Second Projet de Renforcement Institutionnel du Secteur Minier de la République Islamique de Mauritanie (PRISM-II), Phase V

Livrable 83

Dépôts de fer de type Algoma, Lac Supérieur, et oolithique, en Mauritanie

Par Taylor, C.D., Finn, C.A., Anderson, E.D., Joud, M.Y., Taleb Mohamed, A., et Horton, J.D.

Préparé pour le compte du gouvernement mauritanien par l'U.S. Geological Survey

2013

Ce rapport est un rapport administrative, dont la conformité avec les normes éditoriales de l'U.S. Geological Survey ou le code stratigraphique nord-américain n'a pas été examiné. Tout nom commercial, d'entreprise ou de produit est utilisé à des fins descriptives et n'implique pas l'approbation du gouvernement des Etats-Unis.

U.S. Department of the Interior
U.S. Geological Survey

1 Synthèse

Des dépôts de minerai de fer à haute teneur (ou HIF, renfermant de 60 à 65 pourcents de Fe) ont été exploités en Mauritanie depuis 1952, à partir de dépôts de fer de type Lac Supérieur. L'épuisement des minerais à haute teneur au cours des dernières années a eu comme conséquence le développement d'un certain nombre de nouveaux projets, centrés sur des minerais de magnétite à faible teneur, au sein de formations de fer rubané de type Algoma (ou FFR, renfermant approximativement 35 pourcents de Fe). De vastes dépôts de minerais de fer oolithique sont aussi présents au sein des roches sédimentaires phanérozoïques de Mauritanie. Selon les chiffres récents de l'USGS, la Mauritanie est le quinzième plus grand producteur de fer au monde, et possède actuellement environ 1,1 milliard de tonnes de réserves de minerai brut (USGS, 2012).

Les principaux encaissants du minerai de fer de type Algoma sont les FFR au sein : 1) des roches mésoarchéennes du Complexe de Tiris, 2) du Complexe d'Amsaga, 3) du Groupe mésoarchéen de Lebzenia, au sein des ceintures de greenstones des terrains de Tasiast-Tijirit, et 4) du Groupe de Saouda, dans le secteur d'Inchiri. Des FFR néoarchéennes de type Algoma sont également présentes au sein 5) des Groupes d'Eizzene et d'Oumachouema, du secteur d'Inchiri, 6) du Groupe d'Ijjibitene, du Massif d'Ijjibitene, et 7) des Groupes de Guenieba et de Gadel, appartenant au Complexe de Gorgol Noir, dans les Mauritanides du sud. Les minerais de fer de type Lac Supérieur sont limités aux séquences paléoprotérozoïques allochtones de Kediat Ijil et du Guelb El Mhaoudat, qui surmontent le Complexe de Tiris. Les FFR paléoprotérozoïques sont présentes dans la ceinture de Sfariat, qui renferme au moins trois présences connues, ainsi qu'au niveau du Guelb Zednes, l'ensemble desquelles est interprétée comme des fragments d'une formation de fer de type Lac Supérieur, ayant été soit imbriquée avec, soit déposée de manière allochthone sur la zone de suture mésoarchéenne-paléoprotérozoïque au cours de l'orogénie birimienne.

Le fer oolithique phanérozoïque est hébergé dans les roches du Silurien supérieur et du Dévonien inférieur du Groupe de Gara Bouya Ali et du Groupe de Zemmour, au sein du Bassin de Tindouf, dans le nord de la Mauritanie, ainsi que dans la partie finale du Groupe ordovicien de Tichit, dans le Groupe silurien de l'Oued Chig, et dans le Groupe du Dévonien inférieur de Tenemouj, au sein du Bassin de Taoudéni, à proximité de Tidjikja. Ces groupes de roches définissent en Mauritanie onze zones favorables aux dépôts de fer de type Algoma, supérieur, et oolithique.

2 Sommaire

1 Synthèse 3
2 Sommaire 3
2a Figures 4
3 Introduction 8
4 Rapide description des principaux types de dépôts de fer présents dans les sédiments 9
4.1 Origine et type des formations de fer 9
Formations de fer de type Algoma 10
Formations de fer de type Lac Supérieur 10
Fer oolithique phanérozoïque 12
5 Dépôts minéraux et présences en Mauritanie 14
5.1 Dépôts de fer de type Lac Supérieur en Mauritanie 15
Historique de l'exploitation du fer dans la région de F'Derik-Zouérate 16
5.1.1 Kediat Ijil 17

5.1.2 Guelb El Mhaoudat ... 31
5.1.3 Ceinture de Sfariat et du Guelb Zednes ... 38
5.2 Dépôts de fer de type Algoma en Mauritanie ... 41
5.2.1 Complexe mésoarchéen de Tiris ... 41
Délimitation géophysique de la formation de fer rubané (FFR) ... 51
5.2.2 Complexe mésoarchéen d'Amsaga ... 54
5.2.3 Terrains mésoarchéens de Tasiast-Tijirit ... 61
5.2.4 Le secteur d'Inchiri ... 64
5.2.5 Mauritanides du sud ... 87
5.3 Présences de fer oolithique en Mauritanie ... 92
5.3.1 Fer oolithique du Bassin de Tindouf ... 92
5.3.2 Roches ferrugineuses oolithiques du Bassin de Taoudeni ... 101
6 Secteurs favorables aux dépôts de fer de type Algoma, supérieur et oolithique, en Mauritanie ... 105
7 Références ... 107

2a Figures

Figure 1. Répartition de l'âge des formations de fer à l'échelle mondiale ... 9
Figure 2. Répartition des formations de fer à l'échelle mondiale ... 10
Figure 3. Stratigraphie générale et répartition des faciès des roches ferrugineuses oolithiques phanérozoïques ... 14
Figure 4. Géologie simplifiée du Complexe mésoarchéen de Tiris, présentant les inselbergs paléoprotérozoïques de Kediat Ijil, du Guelb El Mhaoudat, ainsi que l'emplacement des mines de fer en exploitation, des présences, et des dépôts évoqués dans le texte. ... 15
Figure 5. Géologie de la région de Kediat Ijil, emplacements des principaux dépôts de fer, et emplacements des prélèvements d'échantillons de l'USGS. ... 18
Figure 6. Géologie de la bordure nord-est du Bouclier mésoarchéen de Rgueibat, montrant la zone de suture paléoprotérozoïque, marquée par la Faille d'El Mdena, et l'emplacement des inselbergs de Kediat Ijil et de Mhaoudat, au sud-ouest de la marge. ... 19
Figure 7. Coupe schématique de Kediat Ijil, montrant de possibles relations structurelles allochtones avec le socle du Complexe de Tiris ... 20
Figure 8. Coupe schématique montrant des relations hypothétiques de failles en chevauchement birimiennes d'une formation de fer paléoprotérozoïque de type supérieur au niveau de la marge nord-est du Bouclier mésoarchéen de Rgueibat ... 21
Figure 9. Colonne lithologique et carte en plan de la Formation de Tazadit, le long de la route de Zouérate à la fosse n°1 de Tazadi ... 23
Figure 10. Vue en direction de l'est, au niveau du flanc nord-est de Kediat Ijil, à partir de l'extrémité ouest du massif, à proximité de F'Derik. ... 24
Figure 11. Vue vers le sud, à partir de la route menant à la fosse n°1 de Tazadit, point d, à l'extrémité est de Kediat Ijil, montrant une FFR avec un pendage vers l'ouest, appartenant à la formation de fer du Complexe d'Ijil et à la Formation de Seyala, surmontant l'horizon. ... 24
Figure 12. Coupe à travers la section traversant le long de la route menant à la première fosse de Tazadit, point d. La faille de droite sépare les membres inférieurs (droite) et supérieurs (gauche) de la Formation de Tazadit. Emplacement des échantillons CT07RIM33-1 à 5. ... 25
Figure 13. Coupe à travers la section traversant le long de la route menant à la première fosse de Tazadit, point d. La faille de gauche sépare les membres inférieurs (droite) et supérieurs (gauche) de la Formation de Tazadit. ... 25

Figure 14. Coupe à travers la section traversant le long de la route menant à la première fosse de Tazadit. Vue rapprochée d'un membre inférieur de la Formation de Tazadit, formation de fer rubané à quartz-hématite. Emplacement de l'échantillon CT07RIM33-1. 26
Figure 15. Coupe à travers la section traversant le long de la route menant à la première fosse de Tazadit. Vue rapprochée du membre inférieur de la Formation de Tazadit, quartzite à blocs entrecroisée avec un schiste à muscovite. 26
Figure 16. Vue le long de la route menant à la première fosse de Tazadit. Membre supérieur de la Formation de Tazadit. 27
Figure 17. Vue vers l'ouest, au niveau de tranchées montrant le chevauchement de la base entre la Formation de Tazadit et le socle du Complexe de Tiris. 28
Figure 18. FTextures de roches cataclastiques, au niveau de tranchées montrant le chevauchement de la base entre Kediat Idjil et le socle de Tiris. 28
Figure 19. Textures de roches mylonitiques, au niveau de tranchées montrant le chevauchement de la base entre Kediat Idjil et le socle de Tiris. 29
Figure 20. Conglomérat de la Formation de Seyala, au niveau du sud de la mine à ciel ouvert de Rouessa. 30
Figure 21. Vue du Guelb El Mhaoudat, à partir du sud-ouest. 31
Figure 22. Géologie du Guelb El Mhaoudat, montrant l'emplacement des principales mines à ciel ouvert. 33
Figure 23. Vue en direction du sud-est, au niveau d'une zone de failles dans le mur sud-ouest de la fosse n°2 de Mhaoudat. 34
Figure 24. Image en relief ombrée en couleur des données magnétiques réduites au pôle du Complexe de Tiris (extrait de Finn et Anderson, à paraître) avec les unités de FFR cartographiées et les emplacements des présences de fer. 35
Figure 25. Interprétation géologique en trois dimensions montrant la géométrie des failles en chevauchement, de même que la profondeur et l'épaisseur de la Formation d'El Mhaoudat, sur la longueur du massif du Guelb El Mhaoudat 36
Figure 26. Image en relief ombrée en couleur des estimations de profondeurs quadrillées, utilisant la méthode d'Euler étendue. 37
Figure 27. Géologie simplifiée de la Ceinture de Sfariat et du Guelb Zednes, montrant des emplacements de présences de fer de type Lac Supérieur. 39
Figure 28. Signal analytique des données magnétiques de champ total au-dessus de 0,75 (vert) au-dessus des régions où la profondeur jusqu'au socle magnétique (Fig. 26) est inférieure à 1 000 mètres, avec les unités de FFR et les emplacements de fer cartographiées. 43
Figure 29. Vue en direction du sud-ouest, au niveau du Guelb el Rhein. 44
Figure 30. Interprétation structurelle montrant une géométrie à plissement multiple de la formation de fer à quartz-magnétite au niveau du Guelb el Rhein. 45
Figure 31. Vue de la principale mine à ciel ouvert nord-sud, au niveau du Guelb el Rhein, à partir de l'extrémité nord de la fosse, en direction du sud vers la crête du guelb. 45
Figure 32. Mur nord-est, vu depuis le plancher de la fosse du Guelb El Rhein. 46
Figure 33. Vue en direction du nord-ouest, à partir du sommet de la fosse du Guelb El Rhein. 47
Figure 34. Formation de fer non oxydée, massive, et non rubanée, dans le mur ouest de la fosse du Guelb El Rhein. On remarque la présence d'une roche verdâtre renfermant du pyroxène dans le mur de la base, à gauche. 47
Figure 35. Carte schématique de la région du Guelb el Aouj, montrant les principaux affleurements de formations de fer de type Algoma en noir, ainsi que les directions structurelles. 49
Figure 36. Emplacement, et limite approximative, de la zone du projet d'Askaf, de Xstrata 50
Figure 37. Image composite en couleur - rouge = K, vert = Th et bleu = U, avec les unités de FFR cartographiées et les emplacements des présences de fer. 53

