour l'identification de la couleur.

14 échantillons ont été également étudiés, sous un Microscope Électronique à Balayage (JEOL JXA-8600 SUPERPROBE) couplé à un spectromètre à électrons à dispersion d'énergie (EDS), au niveau du Laboratoire de Géologie de Miami (Ohio, USA) et au Laboratoire de Géologie de l'Université de Namur (Belgique).

III.3.2. Diffraction des rayons X (DRX).

Les analyses par diffraction aux rayons X ont été effectuées, au Laboratoire de Géologie de l'Université de Namur (Belgique) sur des échantillons en poudre du minerai et sur des roches encaissantes pour dégager les compositions minéralogiques majeures, mineurs et en traces.

L'appareil utilisé est un diffractomètre automatisé (Philips PW1710), sur la base de : Cuivre ($\text{CuK}\alpha$) avec un rayonnement à 35kV 40 mA°. Pour le traitement et l'identification des minéraux, les logiciels PW1877 APD (version 3.6) et PW1876 PC-Identify (version 1.0b) ont été utilisés.

III.3.3. Analyses chimique complètes de la roche entière, y compris des éléments en traces et des éléments rares avec spectrométrie de masse à plasma induit couplée à L'ablation laser (LA-ICP-MS).

La LA-ICP-MS a été réalisée sur plusieurs blocs polis et sur des échantillons en poudre prélevés des deux indices au niveau du Laboratoire de Géologie de l'Université de Cardiff (Royaume Uni) et au Laboratoire de Géologie de l'Université de Namur (Belgique), en ciblant en particulier la minéralisation ferrifère, polymétallique et les minéraux de la gangue.

Le système LA-ICP-MS comprend un système Laser New Wave Research UP213, couplé à un système Thermo X Séries 2 ICP-MS. Le laser a été utilisé à une fréquence de 10 Hz avec une énergie d'impulsion d'environ 5 mJ pour un faisceau de 80 μm de diamètre à l'aide de lignes tracées perpendiculairement à la superposition et à une vitesse de déplacement de 26 microns s⁻¹.

Les échantillons ont été analysés en mode d'analyse résolue dans le temps (TRA), en utilisant des temps d'acquisition compris entre 300 et 350 secondes, comprenant un deuxième flan gazeux de 20 secondes, 270 à 320 secondes d'ablation et 10 secondes de lavage. La suite complète des isotopes analysés était la suivante : ²³Na, ²⁵Mg, ²⁷Al, ²⁹Si, ³¹P, ³²S, ³⁹K, ⁴⁴Ca, ⁴⁷Ti, ⁵¹V, ⁵³Cr, ⁵⁵Mn, ⁵⁷Fe, ⁵⁹Co, ⁶⁰Ni, ⁶⁵Cu, ⁶⁶Zn, ⁷¹Ga, ⁷⁵As, ⁷⁷Se, ⁸²Se, ⁸⁵Rb, ⁸⁸Sr, ⁸⁹Y, ⁹⁰Zr, ⁹³Nb, ¹⁰⁷Ag, ¹¹⁸Sn, ¹²¹Sb, ¹²⁵Te, ¹³³Cs, ¹³⁷Ba, ¹³⁹La, ¹⁴⁰Ce, ¹⁴¹Pr, ¹⁴⁶Nd, ¹⁴⁷Sm, ¹⁵³Eu, ¹⁵⁷Gd, ¹⁵⁹Tb, ¹⁶³Dy, ¹⁶⁵Ho, ¹⁶⁶Er, ¹⁶⁹Tm, ¹⁷²Yb, ¹⁷⁵Lu, ¹⁷⁸Hf, ¹⁹⁷Au, ²⁰⁸Pb, ²³²Th and ²³⁸U. Les temps variaient de 2 millisecondes pour les éléments majeurs et à 35 millisecondes pour les éléments mineurs et terre rare. La soustraction à blanc a été

réalisée à l'aide du logiciel Thermo Plasmalab avant l'exportation des données résolues en temps voulu vers Excel.

- Normalisation des valeurs de l'LA-ICP-MS.

Après avoir obtenu des résultats des analyses pour chaque élément, les données sont normalisées pour référencier les valeurs. Le choix de la norme de normalisation appropriée n'est pas simple dans les analyses géochimiques et dépend du type de roche et surtout des processus à étudier. Dans notre cas, étude d'une minéralisation ferrifère, les données élémentaires majeures et en traces sont normalisées par rapport à l'UCC "Upper Continental Crust" de Taylor et McLennan (1985) et les valeurs des terres rares REE sont normalisé par rapport au PAAS "Schiste Australien Post-archéen " (Taylor et McLennan, 1985).

III.3.4. Analyse d'extraction séquentielle du fer.

L'extraction séquentielle du fer a été réalisée sur des poudres d'échantillons clés, pour déterminer les conditions de dépôt "Redox", en utilisant la méthode de Poulton et Canfield (2004, 2011) et Chi Fru et al. (2018). Elle a été mise en œuvre au niveau du Laboratoire de Géologie de Université de Cardiff (RU). Le protocole d'extraction séquentielle du fer consiste en la séparation du fer hautement réactif associé à des carbonates de fer, de l'oxy-hydroxyde de fer et de pyrite, du fer peu réactifs dans les silicates, du fer non réactifs dans les silicates et du fer total (Poulton et Canfield, 2011).

III.3.5. Les micro-analyses chimiques élémentaires de surface par EDX (Energy Dispersive X-ray).

Les micro-analyses "EDX", effectuées au LGU de Miami (USA), ont permis d'obtenir de nombreuses photos, avec des grossissements variables (373x, 842x, 418x, 401x, 1220x, 358x, 319x, 1.22Kx, 1.30Kx, 1.68Kx, etc. ...) sur des endroits sélectionnés en fonction de vues préférentielles.

Vingt photos (20) ont été prises sur 10 blocs polies de la minéralisation, soit un total de deux cents (200) images traitées par la suite via le programme "Aphelion". Ce dernier donne le nombre de pixels présents dans chaque élément chimique. Une moyenne est ensuite calculée pour chaque bloc polie pour donner la concentration de chaque élément dans la minéralisation (Fig.7).

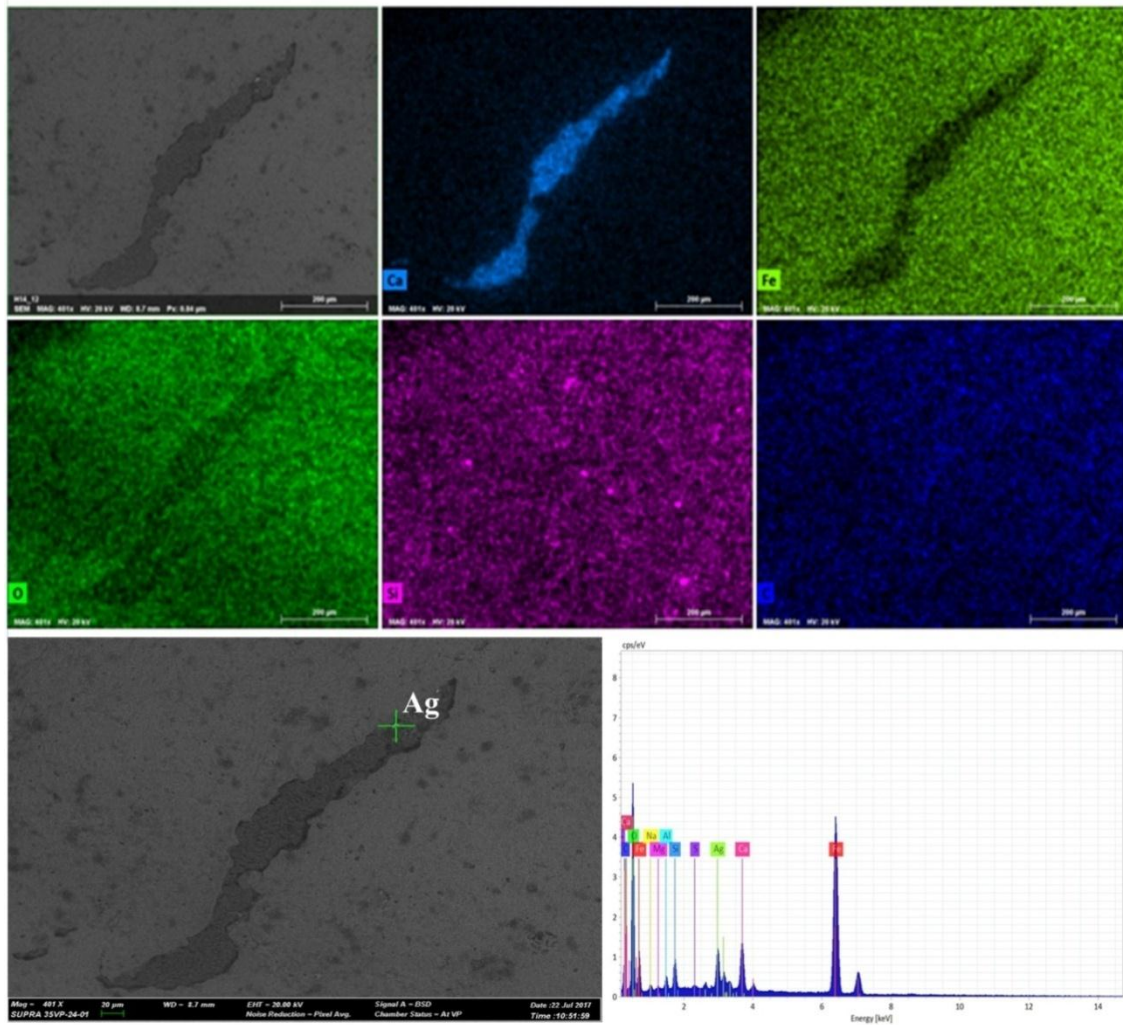


Figure 7. Cartographie élémentaire au MEB à EDX d'un échantillon composée d'oxy-hydroxyde de fer. Image MEB (en électrons rétrodiffusées) et répartition du fer (**Fe**), Calcium (**Ca**), Oxygène (**O**), Silice (**Si**), Carbone (**C**), Argent (**Ag**).

CHAPITRE IV
GÉOLOGIE DES MONTS DES NEMENCHAS
(ATLAS SAHARIEN ORIENTAL)

IV. GÉOLOGIE DES MONTS DE NEMENCHAS (ATLAS SAHARIEN ORIENTAL).

IV.1. Situation géographique.

La zone d'étude fait partie des **Monts des Nemenchas** dans l'Atlas Saharien Oriental (Confins algéro-tunisiens) à l'extrême Nord-Est de l'Algérie. (Fig. 8 et 9).

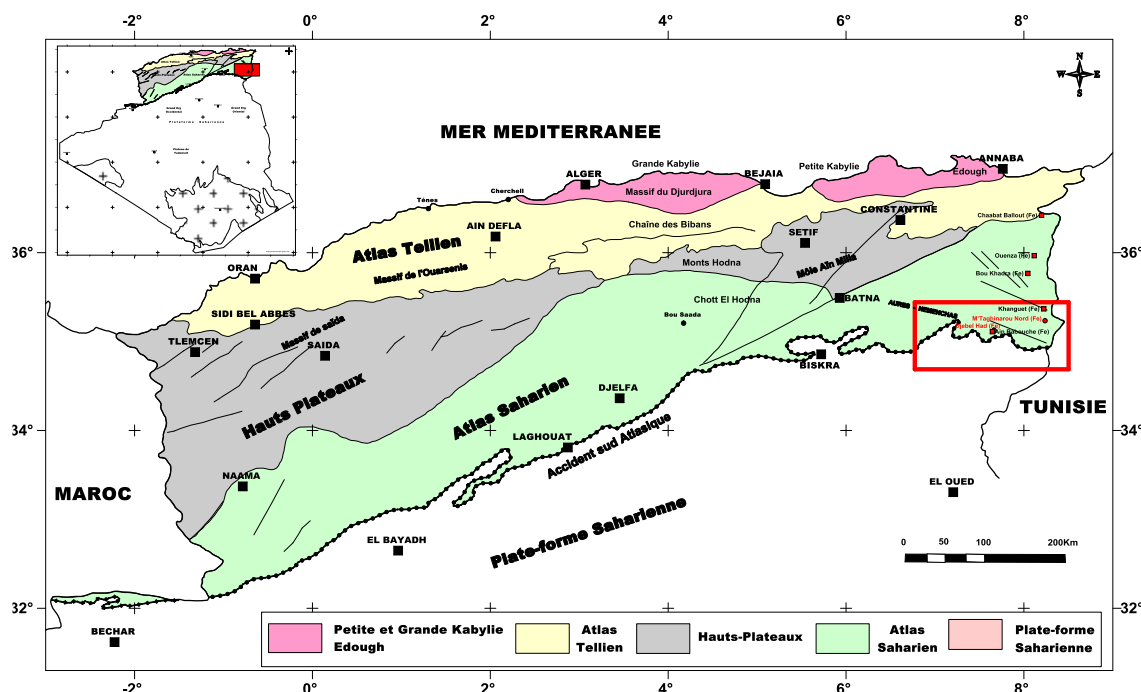


Figure 8. Carte des grands domaines géologiques du Nord de l'Algérie avec l'emplacement des deux indices de fer étudiés.

Les Monts des Nemenchas sont caractérisés par des alignements SO-NE et leurs forts retombés sur le versant sud. Ces Monts sont constitués par Djebel Azmor (1500 m), Djebel Dyr (1472m), Djebel Kmakem (1277m) et Djebel Onk avec 1358m.

Cette région englobe un réseau hydrographique avec des écoulements saisonniers (bas) : Oued Bhiret Mechtel, Oued Guersas, Oued Thélidjène, Oued El Ma Labied, Oued Chéria et Oued Guersas. On y trouve aussi, l'écluse du bassin versant de Oued El Kébir et Oued Safsaf et également des dépressions du côté de Djebel Nemamcha et Djebel Darmoun.

Le climat dans les Monts des Nemenchas et des régions avoisinantes se distingue par quatre (04) étages bioclimatiques (N. Kabbout, 2017) :

- Le Semi-aride supérieur (400 à 500 mm/an) : très peu étendu, il ne couvre que quelques îlots limités aux sommets de quelques reliefs (Djebel Serdies et Djebel Bouroumane) ;
- Le Semi-aride (300 à 400 mm/an) : représenté par les sous-étages frais et froid et couvre toute la partie Nord de la wilaya de Tébessa ;

CHAPITRE IV - GEOLOGIE DES MONTS DES NEMENCHAS

- Le Sub-aride (200 à 300 mm/an) : il couvre les plateaux d'Oum Ali, Saf Saf El Ouessera, Thélijdène et Bir El Ater ;
- L'Arde ou le Saharien doux (- 200mm/ an) : Il commence et s'étend au-delà de l'Atlas Saharien et couvre les plateaux de Négrine et Ferkane.

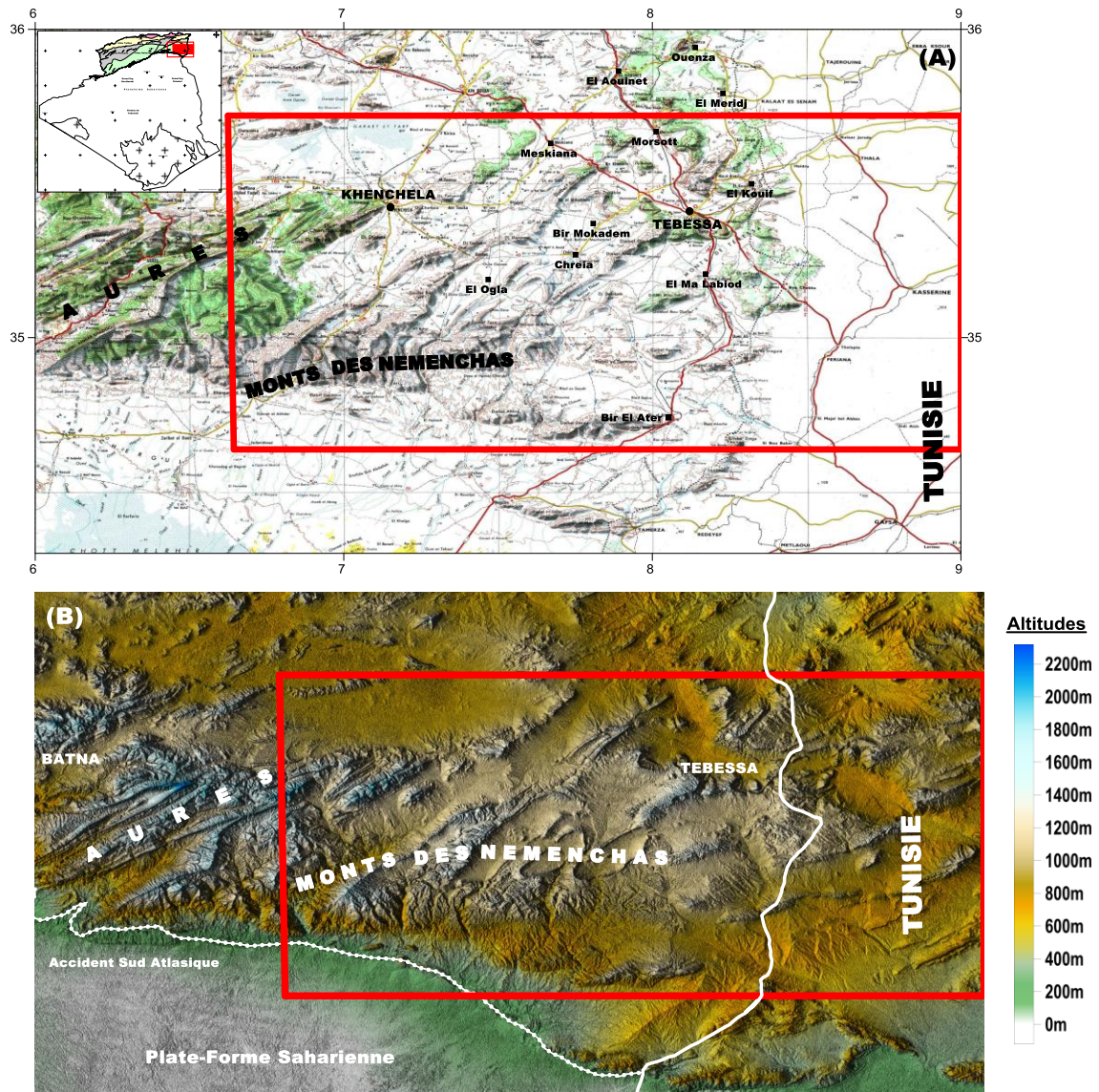


Figure 9. (A) Situation géographique des Monts des Nemenchas. Extraite de la carte topographique de Tébessa au 1/500 000 (NI-32-NO), (B) Modèle Numérique de Terrain de la région des Monts Aurès-Nemenchas.

IV.2. La litho-stratigraphie.

Les Monts des Nemenchas sont caractérisés par des formations méso-cénozoïques et de dépôts quaternaires épicontinentaux et continentaux analogues à ceux des Monts du Mellègue dans les confins algéro-tunisiens. Leur épaisseur peut atteindre les 6000m (Ballais, et Benazzouz 1994).

On distingue de bas en haut :

IV.2.1. Trias.

Ce sont les formations les plus anciennes connues à l'affleurement dans la région. Il est représenté par des argiles bariolées, de marnes, de grés micacés et de gypse emballant des blocs rocheux insolubles de dolomies noires, des cargneules et des ophites (Dubourdiou, 1956).

Dans la zone d'étude, les terrains triasiques occupent les cœurs des structures anticlinaux sous forme de diapirs, composés de masses argilo-gypseuses avec quelques lambeaux de dolomies (J. M. Vila et A. Charrière, 1993). La puissance des formations triasiques n'est pas déterminée.

IV.2.2. Jurassique.

Dans les Monts des Nemenchas, J.M.Vila et al. (1993) ont mis en évidence un affleurement unique des formations d'âge Jurassique situé à l'Est du diapir du Hameima Meskhouta au Sud de Tébessa. Il a été qualifié de calcaire turbiditique à Aptychus et rapporté au Jurassique supérieur (CFP-Total, 1978, in F. Ben Tahar, 2010).

Le Jurassique se manifeste par un ensemble de dépôts bien organisés. On a du bas en haut :

- Un faciès gréseux fin en petits bancs gris passant rapidement vers le haut à des calcaires gréseux à cassure grise, bleu et à passées gréseuses qui présentent plusieurs slumps ;
- Une série aussi fortement slumpée incluant des blocs calcaires de taille variée (graviers, galets,...) ;
- L'ensemble se termine par des calcaires marneux à débit en frites recouvert d'un hard-ground à empreintes d'ammonites indéterminables (Aptychus, Bélemnites).

L'ensemble de ces affleurements est daté du Jurassique moyen (J.M. Vila, 1993).

IV.2.3. Crétacé.

IV.2.3.1. Aptien.

L'Aptien inférieur à moyen se manifeste par des calcaires massifs et des dolomies. Ces calcaires sont souvent oolitiques ferrugineux. A la base et sur toute sa moitié l'assise est à prédominance dolomitique admettant des passées de calcaires. Son épaisseur atteindrait 400m.

L'Aptien supérieur est marqué par des calcaires massifs gris et roux à intercalations de marnes de calcaires métriques riches en Orbitolines. On y observe une série clansayésienne avec des couches de calcaires massifs, gris à débris d'huîtres et oolites. Au sommet de cette série les calcaires deviennent lumachelliques à passages gréseux (M. G. Durozoy, 1956).

IV.2.3.2. Albien.

Dans les Monts des Nemenchas, il est représenté par une épaisse série marneuse de 485m (Dubourdiou, 1956). Il est caractérisée de bas en haut, par des marnes argileuses, brunes riches en Gastéropodes, des calcaires noirs à Bélemnites à intercalations marneuses ; des argiles, des marnes noires bitumineuses à Bélemnites et de nombreuses empreintes d'Ammonites et de minces intercalations marno-calcaires.

Dans la région de Thélidjène, l'Albien inférieur est représenté par quelques mètres de calcaires noduleux ou brèchiques, affleurant sur les versants Nord et Sud de Hameima Meskouta. Ces formations sont surmontées par des calcaires marneux en petits bancs (10 à 20 m) à cassure sombre alternant avec des marnes grises datées de l'Albien moyen à supérieur. Au sommet de la série, les micrites s'enrichissent en foraminifères, notamment avec *Pithonella Ovalis KAUF et Sphaerica. KAUF*, marquant le passage vers le Vraconien (J.M. Vila, 1992).

Le passage Albien supérieur -Vraconien dans la région, se manifeste par des calcaires et des marno-calcaires gris en plaquettes et en petits bancs avec de rares couches de marnes brunes. Ces formations renferment de nombreuses Bélemnites et des empreintes d'Ammonites (M. G. Durozoy, 1956).

IV.2.3.3. Vraconien.

Il coïncide avec une transgression marine générale qui a engendré 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 de 500 à 600 m d'épaisseur (Dubourdiou, 1956).

IV.2.3.4. Cénomaniens.

La série cénomaniens dans les Monts de Nemenchas est représentée par une puissante formation de marnes argileuses verdâtres (750-1100m de puissance). Cette série marneuse renferme de rares bancs calcaires à faune plus au moins abondante et de veinules de calcite fibreuse.

Le Cénomaniens terminal est marqué par le changement brutal du milieu de sédimentation et l'absence de fossiles. Les marnes argileuses sont remplacées par des couches chargées en carbonates témoignant d'un milieu type " mer chaude".

IV.2.3.5. Turonien.

Dans la zone d'étude, J. M. Vila (1993) distingue de la base vers le sommet du Turonien :

- une alternance (18m) de calcaire gris clair à gris-blanc en petits bancs et des calcaires en plaquettes par fois feuilletées avec des joints marneux jaunes-verdâtres. Les premiers bancs calcaires contiennent des nodules ferreux avec quelques empreintes d'Ammonites souvent écrasées (des *Acanthécératidès*, *Placenticeras cf.*, *Syrtale (Mort.)*, *Hopilitoides gibbosulus SOLG...*) ; suivie d'environ 20m de bancs calcaires, gris clair à gris-blanc en plaquettes, parfois feuilletées avec des joints marneux jaunes-verdâtres ; puis des marnes gypseuses verdâtres riches en foraminifères planctoniques, benthiques et à Ostracodes. L'épaisseur de cette formation est d'environ 30m. L'ensemble est attribué au Turonien inférieur.
- On distingue, un Turonien moyen avec une épaisseur d'environ 22m. de marnes jaunes verdâtres surmontées par des intercalations en bancs néritiques de calcaires noduleux gris à bivalves, parfois lumachelliques et des Huîtres.
- un Turonien supérieur représenté par environ 10m de marnes gris-verdâtres riches en foraminifères planctoniques [*Marginotruncanacf.*, *Renzi (GAND)* et *Dicarinelle cf.*, *Hagni (SCHEIBNEROVA)*] avec quelques formes benthiques *Lituolidea*, *Ostrocodes*.

IV.2.3.6. Coniacien-Santonien (Sénonien inférieur).

Il est représenté par une puissante série (635m) de marnes gypseuses, gris-verdâtres à jaune-verdâtres et un banc de calcaire noduleux à lamellibranches.

IV.2.3.7. Campanien-Maestrichtien (Sénonien supérieur).

On a une barre calcaire de 150 à 200m d'épaisseur, commençant par des calcaires finement lités en plaquettes, 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. Dans ces derniers, les débris coquilliers sont abondant : Bivalves (parmi lesquels de nombreux Inocérames), Echinodermes, Bryozoaires chilostomes, Tubes d'annélides. (J.M. Vila 1993).

La microfaune déterminable est rare. Au sommet de la série apparaissent des faciès de plate-forme à nombreux *Omphalocyclus macroporus (LMK)* et à *Goupillaudina sp.*, puis un hard-ground sommital très constant, particulièrement spectaculaire au Djebel Dehar. Les faciès fins qui les accompagnent, en bancs minces ou en remplissages, livrent de nombreuses *Bonetocardiella maestrichtiensis*. (J.M. Vila 1993)

La Barre calcaire du Campanien est bien développée dans la partie Sud-Est des Monts des Nemenchas. Il s'agit d'une barre très régulière, épaisse de 50m environ. Elle débute par 4 à 5m d'un conglomérat brèchique, monogénique et grossier. Son ciment est micritique à grandes *Globotruncana coniques*, *Hedbergella sp.*, *Heterohelicidae*; ses galets sont sparitiques à *Orbitoides media* et *Siderolites vidali* *douv.* Au-dessus se succèdent de grosses barres à patine fauve et cassure

jaunâtre d'intra-sparites et d'intra-micrites parfois grossières à abondants débris et toujours à nombreux *Orbitoides media* et *Siderolites vidali*. Il s'agit du Campanien franc à supérieur. (J.M. Vila 1993).

IV.2.4. Paléogène.

IV.2.4.1. Paléocène.

Il est marqué par d'importantes variations des épaisseurs de dépôts : entre 20 et 30m dans les flancs Nord des montes des Nemenchas et entre 60 et 120m dans celles du Sud. Il s'agit de calcaires blancs micritiques et lités qui s'intercalent avec des couches phosphatées dans les niveaux supérieurs de cet étage.

IV.2.4.2. Éocène.

Dans les Monts des Nemenchas, il se manifeste par une puissante série de plus de 200m de calcaires massifs à silex, grossièrement lités à Nummulites.

IV.2.5. Néogène.

IV.2.5.1. Miocène.

Il s'agit de formations marines transgressives, sous forme de conglomérats siliceux et d'une série argilo-sableuse rouge à éléments carbonatés, reposant en discordance sur les terrains plus anciens.

IV.2.5.2. Pliocène.

Il se manifeste par des argiles rouges, des conglomérats et des sables quartzeux. Ces formations sont compactes et peuvent renfermer du bois fossilisé peu silicifié.

IV.2.6. Quaternaire.

Il s'agit des dépôts clastiques, spécifiques des milieux continentaux, recouvrant les pentes et remplissant les dépressions et formant les terrasses alluviales. Du plus ancien au plus récent, on a : des croûtes calcaires, des cailloutis et des poudingues, des éboulis et des brèches de pentes et des terrasses alluviales. Généralement, on regroupe les formations quaternaires et pliocènes sous un étage unique "Plio-quaternaire". Ces dépôts continentaux s'accumulent dans les parties basses des reliefs.

IV.3. Cadre structural des Monts des Nemenchas.

Les Monts des Nemenchas sont caractérisés par une tectonique complexe polyphasée. Cette tectonique se matérialise par des plissements et une fracturation très intense.

IV.3.1. Les accidents compressifs (Les plissements).

Dans le système des Monts des Nemenchas, les plissements sont orientés selon les directions NE-SO, E-O et NE-SO à E-O :

- Les plis de direction NE-SO ont été reliés au raccourcissement NO-SE fini-éocène ou phase Atlasique (Laffite, 1939 ; Vila, 1980 ; Aissaoui, 1984 et Kazi Tani, 1986). Cette période correspond à un stade majeure d'inversion tectonique initié dans les grabens triasico-liasiques. Les travaux récents montrent que cette inversion a débutée au Maestrichtien (Herkat et Guiraud, 2006).
- Les plis de direction ENE-OSO à E-O, affectant les séries villafranchiennes correspondent à la phase post-pliocène décrite dans les Monts des Nemenchas (Aissaoui, 1984 et Kazi Tani, 1986). Ils sont engendrés par un raccourcissement Nord-Sud.

La structure actuelle en plis coffrés NE-SO à E-O aux abords de l'Accident Sud Atlasique (Monts de Négrine), ainsi que les fracturations NNE-SSO, NO-SE, NE-SO, E-O et N-S sont le résultat d'une phase majeure compressive atlasique qui a affecté cette région à l'Éocène d'Ouest en Est. Cependant, d'autres phases orogéniques sont également identifiées et elles sont antérieures ou postérieures à cette phase atlasique éocène (Tab. 8 et Fig. 10).

IV.3.2. Les accidents distensifs cassants Nord-Sud.

La phase distensive mio-pliocène est marquée par la genèse des fossés d'Oulad Soukies, de Foussana-Kasserine et du bassin d'EL Ma Labiod. Tous les fossés d'effondrement recoupent des structures atlasiques fini-lutésiennes comblés par des dépôts plio-quaternaires d'après Dubourdiou (1956).