Figure 38. Carte géologique simplifiée du Bouclier sud-ouest de Rgueïbat, montrant les terrains de Choum-Rag el Abiod et de Tasiast-Tijirit. 55
Figure 39. Carte géologique simplifiée du Complexe d'Amsaga, montrant la répartition des roches supracrustales, et de la formation de fer à magnétite-quartzite. 57
Figure 40. Données aéromagnétiques montrant une importante anomalie magnétique dans le socle sous le Bassin de Taoudeni, à l'est de l'escarpement d'Adrar, au sud d'Atar, probablement générées par des FFR au sein du socle. L'épaisseur stratigraphique des roches sédimentaires en recouvrement est probablement inférieure à 200 mètres. . 58
Figure 41. Géologie généralisée, réduite au pôle (RTP), et cartes des signaux analytiques au-dessus du Complexe d'Amsaga. 60
Figure 42. Géologie simplifiée et emplacement des cibles du projet nord, centre, sud, et est, de Lebtheinia, en lien avec la formation de fer cartographiée, et la mine d'or de Tasiast..... 63
Figure 43. Géologie simplifiée du secteur d'Inchiri, montrant les différentes nappes et fenêtres tectoniques de l'empilement de nappes d'Akjoujt, ainsi que les dépôts et les présences minérales examinées dans le texte. 66
Figure 44. Vue en direction du nord, le long du côté ouest du Guelb Tamagot, environ 41 kilomètres au sud-ouest d'Akjoujt, dans le secteur d'Inchiri..... 68
Figure 45. Besoin d'ajouter une figure montrant plus en détail les différentes unités de FFR présentes dans le secteur d'Inchiri..... 69
Figure 46. Vue rapprochée montrant des FFR méso à microrubanés du Groupe de Saouda, au Guelb Tamagot. 70
Figure 47. L'horizon de brèches à proximité de la base du Guelb Tamagot est d'une origine incertaine, et peut représenter un plan de faille quasi horizontal au sein des FFR du Groupe de Saouda. 70
Figure 48. Image satellite de la licence d'exploration 273B1, montrant l'emplacement du projet de minerai de fer de Kaouat et d'autres présences dans le sud du secteur d'Inchiri 71
Figure 49. Carte géologique du périmètre du projet de minerai de fer de Kaouat..... 72
Figure 50. Image satellite de la licence d'exploration 792, montrant les emplacements des regroupements de FFR au sein du périmètre du projet Charter Pacific de Kaoua El Khadhra, au Sud du secteur d'Inchiri..... 73
Figure 51. Affleurement du Groupe d'Eizzene, FFR de la Formation de Khmeiyat, environ 14 kilomètres au nord-ouest d'Akjoujt. 75
Figure 52. Vue rapprochée du Groupe d'Eizzene, FFR de la Formation de Khmeiyat, montrant des silicates méso à microrubanés et des FFR à faciès d'oxydes. 75
Figure 53. Grande lentille de carbonate à Fe-Mg ankéritique à grains grossiers ± quartz et magnétite, occupant le contact entre la formation de fer à chailles finement rubanées du Groupe d'Oumachouiema, la Formation d'Atomai (à gauche des véhicules), et les roches volcanosédimentaires en recouvrement de la Formation de Ste.-Barbe (non visible sur la photographie). 76
Figure 54. Grande lentille de carbonate à Fe-Mg ankéritique à grains grossiers ± quartz et magnétite, occupant le contact entre la formation de fer à chailles finement rubanées du Groupe d'Oumachouiema, la Formation d'Atomai, et les roches volcanosédimentaires en recouvrement de la Formation de Ste.-Barbe. 77
Figure 55. Affleurement du Groupe d'Oumachouiema, FFR de la Formation de Lembeitih, environ six kilomètres au nord nord-est d'Akjoujt. 78
Figure 56. Vue rapprochée du Groupe d'Oumachouiema, FFR de la Formation de Lembeitih, montrant des FFR à faciès d'oxydes microrubanés, avec des nodules de carbonate de fer d'échelle centimétrique. 78
Figure 57. Géologie détaillée de l'empilement de nappes d'Akjoujt. 81
Figure 58. Section stratigraphique et diagramme de corrélation des roches de l'empilement de nappes d'Akjoujt 82
Figure 59. Veines de réseaux de quartz-carbonate et de brèches au sein des siltites de la Formation d'Atomai, au niveau de la marge de Legleitat El Khader. 84
Figure 60. Vue en direction de l'ouest, au niveau de la marge ouest de Legleitat El Khader et de la couverture étendue d'oxyde de fer recouvrant l'ensemble des affleurements à l'intérieur du dôme..... 84

Figure 61. Vue en direction du nord, à travers la couverture de silice d'oxydes de fer de Legleitat El Khader, à partir du sommet du dôme. 85
Figure 62. Affleurement de silice-oxyde de fer massif à poreux au sommet de Legleitat El Khader. 85
Figure 63. Goethite botryoïdale au sein de la couverture de silice-oxydes, au niveau de Legleitat El Khader. 86
Figure 64. Géologie simplifiée du Complexe de Gorgol Noir, au sud des Mauritanides. 89
Figure 65. Emplacement du Bassin de Tindouf et des principaux dépôts de roches ferrugineuses oolithiques du sud de l'Algérie. 93
Figure 66. Colonne lithostratigraphique au niveau du dépôt ouest de Gara Djebilet. 94
Figure 67. Carte géologique du champ de Gara Djebilet, dans le sud de l'Algérie et au nord de la Mauritanie. 95
Figure 68. Géologie et emplacement des présences phanérozoïques de roches ferrugineuses oolithiques du sous-bassin de Nord Yetti, appartenant au Bassin de Tindouf, en Mauritanie. 98
Figure 69. Géologie et emplacement des présences phanérozoïques de roches ferrugineuses oolithiques au sein du sous-bassin de Zemmour Noir, appartenant au Bassin de Tindouf, en Mauritanie. 100
Figure 70. Zones favorables aux dépôts, classés comme formation de fer de type Algoma et supérieur, et dépôts de fer oolithique phanérozoïque, en Mauritanie. 104

3 Introduction

Les minerais de fer hématiques à haute teneur, renfermant de 60 à 65 pourcents de fer, ont été exploités en Mauritanie depuis 1952, à partir des dépôts de fer de type Lac Supérieur. L'épuisement des minerais à haute teneur au cours des années récentes, a eu pour conséquence le développement d'un certain nombre de nouveaux projets centrés sur les minerais de magnétite à faible teneur, au sein de formations de fer rubanées (FFR), renfermant approximativement 35 pourcents de fer. La Mauritanie est le 15e plus grand producteur mondial de fer, et possède actuellement environ 1,1 milliard de tonnes (Gt = 1x109 tonnes) de réserves de minerai brut (U.S. Geological Survey, 2012 – se référer au document concernant l'analyse et les définitions de l'USGS concernant les catégories de réserve/ressource. La présente étude représente une tentative pour identifier si les chiffres cités concernant les réserve/ressource, provenant de sources autres que l'USGS, ont été calculées selon des méthodes reconnues au niveau international, telles le code australasien, pour rendre compte de résultats d'exploration, de ressources minérales, et de réserves de minerais [Code JORC], ou d'autres méthodes se conformant au JORC. Dans les cas où les chiffres de réserve/ressource ne se conforment pas au JORC, ou à d'autres codes de compte-rendu reconnus au plan international, ou dont le(s) source(s) de chiffrage ne peuvent pas être identifiée(s), les termes « réserve » ou « ressource » sont utilisés. La production est essentiellement contrôlée par la Société Nationale Industrielle et Minière (SNIM), une société parapublique, propriété à 78 pourcents du gouvernement. Les minerais de fer représentent environ 50 pourcents des revenus à l'exportation du pays. Environ 11 millions de tonnes (Mt) par an sont expédiées à partir de trois mines situées au sein des roches mésoarchéennes (Guelb el Rhein) à paléoprotérozoïques (Guelb El Mhaoudat et TO14), à proximité de Zouérate, au sein du Bouclier ouest de Rgueibat, vers des installations de chargement de la côte atlantique, au niveau de Nouadhibou, par l'intermédiaire d'une ligne ferroviaire de 700 km construite exclusivement dans ce but. En 2001, la SNIM a constitué une coentreprise avec la société australienne Sphere Investments pour examiner les possibilités d'une mine à ciel, ainsi que d'enrichissement du dépôt de magnétite du Guelb El Aouj. Le dépôt possède des ressources mesurées, indiquées et estimées, se conformant au JORC, de 701 Mt de minerai de magnétite, avec une teneur de 36,3 % de fer. La production prévue est de 7 Mt/an de boulettes compatibles avec une réduction directe (Mining Journal, 2006 ; Sphere Minerals Ltd., 2012). Sphere a obtenu une licence d'exploitation de trente ans pour le site du Guelb El Aouj en mars 2008, laquelle a ensuite été rachetée Xstrata en 2010, en même temps que des projets au niveau de l'Askaf voisin, et de Lebtheinia, au sein des terrains de Tasiast-Tijirit. Une information rapporte qu'ArcelorMittal réalise des forages concernant des minerais de magnétite au Guelb Agareb. Un intérêt complémentaire concernant des FFR de type Algoma a eu pour conséquence des projets d'exploration au niveau du Guelb Tamagot, au sein du Groupe d'Oumachouema, ainsi que le projet de Kaouat El Khadra, au sein du Groupe de Saouda, du secteur d'Inchiri.

Des ressources de fer hautement spéculatives sont également situées au niveau du chapeau de fer goethitique d'El Khader, dans le secteur d'Inchiri, ainsi qu'au sein du fer oolithique phanérozoïque des marges des Bassins ouest-central de Taoudeni et de Tindouf. Ces dépôts sont bien connus, de peu d'intérêt en raison de conditions économiques défavorables pour leur exploitation et leur enrichissement.

4 Rapide description des principaux types de dépôts de fer présents dans les sédiments

4.1 Origine et type des formations de fer

La formation de fer rubané (FFR, également connue sous le nom de roche ferrugineuse rubanée) est un type de roche sédimentaire riche en fer. Une FFR typique consiste en des couches alternées de quartzite pauvre en fer, de schiste, ou de chailles, et de minéraux carbonatés, silicatés, ou soufrés, pratiquement monominéralisées d'oxyde de fer (magnétite (Fe_3O_4) ou hématite (Fe_2O_3). Les FFR peuvent présenter une texture clastique (texture granulaire, désignée comme formation de fer granulaire, FFG), une texture sédimentaire d'origine chimique, ou un rubanement à une échelle micro (mm), méso (cm), et macro (James, 1954, Clout et Simonson, 2005). Les FFR sont présentes dans des roches aussi anciennes que 3,7 Ga, deviennent abondantes autour de la survenance d'un évènement de grande oxygénation, à environ 2,4 Ga, et sont moins fréquentes après environ 1,8 Ga (Cloud, 1973 ; Fig. 1). Les FFR sont à l'échelle de la Terre la source commerciale la plus importante de minerai de fer, avec certains des plus importants dépôts connus présents autour de la région du Lac Supérieur, dans le nord des États-Unis et au Canada, dans le Bassin du Transvaal, en Afrique du Sud, dans la province de Carajas, au Brésil, et dans le Bassin de Hamersley, en Australie occidentale (Clout et Simonson, 2005 ; Fig. 2). Il existe trois types principaux dépôts de fer, décrits ci-dessous, qui se distinguent en fonction de leur âge, de leur texture, de leur minéralogie, et de leur origine.

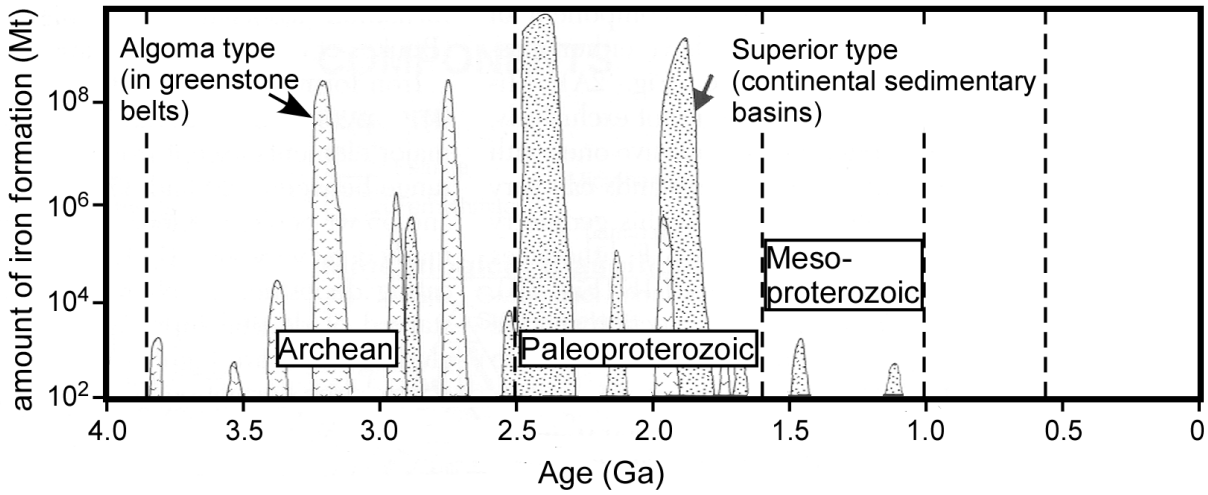

Figure 1. Répartition de l'âge des formations de fer à l'échelle mondiale (modifié à partir de Beukes et Gutzmer, 2008).

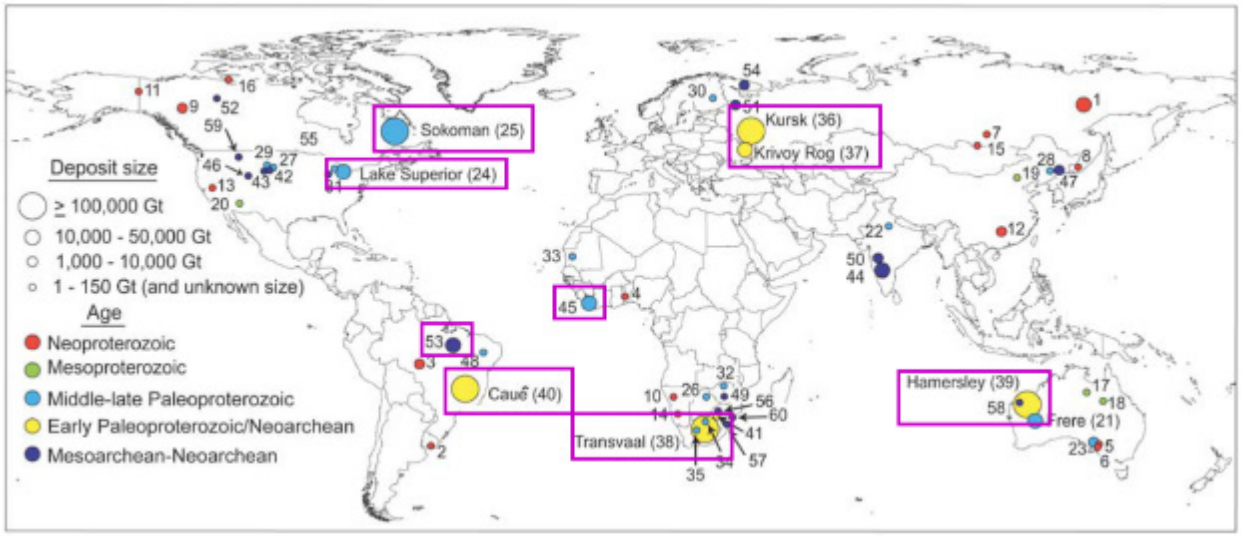

Figure 2. Répartition des formations de fer à l'échelle mondiale (extrait de Bekker et al., 2010).

Formations de fer de type Algoma

Les dépôts de type Algoma sont les plus anciennes FFR. Ils sont généralement de petite taille, et apparaissent au niveau mondial au sein des ceintures de greenstones archéennes. Ils sont présents au sein de séquences volcaniques ou sous-marines ou volcanosédimentaires pauvres en oolithes, grains clastiques, ou autres caractéristiques sédimentaires normales. La présence de FFG au sein des dépôts de type Algoma est extrêmement rare. On imagine qu'ils se sont formés sur le plancher océanique par des processus de dépôts exhalatifs hydrothermaux. L'association avec des roches volcaniques, et des turbidites d'eau profonde, est généralement interprétée comme indiquant une formation dans des environnements semblables à des dépôts de sulfures massifs, hébergés dans des formations volcaniques. Elles sont le produit d'une tectonique en extension au niveau des centres d'expansion.

Formations de fer de type Lac Supérieur

Les dépôts de type Lac Supérieur sont très étendus latéralement, et constituent des séquences bien définies de FFR, dont on fait l'hypothèse qu'ils se sont formés par des processus de sédimentation chimique dans des océans saturés en fer, au cours de l'oxygénation mondiale des systèmes atmosphère-océan de l'Archéen tardif à Protérozoïque précoce. Bien que les mécanismes exacts de la formation des FFR de type Lac Supérieur soient hautement controversés (se référer à Clout et Simonson, 2005 et références qui y sont données), un concept conventionnel est que les couches de fer rubané se sont formées à la suite de libération d'oxygène par des cyanobactéries photosynthétiques (algues bleu-vert), se combinant avec le fer dissous au sein des océans terrestres, pour former des oxydes de fer insolubles. Ces formations chimiques auraient précipité au fond de l'eau pour constituer une fine couche sur le substrat, en alternance avec de la boue anoxique ou un gel silicaté (se transformant en bandes de schistes ou de chailles). Chaque bande est semblable à une varve, en ceci qu'il est fait l'hypothèse que les bandes sont le résultat de variations cycliques en oxygène disponible. On ne sait pas avec certitude si ce phénomène est saisonnier, correspondant à l'enregistrement d'une oscillation dans la composition chimique de l'océan, ou s'il

représente un autre cycle. On suppose qu'à l'origine, la Terre présentait de grandes quantités de fer réduit, dissous au sein de mers mondiales acides.

Finalement, alors que les organismes photosynthétiques ont produit de l'oxygène, le fer disponible des océans terrestres a précipité sous la forme d'oxydes de fer. Au point de basculement qui a vu les océans s'oxygéner de façon permanente, de petites variations de production en oxygène ont induit des productions d'oxygène libre au sein des eaux de surface, alternant avec des productions de dépôts d'oxyde de fer.

Les textures sédimentaires des FFR de type Lac Supérieur présentent un changement significatif au cours du temps. Les dépôts les plus jeunes tendent à avoir un faciès plus dominant de FFG, et sont en contact concordant avec les arénites à lits entrecroisés de marées, ainsi que les dolomies stomatolithiques indicatrices d'environnements de dépôt peu profonds. Les FFR supérieures plus anciennes présentent moins de FFG, et on imagine qu'elles se sont déposées dans des environnements de plateaux profonds, ou de talus continental supérieur, alors que les dépôts les plus récents sont généralement considérés comme faisant partie de séquences de marge passive, sur de larges plateaux continentaux pauvres en sédiments (Clout et Simonson, 2005).

Sans considération pour les détails de leur origine, et les modifications ultérieures pendant la diagénèse et le métamorphisme, la plupart des FFR sont constituées de manière dominante de couches riches en magnétite, et possèdent une teneur brute en fer dans un intervalle de 30 à 35 pourcents. Une telle roche, désignée en Amérique du Nord par le terme minerai de taconite, peut être exploitée de façon rentable, mais nécessite un enrichissement pour obtenir un produit renfermant environ 65 pourcents de fer. Un minerai de fer plus intéressant, désigné du terme de martite-goethite, ou minerai d'hématite à haute teneur (HHT), renferme environ de 56 à 68 pourcents de fer, et a été modifié par un processus naturel d'enrichissement, à partir d'un protominerai de FFR, en une HHT, par une destruction de la silice et une oxydation de la magnétite. On a fait l'hypothèse que ce processus s'est produit à la suite d'un ensemble de phénomènes comprenant un lessivage par des fluides hydrothermaux hypogènes, une altération supergène, ainsi que des variantes ou combinaisons de ces modèles de base. Les détails des processus par lesquels les protominerais de FFR se sont enrichis en minerais de HHT est sujet à controverses, en tant que processus à l'origine de la formation des FFR. En conséquence, une grande partie des travaux récents sur les FFR est centré sur ces processus (Morey, 1999 ; Powell et al, 1999 ; Taylor et al, 2001 ; Dalstra et Guedes, 2004 ; Clout et Simonson, 2005 ; Lobato et al, 2008).

Au début des années 1900, un débat a existé concernant le rôle respectif des eaux descendantes et de l'eau chaude ascendante dans l'altération. L'importance de l'eau chaude a été montrée par le travail de Gruner (1930). Il a placé de la silice broyée et de l'eau distillée dans une enceinte fermée pendant de 20 à 28 heures à 200 °C, et il a enregistré les mises en solution de la silice suivantes : à partir du quartz, 37 ppm ; à partir d'un gel de silice, 800 ppm ; à partir de calcédoine, 151 ppm. De plus, lorsque la température est portée à 300 °C, les solubilités passaient respectivement à 958, 1410, et 899 ppm. Ces expériences ont en outre montré que de l'eau à 300 °C peut lessiver de très grandes quantités de silice en provenance des FFR, au moment où se déroule l'oxydation de magnétite en hématite. Gruner a attribué la source de chaleur nécessaire à l'augmentation de la température de l'eau souterraine à des sills de diabases, et les écoulements à un groupe plus récent d'écoulements basaltiques, qui surmonte les dépôts de fer du Lac Supérieur.

Tyler (1949) a étudié les silicates de fer (stilpnomélane, minnesotaïte, grunérite) qui se sont formés à partir du métamorphisme des FFR par intrusions basaltiques. Il a conclu que la faible teneur en silice des minerais hématitiques était due à la mise en solution et à l'exportation de ces minéraux, plutôt qu'à une mise en solution directe du quartz.

Des approches plus récentes (se référer à Powell et al., 1999 ; Morey, 1999) font appel aux ceintures plissées, avançant de façon adjacente aux ceintures de FFR, pour fournir les solutions à plus haute température capables de produire des minerais hématitiques. Un indice d'inclusion fluide, montre que de

tels fluides peuvent présenter des températures comprises entre 200 et 400 °C, et la zone de terrains surélevés produite par le tectonisme pourrait avoir fourni le gradient hydraulique nécessaire au mouvement des fluides au sein des dépôts de fer.

Fer oolithique phanérozoïque

Une roche ferrugineuse est une roche sédimentaire, soit déposée comme sédiment ferrugineux, soit formée par la suite, par remplacement, qui contient suffisamment de fer pour être exploitée comme minerai de fer. Le terme est généralement limité aux roches sédimentaires dures, grossièrement rubanées, non rubanées, et qui ne sont pas des chailles d'âge phanérozoïque, bien qu'il y ait des exemples d'âge protérozoïque. Elles sont formées d'oxydes de fer, de carbonates, et de silicates, y compris de la goethite, de l'hématite, de la magnétite, de la sidérite, et de la chamosite (Wikipedia, 2012). Au niveau mondial, il existe plus de 500 présences connues ayant connu une production, à comparer à seulement une poignée de secteurs désormais inactifs. Dans la littérature géologique économique, les dépôts de fer sont désignés comme de type Clinton (Simpson et Gray, 1968) ou de type minette (Teyssen, 1984 ; 1989 ; Siehl et Thein, 1989) d'après les localités types de roches ferrugineuses siluriennes de l'est des États-Unis, et les roches ferrugineuses jurassiques de Lorraine, en France, respectivement (Maynard et Van Houten, 2004 ; Mucke et Farshad, 2005).

Les roches ferrugineuses phanérozoïques sont communément formées d'oolites riches en fer, dérivant de deux produits d'altération facilement présents, à savoir l'oxyde de fer et l'argile. Les roches ferrugineuses oolithiques se distinguent chimiquement des FFR précambriennes par leur teneur en silice. En général les FFR possèdent des teneurs en SiO_2 supérieures à 50 % en masse, tandis que la teneur en SiO_2 des roches ferrugineuses est inférieure en masse, à environ 35 pourcents (James, 1992 ; Mucke et Farshad, 2005). De plus, les roches ferrugineuses oolitiques peuvent être distinguées, sur la base des aspects minéralogiques et géochimiques, en deux sous-types, sur la base du type d'argile qui les compose : 1) roches ferrugineuses de type chamosite, et 2) roches ferrugineuses de type kaolinite. La chamosite appartient au groupe minéral de la chlorite (Mucke et Farshad, 2005). En raison de l'importance du volume de données laissant supposer que les oolites sont le produit d'environnements marins peu profonds (Davies et al., 1978), les roches ferrugineuses oolithiques sont généralement considérées comme un type de strate marine (Van Houten et Bhattacharyya, 1982 ; Young, 1989). Les roches ferrugineuses oolithiques, par définition contenant plus de cinq pourcents en volume d'oolites, et plus de quinze pourcents en masse de fer (Young, 1989 ; Mucke et Farshad, 2005), s'accumulent au sein de trois types de bassins cratoniques inondés par des mers peu profondes. Elles se forment au sein : 1) des avant-bassins, le long des parties intérieures des ceintures mobiles, pendant les périodes de repos tectonique et de diminution du flux détritique, 2) des bassins intracratoniques caractérisés par une stabilité prolongée, et 3) des marges cratoniques aux périodes de divergence ou de convergence initiale des plaques lithosphériques (Van Houten et Bhattacharyya, 1982).