CHAPITRE IV - GEOLOGIE DES MONTS DES NEMENCHAS

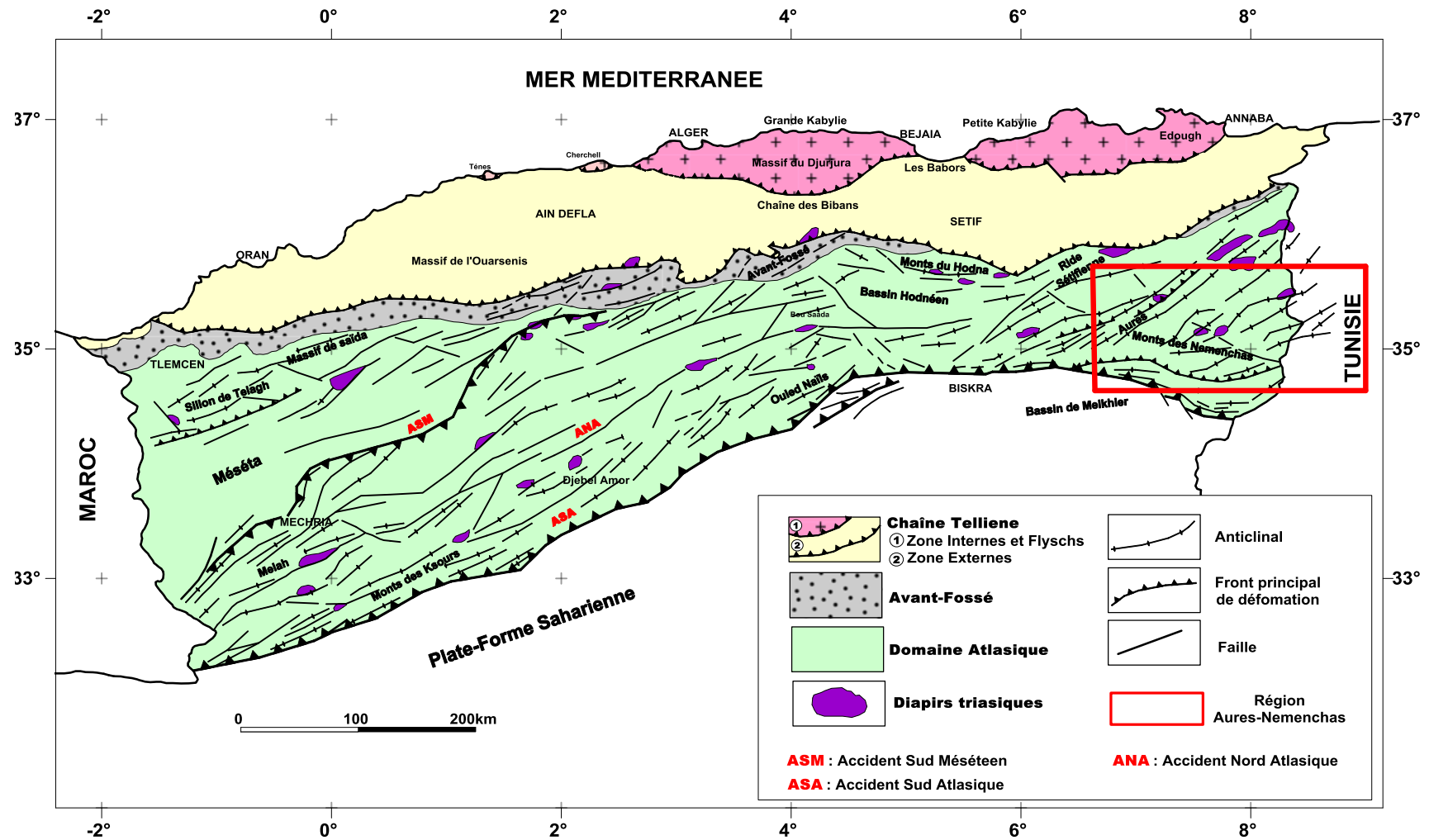


Figure 10. Schéma structural du Nord de l'Algérie (Bracène et al., 2002).

CHAPITRE IV - GEOLOGIE DES MONTS DES NEMENCHAS

Tableau 8. Synthèse des phases orogéniques affectant l'Atlas Saharien.

Étages	Phases	Manifestations
Mésozoïque	Néo-cimmérienne (Berriasien moyen)	Phase anté-néocomienne selon Durand Delga (1949) . Elle affecte l'Atlas Saharien (Kazi Tani, 1986) et la Plate-Forme Saharienne (Conrad, 1970-1980) donnant lieu à des plis concentriques droits orientés N110-N120. Les structures résultantes ne sont que localement.
	Autrichienne (Aptien et Albien moyen)	Engendre des plis de directions différentes et se traduit par des structures plissées NO-SE dans les confins algéro-tunisiens (Kazi Tani, 1986). C'est une phase de raccourcissement E-O, matérialisée par des jeux inverses sur des failles et des décrochements de NE-SO et des plis N-S (Boudjema, 1987).
	Laramienne (Turonien terminal - Sénonien)	En régime distensif (structures syn sédimentaires distensives à Khenchla), elle a donné lieu à des plis NO-SE et des failles NE-SO ou ENE-OSO dans l'Atlas Saharien, (Kazi Tani, 1986).
Cénozoïque	Pyrénéenne (fini Éocène)	Correspond à la phase Atlasique compressive N120 à N150, liée à la fermeture de la Tethys occidentale. Elle engendre la collision entre la partie Orientale de l'Alboran et la marge Africaine tellienne. Elle génère de grands plis NE-SO (anticlinaux de Hamimat et de Dj. Doukkane) à ENE-OSO (anticlinaux des Djebels. Boudjellal, Bottena, El Onk, Kmakem et Abiod) et une fracturation parallèle ou oblique aux structures anticlinales E-O, NO-SE, ONO-ESE (Kazi Tani, 1986 ; D. Bureau, 1986 et R. Guiraud, 1990) ainsi que des re-jeux en failles inverses sur les directions NE-SO et ENE-OSO (Boudjema, 1987).
	intra Néogène	Se manifeste dans les Aurès, en donnant lieu à un effondrement du bassin lié aux jeux des décrochements et des failles normales (Kazi Tani, 1986). Les déformations résultantes sont des mouvements verticaux de vaste étendue, des discordances et des compressions qui engendrent un soulèvement par saccades successives du massif des Aurès. Elles sont produites durant le Miocène inférieur et moyen et se poursuivent jusqu'au Miocène terminal où on a une surrection des Aurès à la suite d'une compression au niveau de la marge septentrionale de l'Afrique du Nord.
Plio-Quaternaire		Génère des plis E-O et des failles ENE-OSO dans la région méridionale de l'Atlas Saharien (Burollet, 1956). D'autres Auteurs décrivent des phases bien distinctes au cours de cet intervalle.
	Finis Pliocène	Décrite comme étant aussi importante que la phase Atlasique en engendrant des plis et des fractures ENE-OSO et des plissements E-O (Kazi Tani, 1986 et R. Guiraud, 1990).
	Quaternaire distensive	Forme des grabens subméridienne (Kazi Tani, 1986). Boudjema (1987) a décrit une phase post-villa-franchienne compressive N-S qui s'exprime entre Biskra et Négrine.

IV.4. L'évolution paléogéographique des Monts des Nemenchas.

L'évolution paléogéographique des Monts des Nemenchas débute au Trias. Cette période est marquée par le dépôt d'une puissante série de formations salifères et argilo-gypsifères dans les bassins lagunaires et lacustres (Chevenine et al, 1989), surmontée par des calcaires noirs stratifiés en intercalations résultants d'une légère transgression au Trias moyen (Dubourdiou, 1956).

Une transgression marine se manifeste à l'Aptien supérieur. Elle est caractérisée par des dépôts de mer peu profonde, une sédimentation carbonatée de type plate-forme avec une subsidence plus importante au Nord qu'au Sud à laquelle succède une phase régressive selon Dubourdiou (1956).

Une lacune est observée durant tout le Jurassique en raison de la rareté des affleurements.

Le Crétacé inférieur est connu par une sédimentation de roches dolomitiques et de calcaires dolomitiques d'une mer peu profonde régressive jusqu'à l'Aptien inférieur.

Dès l'Albien moyen une nouvelle transgression marine se manifeste. On y signale, selon Burollet (1956), une réapparition des faciès terrigènes calcaire-argileux et l'enfoncement de la plate-forme durant la fin de l'Albien et le début du Cénomaniens avec l'arrivée d'une mer épi-néritique.

Une régression marine opère au Turonien donnant lieu à une sédimentation de plate-forme de type récifal.

Au Crétacé supérieur (Sénonien), on a encore une transgression marine. Durant cette période, la mer s'étend vers le Sud tout en restant très néritique et s'approfondit vers le Nord où il se forme de puissantes séries marneuses avec des intercalations calcareuses.

À partir de l'Éocène moyen, des épisodes d'émersion, accompagnés d'un soulèvement régional suivis de périodes d'érosions qui ont affecté des surfaces de plus en plus importantes jusqu'à la fin de la transgression du Miocène marin (Perthuisot et al, 1999).

Les formations plio-quadernaires occupent une importante aire géographique. Elles sont représentées par des faciès continentaux (Othmanine, 1987).

CHAPITRE V

**INTERPRÉTATION DES DONNEES ET
PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE
LA MINÉRALISATION DE DJEBEL HAD**

V.1. Contexte géologique de l'indice ferrifère de Djebel Had.

V.1.1. Situation géographique.

L'indice de fer oolithique de Djebel Had, fait partie des Monts des Nemenchas (Atlas Saharien Oriental). Il se situe à 68 km au Sud-Ouest de la ville de Tébessa et à 21 km au Sud Sud-Ouest du Chef-lieu de la Daïra de Chéria (Fig. 11). D'après le découpage administratif national de 1984, cet indice fut attribué en mi-partie aux Communes de Thélijdène (9 km au Sud-Est) et d'El Ogla (25 km au Nord-Ouest).

Il est à noter que le gisement de phosphates de Djebel Onk se trouve à environ 60 km au Sud-Est de l'indice ferrifère de Djebel Had.

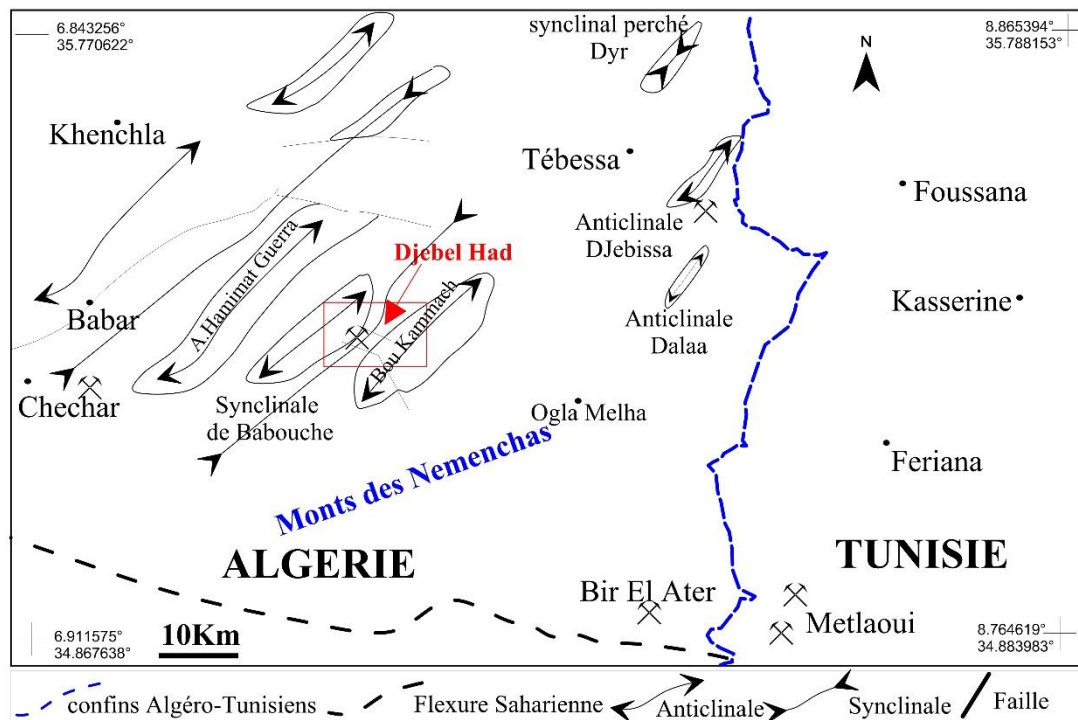


Figure 11. Carte structurale simplifiée de l'Atlas Saharien Oriental, avec la localisation de l'indice ferrifère de Djebel Had (Diab et al. 2020).

L'indice de fer oolithique de Djebel Had est situé sur le flanc Nord-Ouest du synclinal de Babouche à Kef En Nsour. Il s'agit d'une structure, orientée NNE-SSO, d'environ 11km de longueur et de 3km de largeur. Elle est représentée par des assises, constituées essentiellement de calcaires, marnes et grès, d'un âge allant du Crétacé jusqu'à l'Éocène moyen (Fig. 12).

V.1.2. Stratigraphie de l'indice ferrifère de Djebel Had.

On y rencontre du bas en haut :

V.1.2.1. Trias.

On trouve les formations triasiques sous forme de diapir dans les cœurs des deux anticlinaux au niveau de Hamimat Meskouta et de Hamimat Guibeur (fig.12). Elles se manifestent par des gypses de couleurs vives, des argiles bariolées, des cargneules et des dolomies micritiques rubanées sombres.

Il s'agit clairement d'une masse diapirique à contour elliptique. Dans ce diapir, le fluage dans les gypses versicolores, dessine, à l'échelle métrique ou décamétrique, des figures de draperies à plis sub-verticaux (Curtain folds). Ces derniers, sont des figures classiques dans ce genre de structures (Jackson et al., 1986).

V.1.2.2. Jurassique.

On trouve, exceptionnellement, le Jurassique moyen à l'Est du diapir de Hamimat Meskouta sous forme d'un paquet calcaire reposant sur les gypses. Ce dernier a été, en premier lieu, rapporté au Jurassique supérieur sous le nom de "calcaires turbiditiques à Aptychus" (CFP-TOTAL, 1978). Vila et al., (1992), signalent, également, un affleurement bien daté du Jurassique moyen dans le diapir de Hamimat Guibeur.

Dans les deux cas, il s'agit d'un ensemble bien organisé d'une soixantaine de mètres d'épaisseur et avec un plongement vers le Sud Sud-Est. À sa base se situent des faciès gréseux fins en petits bancs gris, passant rapidement vers le haut à 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, également, fortement slumpée, incluant des blocs calcaires de taille variable (du gravier à 70cm) à aspects de débris-flow. Les galets montrent des indices (craquelures des cortex siliceux) d'un allongement post-diagénétique de direction N60, d'environ 10 à 15%. (Vila et al., 1993).

V.1.2.3. Crétacé supérieur - Paléocène inférieur.

La base de cette formation correspond au Crétacé supérieur. Cette formation est essentiellement marno-calcaire avec deux barres calcaires séparées par une épaisse couche marneuse. Elle affleure dans tout le secteur d'étude, sauf au Nord-Ouest de la partie centrale où elle est partiellement masquée par les éboulis. D'autre part, elle se repère facilement grâce au relief imposant qu'elle forme. En effet, elle forme deux crêtes parallèles séparées par une dépression.

En fonction de la nature lithologique, on peut distinguer trois membres. On a, du bas en haut :

CHAPITRE V - INTERPRÉTATION DES DONNÉES ET PROPOSITION DES MODÈLES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE DJEBEL HAD.

- **Membre inférieur** : Une barre calcaire de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Celle-ci forme les crêtes les plus élevées à Drâa El Melah. Ailleurs, elle forme d'importantes falaises (à Kef En Nsour et à Bou Kammech). Il s'agit de calcaires durs gris à gris clair, en cassure et à patine brunâtre.
- **Membre moyen** : Une épaisse couche marneuse de 70 à 100m d'épaisseur. Il s'agit de marnes gypseuses, de couleur verdâtre à jaunâtre, surmontant en continuité les calcaires du membre inférieur. A la base de ces marnes, s'observent des intercalations de petits niveaux décimétriques de calcaires marneux.
- **Membre supérieur** : Avec environ une quarantaine de mètres, il est formé essentiellement d'une barre calcaire surmontant en continuité les marnes du membre moyen. Ce sont les calcaires qui forment les crêtes de Kef En Nsour, Djebel Bou Kammech et Djebel Dehar. Ces calcaires sont durs, massifs, parfois se débitant en bancs métriques. Leur couleur est grise à gris clair ; superficiellement, ils sont légèrement brunâtres sous l'effet de l'altération météorique.

V.1.2.4. Paléocène-Yprésien inférieur.

Le Paléocène-Eocène inférieur, non différencié, débute juste au-dessus des calcaires du membre supérieur de la formation de Kef En Nsour. Ces derniers sont, en effet, surmontés par une vingtaine de mètres de marnes à intercalation de calcaire et de silex et d'un niveau richement phosphaté. À noter que, c'est au Paléocène-Eocène que se sont formés les importants dépôts phosphatés des confins algéro-tunisiens.

V.1.2.5. Yprésien moyen -Lutétien.

Il se manifeste par deux à trois niveaux lumachelliques et quelques petits bancs de calcaires marneux décimétriques jaunâtres, qui s'intercalent au sein des marnes et sont surmontées partout par des **marnes ferrugineuses à minerai oolithique** (Fig. 13).

On a aussi des marnes et des argiles vertes à Huîtres et à intercalations de fer oolithique du Lutétien moyen à supérieur dans le synclinal de Babouche, sur la rive droite de l'Oued Babouche. Le dernier banc de calcaire lumachellique est surmonté par des argiles vertes à Huîtres, à rares intercalations de marno-calcaires jaunâtres et de lentilles de fer oolithique.

Les premiers niveaux marneux ont livré d'abondants débris d'Echinodermes, de nombreux Ostracodes avec surtout *Cavernocythereis (Loxoconcha) cavernosa (apostolescu & magné)*, accompagnés de quelques *Nonionella sp. de Virgulina gr. danvillensis (howe & wallace)*. Il s'agit du Lutétien moyen à supérieur.

Les niveaux de fer oolithique, dont la lentille la plus épaisse n'excède pas dix mètres d'épaisseur et où une courte galerie de mine a été percée, présentent des structures entrecroisées pluri-métriques typiques de dunes hydrauliques (Vila, 1977).

CHAPITRE V - INTERPRÉTATION DES DONNEES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE DJEBEL HAD.

V.1.2.6. Formations récentes.

Il s'agit d'éboullis, d'alluvions et de croûtes calcaires du Quaternaire. Les éboullis sont assez peu fréquents et généralement liés à la corniche maastrichtienne. Les éboullis en masse sont rares et paraissent inféodés au glacis polygénique "ancien". On rencontre les alluvions, sables et graviers mal calibrés dans les lits des oueds.

Les croûtes calcaires, d'âge Villafranchien, sont surtout localisées au voisinage de Hamimat Souda. L'aspect, le plus fréquemment observé, est celui de croûtes massives blanches, ce qui a conduit à les rapporter au Villafranchien sans véritable argument de datation.

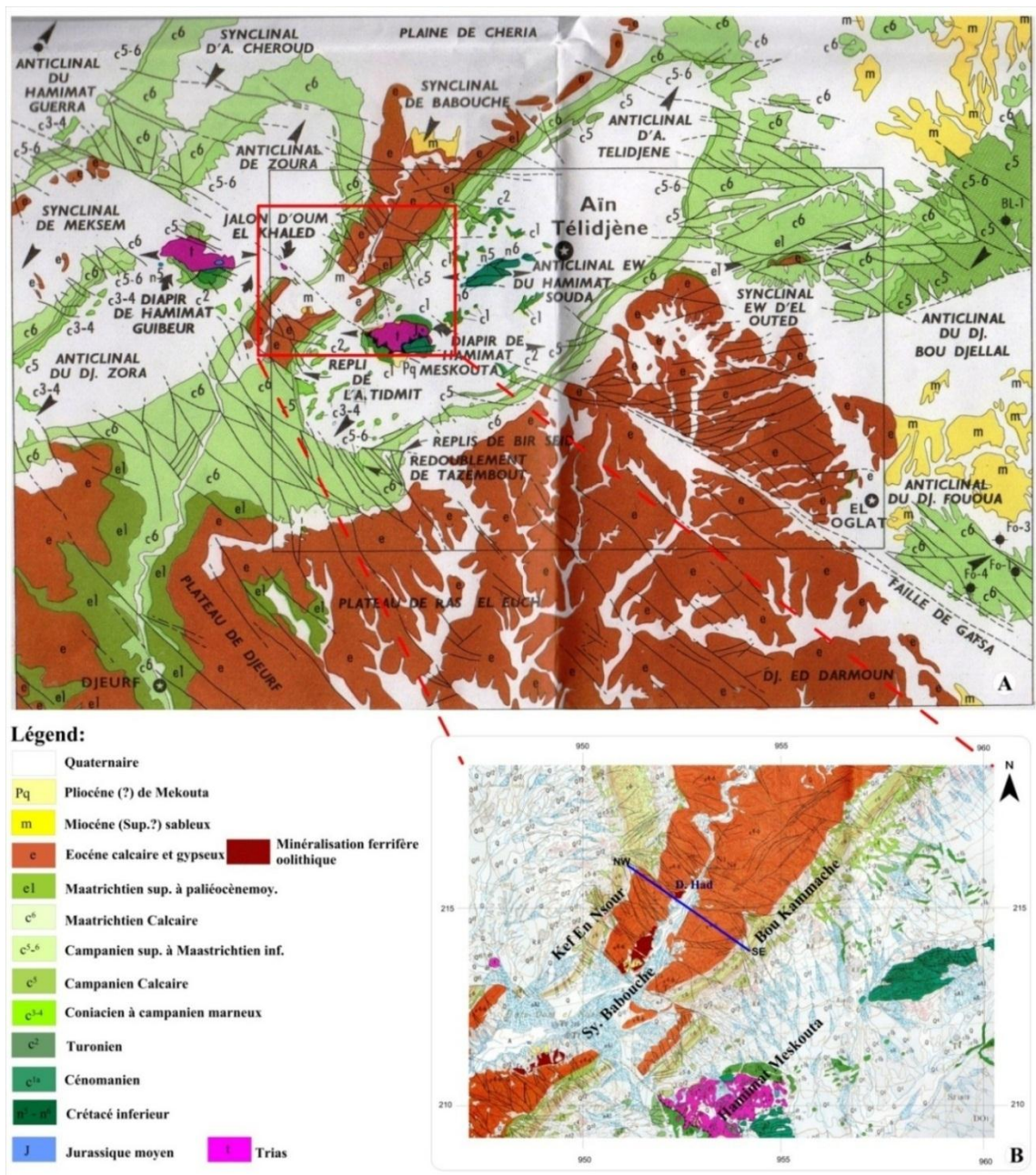


Figure 12. (A) schéma structurale de la région d'Aïn Thélidjène au 1/250 000, (B) : Carte géologique de l'indice de Fer Djebel Had (Extraite de la Carte géologique d'Aïn Thélidjène au 1/50000 (J.M.Vila, 1997).

CHAPITRE V - INTERPRÉTATION DES DONNEES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE DJEBEL HAD.

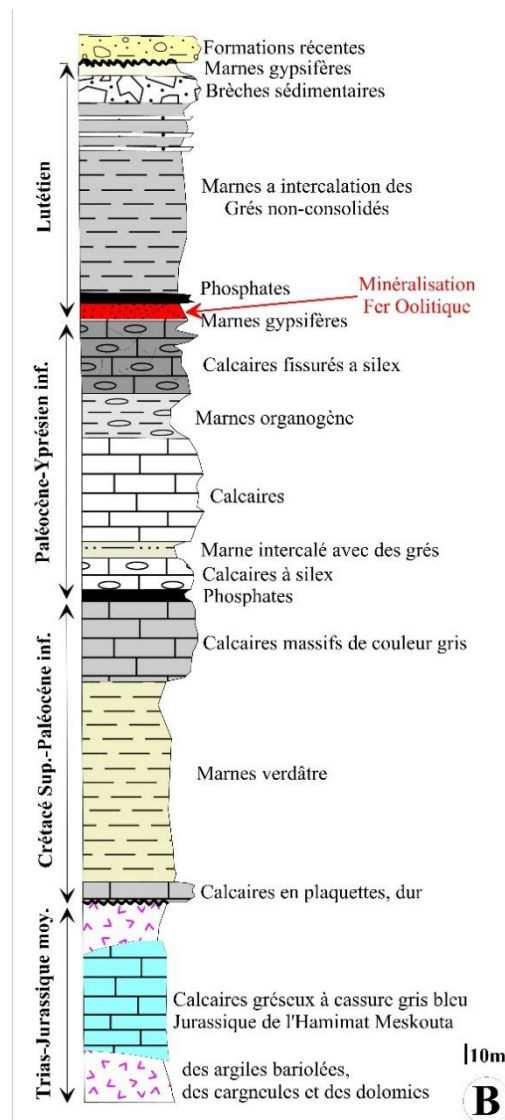
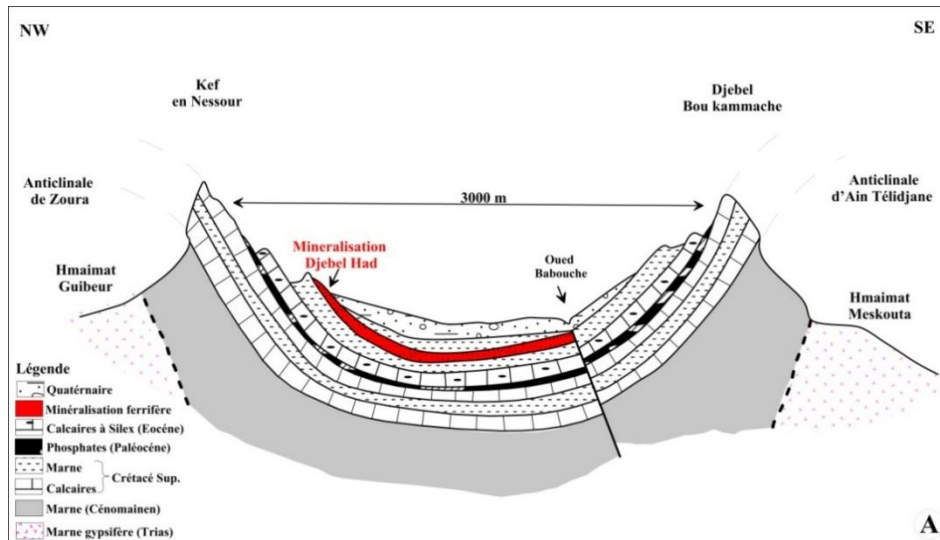


Figure 13. (A) : Coupe géologique schématique illustrant la minéralisation ferrifère dans la structure de Djebel Had (Aïn Thélidjène), **(B) :** Log stratigraphique interprété à partir des descriptions de Popov A. (1976) et Vila J.M. (1991).

CHAPITRE V - INTERPRÉTATION DES DONNEES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE DJEBEL HAD.

V.1.3. Structure du secteur de Djebel Had.

L'indice ferrifère de Djebel Had appartient au domaine atlasique. La structure générale de la zone d'étude est dominée par trois vastes plis (deux anticlinaux à cœur diapirique et un synclinal - synclinal de Babouche -), dont l'ellipse, assez régulière, de grand axe N45°E passant par le village d'Aïn Thélidjène, est bien marquée au niveau de la corniche maastrichtienne.

Des manifestations tectoniques sont signalées dans la région : une tectonique souple, une tectonique cassante et une activité halocinétique.

V.1.3.1. La tectonique souple (Fini-Eocène).

Elle est rattachée à la phase atlasique qui a affecté l'Atlas Saharien (J.J. Fleury, 1969). Le synclinal de Babouche a pour flancs Kef En Nsour et Drâa El Melah au Nord-Ouest et Djebel Bou Kammech et Djebel Dehar au Sud-Est. L'axe du synclinal, avec 10Km de longueur, suit grossièrement le lit de l'Oued Babouche avec une direction NE-SO dans sa partie Nord-Est, ENE-OSO dans sa partie centrale et NE-SO dans sa partie Sud-Ouest.

Le pli d'Aïn Thélidjène est loin d'être une structure simple. Si le Djebel Hamimat Souda peut faire un Mont dérivé très acceptable dans l'hypothèse simple d'un style jurassien, il convient de remarquer combien le diapir de Hamimat Meskouta est excentré. (Vila et al., 1993).

V.1.3.2. La tectonique cassante distensive (Plio-Quaternaire).

Dans le secteur d'étude, elle se manifeste par deux importants accidents affectant les formations du Crétacé supérieur-Éocène moyen. Il s'agit d'accidents perpendiculaires à l'axe du synclinal de Babouche orienté NE-SO. Le premier accident, séparant les parties Nord-Est et centrale, a une direction N125° du côté de Kef En Nsour et un pendage de 80° vers le Sud-Ouest. Du côté de Bou Kammech, il a une direction N120° avec un pendage de 75° vers le Sud-Ouest. Il s'agit d'une faille normale oblique décrochante senestre. L'autre accident, limitant la partie centrale et celle du Sud-Ouest, est dextre avec une direction approximative N120°.

Les décrochements sont assez nombreux, généralement dextres et cumulatifs, avec une orientation peu dispersée autour de N140°, associée aux directions conjuguées correspondantes beaucoup moins nettement exprimées. Les plans striés sont partout aisément visibles dans le matériel carbonaté ou gréseux (Vila et al., 1993).

Les deux décrochements du Djebel Bou Kammech (**les failles animatrices de la minéralisation ferrifère**), avec l'apparente exception du Fedj En Nehal où la fracture est sénestre, mais sans continuité vers le Nord-Ouest comme vers le Sud-Est où respectivement, les couches maastrichtiennes du Kef En Nsour, puis cénomaniennes du Hamimat Meskouta, ne sont pas affectées. Il peut s'agir d'une simple réaction d'accommodation.

L'effet cumulatif de ces décrochements se traduit par un décalage vers l'Est de l'axe des grands plis, celui d'Aïn Thélidjène, prenant ainsi une allure en parallélogramme oblique déjeté vers l'Est.

V.1.3.3. Tectonique halocinétiq.ue.

Cette région est affectée d'un diapirisme intense. Ainsi des remontées de formations triasiques, chevauchant les formations plus récentes, s'observent un peu partout dans la région.

Le diapir de Hamimat Meskouta est encadré par deux décrochements, l'un sénestre au Nord passant par le Fedj En Nehal, l'autre dextre au Sud par le Draa Foum Debbane.

- Le bord nord du diapir montre seulement des couches verticalisées, mais sans traces visibles d'écrasement dans les carbonates aptiennes de très faibles épaisseurs, dans les marno-calcaires albiennes et dans celles cénomaniennes à gros bancs d'huîtres. Seuls sont nettement laminés les calcaires marneux en plaquettes du Turonien inférieur près de la pointe ouest.
- Le bord sud du diapir est plus complexe. Les gypses et les argiles triasiques chevauchent nettement vers le Sud, à la faveur d'un contact anormal plat, les couches verticalisées cénomaniennes à l'Ouest et albo-vraconiennes à l'Est. Il est probable que le Trias recouvre également le Crétacé inférieur du Sud-Est. Ce dernier, à matériel carbonaté aptien et albien, est organisé en brachy-anticlinal, lui-même affecté par de petits décrochements cumulatifs dextres Est-Ouest.

Ce diapir est dissymétrique et ne montre pas le schéma classique de rebroussements centrifuges autour d'un noyau extrusif. (Vila et al., 1993).

L'étude de la structure similaire de Hamimat Guibeur, alignée, elle aussi sur le même trend décrochant et remarquablement cernée par des éventails alluviaux à disposition radiale divergente, conforte l'hypothèse d'un âge très récent pour les derniers mouvements diapiriques. En témoigne, également, la déformation des conglomérats, notés "cg" redressés à la verticale contre l'Albien du Sud-Est du diapir.

V.1.4. Paléogéographie.

Durant l'Éocène, la zone d'étude était située à la frontière d'une plate-forme épicontinentale stable, marquée par l'augmentation progressive de la profondeur de l'eau marine du Sud vers le Nord (Fig. 14).

La paléogéographie de la zone d'étude est mise en évidence par les nanoplanctons fossilisés dans les dépôts riches en phosphates et par les calcaires fossilifères contenant des bivalves et des huîtres (Chabou-Mostefai et al., 1978).

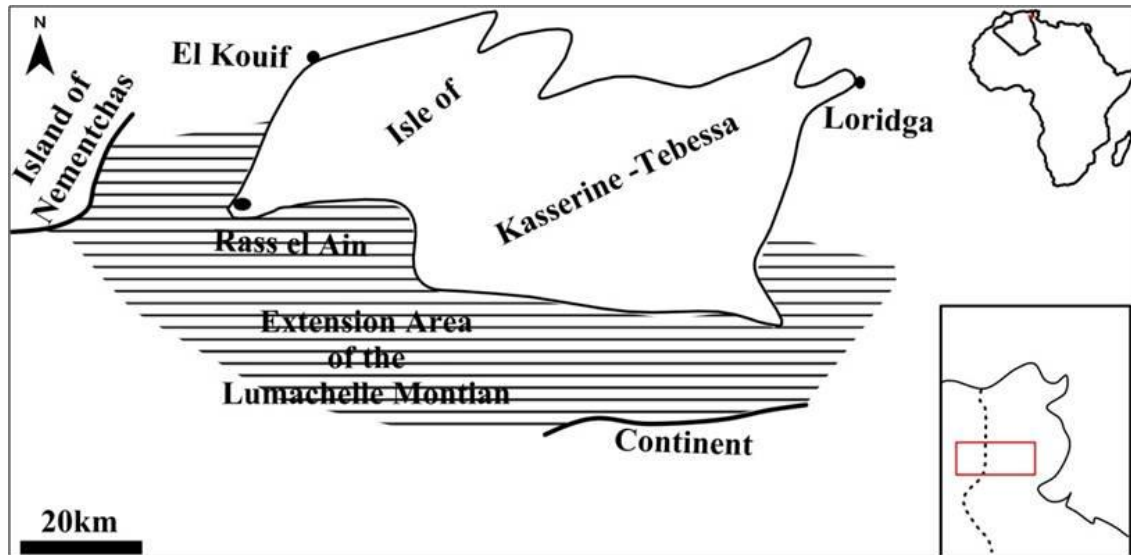


Figure 14. Paléogéographie du centre de la Tunisie et du sud-Constantinois durant l'Éocène inférieur d'après Chabou Mostefai et al., (1978).

V.2. Interprétation des données et proposition des modèles génétiques de la minéralisation de Djebel Had.

V.2.1. Description détaillée du site de Djebel Had.

D'après nos observations sur le terrain, la minéralisation ferrifère oolithique de Djebel Had est formée de deux couches stratiformes. Une première couche avec une minéralisation ferrifère oolithique de 6 à 8m d'épaisseur surmontée par une deuxième couche épaisse de marnes minéralisées en fer encaissées dans des calcaires gypsifères de l'Éocène moyen (Fig. 15). Cette minéralisation est localisée sur le flanc Nord-Ouest du synclinal de Babouche (à Kef En Nsour) à 2km à l'Est de gisement de fer d'Aïn Babouche (Fig. 15A). La profondeur de la couche minéralisée est déduite, par corrélation avec le gisement de fer d'Aïn Babouche, à environ 69m.

La minéralisation est essentiellement oolithique de couleur brun à noir foncé (Fig. 15D-E-F). Très friable, avec un ciment riche en fer (principalement de la Goethite), argilo-ferrugineux, carbonaté et siliceux, elle présente des structures entrecroisées (Fig. 15E), des chenaux et des grano-classements, etc..... On observe, également de petits nids et veinules de limonite dans les fissures.

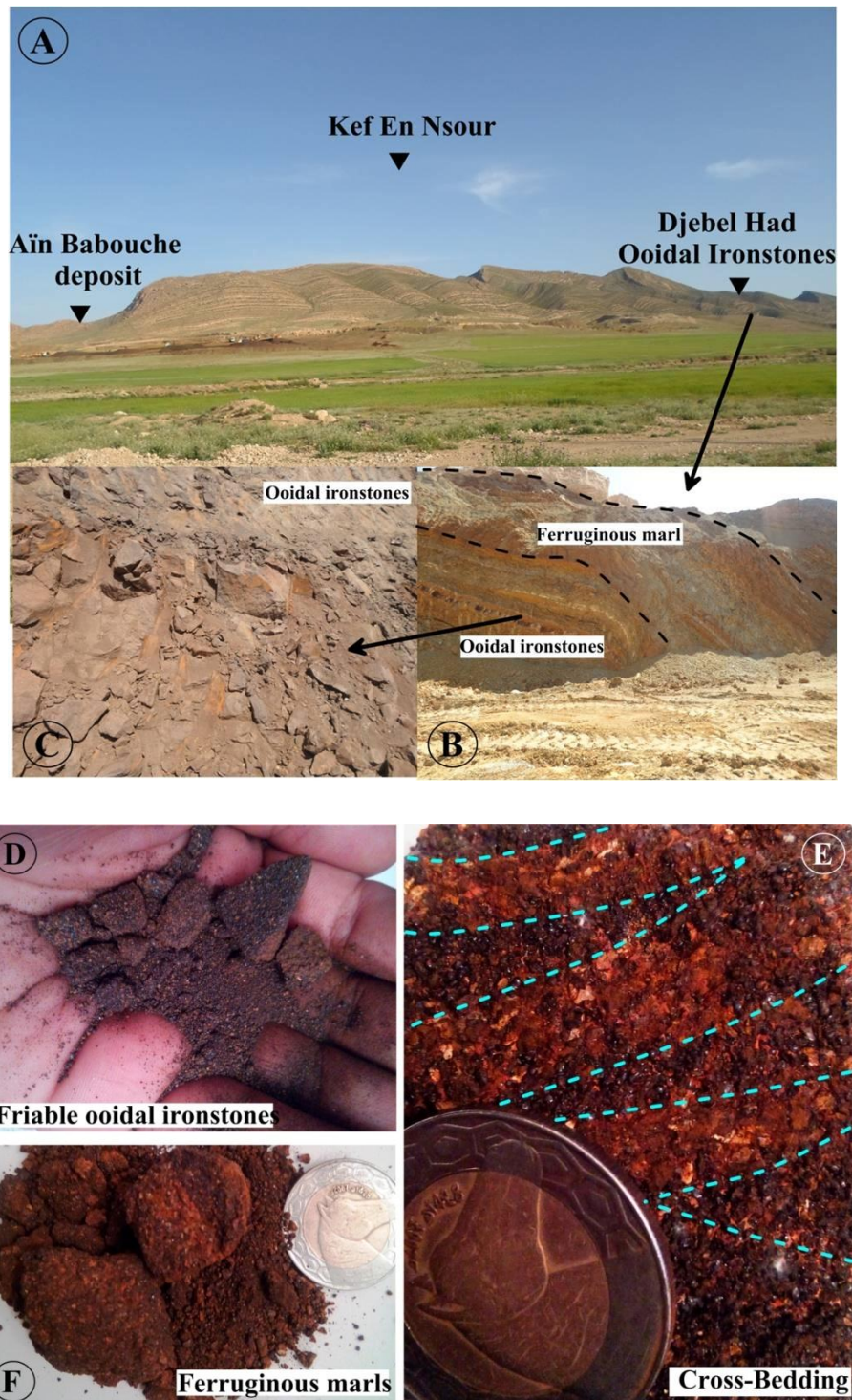


Figure 15. Photographies de terrain : (A) Situation du Djebel Had à Kef En Nsour ; (B) Coupe sur la minéralisation ferrifère de Djebel Had, montrant une couche stratiforme de fer oolithe, avec des passages de marnes ferrugineuses, surmontée d'une épaisse couche de marnes ferrugineuses ; (C) Fer oolithique ; (D) Échantillon de la minéralisation ferrifère oolithique ; (E) Section dans la minéralisation avec des structures entrecroisés ; (F) Échantillon de marnes ferrugineuses.

V.2.2. Pétrographie.

L'étude microscopique et les analyses par DRX confirment les observations macroscopiques sur terrain. Ils montrent que la minéralisation ferrifère oolithique est principalement constituées d'oxy-hydroxyde de fer, de Goethite, de Limonite, de traces d'Hématite et de Magnétite, cimentées par une matrice argilo-ferrugineux et siliceux-carbonatée (Fig. 16).

Les oolithes ont un seul noyau, généralement composé de la Goethite ou d'un grain de Quartz détritique, mais il existe aussi de rares oolithes avec quatre noyaux, appelés oolithes composés ou "grapestone" (Fig. 16A).

La minéralisation ferrifère de Djebel Had est très friable. Les échantillons, plus au moins consolidés, ont permis de bien distinguer un ciment riche en fer (principalement de la Goethite), argilo-ferrugineux, carbonaté et siliceux. Il s'agit probablement d'argiles syn-génétiques avec de très fins flocons de Muscovite, de Biotite et de Séricite, ou d'argiles épi-génétiques constituées de Quartz géodique néoformé remplissant les pores.

Les oolithes et les granulés sont fréquemment affectés par des microfissures remplies par de la Goethite, de la Silice cryptocristalline ou de la Calcite. Ces microfissures sont disposées, le plus souvent, radialement par rapport aux oolithes ou parallèlement aux enveloppes (Fig. 16 D-E). Ils résultent, vraisemblablement, principalement du compactage et de la rétraction. Les oolithes présents dans l'indice de fer Djebel Had sont ellipsoïdaux, ovoïdes et sphériques avec quelques formes irrégulières (Fig. 16B-C), de taille variant de 0,1 à 2,0mm. Les pisolites supérieures à 2 mm sont rares. L'hétérogénéité des enveloppes se manifeste, sous microscopie transmise en lumière naturelle, sous forme d'alternation de teintes claires et foncées sur un fond brun jaunâtre à rougeâtre (Fig. 16D).

V.2.3. Minéralogie.

L'analyse minéralogique par DRX montre, que la plupart des échantillons de la minéralisation ferrifère de Djebel Had, sont composés de 90 à 95% de Goethite, d'Hématite, de Piémontite (Figure 17) et de Limonite, y compris de petites quantités de Magnétite et de Pyrochlore dans la matrice de ciment (Fig. 18).

L'analyse minéralogique suggère, également, que les minéraux de gangue présents dans la minéralisation comprennent l'argile, le chlorite, le quartz et les carbonates.

Il est à noter, aussi, que jusqu'à 80-90% de chlorite et de 10-20% de carbonates (minéraux de gangue) se présentent dans la couche marneuse riche en oxy-hydroxyde de Fe (III) qui surmonte la minéralisation ferrifère oolithique (Fig. 15B).

La Goethite : C'est le minéral principal dans les échantillons de Djebel Had. On la trouve dans les enveloppes des oolites, dans les granulés et dans le ciment (Fig. 16D-F). Elle est également formée de certains noyaux d'oolithes et remplit fréquemment les microfissures des grains (oolithes et

CHAPITRE V - INTERPRÉTATION DES DONNEES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE DJEBEL HAD.

granulés). Elle existe en deux générations : la première génération dans les enveloppes et les noyaux des oolithes et la deuxième génération en remplissage des microfissures.

La Limonite : Elle est difficilement distinguable de la Goethite en raison de leur présence mixte dans la minéralisation. Elle se trouve en compagnie de la Goethite dans les enveloppes des oolithes, dans les granules et dans le ciment. Parfois, elle est visible à l'œil nu comme un minéral ocre.

La Pyrite : La présence de la Pyrite est rare. Lorsqu'elle est présente, elle est associée aux grains plus fins de la matrice et dans les enveloppes des oolithes (Fig. 16D-F). Elle se distingue en lumière réfléchiée par sa couleur jaune clair, sa morphologie en cristal cubique individuel et surtout par sa réflexion élevée. Il est important de souligner que la Pyrite pourrait se former dans des conditions réductrices locales pendant la sédimentation.

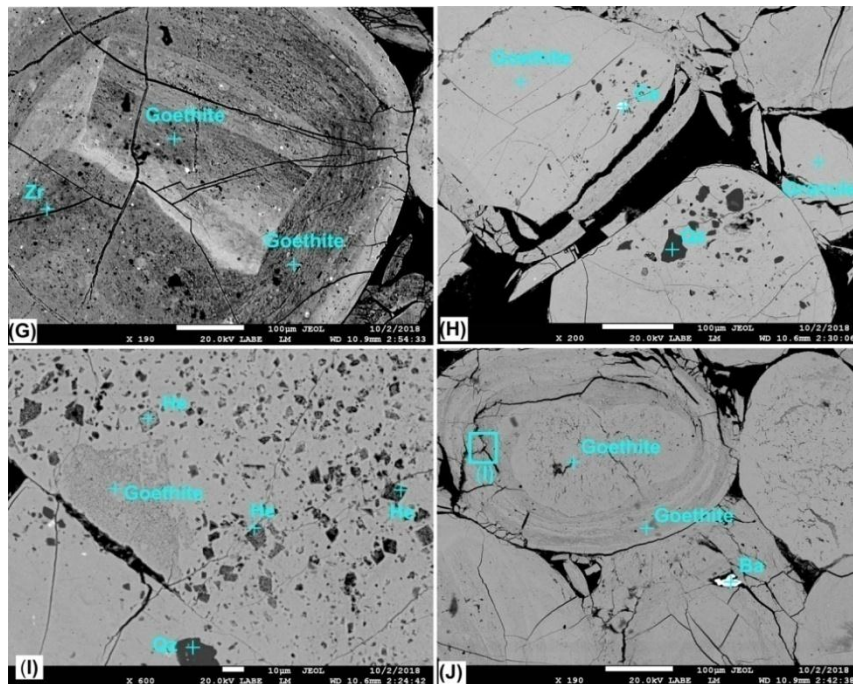
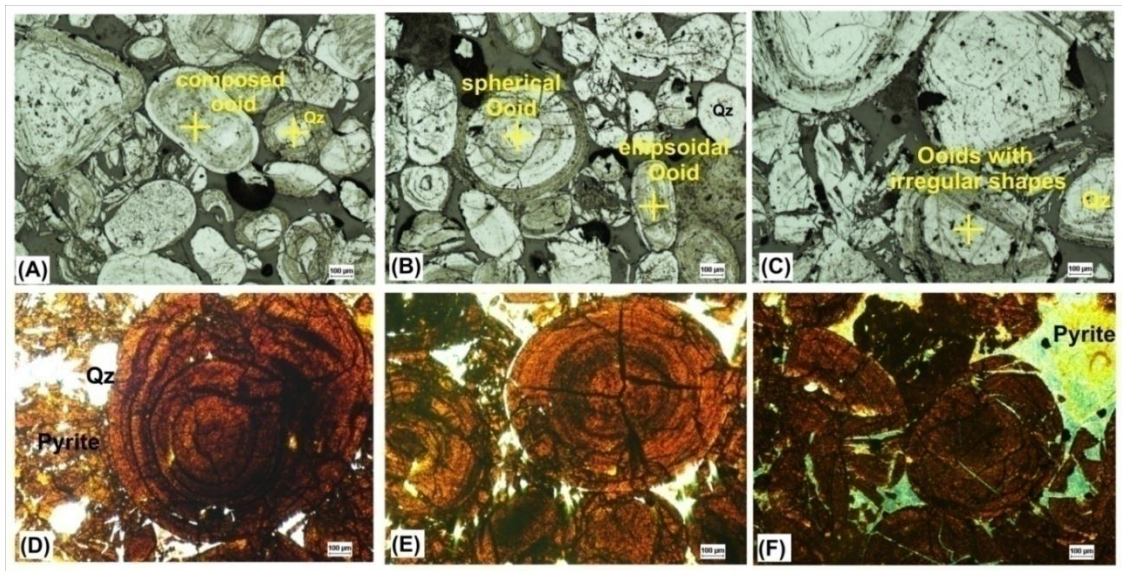


Figure 16. (A-C) Photographies microscopiques en lumière réfléchie et (D-F) en lumière transmise des lames minces de la minéralisation ferrifère oolithique de Djebel Had, montrant les différentes morphologies et composantes des oolites. (A) Oolithe composé de deux noyaux et oolithe avec noyau de quartz ; (B) Oolites ellipsoïdaux, ovoïdes et sphériques. (C) Oolites aux formes irrégulières ; (D) Enveloppes des oolites sous forme de couches concentriques contenant des quantités variables de goéthite, de grains de quartz et de pyrite dans le ciment. (E) Microfissures radiales, symétriques et tangentielles ; (F) Oolites fragmentés avec des microfissures remplies de goéthite. (G à J) Photographies microscopique sous MEB avec (G) Oolithe de goéthite (Goe) avec un noyau angulaire + le zircon (Zr) ; (H) Granules contenant du cérium (Ce) et du quartz (Qz); (I) Remplacement des carbonates par des oxy-hydroxydes de fer, hématite (He) et goéthite (Goe) et quartz (Qz) ; (J) Contact entre le noyau et les couches concentriques successives de goéthite, marqué par la présence de barytine (Ba).

CHAPITRE V - INTERPRÉTATION DES DONNEES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE DJEBEL HAD.

Le Quartz : C'est le minéral non ferrugineux le plus abondant dans la minéralisation ferrifère de Djebel Had. Il se présente sous forme des grains détritiques dans la matrice et remplis certaines microfissures. Les grains détritiques de quartz sont plus ou moins arrondis, anguleux et parfois sub-automorphes comme un ciment (Fig. 16A-D).

Les minéraux argileux : Ils sont associés à la Montmorillonite, à la Kaolinite et à l'Illite. Ceci est confirmé par les observations microscopiques, où nous avons observé de très fins flocons d'argile dans le ciment. La présence d'argiles dans la minéralisation ferrifère est également confirmée par les analyses chimiques (Tab.9). L'existence de la Dolomite indique la présence des carbonates de calcium et de magnésium associés à la Goethite.

La Calcite : Elle se trouve dans le ciment et dans certaines microfissures. Principalement, elle est sous forme d'oolithes et de bioclastes. Elle est prédominante dans les niveaux pauvres en oolithes et granules de goethite et plus ou moins riches en quartz détritique et en ciment argilo-ferrugineux.

Le Gypse : Il est principalement limité, spatialement, aux couches des marnes associées à des fines intercalations d'oolithes ferrugineux.

CHAPITRE V - INTERPRÉTATION DES DONNEES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE DJEBEL HAD.

Tableau 9. Résultats des analyses géochimiques pour les échantillons sélectionnés du Djebel Had.

Éléments	Valeurs des éléments (ppm)			Valeurs normalisées		
	DHH04	DHH07	DHH15	DHH04	DHH07	DHH15
Éléments en traces						
Sr	267.0	233.0	251.0	0.76	0.67	0.72
Sb	0.5	0.5	0.5	0.11	0.11	0.11
Rb	7.0	5.0	8.0	0.06	0.04	0.07
Ba	299.0	270.0	305.0	0.54	0.49	0.55
U	11.5	11.0	13.0	4.11	3.93	4.64
Th	5.2	5.0	7.9	0.49	0.47	0.74
Ta	0.1	0.1	0.1	0.10	0.10	0.10
Nb	5.0	5.0	6.0	0.42	0.42	0.50
Y	195.0	182.0	175.0	8.86	8.27	7.95
Zr	53.0	51.0	47.0	0.28	0.27	0.25
Hf	1.3	2.5	1.9	0.22	0.43	0.33
Be	14.0	12.0	15.0	4.67	4.00	5.00
Sc	9.0	7.0	8.0	0.66	0.51	0.59
V	533.0	560.0	512.0	4.98	5.23	4.79
Cr	90.0	87.0	95.0	1.06	1.02	1.12
W	37.0	28.0	35.0	18.50	14.00	17.50
Mo	16.0	14.0	20.0	10.67	9.33	13.33
Sn	1.0	1.0	1.0	0.18	0.18	0.18
Bi	1.1	1.1	1.5	8.46	8.46	11.54
Tl	0.1	0.1	0.1	0.13	0.13	0.13
As	45.0	40.0	42.0	30.00	26.67	28.00
Sb	0.5	0.5	0.5	2.50	2.50	2.50
Ag	9.1	8.0	9.0	182.0	160.0	180.0
Pb	22.0	19.0	27.0	1.29	1.12	1.59
Zn	410.0	428	570.0	5.77	6.03	8.03
In	0.2	0.2	0.2	4.00	4.00	4.00
Cu	10.0	11.0	10.0	0.40	0.44	0.40
Co	150.0	110.0	147.0	8.82	6.47	8.65
Ni	290.0	260.0	275.0	6.59	5.91	6.25
Ga	6.0	4.0	7.0	0.35	0.24	0.41
Ge	1.0	1.0	1.0	0.63	0.63	0.63
Normalisation	Y/Y			1.24	1.27	1.18

Éléments	Valeurs des éléments (ppm)			Valeurs normalisées		
	DHH04	DHH07	DHH15	DHH04	DHH07	DHH15
Éléments des Terres Rares						
La	81.10	84.00	110.0	2.13	2.21	2.89
Ce	243.0	420.0	366.0	3.04	5.25	4.58
Pr	27.90	22.50	25.30	3.13	2.53	2.84
Nd	125.0	180.0	201.0	3.91	5.63	6.28
Sm	30.90	35.00	27.00	5.52	6.25	4.82
Eu	8.64	8.00	7.95	7.85	7.27	7.23
Gd	39.80	33.80	37.00	8.47	7.19	7.87
Tb	6.20	5.70	6.00	8.05	7.40	7.79
Dy	33.90	31.00	27.90	7.70	7.05	6.34
Ho	6.50	5.90	7.10	6.50	5.90	7.10
Er	17.50	16.50	18.00	6.03	5.69	6.21
Tm	2.25	2.01	2.90	5.49	4.90	7.07
Yb	12.90	11.00	15.00	4.61	3.93	5.36
Lu	1.80	2.80	4.00	4.19	6.51	9.30
Normalisation	Ce/			1.15	2.22	1.59

Éléments	Valeurs des éléments (%)			Valeurs normalisées		
	DHH04	DHH07	DHH15	DHH04	DHH07	DHH15
Éléments Majeurs						
SiO₂	12,90	10,780	11,87	0,21	0,18	0,20
Al₂O₃	3,27	3,390	2,78	0,21	0,21	0,17
FeO(OH)	68,35	71,060	69,90	0,89	0,93	0,91
MnO	0,05	0,003	0,01	0,50	0,03	0,10
MgO	0,29	0,240	0,16	0,01	0,01	0,00
CaO	0,68	0,300	0,60	0,01	0,00	0,01
Na₂O	0,15	0,110	0,90	0,05	0,04	0,29
K₂O	0,12	0,180	0,20	0,07	0,10	0,11
TiO₂	0,22	0,110	0,14	0,01	0,01	0,01
P₂O₅	3,22	1,600	0,50	24,77	12,31	3,85

CHAPITRE V - INTERPRÉTATION DES DONNÉES ET PROPOSITION DES MODÈLES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE DJEBEL HAD.

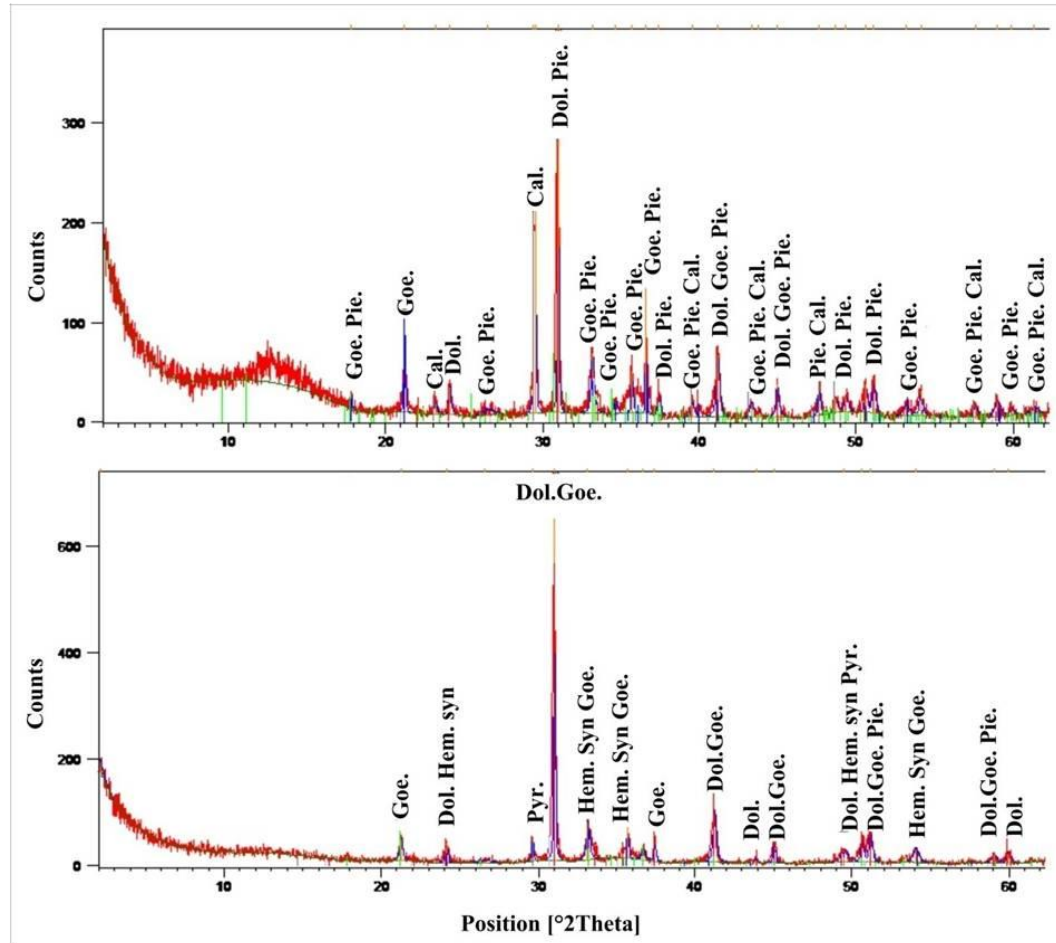


Figure17. Exemples de Diffractogramme de DRX, montrant les compositions minéralogiques des échantillons - roche complète- de la minéralisation ferrifère oolithique de Djebel Had.

Abréviations : Goe- Goethite ; Hém-Hématite ; Pyr-Pyrochlore ; Pie-Piémontite ; Dol-Dolomite ; Cal- Calcite.

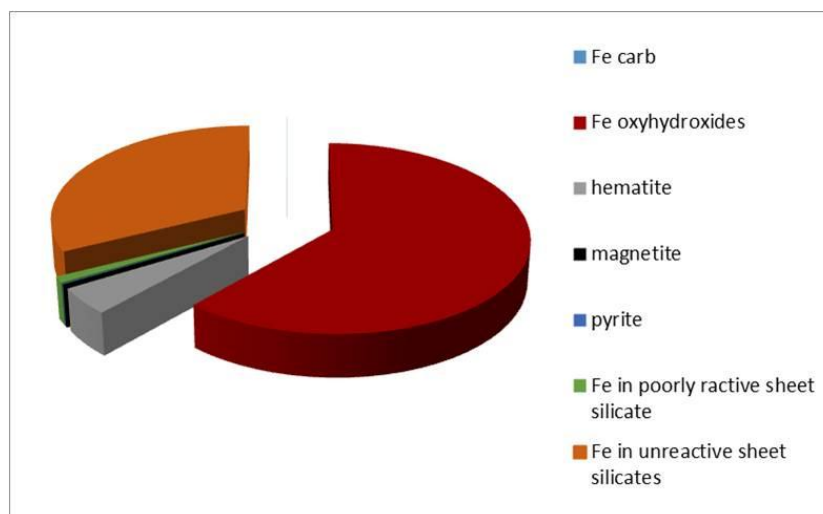


Figure18. Répartition en pourcentages du fer dans les différentes phases minéralogiques de la minéralisation ferrifère oolithique de Djebel Had.