La répartition du fer oolithique phanérozoïque à travers le temps est marquée par deux périodes majeures de dépôt. Il a commencé par une accumulation locale au Cambrien tardif, suivant la rupture et la dispersion des fragments cratoniques laurentiens, puis est devenu très répandu à partir du tout début de l'Ordovicien jusqu'au Dévonien terminal. La seconde période majeure a été initiée par la rupture de la Pangée, avec pour résultat la dispersion de blocs cratoniques, et une élévation graduelle du niveau de la mer. Le développement local des roches ferrugineuses a commencé au Trias précoce, et a perduré du Jurassique précoce jusqu'au milieu du Cénozoïque (Van Houten et Bhattacharyya, 1982). Van Houten et Bhattacharyya (1982) ont remarqué que ces deux périodes de dépôts de fer correspondent à des étapes d'effet de serre de l'enregistrement du climat phanérozoïque. Celles-ci ont été des périodes marquées par un

climat doux, la production d'une matière organique abondante, et des taux élevés de sédimentation détritique marine sur les continents.

La formation de fer oolithique est favorisée par une circulation en océan ouvert autour des fragments cratoniques dispersés à des moments de haut niveau des mers, de transgression marine répandue, de climat marin doux, et d'activité tectonique modérée. Ces conditions favorisent également une altération continentale en profondeur, qui apporte le fer et l'argile pour la formation d'oolites riches en fer (Van Houten et Bhattacharyya, 1982). L'accumulation du fer oolithique apparaît dans des contextes allant de paraliques à relativement faible énergie, jusqu'à marins peu profonds, communément le long de lignes côtières marquées par de larges baies. Les contextes de lagons protégés par des barres, ainsi que les environnements pauvres en sédiment, éloignés des sources deltaïques d'apports détritiques, sont parfaits pour la formation d'oolites d'oxydes chamosites ferriques (Van Houten et Bhattacharyya, 1982).

Dans le détail, les lits renfermant du fer phanérozoïque sont formés de trois faciès distincts : 1) schiste nodulaire, communément pyritique, et sidéritique, au sein de formations carbonées non marines à paraliques du Carbonifère supérieur, et localement au sein de dépôts marins de boues, 2) sédiment marin peu profond, sableux et coquillier, avec d'abondants nodules de glauconite, et 3) des dépôts oolithiques d'oxydes chamosites ferriques. La succession standard verticale est formée d'un faciès de schistes noirs à la base d'une séquence, surmontée par un schiste gris et une siltite, puis par du grès, avec un litage classé et une stratification croisée irrégulière, suggérant des tempestites, et finalement par des grès ou du fer oolithique avec une stratification entrecroisée bipolaire, suggérant un dépôt intertidal (Van Houten et Bhattacharyya, 1982 ; Maynard et Van Houten, 2004 ; Fig. 3).

Le fer oolithique se présente sous la forme de dépôts condensés constitués au cours d'une phase de transition, soit à la fin d'une régression régionale, soit au début d'une nouvelle transgression. Une formation de fer peut consister en quelques unes, jusqu'à des dizaines de séquences de poussées vers le haut produites par des régressions à petite échelle, une, ou plusieurs desquelles pouvant avoir conduit à l'accumulation de dépôts de fer oolithique (Van Houten et Bhattacharyya, 1982). Une seule séquence peut s'étendre sur des épaisseurs allant de quelques mètres jusqu'à 300 mètres. Les dimensions d'un dépôt de fer peuvent varier de deux à cinq mètres d'épaisseur, et de deux à dix kilomètres de long (Maynard et Van Houten, 2004).

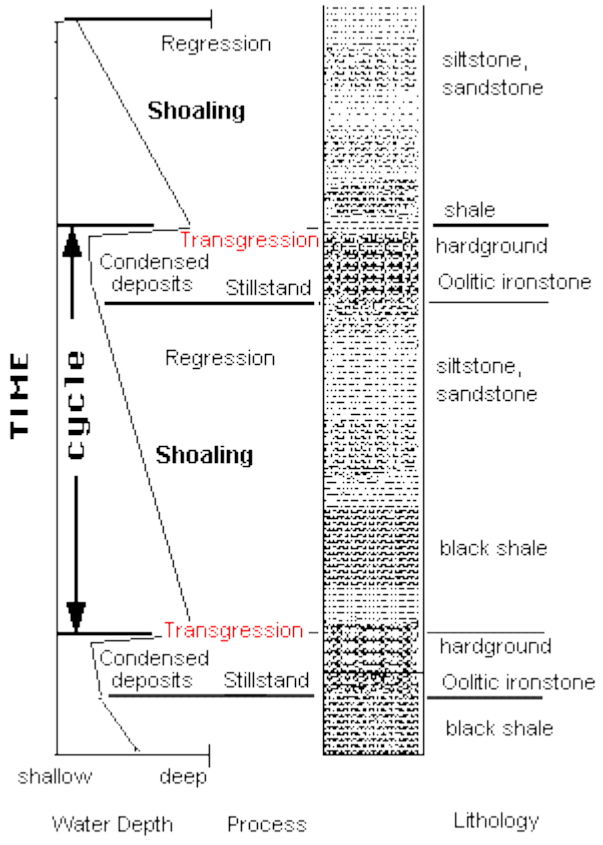

Figure 3. Stratigraphie générale et répartition des faciès des roches ferrugineuses oolithiques phanérozoïques (extrait de Maynard et Van Houten, 2004).

5 Dépôts minéraux et présences en Mauritanie

Les réserves prouvées et potentielles de la région de Zouérate sont de 300 millions de tonnes d'expédition directe de minerai (65 pourcents de fer), et de 3 000 millions de tonnes de minerai de magnétite, nécessitant un enrichissement (35 pourcents de fer). Environ douze millions de tonnes par an sont expédiées à partir de trois zones (Fig. 4) de roches archéennes et paléoprotérozoïques de l'ouest du Bouclier de Rgueibat (Mining-technology.com, 2012). Les terrains favorables sont clairement définis sur la carte géologique, par la distribution des unités de quartzite ferrugineux de type Algoma, au sein des roches archéennes, et par la distribution des FFR de type Lac Supérieur, au sein des klippes allochtones des roches paléoprotérozoïques. La production est principalement contrôlée par la Société Nationale Industrielle et Minière (SNIM). La SNIM produit actuellement des minerais de FHT à expédition directe, à partir des FFR de type Lac Supérieur au sein des minerais de Kediat Ijil, du Guelb El Mhaoudat, et de magnétite de FFR de type Algoma, au niveau du Guelb el Rhein. En mars 2008, Sphere Investments a obtenu une licence d'exploitation de trente ans pour le site du Guelb el Aouj. Ce dépôt possède des ressources mesurées, indiquées et présumées, conformes avec les normes JORC, de 701 millions de tonnes de minerai de

magnétite, avec une teneur de 36,3 % de fer. La production prévue est de sept millions de tonnes par an de nodules à réduction directe (Mining Journal, 2006 ; Sphere Minerals Ltd., 2012).

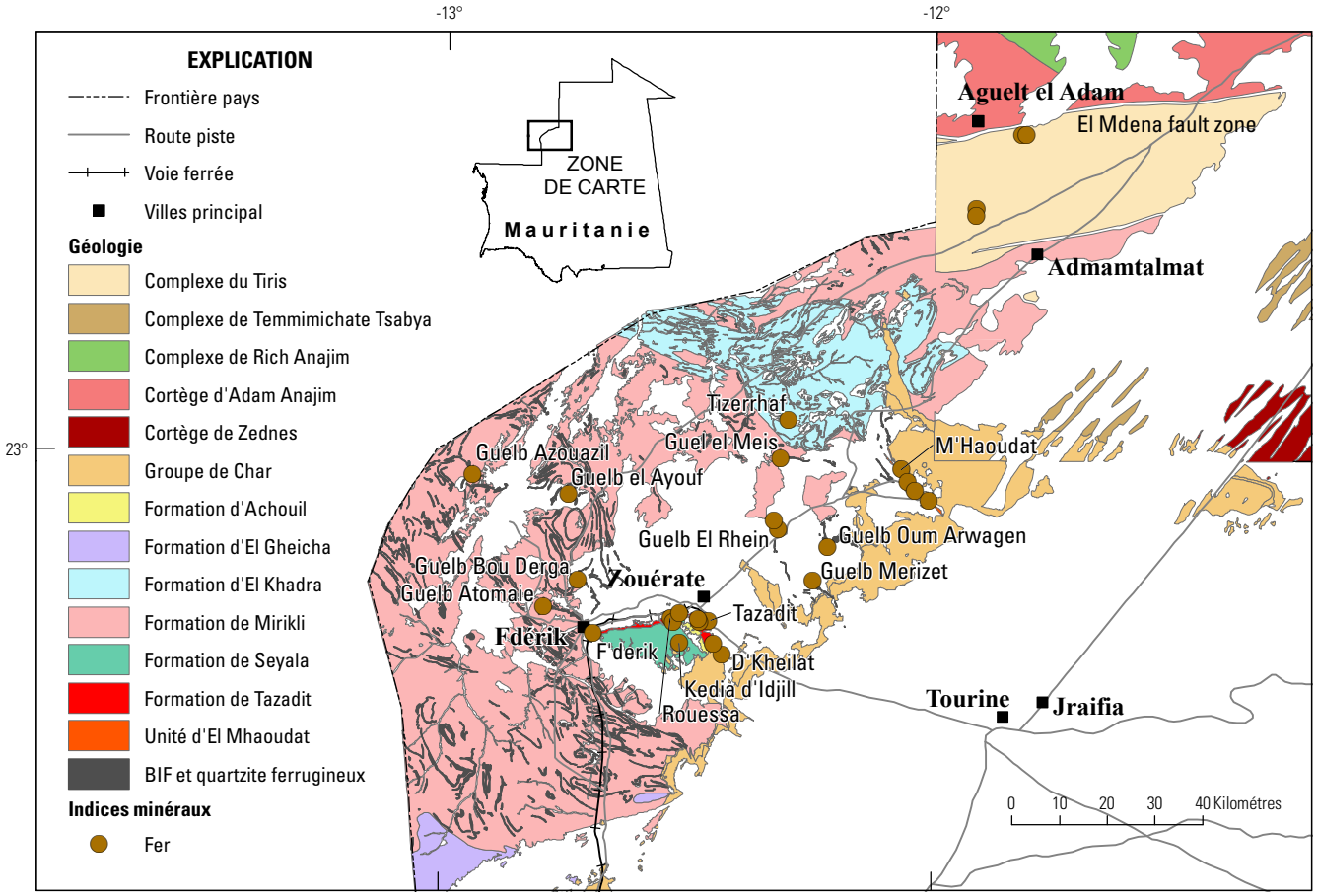

Figure 4. Géologie simplifiée du Complexe mésoarchéen de Tiris, présentant les inselbergs paléoprotérozoïques de Kediat Ijil, du Guelb El Mhaoudat, ainsi que l'emplacement des mines de fer en exploitation, des présences, et des dépôts évoqués dans le texte.

5.1 Dépôts de fer de type Lac Supérieur en Mauritanie

Des minerais de fer hématitique à haute teneur, renfermant de 60 à 65 pourcents de fer, ont été exploités en Mauritanie depuis 1952, à partir de dépôts de FFR de type Lac Supérieur. La Mauritanie est le 15e plus important producteur de fer au monde, et possède actuellement environ 1,1 milliard de tonnes (Gt) de réserves de minerai de fer brut (U.S. Geological Survey, 2012). La production est principalement contrôlée par la Société Nationale Industrielle et Minière (SNIM), une société parapublique propriété à 78 pourcents de l'État. Les minerais de fer représentent environ 50 pourcents des revenus à l'export du pays. Environ onze millions de tonnes (Mt) par an sont expédiées à partir de trois mines (Fig. 4), situées au sein des roches mésoarchéennes à paléoprotérozoïques à proximité de Zouérate, dans l'ouest du Bouclier de Rgueibat, vers des installations de chargement situées sur la côte atlantique au niveau de Nouadhibou, par

l'intermédiaire d'une liaison ferroviaire construite spécialement dans ce but. En 2004 et 2005, 60 pourcents de la production provenaient de FHT de type Lac Supérieur, et 40 pourcent à partir des FFR de type Algoma (Mining-technology.com, 2012). Deux des fosses de production sont situées au sein des FFR paléoprotérozoïques de type Lac Supérieur du Complexe allochtone d'Ijil, à Kediat Ijil (fosse n°14 de Tazadit, secteurs 1 et 2) et au Guelb El Mhaoudat (fosses n°1 à 4 d'El Mhaoudat), et sont décrites dans la présente section. L'épuisement des minerais à haute teneur au cours des récentes années a eu pour résultat l'émergence de nombreux nouveaux projets, concentrés sur des minerais de magnétite à plus faible teneur au sein de FFR de type Algoma, renfermant 35 pourcents de fer. Ces minerais de fer sont examinés à la section 5.2. D'autres présences de FFR, probablement d'âge paléoprotérozoïque, que l'on a tenté de corréler avec le Complexe de Ijil, sont présentes au sein de la Ceinture de Sfariat, et au niveau du Guelb Zednes. Elles sont également examinées ci-dessous.