CHAPITRE V - INTERPRÉTATION DES DONNÉES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE DJEBEL HAD.

V.2.4. Géochimie.

Les valeurs des éléments majeurs, en traces et de terres rares (ETR) de la minéralisation ferrifère de Djebel Had sont présentées dans le Tableau 1 :

V.2.4.1. Éléments majeurs.

FeO(OH), SiO₂, P₂O₅ et Al₂O₃, représentent environ 89% de toutes les compositions minéralogiques de la minéralisation ferrifère, reflétant la prédominance de la Goethite, de la Silice, du Phosphate, de l'Argile et éventuellement du Cryptomélane ou du Psilomélane. La teneur moyenne en hydroxyde de fer FeO(OH) est de 71,06%, tandis que la teneur moyenne en MnO est très faible avec 0,05% et les concentrations de TiO₂, Na₂O, CaO et K₂O sont inférieures à 1%.

La teneur moyenne en P₂O₅, égale à 1,65%, est associée principalement aux nodules de phosphate de Collophanite.

De ce qui précède, nous concluons que la minéralisation ferrifère de Djebel Had est appauvrie en MnO, TiO₂, Al₂O₃, Na₂O et enrichie en FeO (OH), SiO₂, P₂O₅ (Fig.19A).

V.2.4.2. Éléments en traces.

La minéralisation ferrifère oolithique de Djebel Had est enrichie en Co (110-150 ppm), V, Be (12-15 ppm), Ni (260-290 ppm), Y, Mo (14-20 ppm), Ag, W (28-37 ppm), Bi, In, Zn, U et As, et appauvrie en Rb, Ta, Zr (47-53 ppm), Hf, Sn, Ti et Ga (4-7 ppm). Les abondances en Ag (9 ppm), As (43 ppm), Zn (570 ppm) suggèrent une lixiviation des roches métasomatiques adjacentes (Tab. 1).

La faible teneur en soufre, dans la minéralisation ferrifère étudiée, est probablement due à la rareté de la pyrite et à une teneur insignifiante en gypse.

La teneur élevée en Vanadium (512-533 ppm) suggère la substitution du fer dans la Goethite (Schwertmann et Pfab, 1997, Kaur et al., 2009) (Fig. 19B).

L'anomalie Y ($Y / Y^* = 2YN / (DyN + HoN)$), calculée selon Shields et Stille (2001), montre une anomalie positive Y (1,18–1,27). La plupart des échantillons sont modérément enrichis en U (11-13 ppm) et appauvris en Rb (5-8 ppm). Lorsqu'elles sont normalisées à l'UCC (Taylor et McLennan, 1985), plus elles sont riches en U, plus elles sont appauvries en Rb (Fig. 19B).

V.2.4.3. Éléments des terres rares.

La normalisation des teneurs en ETR des échantillons, selon PAAS (Taylor et McLennan, 1985), met en évidence certaines tendances importantes : tous les échantillons de Djebel Had sont caractérisés par un faible enrichissement en LREE (La, Pr, Nd sauf Ce) par rapport aux HREE (Ho, Er, Tm, Yb, Lu), sont marqués par un enrichissement systématique des LREE vers HREE (Fig.19C) et dans tous les cas, les ETR sont enrichis au-dessus du PAAS (c.-à-d. que les ratios sont tous supérieurs à 1).

CHAPITRE V - INTERPRÉTATION DES DONNÉES ET PROPOSITION DES MODÈLES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE DJEBEL HAD.

L'anomalie de cérium calculée, selon Planavsky (2010), Ce/Ce^* ($Ce_{SN}/(0.5Pr_{SN} + 0.5La_{SN})$), où N fait référence à des concentrations normalisées au standard de schiste PAAS (McLennan, 1989), montre que la minéralisation ferrifère oolithique possédait une anomalie positive en Ce ($Ce/Ce^* = 1,15-2,22$).

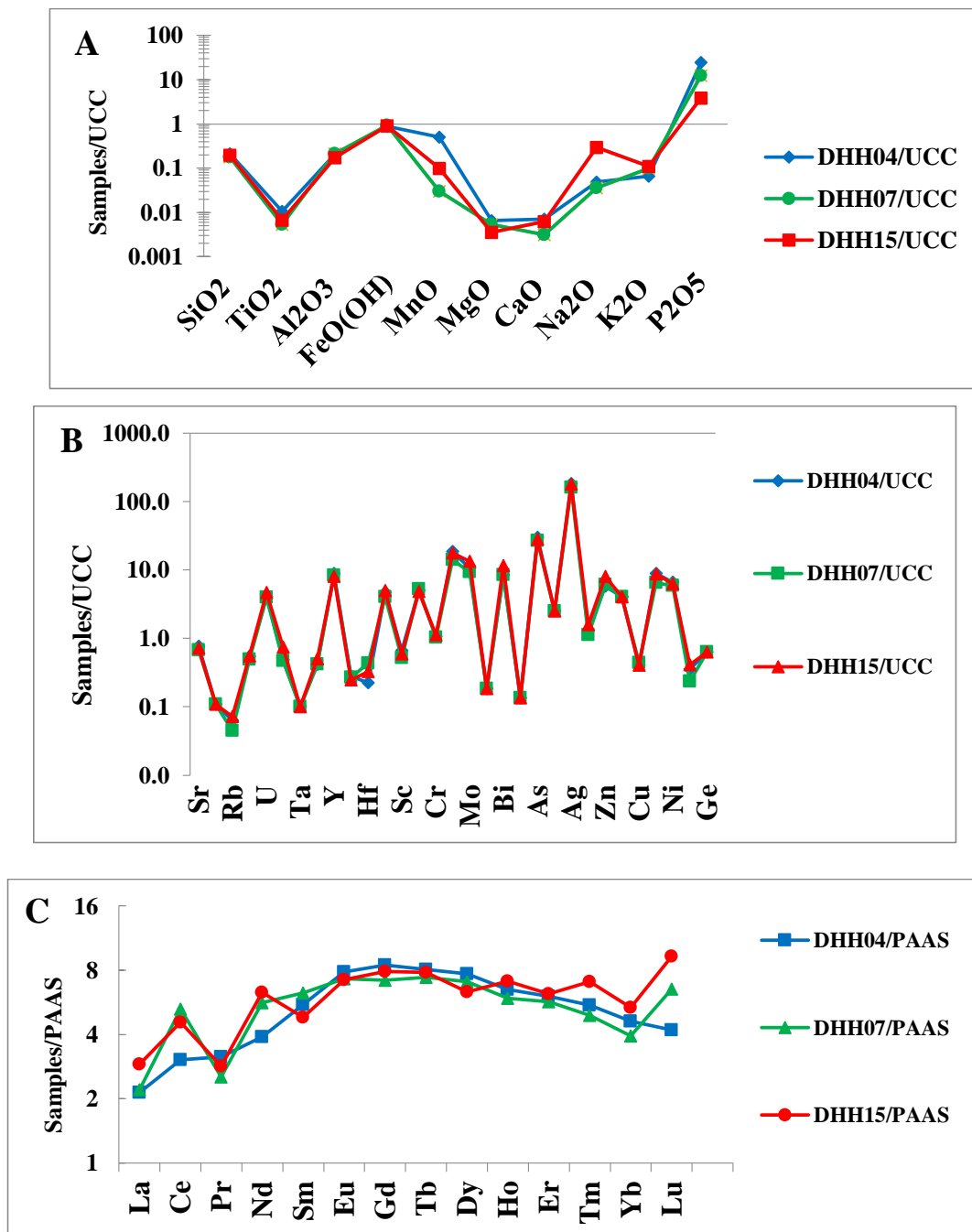


Figure 19. Analyses géochimiques des éléments majeurs, en traces et éléments des terres rares de la minéralisation ferrifère oolithique de Djebel Had (DHIS) : (A) Données élémentaires majeures normalisées à l'UCC (Upper Continental Crust, Taylor et McLennan, 1985) ; (B) Données élémentaires en traces normalisées à l'UCC ;(C) ETR normalisés selon PAAS, schiste australien post-archéen (Taylor et McLennan, 1985).

V.2.5. Discussions.

Étant donné que les oolithes se forment dans des eaux extrêmement peu profondes (Bathurst, 1975 et Ahm et al., 2018), juste une mince couche de sédiment terrigène est nécessaire pour recouvrir une vaste couche d'oolithes avec de la boue riche en matière organique. Les eaux riches en matières organiques sont généralement riches en fer en raison des conditions réductrices induites par l'oxydation de la matière organique, conduisant à la mobilisation du fer par les acides organiques (Gruner, 1922, M. M. Kimberley 1979). Prenant en exemple, les eaux souterraines riches en matières organiques, peuvent contenir plus de 10^8 fois la concentration de fer (Shapiro, 1964, Viers 2000).

Les données de terrain, les analyses pétrographiques, minéralogiques et géochimiques convergent en effet vers un milieu de dépôt marin peu profond à profond, marqué par des conditions riches en fer anoxique mais pauvres en sulfures (Fig. 20 et Tab. 9).

Les faibles teneurs en Al_2O_3 et TiO_2 confirment que l'approvisionnement en silicates terrigènes détritiques dans le bassin de sédimentation était limité. Cette proposition est étayée par la nature fine des sédiments et par l'absence en grande partie d'argiles phyllo-silicatées.

Ceci est en contradiction avec la plupart des gisements de fer oolithique en Algérie et en Afrique du Nord, qui sont souvent associés à des matériaux détritiques et des minéraux argileux phyllo-silicatés tels que la Chamosite et le Chlorite (pour exemple, Guerrak 1987, 1989, 1991, 1992). C'est le cas du gisement fluvial au Canada, qui enregistre une composition minéralogique enrichie en Chamosite, comparable à celle des gisements de fer oolithique du Sahara algérien (Petruk, 1977). (Tab.10).

L'absence notable de Chlorite dans la minéralisation ferrifère oolithique de Djebel Had, couplée à une faible teneur en Al_2O_3 et TiO_2 , indique un mécanisme de formation unique, suggérant collectivement que la minéralisation ferrifère ici, doit avoir été précipitée chimiquement directement sous forme d'hydroxydes amorphes Fe (III), comme la Ferrihydrite, puis transformée quantitativement en Goethite et en d'autres minéraux mineurs d'oxydes de fer comme l'Hématite et la Magnétite.

La présence des minéraux silicatés, tels que la Piémontite en tant que minéral commun dans les roches métamorphiques et les veines présentes dans les roches affectées par l'hydrothermalisme (Reinecke, 1986; Altherr et al., 2013, 2017). et le Pyrochlore qui est un composant des roches métasomatées (Tindle et Breaks, 1998; Tindle et al., 2002; Francini et al., 2005). L'abondance moyenne de l'Ag, l'As, le Zn et l'absence d'une forte anomalie en Eu suggèrent une origine non hydrothermale pour la minéralisation ferrifère oolithique de Djebel Had et une lixiviation des roches métasomatiques adjacentes comme source de fer. En même temps, la forme de la courbe des valeurs d'ETR normalisées ressemble à celle d'un milieu fluvial, ce qui est cohérent avec un cadre deltaïque.

Lorsque les conditions deviennent réductrices, Ce^{3+} est relativement soluble, tandis que dans des conditions oxydantes Ce^{4+} précipite. Ainsi, la forte abondance de Ce (Cérium) (Fig. 19C et Tab.1),

CHAPITRE V - INTERPRÉTATION DES DONNEES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE DJEBEL HAD.

conforte la présence des conditions d'un milieu peu profond fortement oxydantes (Braun et al., 1990, Garnit et al 2017) vu que le Cérium est très mobile en l'absence de l'oxygène, mais précipite dans les eaux oxygénées (Tostevin et al., 2016).

L'anomalie positive de Ce ($Ce/Ce^* = 1,15-2,22$), indique que l'oxydation de Ce^{3+} a conduit à la précipitation et à l'élimination de Ce sous forme de Ce^{4+} par la colonne d'eau conduisant à un enrichissement en Ce dans la minéralisation ferrifère oolithique de Djebel Had.

Cet enrichissement et élimination auraient été rapides pour préserver le Ce de la colonne d'eau oxygénée sus-jacente dans les sédiments formés sous les eaux de fond anoxiques-ferrugineuses suggérées par le proxy redox à base de fer (Fig. 20). Ces conditions auraient favorisé la remobilisation de Ce par réduction de Ce^{4+} en Ce^{3+} soluble. Cependant, les travaux de recherche à ce sujet suggèrent, en effet, que même avec une telle remobilisation, les sédiments ont encore tendance à conserver une mémoire de l'anomalie positive de Ce dérivée de la colonne d'eau oxygénée (De Baar et al., 1983).

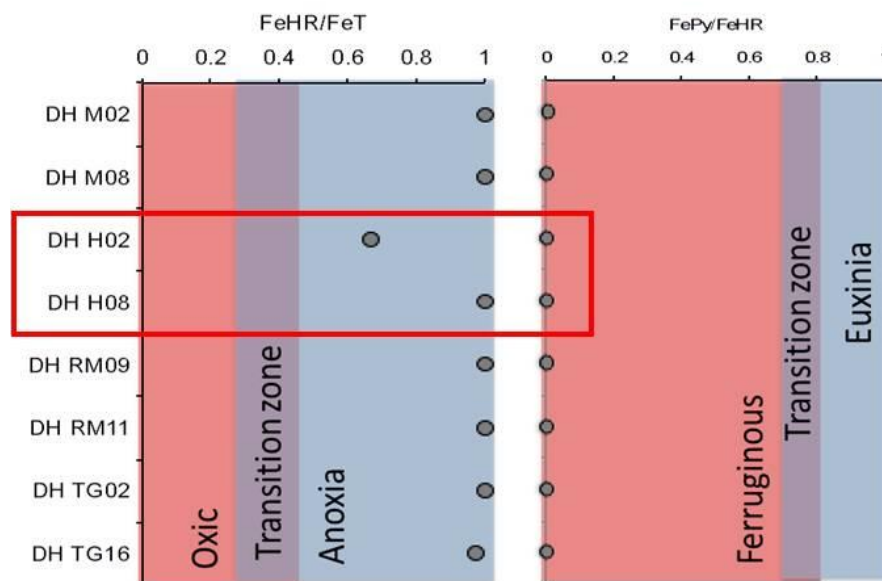


Figure 20. Conceptualisation des paramètres de spéciation du fer pour l'évaluation des conditions d'oxydoréduction **FeHR** = fer hautement réactif ; **FeT** = fer total ; **FePy** = fer pyrite.

Les observations macroscopiques convergent, en outre, vers un environnement de dépôt intertidal peu profond, illustré par des structures entrecroisés (Fig. 15E), des chenaux et des granoclassements, ...etc.

Particulièrement, les caractéristiques pétrographiques de la minéralisation ferrifère oolithique de Djebel Had, avec la fissuration symétrique des oolithes et la couche délicate des enveloppes, excluent le transport d'une source éloignée vers le bassin.

La fragmentation des oolithes est probablement due à la déshydratation in situ (Adeleye, 1975 et Obaje, 2009). La présence de fragments des oolithes, des oolithes composés, des granules et l'absence de fossiles et de bioturbation, supportent l'idée suggérée d'un paléo-environnement

CHAPITRE V - INTERPRÉTATION DES DONNEES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE DJEBEL HAD.

épicontinental (Baoumyet al., 2017), caractérisé par l'anoxie qui éliminé de la colonisation biologique.

En se basant sur l'hypothèse de Sorby (1856), qui stipule que, lors de la régression de la mer, (après la sédimentation des oolithes aragonitiques), l'altération de la boue deltaïque riche en fer produisait un lixiviat ferrifère qui imprégnait la ferruginisation des oolithes d'aragonites sous-jacentes. Cette hypothèse est très valable pour expliquer et reconforter les conditions et les processus de la genèse de la minéralisation ferrifère oolithique de Djebel Had, sauf qu'au lieu d'aragonite, il y a de la calcite magnésienne dans notre cas.

De ce qui précède, nous concluons que la minéralisation ferrifère oolithique de Djebel Had a été formée en deux étapes. Une première phase dans un environnement deltaïque peu profond initialement oxygéné et agité, correspondant à un talus continental (Fig. 21A), suivie d'une seconde phase correspondant à une transgression marine qui a recouvert ces dépôts sous une épaisse couche d'eau, créant des conditions anoxiques profondes, liées à l'eutrophisation due au phosphate, comme expliqué ci-dessous.

Cette transition, vers des conditions anoxiques, a facilité la précipitation du fer dans les oolithes selon le modèle de remplacement des carbonates de calcium par les carbonates de fer (Fig. 16I). Bien que rare, la détection de la Pyrite associée aux Oolithes, supporte les conditions réductrices locales lors de la sédimentation ou de la diagenèse précoce (Bontognali et al., 2012) (Fig. 21B).

Les analyses par LA-ICP-MS ont révélé qu'une teneur élevée en P, dans la minéralisation ferrifère de Djebel Had. La teneur élevée en P est interprétée par Baoumy et al. en 2017, comme indicateur d'un approfondissement du bassin lors d'une transgression marine.

L'analyse de la spéciation du fer suggère que cette élévation du niveau de la mer a induit une anoxie des fonds marins avec une stratification redox. La libération de phosphate du continent, suivie d'un transport fluvial vers le bassin (comme le suggère la courbe des valeurs d'ETR normalisées) aurait alimenté l'eutrophisation et entraînant l'anoxie de fond marin proposée (Correl, 1998; Smith et al., 2006). Une origine biologique pour le phosphate est suggérée en liaison avec la décomposition de la biomasse d'algues et de cyanobactéries qui aurait fleuri en raison des conditions nutritives riches en phosphate (Correl, 1998; Smith et al., 2006).

Prenant l'exemple de l'eutrophisation dans un lac récent. Cette dernière a été liée à la libération intense de phosphate des roches volcaniques (riches en phosphate) d'âge Éocène. Cet enrichissement en phosphate dans la colonne d'eau a déclenché des proliférations cyanobactériennes, une précipitation sédimentaire abondante et un enrichissement en minéraux de phosphate et de calcite (Murphy et al., 1983). Fait intéressant que la minéralisation ferrifère oolithique de Djebel Had est associé à la calcite et à la dolomite (Fig. 17).

Les données impliquent que le bassin dans lequel la minéralisation ferrifère oolithique de Djebel Had s'est formée, a été fortement stratifiée au cours de la dernière étape de sédimentation (niveau

CHAPITRE V - INTERPRÉTATION DES DONNEES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE DJEBEL HAD.

oxique en surface et anoxique en profondeur), conduisant le développement des conditions anoxies ferrugineux en profondeur et oxygénées en surface, dans un environnement en plein eutrophisation.

L'oxy-hydroxyde de fer a récupéré les éléments de Ce et s'est mis au fond de bassin. En l'absence de forte transformation diagénétique bactérienne de l'oxy-hydroxyde de fer en fer ferreux, le Ce et le fer ont été quantitativement enfouis et conservés.

En se basant sur les travaux de Lovely et al. (1987), Bazylnski et al. (1988), Ellwood et al. (1988) et Gibbs-Eggar et al. (1999), dans le cas de notre indice, la faible réduction microbienne dissimulatrice du fer est indiquée par la très faible teneur en carbonates de fer et en magnétite associée à la minéralisation de Djebel Had (Fig. 18).

L'épaisse couche marneuse, riche en oxy-hydroxyde de Fe (III), qui surmonte la minéralisation ferrifère oolithique indique l'une de ces transitions d'un environnement côtier peu profond à un environnement marin anoxique profond. Par conséquent, le fer a été lessivé des roches métasomatisées adjacentes associées au diapirisme. La présence fréquente de dolomite, dans les échantillons de la minéralisation ferrifère oolithique de Djebel Had, peut être liée à des fluides riches en CO₂ (Yang 2018; Zhang, et al. 2013) et l'altération des roches adjacentes riches en phosphate a été liée à l'eutrophisation (Holtzman et Lehman, 1998).

La coexistence de la Piémontite et du Pyrochlore dans la minéralisation favorise l'idée de l'altération des roches adjacentes métasomatisées comme source de fer et de nutriments dans le bassin lors du dépôt de la minéralisation. La lixiviation des roches adjacentes aurait livré du fer pur sans concentration élevée des minéraux détritiques (Al₂O₃ et TiO₂) dans le bassin.

V.2.6. Modèle génétique.

Les observations texturales, minéralogiques et géochimiques énumérées ci-dessus, suggèrent que la genèse de la minéralisation ferrifère de Djebel Had a été guidée et contrôlée par des cycles transgressions-régressions synchrones avec des mouvements d'émergence et de subsidence qui ont généré plusieurs phases de dépôt et de minéralisation.

La genèse de la minéralisation ferrifère oolithique de Djebel Had est caractérisée par :

- **Stade A "Sédimentation des oolithes"** : Elle s'est faite à l'Éocène, dans un environnement de dépôt intertidal peu profond. Ce milieu est situé à la frontière d'une plate-forme épicontinentale stable, initialement oxygéné et agité, correspondant à un talus continental. Il est marqué par l'augmentation progressive de la profondeur de l'eau marine allant du Sud vers le Nord (Fig.23 A- Fig. 22).
- **Stade B "Transgression marine"** : Cette dernière a recouvert les oolithes sous une épaisse couche d'eau, créant ainsi des conditions anoxiques profondes liées à l'eutrophisation due au phosphate (Fig. 21B). Cette transition, vers des conditions anoxiques, a facilité la précipitation du fer dans les oolithes selon le modèle de remplacement des carbonates de calcium par les carbonates de fer (Fig. 16I). L'épaisse couche marneuse, riche en oxyhydroxyde de Fe (III), qui surmonte la minéralisation ferrifère oolithique, indique l'une de ces transitions : d'un environnement côtier peu profond à un environnement marin anoxique profond.
- **Stade C "Régression marine"** : Elle a favorisé les interactions entre les agents météoriques et les oolithes ferrifères en activant leurs vieillissement et en entraînant une oxyhydroxylation du fer (Fe_2O_3 et $\text{FeO}(\text{OH})$) dans un environnement oxique (Fig.21C).

CHAPITRE V - INTERPRÉTATION DES DONNEES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE DJEBEL HAD.

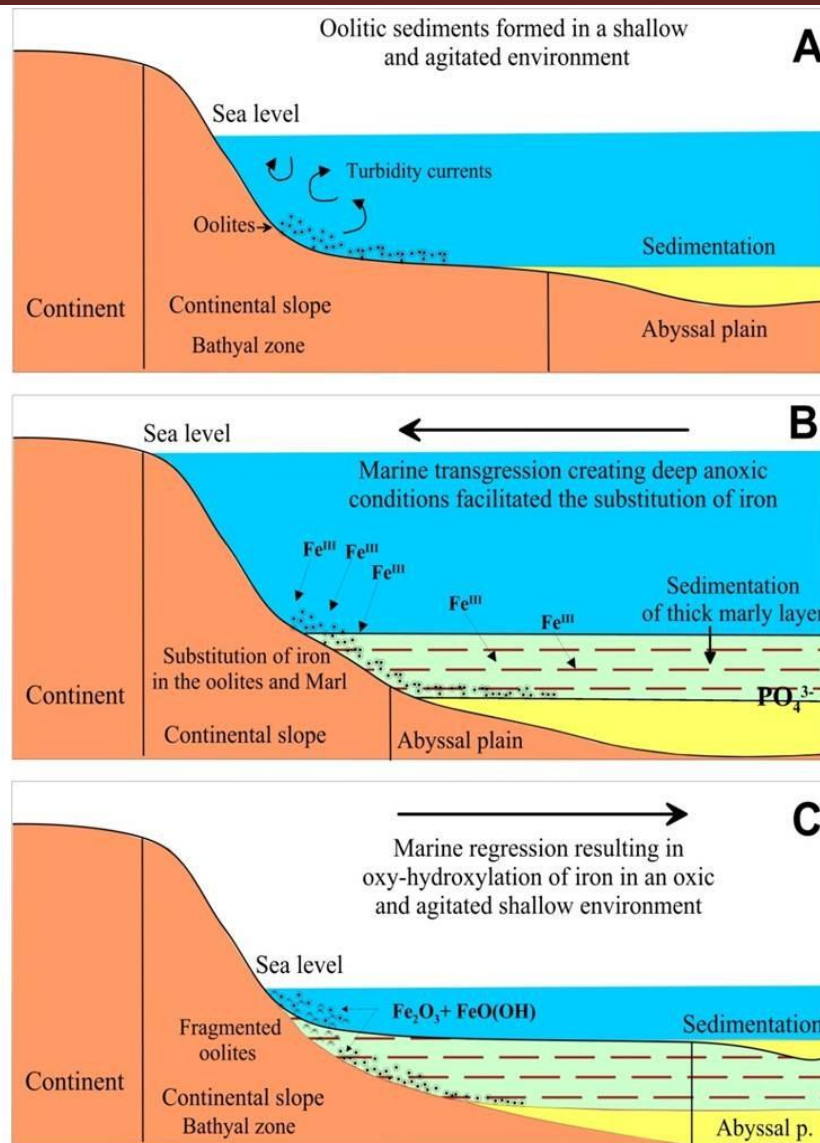


Figure 21. Modèle conceptuel montrant l'hypothèse qui explique la genèse de la minéralisation ferrifère oolithique de Djebel Had. (A) Sédimentation des oolithes. (B) Transgression marine créant des conditions anoxiques profondes, qui ont facilité la substitution du fer dans les oolithes. (C) Régression marine entraînant une oxy-hydroxylation du fer dans un environnement oxic.

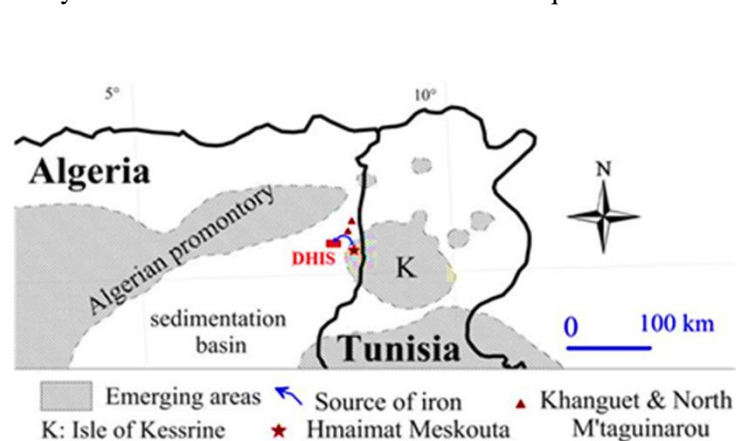


Figure 22. Carte simplifiée montrant la paléogéographie de la source de fer durant l'Éocène moyen.

CHAPITRE V - INTERPRÉTATION DES DONNEES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE DJEBEL HAD.

V.2.7. Comparaison minéralogique entre les gisements de fer oolithique dans le monde et l'indice ferrifère de Djebel Had.

Pour comprendre la genèse de la minéralisation ferrifère oolithique de Djebel Had, on a procédé à une comparaison entre cette dernière et celles associées à des gisements similaires dans le monde.

En Afrique, les gisements de fer oolithique sont très répons. On a : les gisements de Gara Djebilet et de Mecheri Abdelaziz, d'âge Silurien-Dévonien, dans le sud algérien (S. Guerrak, 1987, 1989 et 1991) et le gisement de la Vallée de Shatti en Lybie, d'âge Dévonien supérieur (F.B. Van Houten, 1981).

Au niveau des régions sahariennes, on note l'existence de grosses concentrations ferrifères oolithiques, anormalement proches les unes des autres. Ces minerais oolithiques, exclusivement de type Clinton, sont inter-stratifiés dans les formations paléozoïques de l'ensemble de la Plate-forme Saharienne et ce depuis les confins du Zemmour noir au Sahara Occidental, jusqu'aux formations du Fezzan en Libye. Près d'une cinquantaine d'indices ou gisements sont répartis sur environ 3000 kilomètres et constituent ce qu'on appelle "la Ceinture paléozoïque nord-africaine de minerai de fer oolithique" (S. Guerrak, 1987).

Ces gisements présentent des caractères morphologiques et sédimentologiques qui permettent de penser que la minéralisation s'est mise en place dans des édifices deltaïques progradants (S. Guerrak et J. J. Chauvel, 1985).

En Afrique du Nord, dans sa partie septentrionale, la minéralisation ferrifère oolithique est qualifiée de récente. Elle est datée de l'Éocène : le gisement d'Aïn Babouche et l'indice de Djebel Had en Algérie, au sud de Tébessa (Vila, 1997) et le gisement de Djebel Onk au sud de la Tunisie (H. Garnit, 2017). En Egypte dans la région d'Aswan, elle est d'âge Coniacien-Santonien (H. Baioumy, 2017). Ces gisements présentent des caractères morphologiques et sédimentologiques relatifs à des environnements lagunaires/marins en eaux peu profondes.

En Europe, entre la Lorraine et le Luxembourg (Belgique), le gisement de fer oolithique "Minette" d'âge Jurassique (Teyssen, 1984), présente des caractères morphologiques et sédimentologiques d'un milieu marin (subtidal). Le minerai oolithique y est relativement pauvre en fer (30 - 35%) et contient beaucoup de phosphore.

En Amérique du Nord, précisément au Canada, On a les deux grands gisements de fer oolithique : Peace River (Petruk, 1977) et la Fosse du Labrador (Gross, 1965). Ces deux gisements présentent, respectivement, des caractères morphologiques et sédimentologiques d'environnements fluviaux et de bassins lagunaires peu profonds (Tab. 10).

CHAPITRE V - INTERPRÉTATION DES DONNEES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE DJEBEL HAD.

Tableau 10. Comparaison minéralogique entre les gisements de fer oolithique dans le monde et l'indice ferrifère de Djebel Had.