Historique de l'exploitation du fer dans la région de F'Derik-Zouérate

L'histoire de l'exploitation du fer de la région de F'Derik-Zouérate a été synthétisée par plusieurs sources, notamment Oksengorn, 1973 ; Marot et al., 2003 ; O'Connor et al., 2005 ; et *Mining-technology.com, 2012*). La plus ancienne référence au fer de la région est due à Abou-Obeid-El Bekhri, en 1068, qui évoque une montagne dénommée en berbère « Idrar en Ouzzal », ce qui se traduit par *la Montagne du fer*. Toutefois, les dépôts de fer dans la région de F'Derik étaient probablement connus et exploités dans l'antiquité. Plusieurs portent des noms berbères comme « El Hadid » signifiant *fer*, et « El Meiss » signifiant *aimant* (Oksengorn, 1973 ; O'Connor et al., 2005). Marot et al. (2003) signalent que depuis l'antiquité, l'histoire économique de la Mauritanie a été dominée par des nomades berbères et le commerce transsaharien. Depuis au moins le Xe siècle, la route transsaharienne de l'ouest, du Maroc vers les royaumes noirs d'Afrique subsaharienne, passait par les points d'eau de Tiris et de Zemmour. Ces caravanes transportaient du cuivre (depuis Akjoujt), du sel, à partir des mines de sel d'Ijil, et particulièrement de l'or, à partir du fleuve Sénégal. Au XIVe siècle, des récits de voyageurs mentionnent la « Montagne de fer » de la région de Zouérate (Marot et al., 2003).

En 1900, la convention espagnole libre sur la souveraineté de Rio de Oro a attribué les mines de sel d'Ijil (et par conséquent les énormes quantités de ressources en fer) à la France, et les premières expéditions géologiques de la région ont eu lieu à la suite de cet événement (Marot et al., 2003). La première référence moderne à des dépôts de fer est une courte note dans l'Imperial Mineral Resources Bureau de 1922, qui insère la remarque suivante concernant la Mauritanie : « On dit que du minerai de fer est présent dans les secteurs de Tagant et d'Ijil, où des traces de travaux indigènes sont indiqués comme ayant été trouvés. Le minerai n'est pas exploité actuellement ». Une rapide référence complémentaire, de 1933, note l'utilisation du minerai de fer dans la construction de Fort Gouraud (F'Derik), et les premières études géologiques de 1937 et 1939 ont identifié du minerai de fer dans la région de Kediat Ijil (O'Connor et al., 2005).

Miferma (Mines de Fer de Mauritanie) a été créée en 1952 pour exploiter les dépôts de minerai de fer dans la région de Kediat Ijil (Kediat est le nom arabe pour désigner un massif), un massif proéminent formé presque entièrement de FFR dépassant largement au-dessus de la géologie plane du Complexe sous-jacent de Tiris. Un centre minier a été construit à Zouérate, à quelque distance du flanc nord-est de Kediat, parallèlement à des installations portuaires au niveau de Nouadhibou, sur la côte atlantique. Les deux installations possèdent leurs propres centrales électriques, et sont reliées par une ligne de chemin de fer de 700 km (Mining-technology.com, 2012).

La nationalisation du consortium Miferma en 1974–75 a amené la création de la SNIM (Société Nationale Industrielle et Minière). L'État mauritanien possède actuellement 78 pourcents de la SNIM, et des organisations minières et financières arabes possèdent le capital restant. La production a rapidement

augmenté jusqu'à 11–12 Mt/an, un niveau qui a généralement été soutenu par une série de modernisations des installations (*Mining-technology.com, 2012*).

L'exploitation de surface du minerai d'hématite d'exploitation directe, utilisant des têtes de forage rotatives, de petites pelles, et des camions, a débuté au niveau des fosses de F'Derik, Rouessa et Tazadit, en 1963. Le dépôt TO14, découvert en 1991, est un gisement profond de qualité d'expédition directe, situé au niveau de la limite sud-est de Kediat Ijil. Le broyage primaire et secondaire est effectué au niveau de Tazadit, et le minerai est acheminé vers Nouadhibou au moyen de trains comportant jusqu'à 220 wagons, chacun transportant 84 tonnes. Le minerai est stocké, puis repris et tamisé pour un chargement sur des bâtiments allant jusqu'à 150 000 tpl. La SNIM a programmé le début de travaux concernant une seconde série d'installations de chargement, adaptées à des bâtiments de 180 000 tpl, pour le courant 2005 (Mining-technology.com, 2012).

Alors que s'épuisait le minerai à haute teneur à expédition directe, une installation de broyage pour les plus faibles teneurs a été mise en place à Rouessa en 1973. Par la suite, la ressource de magnétite du Guelb el Rhein, de type Algoma, juste au nord-nord-est de Zouérate, a été développée. Les conditions économiques impliquaient que le minerai de magnétite de plus faible teneur soit enrichi pour le transport par rail, et une installation de 6Mt/an a été construite au Guelb el Rhein. Le broyage primaire et le broyage autogène sont suivis par une séparation magnétique et gravitaire (Mining-technology.com, 2012).

L'exploitation d'une découverte de minerai d'une teneur à expédition directe au niveau du Guelb El Mhaoudat, 50 km plus à l'est, a commencé en 1991. L'infrastructure routière et ferroviaire a été à nouveau étendue, et de nouveaux équipements ont été achetés. Les nouveaux équipements ont été utilisés pour exploiter la magnétite plus dure du Guelb el Rhein, et les équipements ont été transférés au Guelb El Mhaoudat. Lorsque TO14 a été découvert, à proximité de Tazadit, en 1991, le site a été développé immédiatement en utilisant l'équipement du Guelb el Rhein et d'autres mines de la région de Kediat Ijil (Mining-technology.com, 2012).

À la fin des années 1990, la SNIM a modernisé ses installations de traitement de Nouadhibou, mettant en service un nouveau broyage tertiaire et quaternaire, ainsi qu'un tamisage au niveau des installations de Point Central, de façon à maintenir la production à un niveau de 12 Mt/an. Un circuit de rebroyage de 960t/h au niveau des installations du Guelb el Rhein a ouvert en novembre 2000 (Mining-technology.com, 2012).

Des investissements récents ont à nouveau modernisé le Guelb el Rhein et la liaison ferroviaire. En avril 2006, le Conseil de la SNIM a annoncé des plans pour augmenter la production, de manière à permettre l'exportation de 14 Mt/an de minerai à l'horizon 2010, principalement par l'ajout d'un nouvel équipement au niveau des mines du Guelb el Rhein et de TO14 (*Mining-technology.com, 2012*). De plus, ce projet serait la première étape d'une augmentation progressive de capacité, pour atteindre 25 Mt/an. En mars 2007, la SNIM et Sphere ont signé un protocole d'accord avec Saudi Basic Industries Corporation et Qatar Steel Company, portant sur le développement en commun du projet du Guelb El Aouj, soumis à une étude de faisabilité de financement satisfaisante (Mining-technology.com, 2012).

5.1.1 Kediat Ijil

Comme décrit ci-dessus, la région de Kediat Ijil est un massif de collines orientées est-ouest, au sein d'un bloc de forme grossièrement triangulaire, entre les villes de Zouérate et F'Derik (Fig. 5). Le massif a approximativement 25 kilomètres de long et 15 kilomètres de large à son point le plus large. Comme cela figure sur la cartographie actuelle (O'Connor et al., 2005), l'affleurement de la région de Kediat Ijil couvre environ 170 kilomètres carrés, sur la base des mesures du Système d'Information Géographique (SIG). On suppose que la totalité de l'inselberg est formé de séries allochtones (ou para-autochtones) de nappes en

chevauchement composées presque entièrement d'une formation de fer, en association avec les roches sédimentaires du Complexe d'Ijil et de la Formation en recouvrement de Seyala (O'Connor et al., 2005). L'ensemble de Kediat Ijil, aussi bien que celui du Guelb El Mhaoudat, ont été transportés vers le sud au cours de l'orogénie birimienne entre 2 100 et 2 000 Ma, et reposent désormais environ 130 kilomètres au sud-ouest de la zone de suture archéenne-protérozoïque marquée par la faille d'El Mdena (Fig. 6 à 8 ; Schofield et Gillespie, 2007). Bien que l'ensemble des tentatives pour dater directement le Complexe d'Ijil ait échoué, la nature de plateforme marine peu profonde des roches sédimentaires associées, la nature en contraste des FFR riches en jaspe du Complexe d'Ijil avec les quartzites ferrugineux du Complexe de Tiris, et les relations géologiques avec les autres unités pétrographiques datées directement, suggèrent que le Complexe d'Ijil est d'âge paléoprotérozoïque, et représente des FFR de type Lac Supérieur, qui se sont déposé au niveau de la marge passive nord-est du Bouclier archéen de Rgueibat.

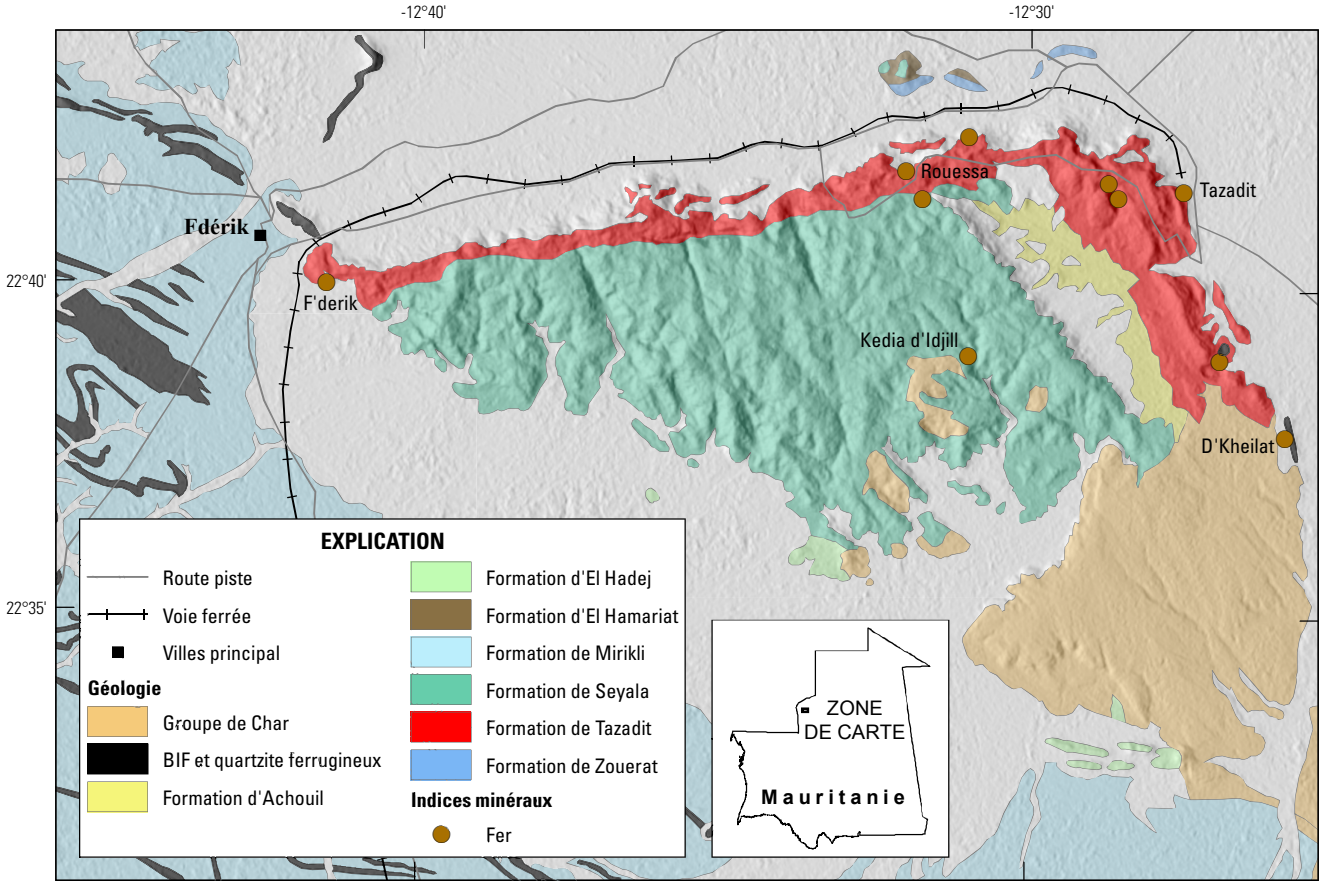

Figure 5. Géologie de la région de Kediat Ijil, emplacements des principaux dépôts de fer, et emplacements des prélèvements d'échantillons de l'USGS.

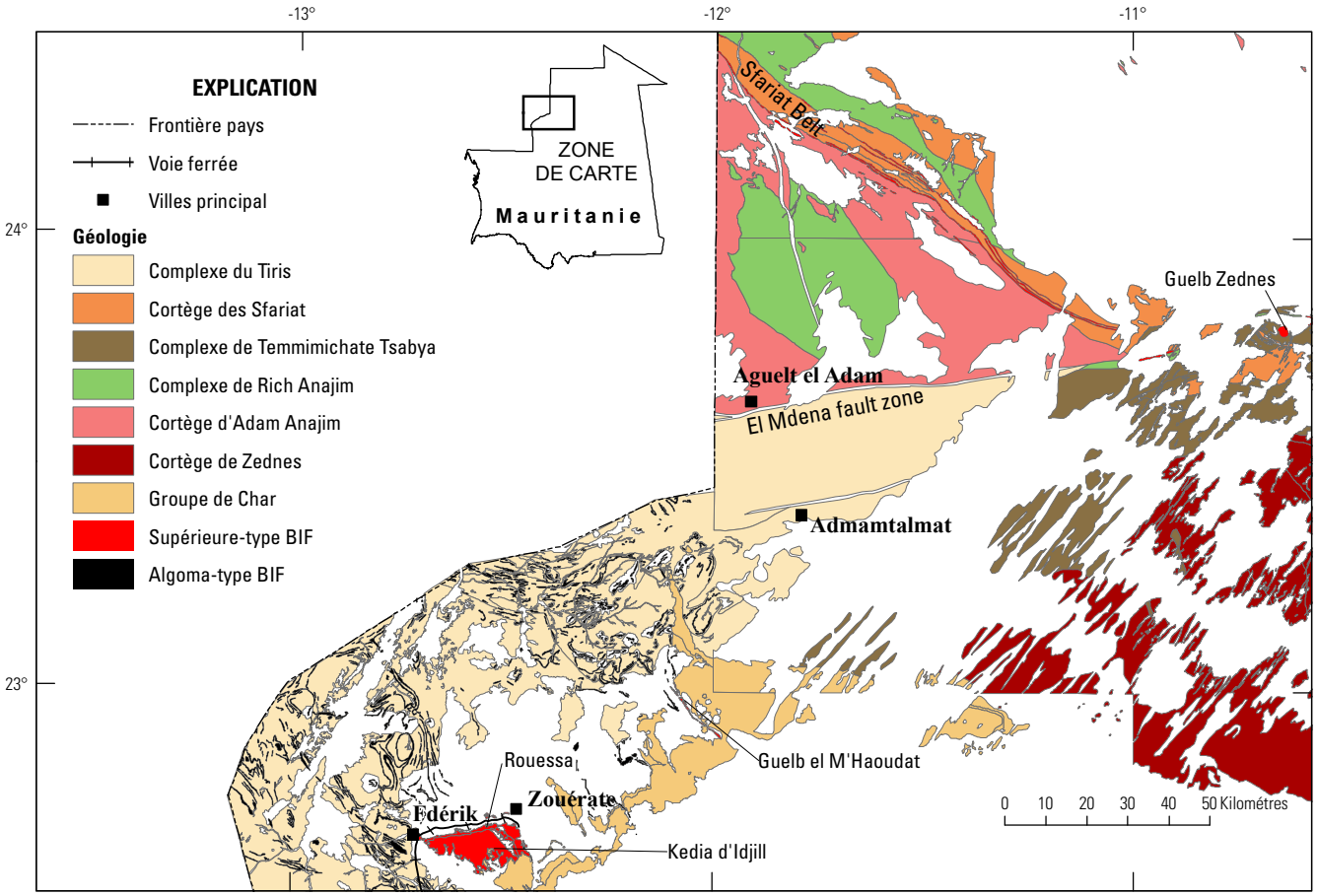

Figure 6. Géologie de la bordure nord-est du Bouclier mésoarchéen de Rgueibat, montrant la zone de suture paléoprotérozoïque, marquée par la Faille d'El Mdena, et l'emplacement des inselbergs de Kediat Ijil et de Mhaoudat, au sud-ouest de la marge. Les FFR mésoarchéennes de type Algoma sont représentées en noir. Les FFR paléoprotérozoïques de type Lac Supérieur sont représentées en rouge.

La région de Kediat Ijil est composée de six unités lithostructurales qui se présentent comme une série de nappes de chevauchement empilées, surmontant le Complexe de Tiris (Bronner et Chauvel, 1979). L'unité structurale la plus élevée est une brèche, ou un conglomérat, relativement non déformés, et clairement plus récents que les cinq autres unités. Le travail du BGS dans la région (O'Conner et al., 2005) a redéfini le Complexe d'Ijil pour inclure les cinq premières unités, à qui l'on a attribué un statut de formation, comprenant, de la base vers le sommet, les Formations de Zouérate, d'El Hamariat, de Tazadit, d'Achouil, et d'El Hadej (Fig. 7). Le Complexe d'Ijil est constitué de manière dominante de roches métamorphiques à faciès de schistes verts et d'amphibolite, y compris un quartzite, un quartzite ferrugineux (FFR), un quartzite micacé, et un schiste à mica et à quartz. Les roches magmatiques et les carbonates sont pratiquement absents.

Les deux unités lithostructurales inférieures, à savoir les Formations de Zouérate et d'El Hamariat, sont seulement présentes sur des affleurements au niveau du Guelb Hammariat et de plusieurs autres petits inselbergs situés juste au nord de la région de Kediat Ijil, et à l'ouest de Zouérate (Fig. 5). La Formation de

Zouérate est formée, de la base vers le haut, d'un quartzite micacé et d'un micaschiste surmontés par une couche métagabbroïque concordante épaisse (environ 50 mètres), surmontée par des schistes à muscovite et à quartz, renfermant des grenats. Le métagabbro est la seule roche magmatique connue du Complexe d'Ijil, et il semble avoir été mis en place avant l'empilement en chevauchement du Complexe. Les tentatives du BGS pour dater le métagabbro sont restées vaines (O'Connor et al., 2005).

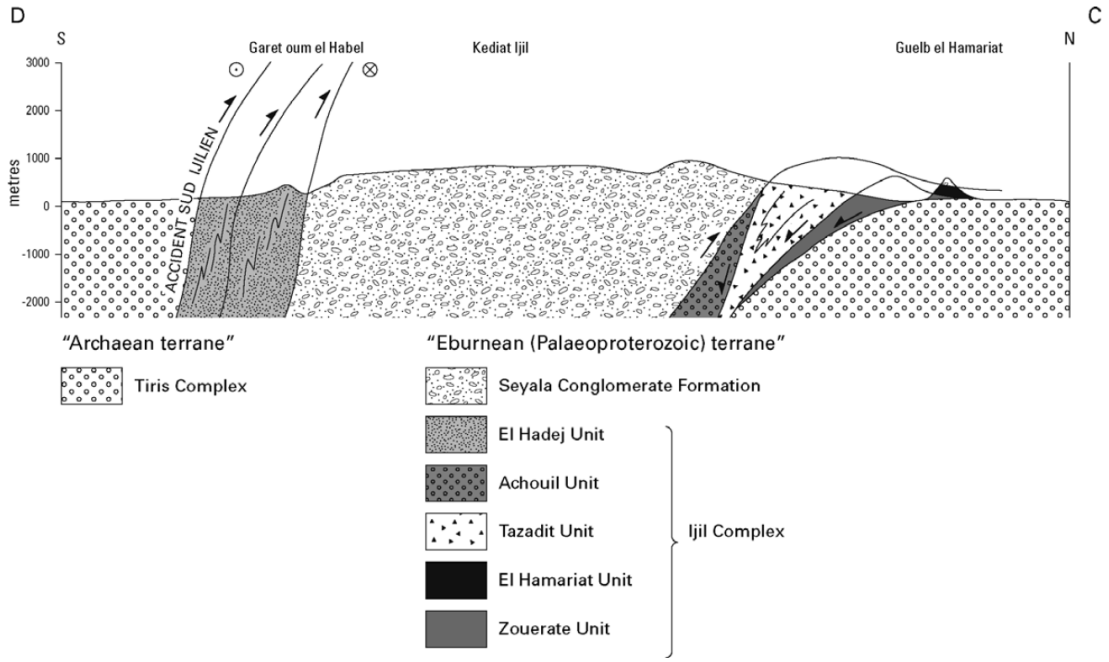

Figure 7. Coupe schématique de Kediat Ijil, montrant de possibles relations structurelles allochtones avec le socle du Complexe de Tiris (extrait de Schofield et Gillespie, 2007).

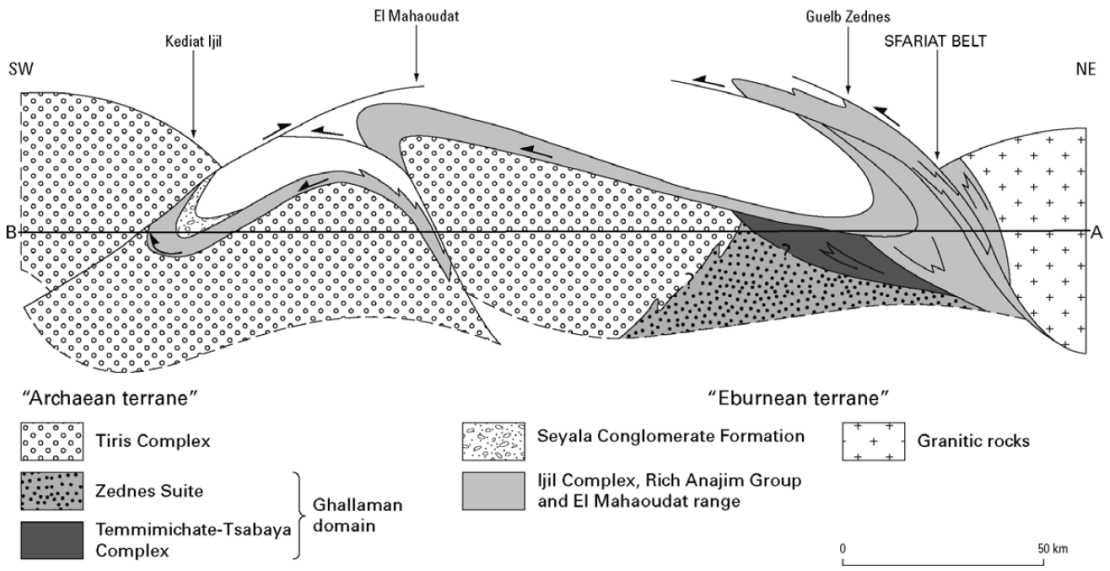

Figure 8. Coupe schématique montrant des relations hypothétiques de failles en chevauchement birimiennes d'une formation de fer paléoprotérozoïque de type supérieur au niveau de la marge nord-est du Bouclier mésoarchéen de Rgueibat (extrait de Schofield et Gillespie, 2007).

La partie centrale de la Formation de Zouérate est masquée, et la partie supérieure est formée de quartzite et de quartzite ferrugineux, fortement tectonisés vers le sommet. Ce contact supérieur est également fortement modifié, et présente des linéations minérales suivant le pendage. Le contact est recouvert par une brèche tectonique, qui représente une rupture de structure entre la Formation de Zouérate et la Formation en recouvrement d'El Hamariat. La Formation d'El Hamariat est principalement formée d'un métaconglomérat de galets quartziques, présentant également des linéations minérales dans la direction du pendage, et considérée comme une tectonite L. Les deux formations ont un pendage modéré vers le nord, et ont été juxtaposées le long d'une faille inverse faiblement inclinée vers le nord (O'Connor et al., 2005 ; Schofield et Gillespie, 2007). Les deux formations contiennent chacune un mince horizon carbonaté (calcite, calcite ferreuse, dolomite, et dolomite ferreuse) de plusieurs mètres d'épaisseur (Bronner et Chauvel, 1979). La partie supérieure de la Formation d'El Hamariat est composée d'une unité épaisse (environ 100 mètres) de schiste à muscovite. Le sommet de la Formation d' El Hamariat est également marqué par une faille inverse qui sépare la Formation d'une unité de conglomérat immature, attribuée à la Formation de Seyala, qui vient coiffer le Guelb el Hamariat (O'Connor et al., 2005).