Caractéristiques des litho-faciès	District Peace River, Canada (Petruk, 1977)	Minette fer oolithique du Luxembourg et de la Lorraine (Teysen, 1984)	Minerais de fer dans la fosse du Labrador (Gross, 1968)	Sahara Central, Algérie (Guerrak, 1987)	Bassin de Tindouf, Sahara Algérien (Guerrak 1989, 1991)	Aswan, Egypte (H. Baioumy 2017)	Vallée de Shatti, Centre-ouest de la Libye (F. B. Van Houten 1981)	Jebel Ank, sud de l'Atlas tunisien (H. Garnit, 2017)	Djebel Had Nord-Est Algérie
Environnement de dépôt	Fluviale	Marin (subtidal)	bassins lagunaires peu profonds	Marin	Lagune marine peu profonde	Marin	Faible profondeur-marine	environnements lagunaires en eaux peu profondes	Marin
Age	Récent	Jurassique	Protérozoïque	Silurien-Dévonien	Silurien-Dévonien	Coniacien-Santonien	Dévonien supérieur	Éocène supérieur	Éocène
Lithologie	10 km ² avec 5m d'épaisseur	Bancs avec 0.2m d'épaisseur	Série continue avec 60-20m d'épaisseur	Corps de minerai de fer oolithique de 200 à 250m d'épaisseur	Grossissement vers le haut en dépôt de minerai oolithique	4 bancs de 10-35m d'épaisseur	5 grossissements vers le haut avec un maximum de 90m d'épaisseur	Corps minéralisé d'environ 2,5 à 8m d'épaisseur	Corps de minerai de fer oolithique de 6-8m d'épaisseur
Faune occurrences	Foraminifères, Eponges spicules	Bivalves, Bélemnites, Ammonites	-	Terriers rares	Terriers	-	Chlamys, Spirophyton, Terriers de Corophiodes	-	-
Séquence sédimentaire	de haut-fond "allomembres"	Grossissante vers le haut	Grades vers le haut	Grossissante vers le haut	Grossissante vers le haut	Grossissante vers le haut	régressive grossissante vers le haut	cycles de grossissement et de haut-fond	/
Calcite	-	-	-	-	-	-	-	-	+
Dolomite	+	-	+	-	+	-	-	+	-
Sidérite	+	-	+	-	+	-	+	-	-
Goéthite	+	+	+	-	-	-	-	+	+
Hématite	+	-	+	+	+	+	-	-	+
Magnétite	-	-	+	+	-	-	+	-	+
Chamosite	+	+	-	+	+	+	+	-	-
Pyrite	+	-	+	+	-	-	+	+	+
Quartz	+	+	+	+	+	+	+	+	+
Chlorite	+	+	+	+	+	+	+	-	-
Pyrochlore	-	-	-	-	-	-	-	-	+
Phosphates	+	-	-	-	+	+	+	+	+
Nontronite	+	-	-	-	+	-	-	-	-
Type de ciment	Ferrugineux	Calcitique Sidéritique-Chloritique	Chert, Boues siliceuses	Quartz - Argiles	Quartz - Argiles	Ferrugineux	Ferrugineux	Argiles - Grès	argilo-ferrugineux

CHAPITRE V - INTERPRÉTATION DES DONNEES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE DJEBEL HAD.

V.2.8. Conclusions.

La minéralisation ferrifère oolithique de Djebel Had se présente sous formes d'oolithes ferrugineux d'une épaisseur moyenne de 6-8 m, surmonté par une couche épaisse de marnes ferrugineuses riche en gypse, d'âge Éocène moyen (lutétien moyen ou supérieur). Elle se compose en grande partie des oolithes et des granulés dominés par des hydroxydes de fer, principalement de la Goethite cimentée par une matrice ferrugineuse, argilo-ferrugineuse, carbonatée et siliceuse. Les observations de terrain, les analyses géochimiques et pétrographiques suggèrent :

- ✓ Un fer total à 50% en poids (FeT) pour la minéralisation ferrifère oolithique de Djebel Had ;
- ✓ La normalisation Djebel Had/UCC, montre que l'enrichissement en V, Ag, Ni et Zn a été contrôlée par adsorption sur goethite ;
- ✓ L'anomalie positive de Ce/Ce* indique un milieu de sédimentation peu profond oxique, tandis que la reconstruction redox par extraction séquentielle de fer suggère que le fer se précipite dans des eaux anoxiques profondes ;
- ✓ La sédimentation de la minéralisation ferrifère de Djebel Had a été guidée et contrôlée par des cycles transgressions-régressions synchrones avec des mouvements d'émergence et de subsidence qui ont généré plusieurs phases de dépôt et de minéralisation ;
- ✓ La source possible du fer est suggérée à l'Est du Djebel Had, où l'enrichissement en fer dans l'eau de la mer pourrait être dû à l'altération des formations adjacentes métasomatisées associées au diapirisme ;

Un modèle à deux étapes est proposé pour la genèse de la minéralisation ferrifère oolithique de Djebel Had, associées à l'altération d'une source de nutriments riches en phosphate et en fer qui a favorisé une eutrophisation et une anoxie océaniques intenses.

CHAPITRE VI
INTERPRÉTATION DES DONNEES ET
PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE
LA MINÉRALISATION DE M'TAGUINAROU NORD

CHAPITRE VI - INTERPRÉTATION DES DONNÉES ET PROPOSITION DES MODÈLES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE M'TAGUINAROU NORD.

VI.1. Contexte géologique local de l'indice ferrifère de M'Taguinarou Nord.

VI.1.1- Situation géographique.

L'indice de M'Taguinarou Nord fait partie des Monts de Nemenchas dans l'Atlas saharien Oriental. Il est situé dans la région de Djebel Dalaâ à 32,33 km au Sud de la ville de Tébessa. Il est à l'Ouest de la frontière algéro-tunisienne, soit à 3,63 Km au Sud-Est la localité d'El Ma Labiod et au Nord de la Daïra d'Oum Ali (Fig. 23).

Cette région contient un grand nombre d'indices de fer et/ou polymétalliques, pour lesquels, le potentiel économique et le mécanisme de formation restent en grande partie inconnus.

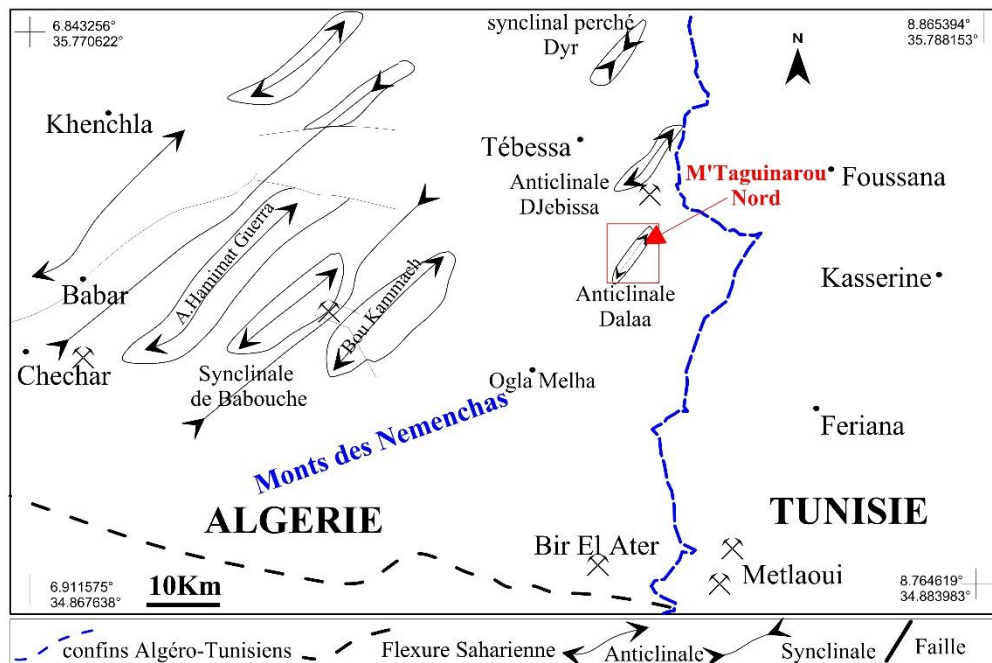


Figure 23. Carte structurale simplifiée de l'Atlas Saharien oriental, avec la localisation de l'indice de fer M'Taguinarou Nord. (Diab et al. 2020)

VI.1.2. Stratigraphie.

On y rencontre les formations allant du Mésozoïque, du Cénozoïque et du Quaternaire représentant les faciès de divers milieux sédimentaires (Durozoy, 1956).

VI.1.2.1. Trias.

Les formations triasiques sont les plus anciennes roches reconnues dans la région. Elles sont constituées essentiellement par un faciès évaporitique gypseux et d'argiles rougeâtres et bariolées, auxquels s'ajoutent des îlots de calcaires dolomitiques et de dolomies rougeâtres. (J. M. Vila. 1994).

VI.1.2.2. Aptien.

A sa base, l'Aptien se manifeste par un conglomérat à débris de Rudistes, d'Orbitolines et des cargneules du Trias. A son sommet, on a des calcaires noduleux bio-détritiques à débris de coquilles, des calcaires micritiques bioclastiques gréseux, des dolomies gréseuses, des calcaires organogènes dolomités et silicifiés avec des dolomies.

CHAPITRE VI - INTERPRÉTATION DES DONNEES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE M'TAGUINAROU NORD.

VI.1.2.3. Albien.

Il est constitué de calcaires bioclastiques à gros débris de polypiers et de mélobésiées (Algues).

VI.1.2.4. Cénomanién.

Les deux flancs de l'anticlinal de Djebel Dalaâ sont constitués par des intercalations de marnes gris-verdâtres et de calcaires, de calcaires organogènes dolomitisés et des dolomies d'âge Cénomanién, surmontés par des calcaires massifs beiges et blancs à caractère récifal, des dolomies et des calcaires dolomitiques en bancs épais. La partie basale comprend uniquement des calcaires marneux à rognons de silex, avec prédominance, dans sa partie sommitale de calcaires très durs d'âge Turonien (Durozoy, 1949, 1956).

VI.1.2.5. Turonien.

Le Turonien inférieur se manifeste par des assises très constantes de marno-calcaires grises en petits bancs, de marnes et de marno-calcaires en plaquettes. A la base, de petits Inocérames à test noirs, ont été fréquemment rencontrés.

Le Turonien moyen est présent avec une assise massive de calcaires beiges ou roses (**niveau porteur de la minéralisation ferrifère**) et de dolomies ou de calcaires dolomitiques. Au niveau de sa partie supérieure, on parle surtout de rognons de silex, tandis qu'à sa base, on a des calcaires marneux.

Le Turonien supérieur comprend, de haut en bas, des marnes noires gypsifères, des marno-calcaires avec vers la base, un banc de calcaire à Lumachelles fossilifères. Au Sud, à Djebel Dalaâ, des calcaires des marnes et des bancs calcaires sont signalés.

Par endroits, les roches encaissantes de la minéralisation sont couvertes par des argiles ocre, rouges et des conglomérats grossiers rougeâtres du Pliocène couronnant la structure anticlinale et dans, d'autres, endroits par des dépôts quaternaires qui couvrent les pentes sous forme d'alluvions, des éboulis et des conglomérats (Fig. 24).

CHAPITRE VI - INTERPRÉTATION DES DONNEES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE M'TAGUINAROU NORD.

VI.1.3. Evolution paléogéographique et structurale.

Notre secteur d'étude fait partie de la région de Djebel Dalâa. Cette dernière a connu une succession de mouvements compressifs et distensives, donnant lieu à sa structure tectonique actuelle :

VI.1.3.1. Phase distensive (Crétacé).

Elle est responsable de la formation d'une plateforme récifale et un milieu subsident profond. L'impulsion distensive du Crétacé-Éocène a favorisé la formation d'un milieu subsident, où les dépôts néritiques ont pris place. D'après Durozoy (1949, 1956), les accidents disjonctifs ne sont pas très développés dans les limites du secteur de Djebel Dalâa. On note généralement une seule faille de direction NE-SO, qui contrôle probablement le percement des formations triasiques et un autre système orienté Est-Ouest ou sub-latitudinal qui se développe sur les versants nord et sud de l'anticlinal de Djebel Dalâa. Ces deux systèmes restent tributaires de l'existence du fossé d'effondrement de Tébessa qui influe sur l'aspect tectonique général de cette structure positive.

VI.1.3.2. Phase compressive éocène (phase atlasique NE-SO).

On a des plis formés par des calcaires du Crétacé. Les anticlinaux, substitués par de vastes structures synclinales, sont souvent percés dans leurs charnières par du trias diapirique. Leur orientation NE-SO, résulte des compressions néogènes, dont la phase majeure a été considérée comme étant comprise entre l'Éocène et le Miocène en raison de l'existence d'une discordance entre le Miocène et les sédiments du Crétacé et de l'Éocène (Durozoy 1956, Blès et Fleury 1969, J.M.Vila 1980).

VI.1.3.3. Période d'érosion durant l'Oligocène.

À partir du Lutétien supérieur, les terrains s'émergent et les formations oligocènes sont quasi absentes par suite à l'érosion anté-miocène. Le Miocène-Pliocène fût une période d'intense sédimentation continentale, marquée par des sables, des argiles et des conglomérats. Le Quaternaire se caractérise par les produits d'érosion qui se déposent sur les flancs et les vallées (colluvions, alluvions et éboulis de pente).

La distension miocène a eu lieu après la dénudation oligocène. Elle est à l'origine de la formation du bassin subsident d'El Ma Labiod.

VI.1.3.4. L'ingression marine durant le miocène inférieur (Burdigalien-Langhien).

La phase accroissante de la subsidence miocène a généré une ingression marine au Langhien-Serravalien suivie d'une sédimentation deltaïque. Celle décroissante, quant à elle, s'est manifesté par un ralentissement de la subsidence jusqu'à son arrêt total et l'apparition de la croûte ferrugineuse à la fin du Serravalien.

VI.1.3.5. L'activité halocinétique des formations triasiques.

La phase distensive pliocène a favorisé le diapirisme à Djebel Dalâa. L'action du Trias était déjà ressentie à l'Albo-Aptien, par la diminution locale de l'épaisseur des séries albo-aptiennes. La structure générale de Djebel Dalâa, est très affectée par la mise en place bien marquée du diapir. Le contact entre les formations triasiques et les terrains sus-jacents est de nature tectonique. Le flanc sud-est est fortement réduit et les couches y sont très redressées ou verticales sous l'effet des poussées halocinétiques.

La seconde manifestation plio-quadernaire, quant à elle, localement compressive, a donné lieu à des plis de direction NNO- SSE (F. Morel. 1957, J. L. Bles. 1969, K. Boufaa et al. 1996).

VI.1.3.6. La tectonique récente.

On distingue l'intensité de la tectonique plicative affectant le Miocène (plissement des grés miocènes du col de T'Noukla) de celle cassante affectant les formations crétaées (dislocation de l'anticlinal cénomanien-turonien de Draâ M'Taa- El Ma Labiod, fractures brisant la falaise turonienne de T'Noukla). Comme signalé plus haut, c'est sans doute la phase atlasique qui en est responsable, suite à un phénomène compressif à contrainte principale d'orientation NO-SE.

Ces structures résultent d'importants coulissements ayant touché le socle au Plio-Quadernaire. La distension dans la couverture a généré des déchirures qui sont à l'origine des fossés en partie entraînés par une tectonique régionale dans la région d'El Ma Labiod.

VI.2. Minéralisation de M'Taguinarou Nord.

VI.2.1. Description détaillée du site de M'Taguinarou Nord.

La minéralisation ferrifère de M'Taguinarou Nord (Fig. 25) est essentiellement constituée de corps minéralisés en amas à minerai goethitique-hématitique de couleur brun à noir foncé, plus ou moins silicifiée d'origine hydrothermale/supergène. Associée avec le zinc et le cuivre, la minéralisation est encaissée dans les calcaires massifs fracturés et fissurés à remplissage calcitique d'âge Crétacé moyen (Turonien). La texture est essentiellement bréchique, passant en stockwerk dans les parties bordières de la zone (Fig. 26). En surface, les amas minéralisés forment des lentilles. On trouve, également, de petits nids de limonite de 20 à 30cm de dimensions dans la partie centrale du massif.

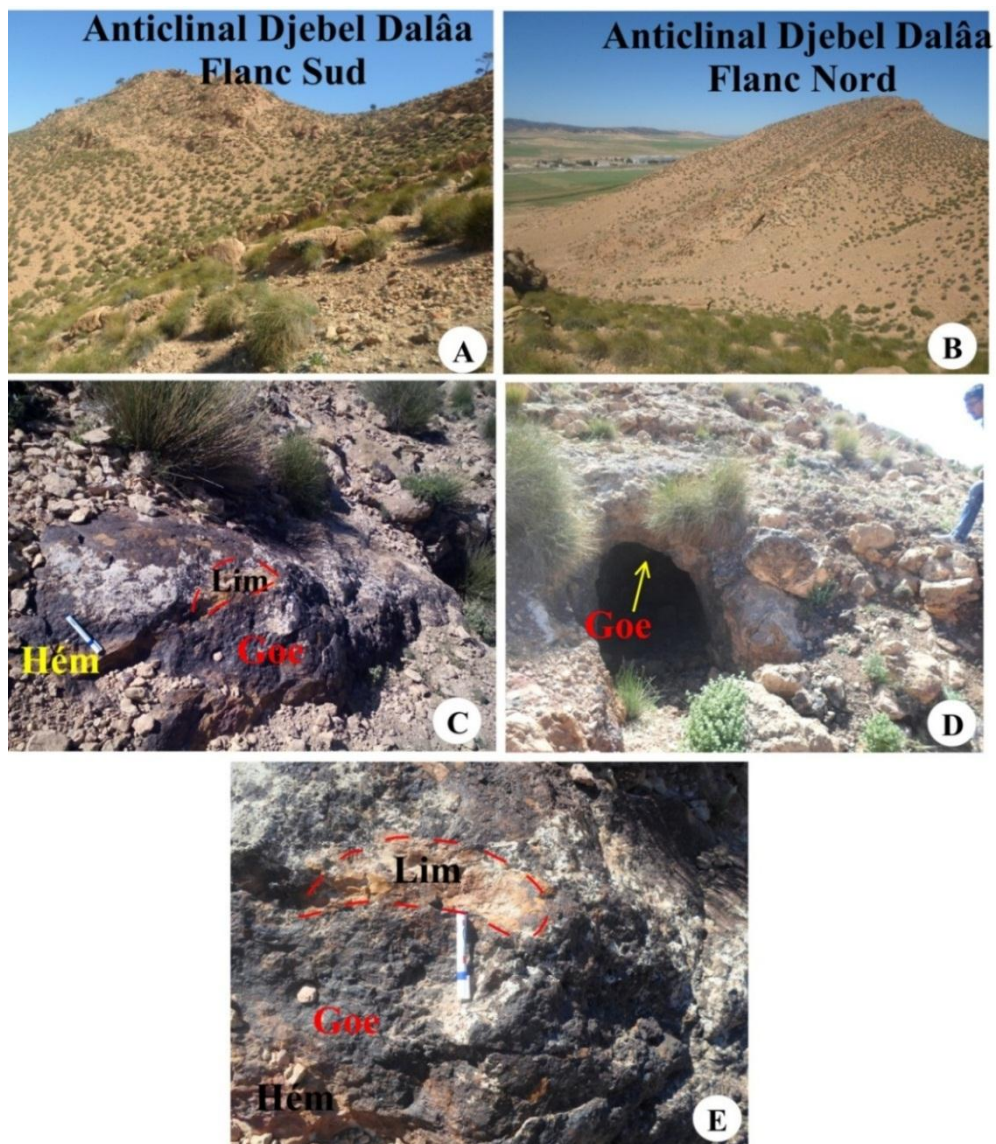


Figure 25. Vues générales de la minéralisation ferrifère de M'Taguinarou Nord : (A) Flanc sud (B) Flanc nord de l'anticlinal de Djebel Dalaâ, (C) et (E) affleurement de minéralisation avec les oxy-hydroxydes de fer (goethite, hématite, limonite) ; (D) galerie d'exploration montrant la minéralisation en profondeur.

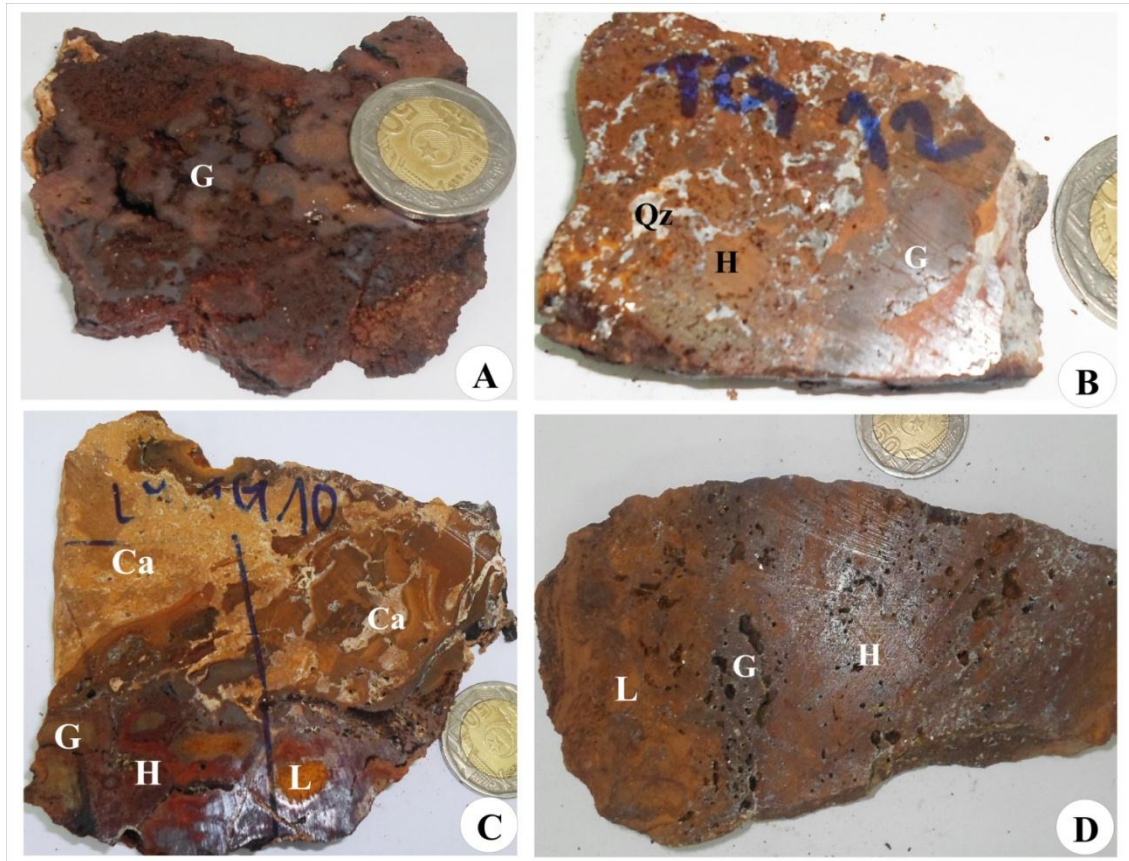


Figure 26. Ensemble des échantillons prélevés à M'Taguinarou Nord : (A) Minerai de fer goethitique bréchique, (B) Minerai de fer mixte siliceux, (C) Contact entre la minéralisation et la roche encaissante (Calcaire), (D) Minerai de fer mixte rubané. **Abréviations :** G - Goethite, H- Hématite, L-Limonite, Ca-Calcaire, Qz-Quartz.

VI.2.2. Pétrographie.

Les assemblages de minéraux polymétalliques, connues dans de Djebel Dalâa, développés autour des corps minéralisés, autres que la minéralisation ferrifères, constituent essentiellement une minéralisation Cuivre-Zincite située sur le flanc Sud, près du contact Cénomaniens-Turonien. Cette minéralisation se présente sous forme de veines et en disséminations. On y décèle aussi, une minéralisation secondaire épigénétique de Smithsonite, et des minéraux de Cuivre telles que la Malachite et l'Azurite (Fig. 28 A-B).

Les composants minéralogiques de la minéralisation ferrifère sont dominés par la Goethite, l'Hématite et la Limonite. Les minéraux de la gangue sont principalement de la calcite (Fig.28 D-F) et du quartz (Fig.28 E).

La limonitisation se manifeste souvent sous forme de veines irrégulières au bord des corps minéralisés. Il s'agit d'un produit d'altération supergène au stade de minéralisation tardive. (Fig. 26 C-D.)

CHAPITRE VI - INTERPRÉTATION DES DONNEES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE M'TAGUINAROU NORD.

D'après nos observations sur le terrain, la minéralisation ferrifère de M'Taguinarou Nord est constituée de corps minéralisés, tous noyés dans les calcaires massifs fracturés et fissurés à remplissage calcitique et à brèche hématitique du Crétacé moyen (Turonien) (Fig. 25C-D-E). L'allure de ces corps minéralisés est très variable et devient de plus en plus complexe en allant du Sud-Ouest vers le Nord-Est :

- une géométrie stratiforme du côté de l'axe de l'anticlinal, orienté NE-SO, plongeant vers le Sud à 30-35° (plus raide vers le haut). Les corps minéralisés suivent généralement les zones de contact carbonates-minerais-diapir et sont globalement parallèles à la stratification (Fig.27A).
- l'aspect stratiforme, dans la partie Sud-Est de l'anticlinal, tend à disparaître et une morphologie en amas irréguliers prédomine avec une tendance 19-41° vers le Sud-Est, plongeant à 6-57° (Fig.27B).
- par endroits, une minéralisation de forme plutôt lenticulaire, plongeant à 27-70°, avec une tendance 30-40° vers le Nord-Est, (Fig.25C).

La profondeur des corps minéralisés a été estimée à environ 12m de profondeur, sur la base des données des anciennes galeries creusées au niveau des flancs de l'anticlinale de Djebel Dalaâ, probablement lors des travaux de recherche systématique dans la région (Fig.25D).



Figure 27. Morphologie des corps minéralisés :(A) contact carbonates-minerais-diapir est globalement parallèle à la stratification, (B) morphologie en amas irrégulier.

VI.2.3. Minéralogie.

La minéralisation ferrifère de M'Taguinarou Nord est présente sous un aspect bréchique, principalement constituée d'hydroxydes de fer composés de plusieurs minéraux caractéristiques.

La goethite : à éclat sub-métallique, de couleur sombre ou noir et une dureté élevée. Cette dernière, présente remplit les fractures en débutant par des structures fibreuses et se terminant par des surfaces à structure mamelonnées botryoïdale.

L'hématite : à éclat sub-métallique et de couleur gris foncé ou noir, parfois rougeâtre, est très fréquente dans les géodes et zones de fractures. Elle se rencontre souvent en masses homogènes, en rosaces ou encore en crêtes de coq (Fig. 28C).

CHAPITRE VI - INTERPRÉTATION DES DONNÉES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE M'TAGUINAROU NORD.

La limonite : minérale d'altération, accompagne souvent l'hématite. De couleur jaune ocre, elle forme des rubanements colloformés (Fig.26D), presque massifs. Les rubans de limonite, formés par des veinules fines qui s'entrecroisent dans une maille à densités variables, diffèrent les uns des autres par leur épaisseur, leur compacité et leurs structures et se manifestent avec des aspects différents.

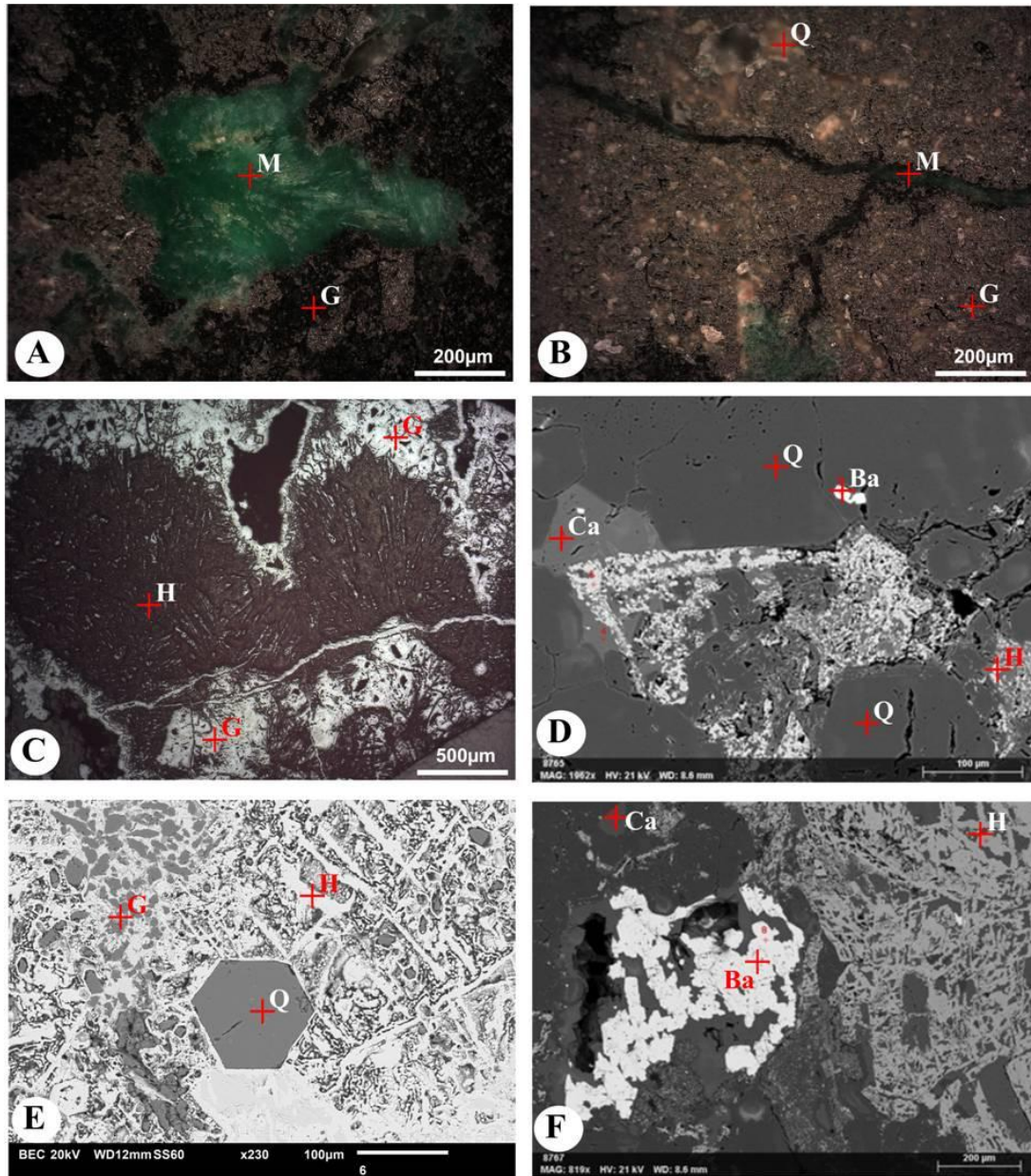


Figure 28. Photographies microscopiques des échantillons prélevés à M'Taguinarou Nord : (A-C) en LN/LPA et (D-F) au MEB, (A et B) : La photo montre la Malachite à texture respectivement fibro-radiée et sous forme de veines. (C) : Hématite en crêtes de coq. (D) : Calcite sous forme de plages. (E) : Quartz sous forme des cristaux hexagonaux contournés par la Goéthite et l'Hématite. (F) : Baryte en petits amas recoupant la minéralisation.