La Formation de Tazadit est la plus épaisse et la plus volumineuse unité du Complexe d'Ijil, et en raison de la proportion élevée de FFR, elle forme le protominerai aussi bien que la roche hôte de la majorité des ressources de FHT qui ont jusqu'à présent été exploitées à partir de Kediat Ijil. Elle constitue une bordure étroite nord et est de Kediat Ijil, d'environ 1,6 km d'épaisseur, de direction essentiellement est-ouest, avec un fort pendage vers le sud. La Formation est englobante, et de direction nord-sud, à l'extrémité est de l'inselberg. Cette unité forme la crête de l'alignement, de même que l'escarpement abrupt du nord (Fig. 5, 9, et 10).

Les caractéristiques pétrographiques et stratigraphiques de la Formation de Tazadit sont décrites en détail par Bronner et Chauvel (1979), sur la base des carottes de forage, des coupes minces, et des excellents affleurements visibles au niveau des talus routiers entre Zouérate et la mine de fer n°1 de Tazadit (Fig. 9). La route minière de Tazadit révèle en continu pratiquement 1 000 mètres d'épaisseur de section

sédimentaire, qui, selon Bronner et Chauvel (1979) est composée de trois cycles se répétant de quartzite, de micaschiste, de quartzite microrubané, de quartzite mésorubané, de FF mésorubanée, et de FF microrubanée. Du jaspe rouge apparaît dans les parties supérieures de chaque cycle. Les deux cycles inférieurs sont plus minces que le cycle supérieur, qui représente peut-être les deux tiers de l'épaisseur de la Formation de Tazadit, et s'étend d'environ la moitié de la distance entre les points c et d jusqu'au point h sur la route minière de Tazadit, où elle est surmontée par la Formation d'Achouil (Fig. 9 et 11). Les composantes de la stratigraphie sont répétées par des plissements, et il y a plusieurs zones « complexes » dans lesquelles plusieurs des faciès ci-dessus sont mélangés et présentent des épaisseurs réduites (Bronner et Chauvel, 1979). En pratique, les géologues de la SNIM divisent la Formation de Tazadit en : 1) un membre inférieur formé des deux premiers cycles décrits ci-dessus et de la partie inférieure du troisième cycle, consistant en d quartzite, du micaschiste, et la partie inférieure d'une unité de FF microrubanée, et 2) un membre supérieur consistant en une proportion plus élevée de FFR méso et microrubanées. Une zone de failles à proximité du point d (Fig. 9) sépare les deux membres, et est indiquée sur les Figures 12 et 13. En moyenne, le membre inférieur des unités de FFR renferme environ 30 pourcents de fer (Fig. 14 et 15), tandis que le membre supérieur des unités de FFR renferme environ 38 pourcents de fer (Szymon Oksengorn, communication orale, octobre 2007). Le membre supérieur de la Formation de Tazadit constitue un meilleur protominerai de la présence de FHT, et explique pourquoi la plupart des mines en exploitation de la région de Kediat Ijil sont situées au sein du membre supérieur (Fig. 16).

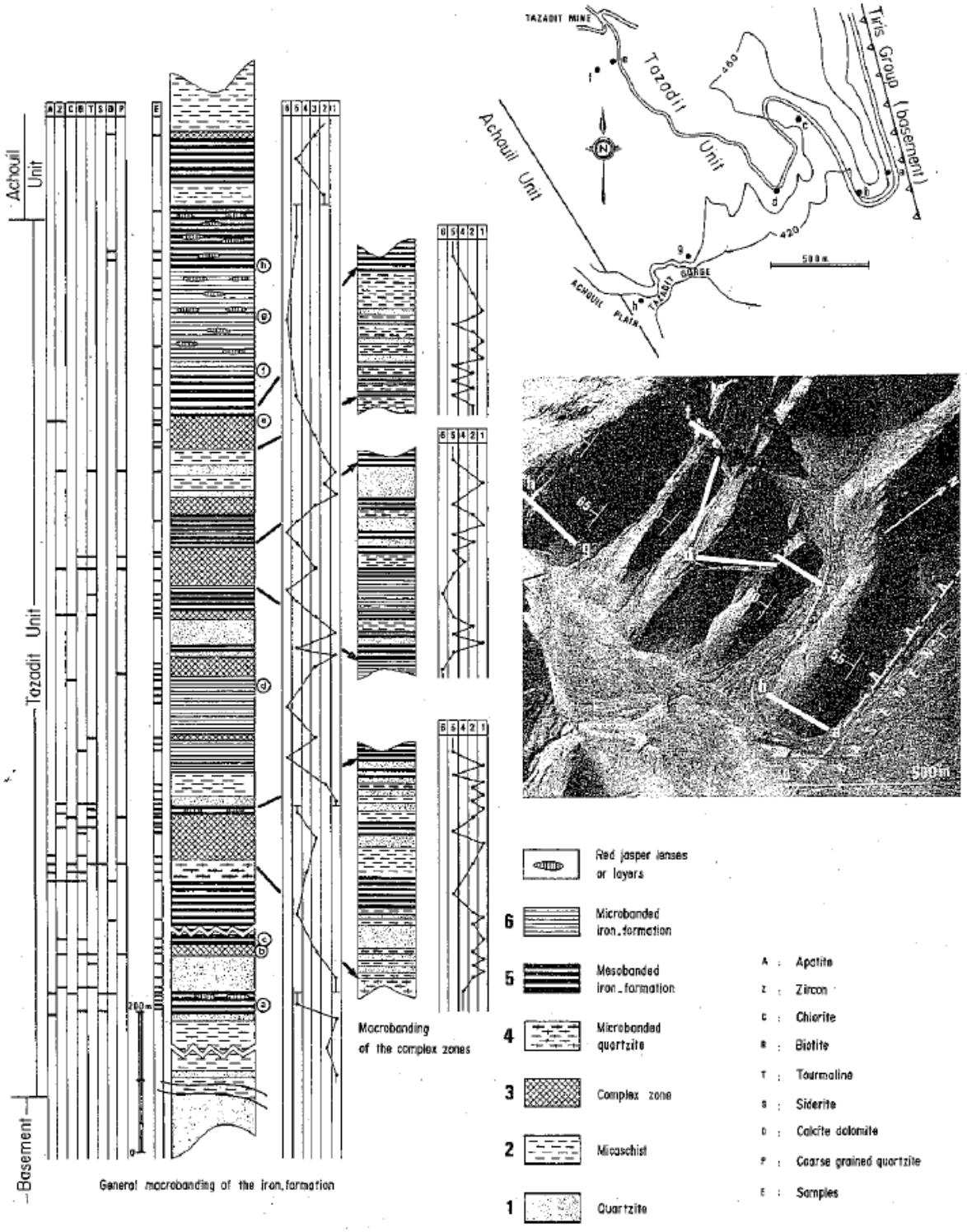

Figure 9. Colonne lithologique et carte en plan de la Formation de Tazadit, le long de la route de Zouérate à la fosse n°1 de Tazadi (extrait de Bronner et Chauvel, 1979).

Figure 10. Vue en direction de l'est, au niveau du flanc nord-est de Kediat Ijil, à partir de l'extrémité ouest du massif, à proximité de F'Derik.

Figure 11. Vue vers le sud, à partir de la route menant à la fosse n°1 de Tazadit, point d, à l'extrémité est de Kediat Ijil, montrant une FFR avec un pendage vers l'ouest, appartenant à la formation de fer du Complexe d'Ijil et à la Formation de Seyala, surmontant l'horizon.

Figure 12. Coupe à travers la section traversant le long de la route menant à la première fosse de Tazadit, point d. La faille de droite sépare les membres inférieurs (droite) et supérieurs (gauche) de la Formation de Tazadit. Emplacement des échantillons CT07RIM33-1 à 5.

Figure 13. Coupe à travers la section traversant le long de la route menant à la première fosse de Tazadit, point d. La faille de gauche sépare les membres inférieurs (droite) et supérieurs (gauche) de la Formation de Tazadit. Emplacement des échantillons CT07RIM33-1 à 5. Également emplacement des échantillons de géochronologie DB07RIM-46a (quartzite au sein du membre inférieur) et DB07RIM-46b (schiste à muscovite au sein du membre inférieur pour la méthode Ar/Ar).

Figure 14. Coupe à travers la section traversant le long de la route menant à la première fosse de Tazadit. Vue rapprochée d'un membre inférieur de la Formation de Tazadit, formation de fer rubané à quartz-hématite. Emplacement de l'échantillon CT07RIM33-1.

Figure 15. Coupe à travers la section traversant le long de la route menant à la première fosse de Tazadit. Vue rapprochée du membre inférieur de la Formation de Tazadit, quartzite à blocs entrecroisée avec un schiste à muscovite. Emplacement de l'échantillon CT07RIM33-2. Également emplacement des échantillons de géochronologie DB07RIM-46a (quartzite au sein du membre inférieur) et DB07RIM-46b (schiste à muscovite au sein du membre inférieur pour la méthode Ar/Ar).

Figure 16. Vue le long de la route menant à la première fosse de Tazadit. Membre supérieur de la Formation de Tazadit.

On estime que l'unité inférieure de la région de Kediat Ijil est constituée de la Formation de Zouérate, bien que ce lien soit totalement masqué par un habillage de talus cénozoïque et de dépôts alluviaux (Schofield et Gillespie, 2007). La Formation de Tazadit et les nappes en recouvrement constituées des Formations d'Achouil, d'El Hadej et de Seyala surmontent structurellement le socle du Complexe de Tiris, le long d'un unique chevauchement décrit par Bronner et Chauvel (1979), sur la base d'un affleurement au niveau d'une tranchée d'exploration, au niveau de la marge nord-est de la région de Kediat Ijil, se présentant comme une zone très épaisse de roches broyées. L'examen de terrain par l'USGS de cette tranchée, en octobre 2007, n'a pas permis de conclure, en raison d'une absence d'exposition du contact critique avec la Formation de Tazadit, au niveau du sommet de la tranchée (Fig. 17). Toutefois, des textures cataclastiques (Fig. 18) et mylonitiques (Fig. 19) ont été observées dans les roches du Complexe de Tiris, dans la partie inférieure de la tranchée.

La Formation d'Achouil repose structurellement au-dessus de la Formation de Tazadit, et est presque uniquement visible au niveau du plancher de la vallée d'Achouil, qui recoupe la partie nord-est de la région de Kediat Ijil (Fig. 5). La Formation présente une unité de FFR d'environ 70 mètres d'épaisseur à proximité de la base, mais consiste autrement entièrement en des schistes altérés, à grains fins, à muscovite/biotite ± grenat. Le contact avec la Formation en recouvrement structurel de Seyala, qui longe la marge ouest de la vallée d'Achouil, est essentiellement masqué sous les dépôts cénozoïques. Là où il est observé, ce contact est fortement tectonisé (O'Connor et al., 2005).

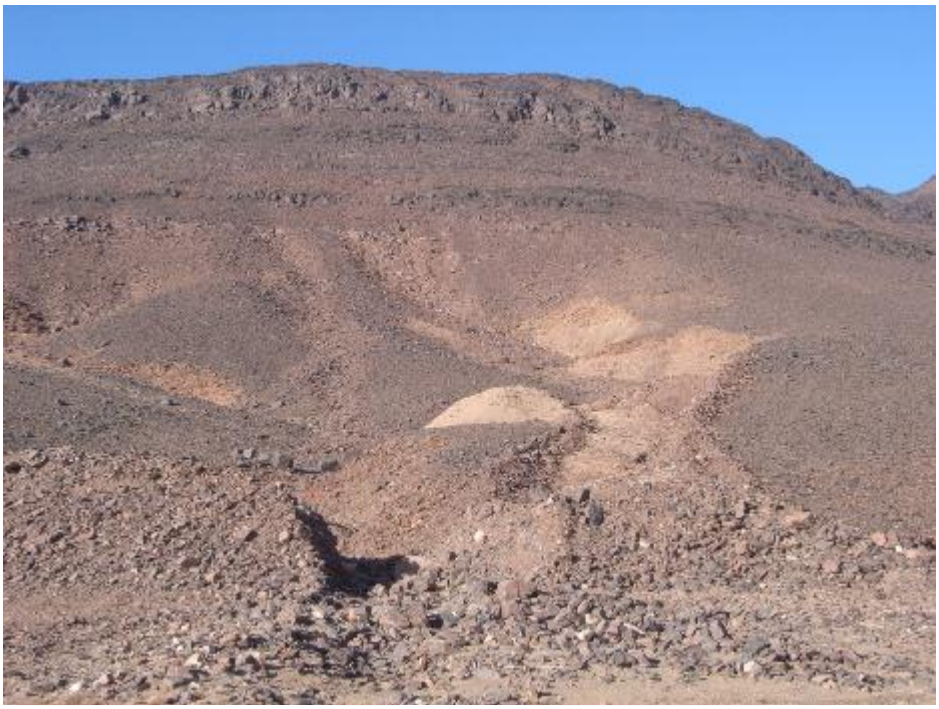

Figure 17. Vue vers l'ouest, au niveau de tranchées montrant le chevauchement de la base entre la Formation de Tazadit et le socle du Complexe de Tiris. Extrémité est de Kediat Idjil.