Abréviations : H Hématite, G Goéthite, Q Quartz, Ba Baryte, Ca Calcite, M Malachite.

CHAPITRE VI - INTERPRÉTATION DES DONNÉES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE M'TAGUINAROU NORD.

L'analyse minéralogique montre que les minéraux de gangue présents dans les amas minéralisés comprennent de la calcite incolore, d'un blanc laiteux et parfois colorée par des impuretés de différentes nuances, généralement claires, du gris, du jaune, du rose et du rouge :

La calcite : se présente sous forme de stalactites et stalagmites dans les géodes et sous forme de croûte, surtout, autour des zones d'accumulation du minerai. À l'intérieur du minerai, elle est présente en nids moins développés. Au microscope, la calcite se présente sous forme de plages plus ou moins grandes (Fig.28 D-F), automorphes ou sub-automorphe et granulaire remplissant les fractures de l'encaissant calcaire.

Le quartz : est présent sous forme des cristaux hexagonaux contournés par la minéralisation ferrifère, et de remplissage dans les fissures et sous forme des rognions de silex dans les roches encaissantes (Fig.28E) (Fig. 29).

La Malachite/Azurite : la microscopie optique et les analyses minéralogiques DRX ont également révélé des minéraux cuivreux sous forme de malachite et d'azurite (Fig.28 A). Ces deux minéraux sont typiques de la zone d'oxydation provenant de l'altération du cuivre gris par les eaux carbonatées, à M'Taguinarou Nord, ils se manifestent en masse concrétionnée, à texture fibroradiée parfois botryoïdale, sous forme de veines (Fig. 28B) et en masses de paillettes vertes et bleues de dimensions variables.

La baryte : est présente en petits amas et filons recoupant les minerais de fer (Fig. 28 D-F).

Le zinc (smithsonite $ZnCO_3$), **l'argent** et **le plomb** (galène PbS) sont également présents et détectés par la DRX (Fig. 29).

VI.2.4. Géochimie.

L'analyse géochimique par LA-ICP-MS a permis de mettre en évidence le contenu des éléments majeurs, en traces et terres rares (REE) dans la minéralisation de M'Taguinarou Nord. Les résultats analytiques sont présentés dans le Tableau 11.

VI.2.4.1. Les éléments majeurs.

Fe_2O_3 , SiO_2 , MgO et Al_2O_3 , représentent ~ 90% de toutes les teneurs en fer dans la minéralisation ferrifère, reflétant la prédominance de l'Hématite et la Goethite, silice, dolomites, argiles. L'oxyhydroxyde de fer (teneur moyenne en Fe_2O_3 75%, tandis que MgO en moyenne 0,3%, l'alumine est le principal minéral argileux en association avec la kaolinite. Les valeurs très faibles de Al_2O_3 (0.33% - 0.9%) et TiO_2 (0.005% - 0.008%), suggère que la minéralisation de M'Taguinarou Nord, est d'origine purement chimique, ce qui renforce l'idée de l'origine principalement hydrothermale de la minéralisation primaire.

CHAPITRE VI - INTERPRÉTATION DES DONNÉES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE M'TAGUINAROU NORD.

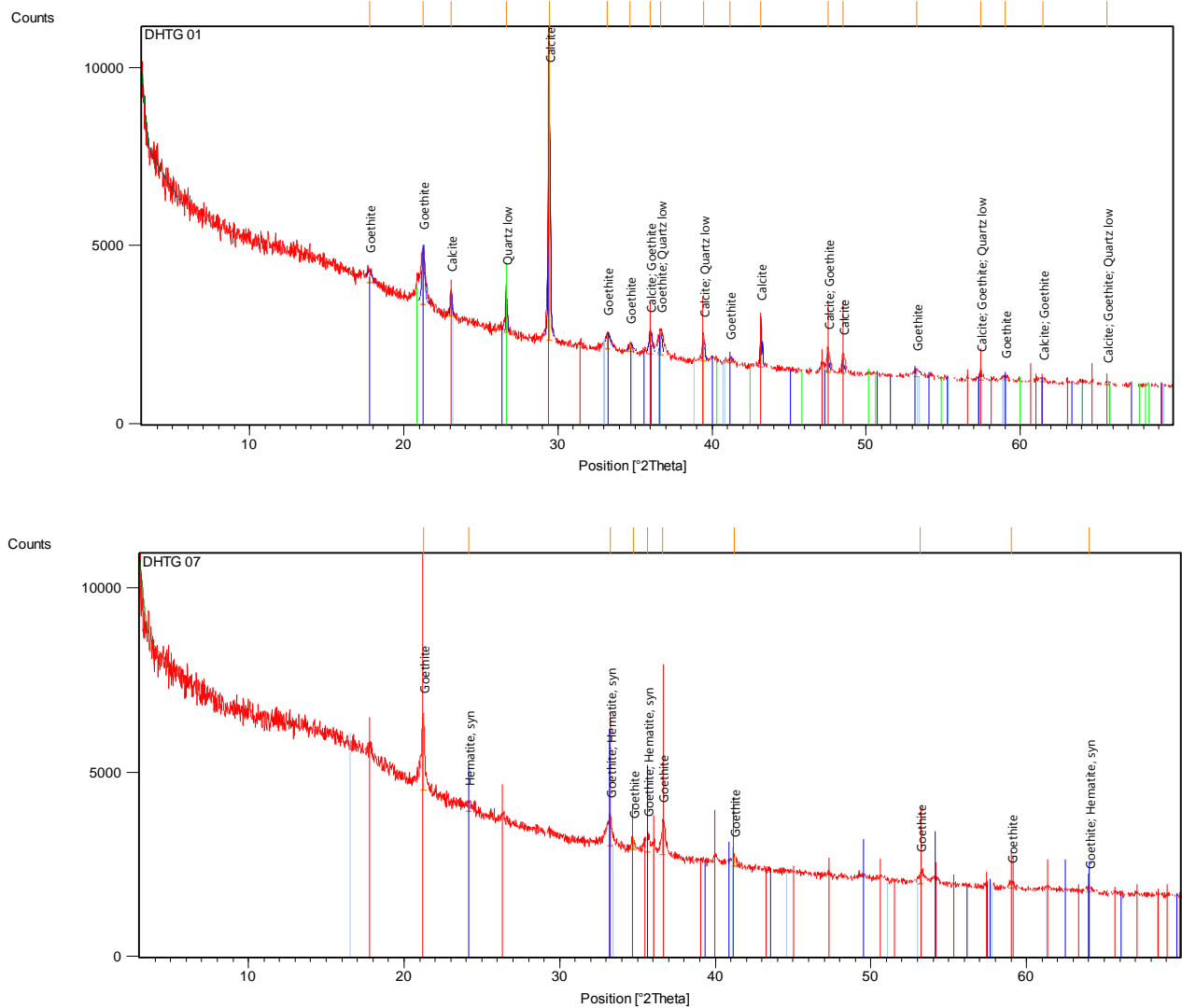


Figure 29. Données DRX de la minéralisation de M'Taguinarou Nord.

Les concentrations de Na_2O , P_2O_5 et K_2O sont inférieures à 1%. De ce qui précède, nous concluons que la minéralisation ferrifère de M'Taguinarou Nord sont appauvries en MnO , TiO_2 , P_2O_5 , Na_2O et enrichies en Fe_2O_3 (OH), SiO_2 , CaO (Fig.30A).

VI.2.4.2. Éléments en traces et oligo-éléments.

La minéralisation ferrifère de M'Taguinarou Nord est enrichie en W (22-30ppm), Mo (13-19ppm), Sb (0.49-1ppm), Sr (56-70ppm), U (2.4-3ppm), Be (3-5ppm), V (11-17 ppm), Bi (0.2-0.8ppm), Pb (26-39ppm), In (0.19-0.3ppm), Ge (14-20ppm), et appauvris en Th (0.09-0.9ppm), Ta et Rb (1.5-2ppm) Zr (1.9-3 ppm), Nb, Hf, Sn, Ti, Y (0.9-1ppm) et Ga (4-9 ppm). L'abondance de Zn (4210-5809ppm) et Ba (693-1200 ppm), due à la présence respectivement de la Smithsonite et la Baryte.

CHAPITRE VI - INTERPRÉTATION DES DONNEES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE M'TAGUINAROU NORD.

Les valeurs de Cu, en particulier dans les veines recourent la minéralisation ferrifère, vont de 750 ppm à 1300 ppm, ce qui corrobore la présence des carbonates de cuivre. Les valeurs élevées d'Ag (0.8-1ppm), As (246-380 ppm) et Strontium (56-70 ppm), reflètent aussi la contribution relative de l'altération sur les continents et de l'apport des injections hydrothermales.

La présence du Strontium s'explique par l'altération chimique ou métasomatique de la calcite (Viers J. et al. 2000 ; C. Page Chamberlain et al. 2005).

L'Arsenic quant à lui, démontre l'origine des paragenèses riche en As de haute température (Lhou Maacha, 2013).

On constate, également, que la plupart des échantillons de la minéralisation ferrifère analysés, sont enrichis en Uranium et appauvris en Thorium (Fig. 30B).

VI.2.4.3. Éléments des terres rares.

La normalisation des valeurs des terres rares par rapport au PAAS (Taylor et McLennan, 1985), met en évidence certaines tendances importantes.

Tous les échantillons, de minerai de fer de M'Taguinarou Nord, sont caractérisés par un faible enrichissement en LREE (La, Pr, Nd, Sm et Ce) par rapport aux HREE (Ho, Er, Tm, Yb, Lu), marqué par un enrichissement systématique des LREE vers HREE (Fig. 29C). L'anomalie de cérium et Europium calculée selon Planavsky (2010), $Ce/Ce^* = (CeSN / (0.5PrSN + 0.5LaSN))$, $Eu/Eu^* = (EuN / (SmN.GdN)^{0.5})$, où N fait référence à des concentrations normalisées au standard de schiste PAAS (McLennan, 1989), montrent que la minéralisation de M'Taguinarou Nord, affiche une anomalie négative ($Ce/Ce^* = 0.67$), et une anomalie positive en ($Eu/Eu^* = 1.33$) (Fig.30C).

CHAPITRE VI - INTERPRÉTATION DES DONNEES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE M'TAGUINAROU NORD.

Tableau 11. Analyses chimiques complètes des échantillons prélevés à M'Taguinarou Nord.

Éléments	Valeurs des éléments (ppm)			Valeurs Normalisées		
	DHTG 07	DHTG 10	DHTG 03	DHTG 07	DHTG 10	DHTG 03
Éléments en traces						
Sr	56.00	70.00	62.00	0.20	0.20	0.20
Rb	1.50	1.70	2.00	0.00	0.00	0.00
Ba	693.00	780.00	1200.00	1.30	1.40	2.20
U	2.40	3.00	2.90	0.90	1.10	1.00
Th	0.09	0.10	0.90	0.00	0.00	0.10
Ta	0.09	0.08	0.06	0.10	0.10	0.10
Nb	0.90	1.00	0.50	0.10	0.10	0.00
Y	0.90	1.00	1.00	0.00	0.00	0.00
Zr	1.90	2.00	3.00	0.00	0.00	0.00
Hf	0.15	0.20	0.17	0.00	0.00	0.00
Be	4.00	5.00	3.00	1.30	1.70	1.00
Sc	2.00	3.00	1.50	0.10	0.20	0.10
V	11.00	15.00	17.00	0.10	0.10	0.20
Cr	19.00	20.00	27.00	0.20	0.20	0.30
W	22.00	28.00	30.00	11.00	14.00	15.00
Mo	16.00	19.00	13.00	10.70	12.70	8.70
Sn	0.90	1.00	1.80	0.20	0.20	0.30
Bi	0.20	0.20	0.80	1.50	1.50	6.20
Tl	0.09	0.09	0.09	0.10	0.10	0.10
As	246.00	300.00	380.00	164.00	200.00	253.30
Sb	0.49	0.90	1.00	2.50	4.50	5.00
Ag	0.80	1.00	1.00	16.00	20.00	20.00
Pb	26.00	30.00	39.00	1.50	1.80	2.30
Zn	4210.00	5809.00	4762.00	59.30	81.80	67.10
In	0.19	0.30	0.20	3.80	6.00	4.00
Cu	830.00	750.00	1300.00	33.20	30.00	52.00
Co	9.00	10.00	13.00	0.50	0.60	0.80
Ni	18.00	20.00	35.00	0.40	0.50	0.80
Ga	4.00	5.00	9.00	0.20	0.30	0.50
Ge	14.00	18.00	20.00	8.75	11.25	12.50
Ce/Ce*	-	-	-	0.67	0.50	0.39

Éléments	Valeurs des éléments (ppm)			Valeurs Normalisées		
	DHTG 07	DHTG 10	DHTG 03	DHTG 07	DHTG 10	DHTG 03
Éléments des Terres Rares						
La	0.90	1.00	1.50	0.02	0.03	0.04
Ce	1.30	1.20	1.50	0.02	0.02	0.02
Pr	0.22	0.30	0.50	0.02	0.03	0.06
Nd	0.90	1.00	1.10	0.03	0.03	0.03
Sm	0.20	0.50	0.70	0.04	0.09	0.13
Eu	0.07	0.08	0.10	0.06	0.07	0.09
Gd	0.30	0.30	0.50	0.06	0.06	0.11
Tb	0.09	0.08	0.10	0.12	0.10	0.13
Dy	0.20	0.23	0.50	0.05	0.05	0.11
Ho	0.09	0.07	0.10	0.09	0.07	0.10
Er	0.10	0.19	0.20	0.03	0.07	0.07
Tm	0.04	0.05	0.09	0.10	0.12	0.22
Yb	0.09	0.09	0.10	0.03	0.03	0.04
Lu	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
Eu/Eu*	-	-	-	1.33	1.01	1.20

Éléments	Valeurs des éléments (%)			Valeurs Normalisées		
	DHTG 07	DHTG 10	DHTG 03	DHTG 07	DHTG 10	DHTG 03
Éléments Majeurs						
SiO ₂	3.460	5.000	1.500	0.06	0.08	0.02
Al ₂ O ₃	0.330	0.900	0.500	0.02	0.06	0.03
Fe ₂ O ₃	85.130	70.000	75.00	1.11	0.91	0.97
MnO	0.015	0.020	0.100	0.15	0.20	1.00
MgO	0.200	0.300	0.500	0.00	0.01	0.01
CaO	0.340	0.400	0.500	0.00	0.00	0.01
Na ₂ O	0.030	0.010	0.200	0.01	0.00	0.07
K ₂ O	0.010	0.050	0.100	0.01	0.03	0.06
TiO ₂	0.005	0.008	0.005	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.050	0.060	0.100	0.38	0.46	0.77

CHAPITRE VI - INTERPRÉTATION DES DONNÉES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE M'TAGUINAROU NORD.

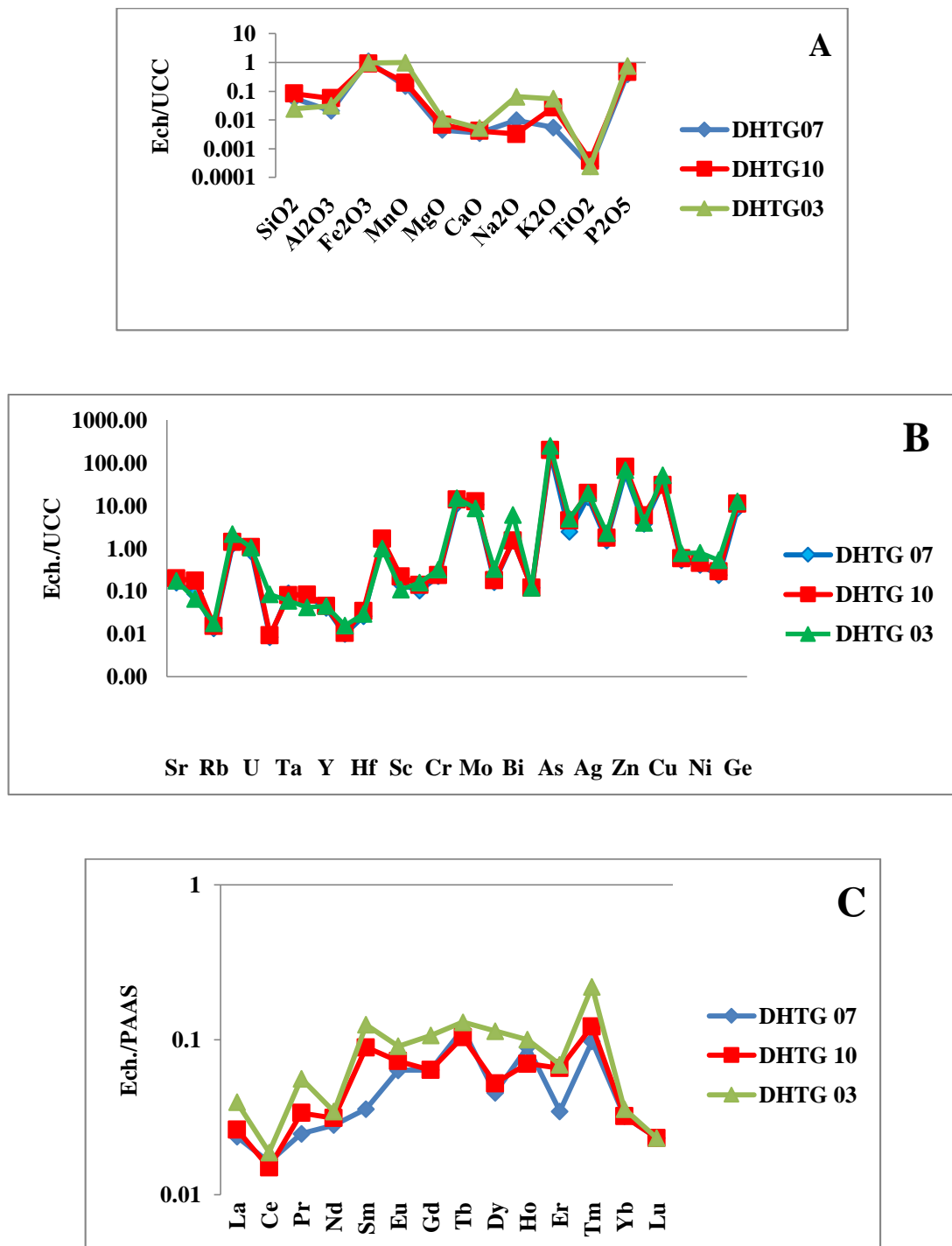


Figure 30. Données géochimiques de la minéralisation de M'Taguinarou Nord. (A) : valeurs des éléments majeurs normalisées à l'UCC (Upper Continental Crust, Taylor et McLennan, 1985), (B) : valeurs des éléments en traces normalisées à UCC, (C) : valeurs des éléments des terres rares REE normalisées au PAAS (post-Archéen Australian Shale, Taylor et McLennan, 1985).

CHAPITRE VI - INTERPRÉTATION DES DONNÉES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE M'TAGUINAROU NORD.

L'extraction séquentielle du Fer suggère un environnement réducteur anoxique ferrugineux pauvre en sulfures favorisant la genèse de la minéralisation (Fig.31).

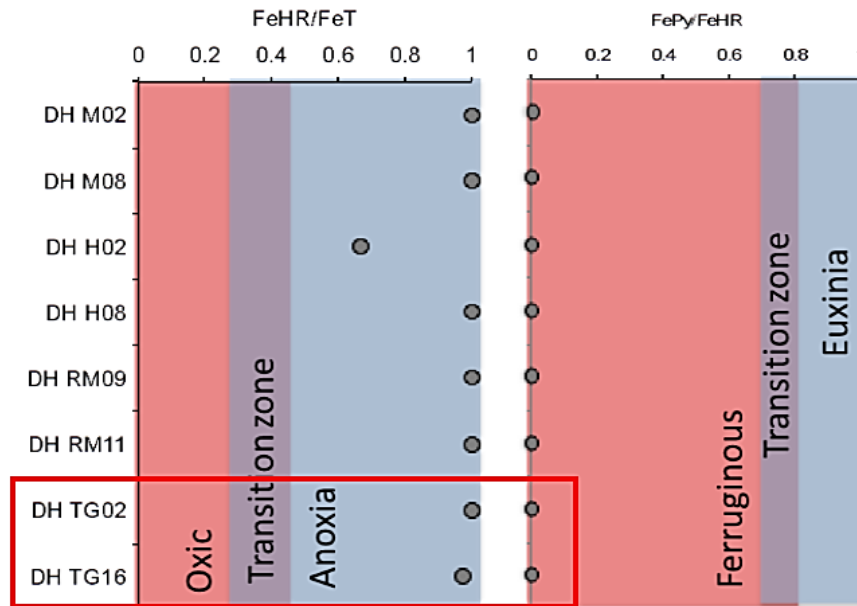


Figure 31. Conceptualisation des paramètres de spéciation du fer pour l'évaluation des conditions d'oxydo-réduction FeHR = fer hautement réactif ; FeT = fer total ; FePy = fer pyrite.

VI.2.5. Discussions.

Sur la base des observations et résultats obtenus, nous constatons que la minéralisation ferrifère de l'indice M'Taguinarou Nord, a été mise en place par une succession de deux phases minéralisatrices (minéralisation polyphasée). Une première phase a permis la genèse de la sidérite et de la goethite dans un contexte hydrothermal et une deuxième phase, la genèse de l'hématite et la goethite dans un processus supergène.

VI.2.5.1. Altération hydrothermale des carbonates.

Au cours des dernières décennies, des avancées scientifiques considérables ont été réalisées dans la compréhension de la genèse et de l'origine des minéralisations ferrifères hydrothermales-métasomatiques de substitution dans les roches carbonatées.

En se basant sur un critère de distribution et de dénomination géographique, A. Zitzmann et Ch. Neumann(1977) ont proposé deux types pour cette minéralisation ferrifère et polymétallique (minéralisation ferrifère hydrothermale-métasomatique de substitution) : le type Erzberg et le type Bilbao. Ces derniers se distinguent par la nature de l'encaissant (roches carbonatées, Calcaires, Dolomies) et par la composition chimique du minerai (Sidérite, Ankérite, Hématite, Goethite). Les problèmes soulevés concernant leur genèse rappellent à bien des égards ceux encore imparfaitement résolus relatifs aux concentrations de Pb, Zn, Ba et Cu des couvertures sédimentaires.

À titre d'exemple, dans le district d'Ouenza-Boukhadra, c'est le type Bilbao qui prédomine (Bouzenoune, 1993). De son côté Popov (1976) a pu donner une classification aux gisements de fer de l'Algérie, en mettant en évidence le type génétique et surtout le domaine tectonique, auquel, ils

CHAPITRE VI - INTERPRÉTATION DES DONNÉES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE M'TAGUINAROU NORD.

appartiennent. Il distingue ainsi six (06) types de gisements distribués dans les principaux domaines, dans lesquelles les gisements de substitution dans des roches carbonatées.

Des nouvelles données d'inclusions fluides et d'analyses isotopiques, sur les gisements de sidérite et de magnésite de Greywacke, ont fourni des preuves solides sur la formation de la minéralisation polymétallique par remplacement métasomatique dû à des saumures résiduelles salines infiltrantes liée au Trias (Prochaska, 2000/2001 ; Prochaska et Henjes-Kunst, 2007).

Ces observations sont considérées comme revêtant une importance fondamentale, non seulement pour les aspects génétiques des gisements de magnésite encaissée dans les carbonates, mais également pour l'origine consanguine des gisements de magnésite et de fer sidéritique des Alpes orientales en général.

Des travaux plus récents se sont concentrés sur la recherche des caractéristiques structurales et géochimiques ainsi que sur les études comparatives relatives aux gisements de substitution dans les roches carbonatées (Machar Nabil 2007).

De nombreuses hypothèses sont tentées d'expliquer l'origine de la minéralisation ferrifère-polymétallique hydrothermale dans la région de Tébessa. Bétier et al. (1952) ont d'abord attribué la genèse de ce type de minéralisation à des fluides hydrothermaux d'origine magmatique. D'autres Auteurs ont évoqué une origine sédimentaire syn-génétique (Madre, 1969 ; Lataillade, 1970).

De nouveaux modèles proposés suggèrent que la minéralisation se serait formée suite à la circulation d'eau libérée par les diapirs lors de la diagenèse (Rouvier et al. 1985, Rouvier, 1990, Pohl et al. 1986). Ces fluides auraient migré vers la surface à travers les diapirs et les roches encaissantes grâce aux fortes pressions et aux grands flux de chaleur.

Les réactions diagénétiques rendent les fluides acides et réducteurs, ce qui permet le lessivage des roches et donc la sortie du fer (et des autres cations) du système (Kulke, 1979). Ce processus de lessivage a été amplifié par le fait que ces solutions, provenant des diapirs, étaient fortement salées. À faible profondeur, les fluides ont imprégné les roches carbonatées et les changements de température, du (pH), du potentiel d'oxydation (Eh) ainsi que le mélange avec les eaux de surface ont favorisé le phénomène métasomatique dans les carbonates, c'est-à-dire le remplacement des atomes de calcium par ceux du fer (Pohl et al. 1986).

En se joignant à la théorie de Pohl et al. (1986) et de W. Prochaska (2016), on peut conclure que la minéralisation primaire de M'Taguinarou Nord est d'origine hydrothermale métasomatique de type Erzberg. Malgré l'absence totale de la sidérite, cette conclusion est basée sur la nature et la composition chimique de la minéralisation.

L'existence d'une teneur plus au moins élevée de Manganèse (4-5%) détectée par MEB-EDS, stipule l'existence, au préalable, de la Sidérite.

La présence des formes des cloisons de substitution de goethite préférentiellement le long des réseaux de plans de clivage (A. Kosakevitch, 1983), après la formation des cloisons les carbonates de fer (la sidérite) avait subi un remplacement totale par l'hématite et la goethite (Fig.32 A-B).

CHAPITRE VI - INTERPRÉTATION DES DONNÉES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE M'TAGUINAROU NORD.

L'absence totale de la Sidérite dans la minéralisation de M'Taguinarou Nord, due probablement au fort degré du vieillissement et de l'instabilité extrême de ce minéral dans des conditions oxydantes (Kholodov, et al. 2008).

La présence, plus au moins, importante de Strontium (56-70 ppm), qui caractérise la minéralisation hydrothermale de type Erzberg.

L'existence d'assemblage polymétallique à Fe/Zn/Cu/As/Pb/Ba/Sb/W/Mo et des deux anomalies positives de $Eu/Eu^* = 1.33$ et négative $Ce/Ce^* = 0.67$, renforce l'idée de l'origine hydrothermale de la minéralisation primaire. Cette dernière se manifeste sous forme d'amas irréguliers et lenticulaires d'hématite et de goethite. Ces amas suivent les mêmes directions que les fractures et les failles des formations qu'elles traversent (calcaires turoniens), ce qui permet d'avancer que le fer a été transporté par des fluides hydrothermaux dans les fractures sécantes.

On peut conclure, d'après les observations de terrain et les résultats des analyses obtenue décrites plus haut, que la minéralisation ferrifère dans la zone des glaciers de sels (Ouenza et Boukhadra) de type Bilbao est différente de celle de la zone des diapirs (M'Taguinarou Nord) de type Erzberg.

On tient à noter, que la présente étude est la première à proposer, à évoquer et à discuter l'hypothèse génétique de la minéralisation ferrifère dans la zone des diapirs du Sud de Tébessa.

VI.2.5.2. Altération supergène.

Le terme "supergène" est synonyme d'altération, mais plutôt appliqué aux minéralisations (Jackson et al., 1997; Bustillo Revuelta, 2018). Par conséquent, les minerais supergènes devraient provenir strictement de la migration vers le bas des eaux météoriques.

Comme il a été déjà souligné par de nombreux auteurs, la compréhension de la formation des dépôts supergènes et l'identification des minerais hypogènes sont compliqués par la surimpression des processus de vieillissement sur les minerais primaires et par le manque de données sur la chimie des fluides supergènes (et parfois celle hydrothermale), entraînant des difficultés pour quantifier le pH, l'Eh et les signatures géochimiques de ces fluides. Cependant, comme le souligne P. Ramdohr (1980), les relations texturales et les structures des minéralisations nouvellement formées permettent des déductions raisonnablement précises sur la nature des minéraux originels et sur le caractère des roches mère / non altérés (Michèle et al., 2018).

Les caractéristiques géochimiques (terres rares, éléments majeurs et mineurs) montre aussi qu'une partie de la minéralisation de M'Taguinarou Nord est d'origine supergène. Cet écart reflète les étapes successives de l'altération des minéraux primaires, la partition ultérieure des éléments et leur précipitation dans des phases minérales spécifiques dans des conditions particulières.

Partant de la supposition de (Kholodov et al., 2008) stipulant que la sidérite est probablement d'origine hydrothermale ou que la sidérite se forme généralement dans des environnements réducteurs à partir de solutions contenant du fer et peu de soufre dissous mais avec beaucoup d'ions bicarbonatés, la présence dans le minerai de certains petits grains de sulfures rares, tels que la pyrite (Fig.32C), renforce cette hypothèse. On note que la sidérite hydrothermale est généralement accompagnée de sulfures permettant de concentrer le peu de soufre dissous présent dans la solution (Kholodov et al., 2008 ; Decrée et al., 2008 ; Palinkaš et al., 2016).

CHAPITRE VI - INTERPRÉTATION DES DONNEES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE M'TAGUINAROU NORD.

La goethite est l'hydroxyde de fer le plus commun et le plus stable dans des conditions atmosphériques et elle est largement observée dans les corps minéralisés de M'Taguinarou Nord.

Certains minéraux secondaires résultent d'une altération hydrothermale à basse température (chlorite et argiles, ...) et d'autres processus (le cas de la goethite), mais le mélange de ces phases minérales rend encore plus complexe en même temps la détermination en termes d'origine et de la compréhension de leurs processus de formation (V. Michèle et al., 2018).

D'autre part, l'enrichissement en Uranium par rapport à l'épuisement en Thorium, dans les échantillons prélevés de la minéralisation ferrifère en affleurement à M'Taguinarou Nord, est une tendance typique des minéralisations supergènes qui est liée à une mobilisation sélective U/Th pendant les processus de vieillissement (Fig.30 et Tab.11).

L'uranium, soluble et mobile dans les fluides supergéniques, est préférentiellement lessivé et accumulé dans les minéraux néoformés (oxy-hydroxydes). Par contre, le thorium immobile est retenu dans les minéraux résistants aux intempéries ou incorporé dans les minéraux précipitant rapidement (M. Page, et al., 1990 ; J.J. Braun et al., 1990). La concentration en U, dans les oxy-hydroxydes de fer, est liée à la surface spécifique élevée de ces minéraux et à leur importante capacité d'adsorption (S. Decrée et al., 2010). Elle est également liée à la néoformation de minéraux discrets à l'interface entre les oxy-hydroxydes de fer, les argiles et les fluides (A.J. Koppi et al., 1996 ; T. De Putter et al., 2002 ; D. Nicaise et al., 1996 ; D.C. Kamineni et al., 1986).

L'enrichissement à faible teneur en terres rares (HREE et MREE) dans les oxy-hydroxydes de fer est une des caractéristiques typiques des gisements supergènes associés aux roches sédimentaires carbonatées (S.B. Castor et al., 2006).

L'assemblage des minéraux supergènes (goethite, malachite et calcite) est observé dans des veines traversant la minéralisation (Fig.28B) et les pseudomorphoses d'un minéral primaire (pyrite ?) remplis par les oxy-hydroxydes de fer (Fig.32C), indiquant un environnement supergène (P.Ramdohr, 1980).

L'observation microscopique, révélant plusieurs générations de Goethite (Fig.32 D-E) et également des structures botryoïdale (Hématite) remplissant les cavités (Fig.32 E) dans la goethite, renforce l'idée de la précipitation des plusieurs générations successives de fluides supergènes.

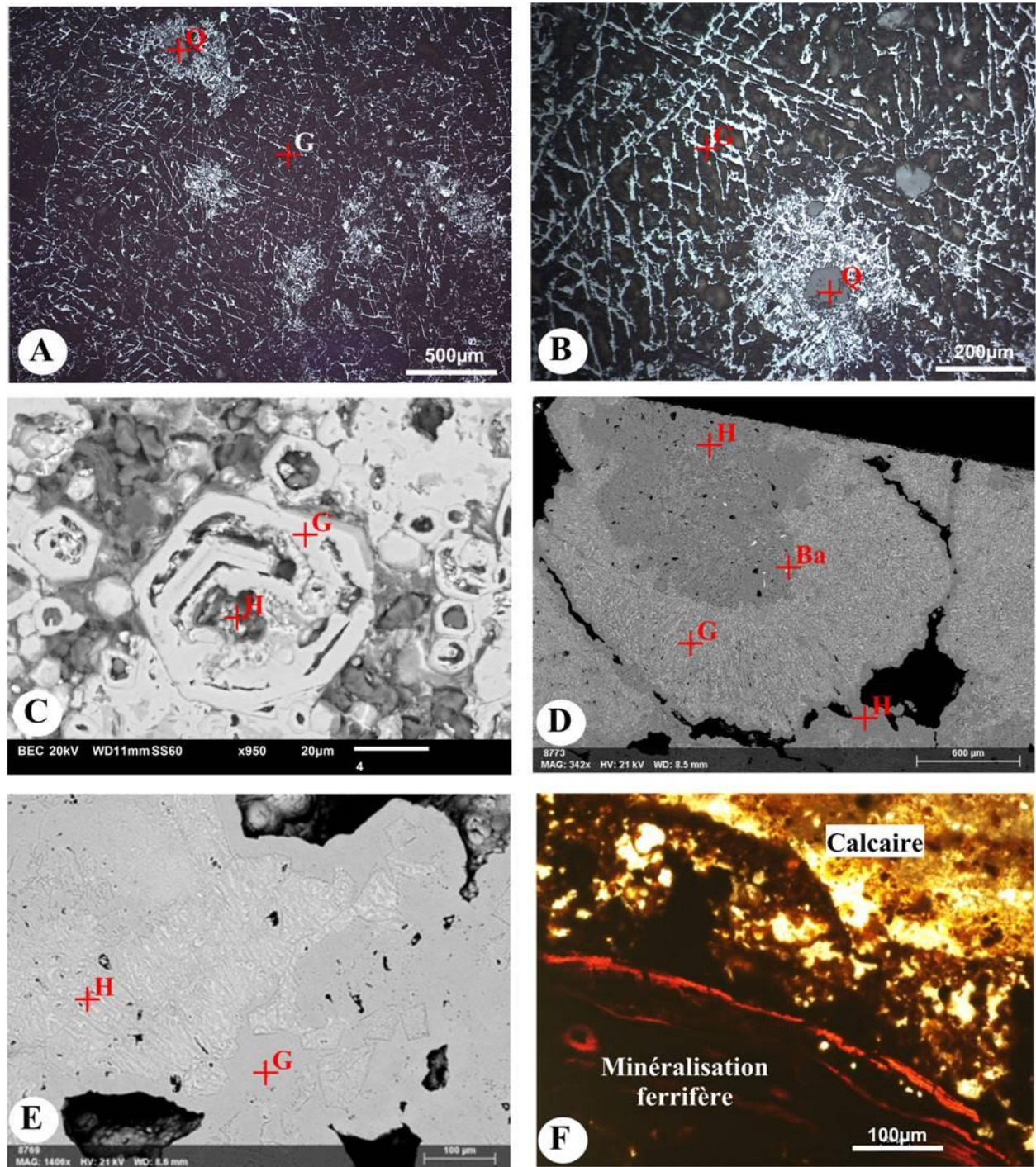


Figure 32. Photographies microscopiques des échantillons prélevés de M'Taguinarou Nord. (A-E) en MEB, et (F) LN, (A et B) : la photo montre la texture de remplacement de goethite : des formes des cloisons de substitution de goethite préférentiellement le long des réseaux de plans de clivage. (C) : pseudomorphoses d'un minéral primaire (pyrite ?) remplis par l'oxy-hydroxydes de fer. (D-E) : plusieurs générations successives de la minéralisation ferrifère Hématite (I) et (II) et Goethite (I) et (II). (E) : structure Botroydale d'hématite (II). (F) : zone de contact entre la roche encaissante (Calcaires) et la minéralisation de fer.

Abréviation : H-Hématite, G-Goethite, Q- Quartz, Ba-Baryte.

CHAPITRE VI - INTERPRÉTATION DES DONNÉES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE M'TAGUINAROU NORD.

L'étude de la minéralisation du cuivre (Malachite) dans les veines, nous permet de tirer la conclusion sur sa genèse. Les précipitations tardives des carbonates de cuivre indiquent que pendant la majeure partie de l'altération, les conditions acides ont empêché la formation de ces phases et que des valeurs de pH plus élevées n'ont été atteintes que lors des derniers stades. L'origine du cuivre peut être associée à des sulfures (chalcopyrite, bornite, ..) formés lors des processus hydrothermaux. Ces sulfures, une fois les fluides supergènes neutralisés, ont permis la formation de carbonates de cuivre tels que la malachite et l'azurite. (V. Michèle et al., 2018).

En conclusion, on peut dire que la mobilisation du fer dans la zone d'oxydation est contemporaine de l'altération de la minéralisation primaire. Elle est régie principalement par certains éléments comme la silice, le cuivre, la calcite... etc. Cela permet, d'exprimer, en termes géochimiques, les effets texturaux que produit la migration du fer, aussi bien à une échelle quasi-ponctuelle, qu'à celle du profil supergène. Autrement dit, une comparaison des textures permettrait d'apprécier les contrastes géochimiques entre les différentes parties de la zone supergène.

En outre, les processus colloïdaux qui régissent la re-précipitation de fer, sont étroitement liés aux propriétés de surface des particules de l'hydrate ferrique (éléments adsorbés, charge, etc...). Ce dernier facteur détermine, dans une large mesure, la nature minéralogique du précipité, sa cristallinité initiale et sa composition chimique. La spécificité géochimique du milieu supergène et surtout, celle du stade d'oxydation, se répercute ainsi sur la composition et la texture du dépôt initial des oxydes de fer.

Enfin, l'évolution ultérieure des précipités colloïdaux, que l'on désigne souvent sous le nom de "maturation", est dominée par des processus de déshydratation, de recristallisation et de remplacement. Cette maturation laisse, elle aussi, des empreintes texturales spécifiques, qui se superposent aux propriétés texturales initiales du minéral premier, (des cloisons les carbonates de fer (sidérite) (Fig.32A-B)) et les oblitèrent partiellement (A. kosakevitch, 1983).

CHAPITRE VI - INTERPRÉTATION DES DONNÉES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE M'TAGUINAROU NORD.

VI.2.6. Modèle génétique.

Les observations texturales, minéralogiques et géochimiques énumérées ci-dessus, suggèrent que la minéralisation ferrifère étudiée a subi plusieurs épisodes de transformation et que les divers minéraux observés dans la minéralisation résultent de phénomènes d'altérations supergènes se superposant à des roches carbonatées altérées par des processus hydrothermales (sidérite).

L'histoire métallogénique polyphasée de l'indice ferrifère M'Taguinarou Nord est caractérisée et se déroule en plusieurs étapes :

- **Stade (1)** : la circulation des fluides hydrothermaux, provoquée par la mise en place des diapirs triasiques au niveau de l'anticlinale Dalâa, suite à la compression fini-Éocène et la naissance de l'Atlas Saharien débutant vers la fin du Lutétien, a provoqué une certaine altération hydrothermale et une précipitation des minéraux associés.

La présence des formations diapiriques du Trias liée à la province métallogénique de l'Atlas saharien oriental (*province alpine mésogienne*), corrobore l'hypothèse d'une formation précoce de minerai hydrothermal à M'Taguinarou Nord (Fig.33).

Parmi les résultats, ces processus hydrothermaux peuvent être responsables de l'altération des carbonates du Crétacé et de la formation de la Sidérite et des sulfures. Les roches altérées et les minéralisations ont ensuite été soumises à des processus supergènes probablement liés à la tectonique atlasique cénozoïque.

- **Stade (2)** : la circulation ultérieure des fluides météoriques oxydants, ont activé le vieillissement des minerais primaires et leur environnement (Fig.34) et ce suite à la fracturation intense post-Miocène inférieur, qui a facilité l'oxydation de la sidérite/pyrite donnant lieu à la première génération de l'Hématite (I), et l'interaction continue avec les agents météoriques (supergènes) a favorisé l'hydratation de l'Hématite (I) engendrant la première génération de la Goethite (I). Le remplacement de l'Hématite par la goethite a été très important, donnant lieu à une génération d'Hématite (I), en très faible quantité au centre, entourée par de la goethite (I).

Les roches altérées et les minéralisations (Sidérite) ont ensuite été soumises à des processus supergènes, probablement liés aux interactions entre les agents météoriques et la minéralisation primaire (sidérite et sulfures). Parmi de multiples facteurs influençant l'altération météorique, la géodynamique (tectonique post-Miocène inférieur) permet aux roches d'être exposées aux agents météoriques et le climat assure l'apport de fluides et détermine la cinétique des réactions chimiques. A partir de la minéralisation primaire, le développement de profils d'altération génère plusieurs générations d'oxydes de fer (Goethite I, Hématite I, Limonite) et augmente la concentration en plusieurs minéraux (calcite, Malachite...etc.).

CHAPITRE VI - INTERPRÉTATION DES DONNEES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE M'TAGUINAROU NORD.

- **Stade (3) :** Les différents épisodes de déshydrations et d'hydratations qui ont affecté la minéralisation où la goethite (I), ont transformé en deuxième génération l'Hématite (II) dans les cavités et ont permis le remplacement de la deuxième génération d'Hématite (II) (zones claires) par goethite (II) (zones sombres).

Plusieurs épisodes tectoniques de plissement, d'effondrement et de soulèvement, ayant affectés la région ont généré l'exhumation des séries et des minerais. Ainsi, ils ont favorisé leur exposition aux conditions atmosphériques oxydantes et à l'eau météorique, entraînant leur vieillissement

La fracturation intense des roches encaissantes a facilité l'infiltration et la percolation des fluides minéralisateurs supergènes. Les oxy-hydroxydes de fer ont d'abord précipités, puis ont été coupés par des veines minéralisées en carbonates de cuivre.

CHAPITRE VI - INTERPRÉTATION DES DONNEES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE M'TAGUINAROU NORD.

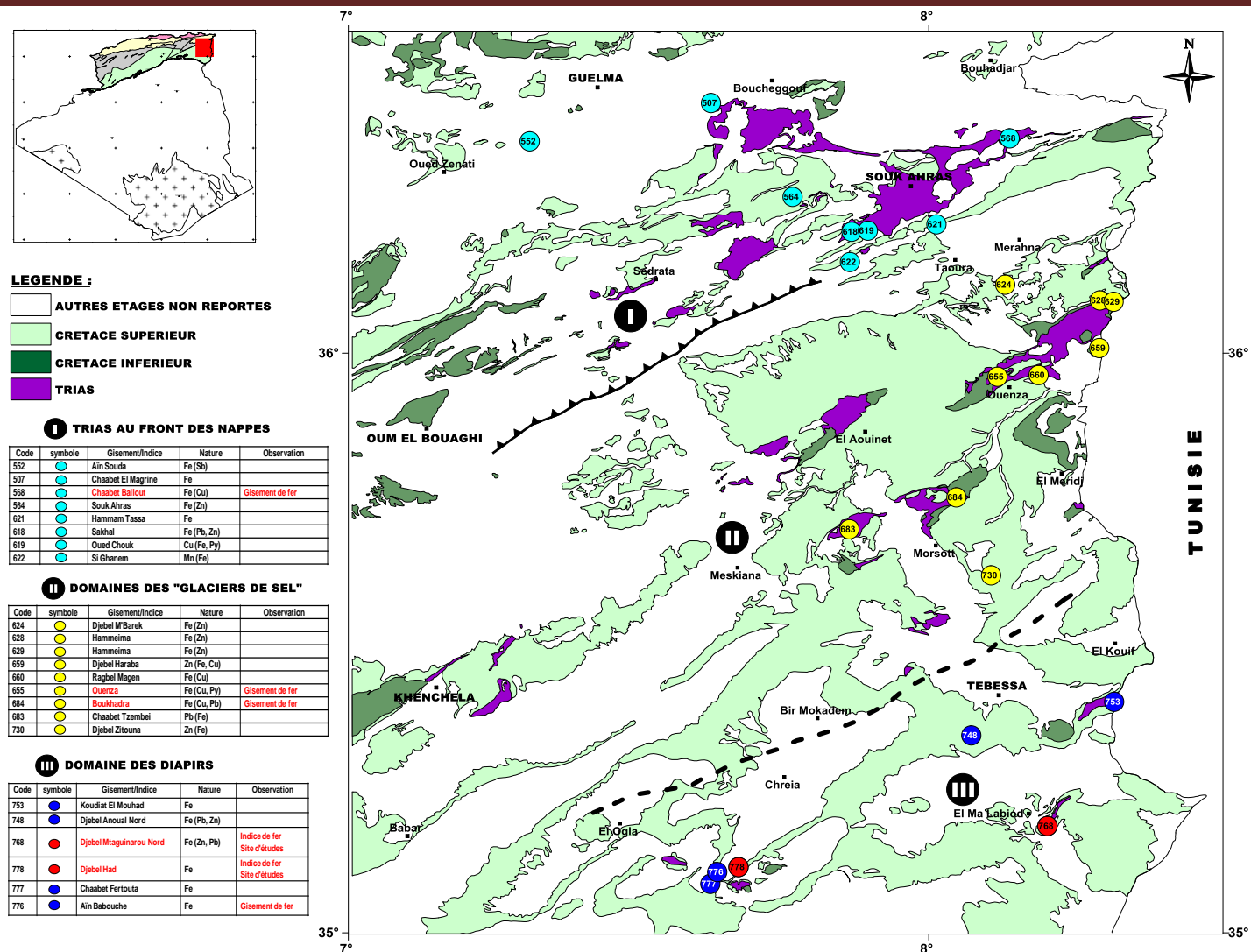


Figure 33. Domaines des diapirs et concentrations ferrifères associées (Extrait des cartes géologiques au 1/200 000 (ANRH, 2008) et de la carte des gîtes minéraux de l'Algérie au 1/500000 (Constantine Nord, ONIG, 1987)).

CHAPITRE VI - INTERPRÉTATION DES DONNEES ET PROPOSITION DES MODELES GÉNÉTIQUES DE LA MINÉRALISATION DE M'TAGUINAROU NORD.

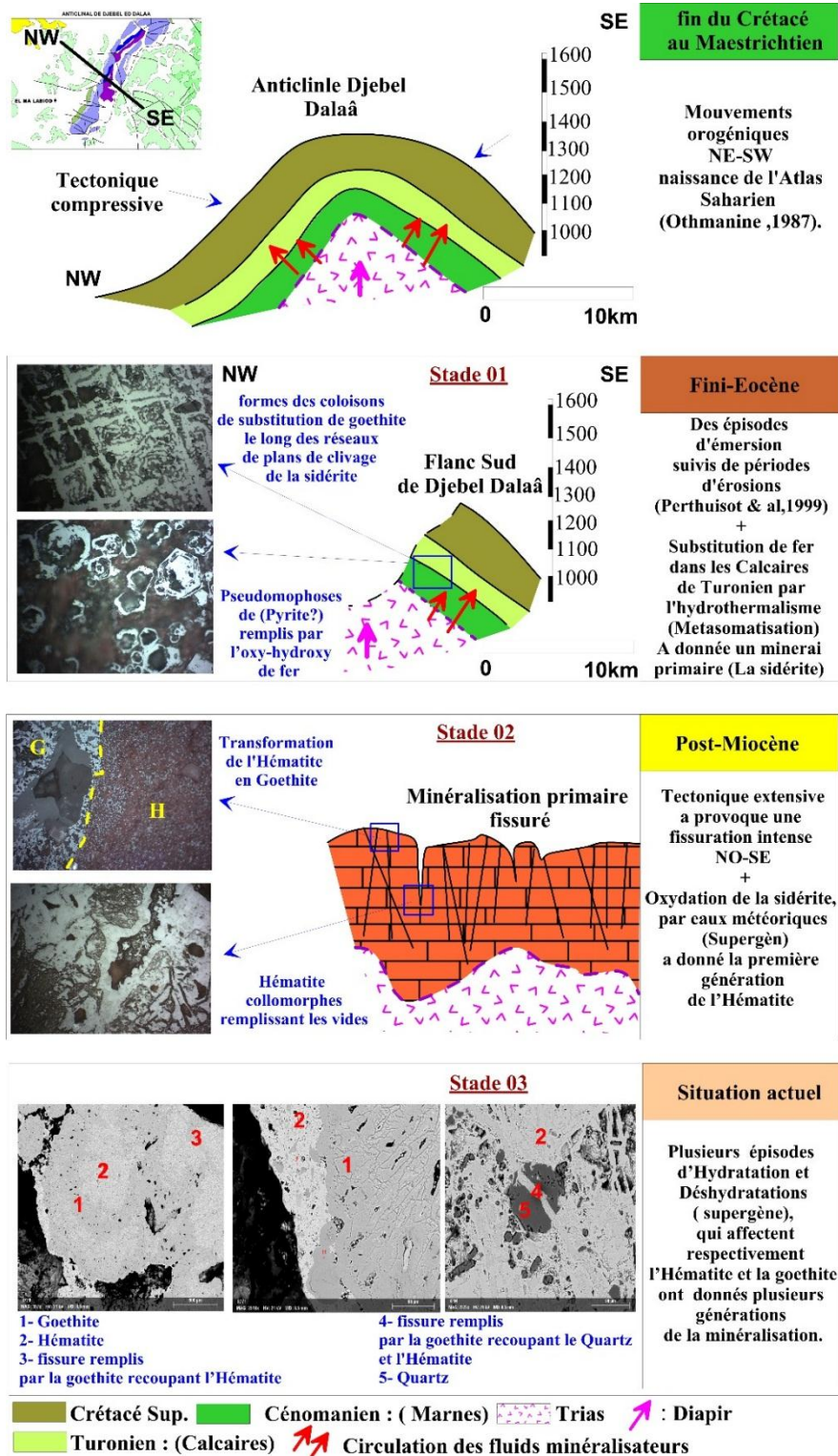


Figure 34. Modèle génétique de la minéralisation ferrifère de M'Taguinarou Nord, en relation avec l'évolution du contexte géologique/géodynamique. **(Stade 01)** Circulation des fluides hydrothermaux provoquée par la mise en place des diapirs Triasiques, suite à la compression fini-Éocène. **(Stade 02)** Circulation ultérieure de fluides météoriques oxydants générant le vieillissement des minerais primaires et leur environnement, suite à la fracturation intense post-Miocène inférieur. **(Stade 03)** Plusieurs épisodes de déshydrations et d'hydratation affectent la minéralisation.

VI.2.7. Conclusions.

L'indice de fer M'Taguinarou Nord a une histoire métallogénique polyphasée, avec une minéralisation résultant de processus supergéniques superposés à une altération hydrothermale. Les phases supergéniques ont donné lieu à la minéralisation majeure actuellement observée (goethite, hématite, malachite, quartz, calcite) alors qu'il en reste peu/pas de minéralisation hydrothermale (sidérite/pyrite).

L'activité halocinétique, dans l'anticlinal de Djebel Dalâa, qui a affecté les formations carbonatées du Crétacé (calcaires turoniens) pendant la période de serrage majeur (tectonique compressive plicative) et la circulation des fluides hydrothermaux à travers les formations carbonatées et les roches encaissantes, ont donné lieu à la formation du minerai primaire (Sidérite) et certains sulfures.

Au cours du Cénozoïque, plusieurs épisodes de soulèvement enregistrés dans l'Atlas saharien oriental ont permis le soulèvement des couches de la minéralisation primaire (Sidérite), leur altération ultérieure et la formation d'une minéralisation supergène (Goethite I et II et Hématite I et II) à partir de fluides oxydants atmosphériques (Fig.32D-E).

La sidérite et la pyrite, d'origine hydrothermale, ont été remplacées complètement par des oxy-hydroxydes de fer (goethite, hématite). il ne subsiste que les structures de remplacement des formes des cloisons de substitution de goethite, préférentiellement, le long des réseaux de plans de clivage pour la sidérite et des pseudomorphoses hexagonaux remplis par les oxy-hydroxyde de fer pour la pyrite.

Ces processus supergènes sont également liés à l'enrichissement en éléments de terres rares (Y, La, Ce, Nd) et en éléments mobiles tels que l'Uranium dans la minéralisation secondaire.

SYNTHESE ET CONCLUSIONS

SYNTHESE ET CONCLUSIONS

La présente étude, est la première à proposer, à étudier et à discuter l'hypothèse génétique de la minéralisation ferrifère dans la zone des diapirs au Sud de Tébessa.

Les deux indices ont une histoire métallogénique polyphasée et une minéralisation résultant de processus sédimentaires, supergéniques et hydrothermaux.

La minéralisation ferrifère dans les deux indices a été guidée et contrôlée par des cycles transgressions-régressions synchrones avec des mouvements d'émergence, de subsidence et d'altération, générant plusieurs phases de la minéralisation.

La source possible du fer est liée à l'enrichissement en fer dans les fluides minéralisateurs dû à l'altération des formations adjacentes métasomatisées associées au diapirisme.

Les minéralisations dans les deux indices étudiées, respectivement à Djebel Had et M'Taguinarou Nord, sont différentes de par leur nature, leur expression morphologique (stratiforme et en amas), la nature de leur encaissant (Marnes, Calcaires) et par leur âges (Éocène et Turonien).

Dans l'ensemble, leurs minéralisations montrent une composition minéralogique complexe à oxyhydroxydes de fer, Pyrite, Argent, Baryte, Smithsonite et à minéraux de Cuivre, tels que Malachite et Azurite avec Argiles, Chlorite, Quartz et des carbonates comme minéraux de gangue, en plus d'un certain enrichissement en éléments de terres rares (Y, La, Ce, Nd) et en éléments mobiles comme l'Uranium détecté dans la minéralisation secondaire. On y dénote l'absence totale de la minéralisation primaire (Sidérite).

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

1. Adeleye, D.R. 1975. Derivation of fragmentary oolites and pisolites from dessication cracks. *J. Sediment. Petrol.* 45, 794–798.
2. Ahm Anne-Sofie C., Christian J. Bjerrum, Clara L. Blaattler, Peter K. Swart, John A. Higgins 2018: Quantifying early marine diagenesis in shallow-water carbonate sediments, P2, <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.02.042>.
3. Aissaoui D. 1984. Les structures liées à l'accident sud-atlasique entre Biskra et le Jebel Manndra, Algérie : évolution géométrique et cinématique, Ministère de l'Industrie Lourde, Office National de la Geologie, 172 p.
4. Altherr, R., Soder, C., Panienska, S., Peters, D., & Meyer, H. P. 2013. Pink manganiaphengite in a high P/T meta-conglomerate from northern Syros (Cyclades, Greece). *Contributions to Min. Petrol.* 166, 1323-1334.
5. Altherr, R., Soder, C., Meyer, H.-P., Ludwig, T., Böhm, C., 2017. Ardennite in a high-P/T meta-conglomerate near vitolište in the westernmost Vardar zone, Republic of Macedonia. *Eur. J. Min.* 29, 473-489.
6. Anagnostou E., John E.H., Edgar K.M., Foster G.L., Ridgwell A., Inglis G.N., Pancost R.D., Lunt D.J., Pearson P.N. 2016. Changing atmospheric CO₂ concentration was the primary driver of early Cenozoic climate. *Nature* 533, 380-384.
7. ANAM et ASGA. 2019. Inventaire des substances minérales métalliques ferreuses et non ferreuses de l'Algérie, réalisé par le ministère de l'industrie et des mines en collaboration avec l'agence du service géologique de l'Algérie, pp. 75–120.
8. ANEM. 2019: http://www.anam.gov.dz/geologie_alg/index.php?lien=1&pos=3&lang=_fr
9. Baioumy H., Omran M., Fabritius T., 2017. Mineralogy, geochemistry and the origin of high-phosphorus oolitic iron ores of Aswan, Egypt, <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2016.06.030>.
10. Ballais J.-L., Benazzouz M. T. 1994. Données nouvelles sur la morphogenèse et les paléo-environnements tardiglaciaires et holocènes dans la vallée de l'oued Chéria-Mezeraa (Nemencha, Algérie orientale). doi : <https://doi.org/10.3406/medit.1994.2859>.
11. Bathurst, R.G.C. 1975. Carbonate sediments and their diagenesis, (2nd ed.): Amsterdam, Elsevier, 658p. Bayer, U. 1989. Stratigraphic and environmental patterns of ironstone deposits. In: Young, T.P., Taylor, W.E.G. (Eds.), Phanerozoic Ironstones, 46. Geol. Soc. Spec. Publ., pp. 105–117.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

12. Bazylnski D.A., Frankel R.B., Jannasch H.W., 1988. Anaerobic magnetite production by a marine, magnetotactic bacterium. *Nature* 334, 518–519.
13. Bernard A., FICHEUR E. 1902. Les régions naturelles de l'Algérie. In: *Annales de Géographie*, t. 11, n°60, pp. 419-437;
14. Ben Tahar F. 2010. Evolution tectono-sédimentaire de l'Aptien de la région de Thélidjène Tébessa, Algérie Nord-Orientale, Mémoire de Magister, Université Cheikh Larbi Tebessi-Tébessa.
15. Betier G. 1952. Études sur les gisements de fer de l'Algérie, introduction à l'étude des gisements de fer, 35p.
16. Bles 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. Publ du Serv Géol de l'Algérie, (Série n°11), Bull n°39, p 7-17
17. Blayac J. 1899. Le pays des Nemenchas à l'Est des monts Aurès. In: *Annales de Géographie*, t. 8, n°38, pp. 141-159.
18. Bontognali, T., Sessions, A.L., Allwood, A.C., Fischer, W.W., Grotzinger, J.P., Summons, R.E., Eiler, J.M., 2012. Sulfur isotopes of organic matter preserved in 3.45-billion-year-old stromatolites reveal microbial metabolism. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 109, 15146–15151 (2012).
19. Boufaa K., Kowalski W.M., Pharisat A., 1996. L'évolution néogène des structures atlasiques dans les environs de Tébessa (NE de l'Algérie). *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle du Pays de Montbéliard*, 179-184.
20. Bouzenoune A. 1993. Minéralisation périadiapirique de l'Aptien calcaire : les carbonates de fer du gisement hématitique de l'Ouenza (Algérie orientale). Thèse de doctorat, Université de Paris IV, Paris. 206p.
21. Bracène R., Patriat M., Ellouz N., Gaulier J.-M. 2002. Subsidence history in basins of northern Algerian Sedimentary Geology 156(1):213-239, February 2003, DOI: 10.1016/S0037-0738(02)00289-0
22. Braun, J.J., Pagel, M., Muller, J.P., Bilong, P., Michard, A., Guillet, B., 1990. Cerium anomalies in lateritic profiles. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 781–795.
23. BRGM, SN-REPAL. 1987. La carte des gîtes minéraux au 1/500 000 de l'Algérie "Département Constantine Nord" réalisée et imprimée par l'Institut de Cartographie d'Alger.
24. Burkhalter, R.M. 1995. Ooidal ironstones and ferruginous microbialites: origin and relation to sequence stratigraphy (Aalenian and Bajocian, Swiss Jura mountains). *Sedimentology* 42, 57–74.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

25. Burollet, P.F. 1956. Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Ann. Mines Géol. (Tunis)* 18.
26. BustilloRevuelta, M., 2018. *Mineral Resources*, Springer Textbooks in Earth Sciences, Geography and Environment. Springer International Publishing, Cham.
<https://doi.org/10.1007/978-3-319-58760-8>.
27. Castor, S.B.; Hendrick, J.B. 2006. Rare Earth Elements. In *Industrial Minerals and Rocks*; Kogel, J.E., Trivedi, N.C., Barker, J.M., Eds.; Society for Mining, Metallurgy and Exploration: Littleton, CO, USA, pp. 769–792. ISBN 4186530777.
28. CFP-Total 1979. Parcelle Djebel Bottena. Rapport géologique de terrain 1979 [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.
29. Chabou-Mostefai, S., Devolve, J.J., Fuchs, Y., Menant, G., AL., Reviere, M. 1978. Sur les niveaux à célestite de Tunisie centrale et du Sud-constantinois. *Sci. Terre*, 22, 291–300.
30. Chauvel, J.J., 1968. Contribution À L'étude Des Gisements De Fer De l'Ordovicien Inférieur De Bretagne Thèse de doctorat Dr. ès-Sci. Nat.. Université de Rennes, Rennes, France.
31. Chevenine, A., Popov, Y., Douha, D., Benzeroual, M., 1989. Résultats de l'étude géologique complémentaire des feuilles 124 (Oued Kebarite), 125 (Ouenza), 150 (El Aouinet) et 151 (Boukhadra) pour la préparation à l'édition des cartes géologiques au 1/50.000.
32. Chi Fru, E., Kiliyas, S., Rattray, J.E., Gkika, K., McDonald, I., He, Q., Broman, C. 2018. Sedimentary mechanisms of a modern banded iron formation on Milos Island, Greece. *Solid Earth*, 9, 573–598.
33. Clar, E. 1956. Zur Entstehungsfrage der ostalpinen Spatmagnesite– Carinthia II, 60, 22–31.
34. Cornell R.M., U. Schwertmann, 1996. *The iron oxides structure, properties, reactions, occurrences and uses*, V.C.H., Weinheim.
35. Fleury J.J. 1969. Stratigraphie du Crétacé et de l'Eocene (Aptien à Lutétien) de la feuille 1/50 000 Morsott, N° 178, Pub. Serv. Géol. Alg., Nlle Série, Bull. n° 39, pp.145-157.
36. Friedrich, O. (1959): Zur Genesis der ostalpinen Spatmagnesit-Lagerstätten.–*RadexRundschau*, 393–420.
37. Collin, P.Y., Loreau, J.P., Courville, P. 2005. Depositional environments and iron ooid formation in condensed sections (Callovian–Oxfordian, south-eastern Paris basin, France). *Sedimentology* 52, 969–985.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

38. Correl, D.L., 1998. The role of phosphorus in the eutrophication of receiving waters: A review. *J. Environ. Qual.* 27, 261–266.
39. David, L., 1956. Etude géologique de la haute Medjerda. *Bulletin Service de la carte géologique de l'Algérie*, n° 11, Algérie. 304P.
40. De Baar, H.J.W., Bacon, M.P., Brewer, P.G., 1983. Rare-earth distributions with a positive Ce anomaly in the Western North Atlantic Ocean. *Nature* 301, 324–327.
41. Decrée, S. ; Deloule, É. ; Ruffet, G. ; Dewaele, S. ; Mees, F. ; Marignac, C. ; Yans, J. ; De Putter, T. 2010. Geodynamic and climate controls in the formation of Mio–Pliocene world-class oxidized cobalt and manganese ores in the Katanga province, DR Congo. *Miner. Depos.* 45, 621–629.
42. Decrée, S.; De Putter, T.; Yans, J.; Moussi, B.; Recourt, P.; Jamoussi, F.; Bruyère, D.; Dupuis, C. 2008. Iron mineralisation in Mio-Pliocene sediments of the Tamra iron mine (Nefza mining district, Tunisia): Mixed influence of pedogenesis and hydrothermal alteration. *Ore Geol. Rev.* 33, 397–410.
43. De Putter, T. ; André, L. ; Bernard, A. ; Dupuis, C. ; Jedwab, J. ; Nicaise, D. ; Perruchot, A. 2002. Trace element (Th, U, Pb, REE) behaviour in a cryptokarstichalloysite and kaolinite deposit from Southern Belgium: Importance of “accessory” mineral formation for radioactive pollutant trapping. *Appl. Geochem.* 17, 1313–1328.
44. Donaldson, W.S., Olint, A.G., Longstaffe, F.J. 1999. Tectonic and eustatic control on deposition and preservation of upper Cretaceous ooidal ironstone and associated facies. *Sedimentology* 46, 1159–1182.
45. Drábek, M., Frýda J., Šarbach M., Skála, R. (2017). Hydroxycalcipyrochlore from a regionally metamorphic marble at Bližná, Southwestern Czech Republic. *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen: Journal of Mineralogy and Geochemistry*, 194, 49-59.
46. Duparc L. et Favre G. 1920-1921. Les gisements de fer oolithique d'Aïn-Babouche, Algérie. *Bulletin Suisse de Minéralogie et de Pétrographie C. R.*, (1920) et *Archives*, 1921, Tome 35, 5ème périodique, supplément N°2, p. 83-87.
47. Duparc L. et Favre G., 1923. Le fer sédimentaire de l'Afrique du Nord et les minerais oolithiques de l'Ain Babouche, *Bulletin Suisse de Minéralogie et de Pétrographie*, Tome. 111, fascicule 1/2, p. 175-208.
48. Durozoy G. 1956. Carte géologique au 1/50 000 de Tébessa feuille 206, et ça notice explicative.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

49. Durozoy G. 1948. Alimentation en eau de Tébessa. Arch. Au S.C.H rapport du 29/1/1948.Alger.
50. Durozoy G. 1949. Carte géologique provisoire au 1/100.000 de la région d'El Ma El Abiod.
51. Dubourdiu G. 1956. Étude géologique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens). Publication du Service de la Carte géologique d'Algérie, 659 p.
52. Ellwood, B.B., Chrzanowski, T.H., Hrouda, F., Long, G.J., Buhl, M.L. Siderite formation in anoxic deep-sea sediments: A synergetic bacteria controlled process with important implications in Paleomagnetism. *Geology* 16, 980–982.
53. Favre G. et Duparc L., 1925-1926. Les gisements de fer oolithique d'Aïn Babouche, Algérie. Volume Jubilaire de Gorjanović Kramberger, Zagreb.
54. Franchini, M., Lira, R., Meinert, L., Ríos, F.J., Poklepovic, M.F., Impiccini, A., & Millone, H.A., 2005. Na-Fe-Ca Alteration and LREE (Th-Nb) Mineralization in Marble and Granitoids of Sierra de Sumampa, Santiago del Estero, Argentina. *Econ. Geol.* 100, 733-764.
55. Garnit H., Bouhlef S. 2017. Petrography, mineralogy and geochemistry of the Late Eocene oolitic ironstones of the Jebel Ank, Southern Tunisian Atlas, *Ore Geology Reviews* 84, 134–153.
56. Gibbs-Eggar, Z., Jude, B., Dominik, J., Loizeau, J.L., Oldfield, F., 1999. Possible evidence for dissimilatory bacterial magnetite dominating the magnetite properties of recent lake sediments. *Earth Planet SciLett.* 168, 1–6.
57. Giovannini, A.L., Neto, A.C., Porto, C.G., Pereira, V.P., Takehara, L., Barnanson, L., Bastos, P.H.S., 2017. Mineralogy and geochemistry of laterites from the morro dos Seis Lagos Nb (Ti, REE) deposit (Amazonas, Brazil). *Ore Geology Reviews.* 88, 461-480.
58. Gray, A. L., 1985. Solid sample introduction by laser ablation for inductively coupled plasma Source mass spectrometry. *Analyst* 110, 551-556.
59. Gross, G. A.1965. Geology of iron deposits in Canada. Geol. Survey of Canada. *Econ. Geol. Report* 22, I, 181.
60. Guerrak, S., 1987. Metallogenesis of cratonicoolitic ironstone deposits in the Bled el Mass, AzzelMatti, Ahnet and Mouydir basins, Central Sahara, Algeria. *GeologischeRundschau.* 76, 903-922.
61. Guerrak, S., 1991. Paleozoic patterns of oolitic ironstone sedimentation in the Sahara. *J. Afri. Earth Sci.* 12, 31-39.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

62. Guerrak, S. 1991. Time and space distribution of Palaeozoicoolitic ironstones in the Tindouf Basin, Algerian Sahara. *Geol. Soc. Sp. Pub.* 46, 197-212.
63. Guerrak S. 1992. The Palaeozoicoolitic Ironstone Belt of North Africa: From the Zemmour to Libya.
64. Guerrak, S., Chauvel, J.J. 1985. Les minéralisations ferrifères du Sahara Algérien : le gisement de fer oolithique de Mecheri Abdelaziz (bassin de Tindouf). *Mineral. Deposita* 20, 249–259. <https://doi.org/10.1007/BF00204281>.
65. Hamberlain C. P., Waldbauer J. R., and Jacobson A. D. (2005) Strontium, hydrothermal systems and steady-state chemical weathering in active mountain belts. *Earth and Planetary Science Letters* 238, 351-366.
66. Herkat M., Guiraud R. 2006. The relationships between tectonics and sedimentation in the Late Cretaceous series of the Eastern Atbsic Domain (Algeria). *1 Afr Earth Sei* 46:346--370
67. Hirata, T. and Nesbitt, R. W., 1995. U-Pb isotope geochronology of zircon: evaluation of the laser probe-inductively coupled plasma mass spectrometry technique. *GeochimicaetCosmochimicaActa* 59, 2491-2500.
68. Holtzman, J., Lehman, J.T., 1998. Role of apatite weathering in the eutrophication of lake-victoria. In: Lehman, J.T. (ed), *Environmental change and response in East African lakes*. Kluver, Dordrecht, 89-98.
69. Jackson, S. E., Longerich, H. P., Dunning, G. R., and Freyer, B. J., 1992. The application of Laser-ablation microprobe; inductively coupled plasma-mass spectrometry (LAM-ICP-MS) to in situ trace-element determinations in minerals.
70. Jackson, J.A., Bates, R.L. 1997. American Geological Institute (Eds.), *Glossary of geology*, 4th ed. American Geological Institute, Alexandria, Va.
71. Jackson M. P. A. & Talbot C. J. 1986. External Shapes, Strain Rates and Dynamics of Salt Structures. *Geal. Soc. America Bull.*, vol. 97, n° 3, p. 305-323.
72. Jansen, E., Kyek, A., Schafer, W., and Schwertmann, U. (2002). The structure of sixline ferrihydrite, *Appl. Phys. A*, 74, pp. S1004S1006.
73. Joleaud L. 1932. Les nouvelles découvertes d'ethnologie préhistorique en Afrique orientale. *L'Anthropologie. Paris, t. XLII*.
74. Kabbout N., 2017. Contribution à l'étude bio-écologique des insectes d'intérêt médical dans le Nord-Est Algérien, Thèse de Doctorat en Sciences de la nature, Université de Larbi BEN M'HIDI Oum El Bouaghi, Algérie.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

75. Kamineni, D.C.; Chung, C.F.; Dugal, J.J.B.; Ejeckam, R.B. 1986. Distribution of uranium and thorium in core samples from the Underground Research Laboratory lease area, southeastern Manitoba, Canada. *Chem. Geol.*, 54, 97–111.
76. Kaur, N., Singh, B., Kennedy B.J. 2009. The preparation and characterization of vanadium-substituted goethite: The importance of temperature, *Geochim. Cosmo. Acta* 73, 582–593.
77. Kazi tani N. 1986. Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intraplaque nord-algérien. Approche mégaséquentielle. Thèse de Doctorat d'Etat, Pau, 2 tomes, 784 p., 361 fig.
78. Khan, R.M.K., Naqvi, S.M., 1996. Geology, geochemistry and genesis of BIF of Kushtagi schist belt, Archaean Dharwar Craton, India. *Miner. Deposita* 31, 123–133.
79. Kholodov, V.N.; Butuzova, G.Y. 2008. Siderite formation and evolution of sedimentary iron ore deposition in the Earth's history. *Geol. Ore Depos.* 50, 299–319.
80. Kimberley, M.M. 1979. Origin of oolitic iron formations. *J. Sed. Petrol.* 49, 111–131.
81. Koppi, A.J. ; Edis, R. ; Field, D.J.; Geering, H.R.; Klessa, D.A.; Cockayne, D.J.H. 1996. Rare earth element trends and cerium-uranium-manganese associations in weathered rock from Koongarra, Northern Territory, Australia. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 1695–1707.
82. Kosakevitch A., 1983. Étude morphogénétique des textures de déplacement et de remplissage dans les chapeaux de fer. Bureau De Recherches Géologiques Et Minières Département Minéralogie- Géochimie – Analyses – BRGM.
83. Kulke H. 1979. Sédimentation, diagenèse et métamorphisme léger dans un milieu sur-salé – Exemple du Trias maghrébin. *Sciences de la Terre* 23, 39-74.
84. Lataillade J.C. 1970. Etude géologique et métallogénique des minéralisations ferrifères de la mine de Jebel Jerissa (Tunisie Centrale). Thèse Dr. 3ème cycle, Univ. De Paris IV, Paris, 84 p.
85. Lafitte Robert 1939. Structure et relief de l'Aurès (Algérie). In : *Bulletin de l'Association de géographes français*, N°119, 16e année, février 1939. pp. 34-40. DOI : <https://doi.org/10.3406/bagf.1939.7028>
86. Lhou Maacha, 2013. Etudes Métallogéniques Et Géophysiques des Minéralisations Cobaltifères et Cuprifères de Bou-Azzer E Graara Anti-Atlas Maroc : Les Minéralisations de Cobalt, Arsenic, Nickel et Or associées à la série ophiolitique. Université Cadi Ayyad, Faculté Des Sciences, Semlalia- Marrakech (thèse de doctorat).
87. Lovely, D.R., Stolz, J.F., Nord, G.L., Jr., Phillips, E.J.P. 1987. Anaerobic production of magnetite by a dissimilatory iron-reducing microorganism. *Nature* 330, 252–254.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

88. Machar Nabil 2007. Étude comparative de deux gisements de fer en contextes géologiques distincts. Gisement de Sidi Marouf (Petite Kabylie, Jijel) et de Boukhadra (Monts du Mellègue, Tébessa). Thèse de magistère Université Mentouri – Constantine.
89. Macquaker, J.H.S., Taylor, K.G., Young, T.P., Curtis, C.D. 1996. Sedimentological and geochemical controls on ooidal ironstone and 'bone-bed' formation and some comments on their sequence stratigraphical significance. In: Hesselbo, S., Parkinson, D.N. (Eds.), *Sequence Stratigraphy in British Geology*, vol. 103. Geol. Soc. Spec. Publ., pp. 97–107.
90. Madre M. 1969. Contribution à l'étude géologique et métallogénique du Djebel Ouenza (Est-Algérien). Thèse Dr. 3ème cycle, Univ. De Paris, Paris, 98 p.
91. Masse J.P. & Thieuloy J.P. 1979. Précision sur l'âge des calcaires et des formations associées de l'Aptien Sud Constantinois (Algérie). Conséquences paléogéographiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, Vol, 7, n°1, p 65-71.
92. McLennan, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: Lipin, B.R., McKay, G.A. (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. Mineral. Soc. Am., pp.169–200.
93. Mebtoul, A. 2016. Face à l'organisation oligopolistique mondiale, quel avenir pour le fer de Ghar Djebilet et l'industrie minière en Algérie?, *Algérie* [Ihttps://www.algerie1.com](https://www.algerie1.com).
94. Michèle Verhaert, Alain Bernard, Omar Saddiqi, Augustin Dekoninck, Mourad Essalhi and Johan Yans 2018. Mineralogy and Genesis of the Polymetallic and Polyphased Low Grade Fe-Mn-Cu Ore of Jbel Rhals Deposit (Eastern High Atlas, Morocco), *Minerals* 2018, 8, 39; doi:[10.3390/min8020039](https://doi.org/10.3390/min8020039). www.mdpi.com/journal/minerals.
95. Morel F. 1957. Etude géologique du Djebel Belkif : Pubs. Service Carte Géol. de l'Algérie (nouv. sér.), Bull. no. 13, Travaux des Collaborateurs 1956, P253-281.
96. Murphy, T.P., Hall, K.J., Yesaki, I., 1983. Coprecipitation of phosphate with calcite in a naturally eutrophic lake. *Limnol. Ocean.* 28, 58-69.
97. Nicaise, D. ; André, L. ; Jedwab, J. ; Dupuis, C. ; De Putter, T. 1996. Neoformed LREE phosphates at the nanometer scale, in acid low temperature weathering: Consequences in rare earth elements, uranium and thorium trapping. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 323, 113–120.
98. Obaje, N.G. 2009. *Geology and mineral resources of Nigeria*, Heidelberg, Springer. *Econ. Geol.*, 106, 523–526.
99. Othmanine A. 1987. Les minéralisations en fluorine, barytine, Pb, Zn et fer sidéritique autour du fossé de Tébessa-Morsott (Algérie). Relation entre paléogéographie aptienne, diapirisme, structure et métallogénie. Thèse de 3ème cycle, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI Fr, 221p.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

100. Palinkaš, L.; Damyanov, Z.K.; Borojević Šoštaric', S.; Strmic' Palinkaš, S.; Marinova, I. 2016. Divergent drift of Adriatic-Dinaridic and Moesian carbonate platforms during the rifting phase witnessed by triassic MVTPb-Zn and SEDEX deposits; a metallogenic approach. *Geol. Croat.* 69, 75–78.
101. Pagel, M., Braun, J., Muller, J. 1990. Mécanismes de fractionnement géochimique des terres rares, de l'uranium et du thorium lors des altérations supergènes. In *Séminaire ORSTOM 90 : Organisation et Fonctionnement des Altérites et des Sols*; Wackermann, J.M., Ed.; ORSTOM : Bondy, France, pp. 219–226.
102. Pearson, P.N., Palmer, M.R. 2000. Atmospheric carbon dioxide concentrations over the past 60 million years. *Nature* 406, 695–699.
103. Perthuisot, V., Bouzenoune, A., Hatira, N., Henry, B., Laatar, E., Mansouri, A., Rouvier, H., Smati, A., Thibieroz, J., 1999. Les diapirs du Maghreb oriental ; part des déformations alpines et des structures initiales crétacées et éocènes dans les formes actuelles. *Bulletin de la Société Géologique de France* t.170, n°1:57-65.
104. Petruk, C., 1977. Mineralogical characteristics of an oolitic iron deposit in the Peace River District, Alberta. *Can. Min.* 15, 3-13.
105. Planavsky Noah, Andrey Bekker, Olivier J. Rouxel, Balz Kamber, Axel Hofmann, Andrew Knudsen, Timothy W. Lyons. 2010. Rare Earth Element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: New perspectives on the significance and mechanisms of deposition, *Geochimica and Cosmochimica Acta* 74 (2010) 6387–6405, doi:10.1016/j.gca.2010.07.021.
106. Price, N.B., 1976. Chemical diagenesis in sediments. In: Riley, J.P., Chester, R. (Eds.), *Chemical Oceanography*, vol. 6. Acad. Press, Inc, United States (USA).
107. Pohl, W.; Ammouri, M.; Kolli, O; Scheffer, R. & Zachma, D., 1986. A new genetic model for the North African metasomatic siderite deposits. *Mineral. Deposita*, 21, pp.228-233.
108. Popov, A. 1976. Les gisements de fer en Algérie. In H.W. Walther and A. Zitzmann (eds): *the iron ore deposits of Europe and adjacent areas*, vol.1, pp.83–89.
109. Poulton, S.W., Canfield, D.E. 2005. Development of a sequential extraction procedure for iron: implications for iron partitioning in continentally derived particulates. *Chem. Geol.* 214, 209–221.
110. Poulton, S.W., Canfield, D.E. 2011. Ferruginous conditions: A dominant feature of the ocean through Earth's history. *Elements*, 7, 107–112.
111. Prochaska, W. 2000. Magnesite and talc deposits in Austria.–*Mineralia Slovaca*, 32, 543–548.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

112. Prochaska, W .2001. Magnesite Mineralizations of the Eastern Alps and the Carpathians. In: PIESTRZYNSKI et al. (eds.): Mineral Deposits at the Beginning of the 21 st Century, Swets&Zeitlinger Publishers Lisse, 2001, 1017–1019.
113. Prochaska, W. & Henjes-Kunst, F. 2007. The origin of sparry magnesite in the Eastern Alps (Austria): evidence from inclusion fluid and Sr-Nd isotope chemistry. – In: Proceedings of the 9th Biennial Meeting of the Society for Geology Applied to Mineral Deposits Dublin, IAEG, 2007, 2, 823–826.
114. Ramdohr, P. 1980. The Ore Minerals and Their Intergrowths; Pergamon Press, Ed.; Pergamon Press: Oxford, UK; ISBN 9780080116358.
115. Redlich, K.A. (1907): Die Genesis der Pinolitmagnesite, Siderite und Ankerite der Ostalpen – *TMPM*, 26, 499–505.
116. Reich, M., Vasconcelos, P.M., 2015. Geological and economic significance of supergene metal deposits elements 11, 305–310. <https://doi.org/10.2113/gselements> .11.5.305.
117. Reinecke, T., 1986. Crystal chemistry and reaction relations of piemontites and thulites from highly oxidized low grade metamorphic rocks at Vitali, Andros Island, Greece. *Contributions to Min. Petrol.* 93, 56-76.
118. Rouvier R., Perthuisot V. & Mansouri A. 1985. Pb-Zn deposits and salt bearing diapirs en Southern Europe and North Africa. *Economic Geology*, 80, 3, 666-687.
119. Rouvier, H. (1990) : Les concentrations polymétalliques liées aux diapirs évaporitiques des confins algéro-tunisiens. Rapport interne EREM, Boumerdes-Algérie, 71 p.
120. RUDIS, 1968. recherche géologiques sur le gisement de fer Ain Babouche, association industrielle et minière, service géologique yougoslave.
121. Salama, W., El Aref, M.M., Gaupp, R., 2012. Mineralogical and geochemical investigations of the Middle Eocene ironstones, El Bahariya Depression, Western Desert, Egypt. *Gondwana Res.* 22, 717–736.
122. Savornin, J. 1931. La Géologie algérienne et nord-africaine depuis 1830. Schwertmann U., Pfab, G. 1997. Structural vanadium and chromium in lateritic iron oxides: genetic implications. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 4279–4283.
123. Schwertmann, U., Pfab, G., 1997. Structural vanadium and chromium in lateritic iron oxides: genetic implications. *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 4279– 4283.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

124. Shields, G., Stille, P., 2001. Diagenetic constraints on the use of cerium anomalies as palaeo-sea-water redox proxies: an isotopic and REE study of Cambrian phosphorites. *Chem. Geol.* 175, 29–48.
125. Sillitoe, R.H., 2012. Copper provinces, in: Hedenquist, J.W., Harris, M., Camus, F. (Eds.), *Geology and Genesis of Major Copper Deposits and Districts of the World: A Tribute to Richard H. Sillitoe*. Society of Economic Geologists, pp. 1–18.
126. Sillitoe, R.H., 2005. Supergene oxidized and enriched porphyry copper and related deposits, in: Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., Richards, J.P. (Eds.), *One Hundredth Anniversary Volume*. Society of Economic Geologists, pp. 723–768.
127. Smith, V.H., Joye, S.B., Howarth, R.W., 2006. Eutrophication of freshwater and marine ecosystems. *Limnol. Ocean.* 51, 351-355.
128. Stampfli, G.M. 2000. Tethyan oceans. *Geol. Soc, London Spec. Pub.* 173, 1–23.
129. Sturesson, U. 2003. Lower Paleozoic iron oolites and volcanism from a Baltoscandian perspective. *Sediment. Geol.* 159, 241–256.
130. Surya Prakash, L., Ray, D., Paropkari, A.L., Mudholkar, A.V., Satyanarayanan, M., Sreenivas, B., Chandrasekharam, D., Kota, D., Raju, K.A.K., Kaisary, S., Balaram, V., Gurav, T., 2012. Distribution of REEs and yttrium among major geochemical phases of marine Fe–Mn-oxides: comparative study between hydrogenous and hydrothermal deposits. *Chem. Geol.* 312–313, 127–137.
131. Taylor, S.R.; McLennan, S.M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution; an Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks*; Blackwell Scientific Publications: Oxford, UK, 985; ISBN 0632011483.
132. Taylor, C.D., Finn, C.A., Anderson, E.D., Joud, M.Y., Taleb Mohamed, A., et Horton, J.D. 2013. Dépôts de fer de type Algoma, Lac Supérieur, et oolithique, en Mauritanie Fer oolithique phanézoïque. U.S. Geological Survey.
133. Teyssen, T.A.L., 1984. Sedimentology of the Minetteoolitic ironstones of Luxembourg and Lorraine: a Jurassic subtidal sandwave complex. *Sedimentology* 31, 195-211.
134. Thibieroz J. et Madre M., 1976. Le gisement de sidérite du djebel Ouenza (Algérie) est contrôlé par un golfe de la mer aptienne. *Bulletin de la Société d' Histoire naturelle d'Afrique du Nord.* t.67, fasc.3-4, p.12S-IS0.
135. Tindle, A.G. & Breaks, F.W. 1998. Oxide minerals of the Separation Rapids rare-element granitic pegmatite group, northwestern Ontario. *Can. Min.* 36, 609-635.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- 136.** Tindle, A.G., Breaks, F.W., and Selway, J.B. 2002. Tourmaline in petalite-subtype granitic pegmatites: evidence of fractionation and contamination from Pakeagama Lake and Separation Lake areas of northwestern Ontario, Canada. *Can. Min.* 40, 753-788.
- 137.** Tir K. 2009. Climagramme d'Emberger : Analyse et correction dans quelques stations météorologiques de l'Est Algérien, Mémoire de Magister, Université Mentouri de Constantine.
- 138.** Tostevin, R., Shields, G.A., Tarbuck, G.M., He, T., Clarkson, M.O., Wood, R.A., 2016. Effective use of cerium anomalies as a redox proxy in carbonate-dominated marine settings. *Chem. Geol.* 438, 146-162.
- 139.** USGS. 2017. U.S. geological survey minerals yearbook, Algeria —2014 pp 49.3, 49.4.
- 140.** Van Houten F. B., Karasek R. M., 1981. Sedimentologic Framework of Late Devonian Oolitic Iron Formation, Shatti Valley, West-Central Libya, *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol. 51, No. 2, June, 1981, P. 0415-0427.
- 141.** Viers J., Dupré B. Braun J. J. Deberdt S. Angeletti B. Ngoupayou J.N. Michard A. 2000. Major and trace element abundances and strontium isotopes in the Nyong basin rivers (Cameroon): constraints on chemical weathering processes and elements transport mechanisms in humid tropical environments. *Chem. Géol.* 169, 211-241.
- 142.** Vila J.M. 1977. Notice explicative de la carte géologique au 1/50000. Feuille n° 204, Delaa. *Ibid.*, 7 p.
- 143.** Vila, J.M. 1980. La chaîne alpine nord-orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse Doct. D'Etat, Univ; P. et M. Curie, Paris VI, 665p.
- 144.** Vila J.M., Benkhérouf, F. 1992. Présence de microfaunes de foraminifères benthiques à affinités libanaise et italienne dans le Cénomanién supérieur du Sud-Est constantinois. 9ème Sém. nat. Sc. Terre, Tlemcen. Rés. 126–127.
- 145.** Vila J.M. 1994. Mise au point et données nouvelles sur les terrains triasiques des confins algéro-tunisiens : Trias allochtone ((glacier de sel)) sous-marins et vrais diapirs. Mémoire du service géologique de l'Algérie, N°6. pp.105-152.
- 146.** Vila J.M. 1997. La carte géologique d'Ain Thélidjène à l'échelle 1/50.000, avec notice explicative. Viviere J.L. 1985. Les ostracodes du Crétacé supérieur (Vraconien à Campanien basal) de la région de Tébessa (Algérie du Nord-Est) : Stratigraphie, Paléoécologie, Systématique. Thèse 3ème Cycle, Univ. Pierre-et-Marie-Curie (Paris VI), 261 p., 20 fig., 27 pl. photo. *Habl. h.t.*

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- 147.** Walter Prochaska, 2016. Genetic concepts on the formation of the Austrian magnesite and siderite mineralizations in the Eastern Alps of Austria, doi: 10.4154/gc. 2016.03.
- 148.** Yang X., Zhang Z., M. Santoshc, Duan S., Liang T. 2018. Anoxic to suboxic Mesoproterozoic Ocean: Evidence from iron isotope and geochemistry of siderite in the Banded Iron Formations from North Qilian, NW China, *Precambrian Research* 307 (2018) 115–124, doi.org/10.1016/j.precamres.2018.01.007.
- 149.** Zhang Y. G., M. Pagani M., Z. Liu, Steven M. Bohaty and DeConto R. 2013. A 40-million-year history of atmospheric CO₂. *Phil Trans R Soc A* 371: 20130096.
- 150.** Zhukhlistov A. P. 2001. Crystal structure of lepidocrocite FeO (OH) from the electron-diffractometry data, *Crystallogr. Rep.*, 46, 5, 730–733.
- 151.** Zitzmann A. 1977a. The iron ore deposits of Europe and adjacent areas, Volume I: text and figures. Hannover, Leipzig (Germany). Federal Institute for Geosciences and Natural Research, 386p.
- 152.** Zitzmann A. 1977b. The iron ore deposits of Europe and adjacent areas, Volume II: List and tables. Hannover, Leipzig (Germany). Federal Institute for Geosciences and Natural Research, 386p.
- 153.** Zitzmann, A., Naumann-Redlin, Chr. 1977. The iron ore deposits of Spain, In H.W. Walther, A. Zitzmann (eds): the iron ore deposits of Europe and adjacent areas, Vol. I, pp 269-278.

ANNEXES