Figure 18. FTextures de roches cataclastiques, au niveau de tranchées montrant le chevauchement de la base entre Kediat Idjil et le socle de Tiris.

Figure 19. Textures de roches mylonitiques, au niveau de tranchées montrant le chevauchement de la base entre Kediat Idjil et le socle de Tiris.

La Formation d'El Hadej est visible au niveau d'une série de petits guelbs, juste au sud de la bordure sud de Kediat Ijil (Fig. 5). La formation est constituée de quartzite, de quartzite micacé, de micaschiste, de micaschiste à grenat, de micaschiste à hornblende, et de quartzite ferrugineux. Le quartzite ferrugineux marque la crête des guelbs, dans une direction E-SE à SE. À proximité de Garet Oumm el Habel, la formation présente un pendage modéré (environ 45 degrés) vers le sud – sud-ouest. Au niveau du Guelb el Hadej, la formation s'incurve vers l'est, et disparaît sous les roches sédimentaires du Bassin de Taoudeni. Du côté nord de Garet Oum el Habel, la formation présente un fort pendage (environ 80 degrés) vers le sud, le long d'un contact tectonique avec la Formation de Seyala. Les relations avec les autres unités du Complexe d'Ijil sont masquées par la couverture cénozoïque. Toutefois, les données de forage et les données magnétiques permettent de faire l'hypothèse que les Formations d'Achouil et de Seyala sont bordées au sud-est par la Formation d'El Hadej. Les données aéromagnétiques laissent supposer que le contact entre la Formation d'El Hadej et le Complexe de Tiris prend la forme d'un contact tectonique à fort pendage, marqué par un quartz abondant, le long de la marge sud de Garet Oum el Habel (Bronner et Chauvel, 1979 ; O'Connor et al., 2005).

La Formation de Seyala est de loin l'unité la plus répandue dans la région de Kediat Ijil. Avec un affleurement d'environ 115 kilomètres carrés, la Formation de Seyala comprend environ 68 pourcents de la totalité de Kediat Ijil. Elle recouvre structurellement le Complexe d'Ijil, le long des contacts structurels avec la Formation de Tazadit, de même que le long de l'essentiel de sa bordure nord, et avec la Formation d'Achouil, le long de l'escarpement sud-ouest de la vallée d'Achouil, au niveau de la bordure nord-est. La plus grande partie du contact sud-ouest et sud avec la Formation d'El Hadej est masquée par un talus cénozoïque et des dépôts alluviaux, à l'exception d'un contact structurel à fort pendage, décrit auparavant comme pouvant représenter un chevauchement arrière orienté vers le nord (O'Connor et al., 2005).

La Formation de Seyala consiste en un assemblage hétérogène de roches clastiques, au sein duquel les principaux types de clastes lithiques, à savoir des clastes de forme allongée et arrondie de quartzite blanc à jaune pâle, et des clastes de FFR, sont insérés dans une matrice à grains fins, de couleur sombre, d'oxyde de fer et de silice (Fig. 20). La taille des clastes varie beaucoup, d'une échelle millimétrique à plus d'un mètre, et ils sont typiquement de 2 à 60 centimètres de diamètre. Les proportions des clastes par rapport à la matrice, aux types de clastes, la variété de taille des clastes change à l'échelle de l'affleurement comme à l'échelle de la formation dans son ensemble. De la même manière, les clastes de FFR présentent une grande variation dans l'échelle du rubanement, la proportion de fer par rapport à la silice, et la proportion de la magnétite par rapport à l'hématite, variations observées du niveau de l'affleurement jusqu'à celui de la formation (O'Connor et al., 2005).

Figure 20. Conglomérat de la Formation de Seyala, au niveau du sud de la mine à ciel ouvert de Rouessa.

L'origine de la Formation de Seyala a fait l'objet d'un certain nombre d'interprétations. Bronner y a fait référence comme étant les brèches d'Ijil, et a fait l'hypothèse qu'elles constituaient essentiellement un mélange tectonique (Bronner, 1970 ; Bronner et Chauvel, 1979). Le BGS a conclu que la formation est un conglomérat sédimentaire, sur la base essentiellement du contexte structurel dans lequel elle se trouve (O'Connor et al., 2005 ; Schofield et Gillespie, 2007). Ils imaginent que le conglomérat dérive de mollasses proximales, ou olistostromes, érodées à partir d'un bloc chevauchant soulevé du Complexe d'Ijil. La nature proximale de cette unité se reflète dans l'absence quasi-totale de caractéristiques sédimentaires, et le contraste frappant entre le Complexe polydéformé d'Ijil et la Formation non déformée de Seyala, laissant imaginer un âge plus récent que le Complexe structurellement sous-jacent d'Ijil. O'Connor et al. (2005) ont renommé l'unité et lui ont donné un statut de formation, distinct du Complexe d'Ijil.

5.1.2 Guelb El Mhaoudat

Une seconde klippe, ou second inselberg de FFR, interprétée comme formée d'un ensemble de fer paléoprotérozoïque de type Lac Supérieur, est située à environ 50 kilomètres au nord-est de Kediat Ijil, au niveau du Guelb El Mhaoudat. Le Guelb El Mhaoudat est un alignement sinueux de direction NO-SE, d'environ 18 kilomètres de long et de moins d'un kilomètre de large (typiquement de 300 à 600 mètres), qui s'élève au-dessus de la plaine des roches du socle du Complexe de Tiris jusqu'à une hauteur d'environ 250 mètres (Fig. 21 et 22). De manière semblable aux autres zones majeures d'affleurement des FFR de type Lac Supérieur de Mauritanie, le Guelb El Mhaoudat est considéré comme un ensemble de roches allochtones (ou parautochtones) ayant auparavant été localisé sur la marge passive nord-est du Bouclier mésoarchéen de Rgueibat, et ayant été transporté pendant l'orogénie birimienne dans sa position actuelle. Toutefois, en contraste avec les régions relativement plates de Kediat Ijil et du Guelb Zednes, le Guelb El Mhaoudat est un ensemble pétrographique présentant un fort pendage, interprété comme ayant été imbriqué avec le Complexe environnant de Tiris au cours de la compression et du chevauchement du Birimien, comme les présences de FFR de type Lac Supérieur au sein de la Ceinture de Sfariat (Fig. 8 Schofield et Gillespie, 2007).

Figure 21. Vue du Guelb El Mhaoudat, à partir du sud-ouest.

La totalité de l'ensemble pétrographique du Guelb El Mhaoudat est semblable à celui de Kediat Ijil, en ce qu'il est principalement formé de quartzites ferrugineux, de quartzites secondaires, et de micaschistes. Toutefois, la totalité du guelb est incluse au sein d'une seule unité, à savoir la Formation d'El Mhaoudat. La formation renferme principalement une formation de fer micro ou méso-rubanée, caractérisée par un jaspe rouge mineur, de la hornblende, et des minéraux carbonatés. Un quartzite faiblement ferrugineux et un quartzite avec une tourmaline mineure, ou du grenat, est la seconde lithologie la plus fréquente, suivie par différents faciès de schiste à grain fin contenant du quartz et de la chlorite, avec des quantités variables

d’oxyde de fer et de tourmaline. Les indicateurs de faciès sédimentaire sont rares, toutefois Bronner (1988) a conclu que le classement des clastes de jaspe au sein des lits de quartzite indique une direction amont vers le sud-ouest. L’ensemble pétrographique présente un fort pendage vers le nord-est, suggérant qu’il a été retourné lors de l’imbrication et du chevauchement (O’Connor et al., 2005).

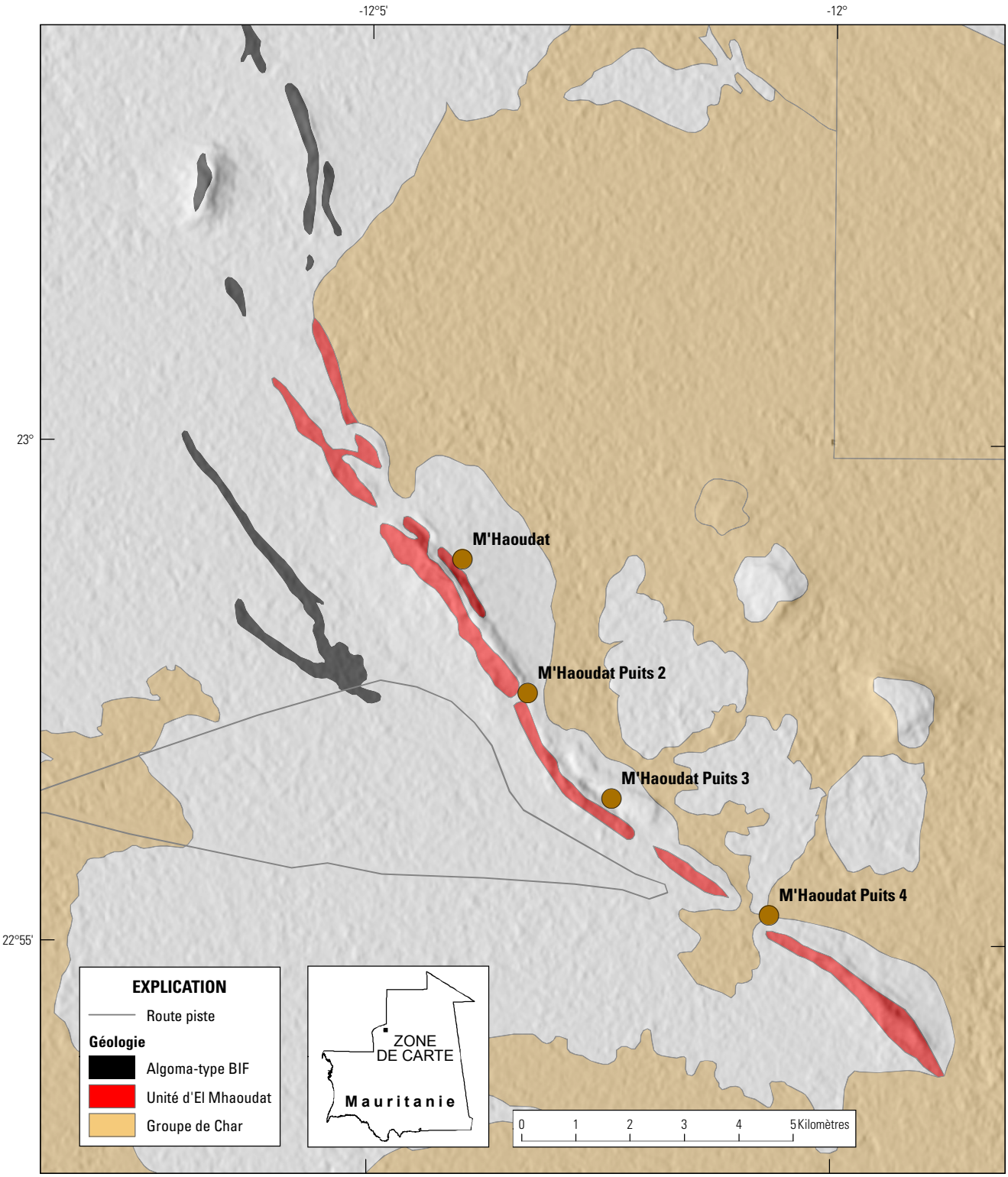

Figure 22. Géologie du Guelb El Mhaoudat, montrant l'emplacement des principales mines à ciel ouvert.

Les interprétations structurales suggèrent que la Formation d'El Mhaoudat est bordée sur les côtés nord-est et sud-ouest par des zones de failles subparallèles présentant un fort pendage vers le nord-est (Bronner et Fourno, 1992 ; O'Connor et al., 2005). Bronner (1988) a décrit un contact formé d'une zone de dix mètres de large de roche altérée fortement cisaillée, recristallisée, mylonitisée, à chlorite, séparant le schiste et le quartzite de la Formation de Mhaoudat, du gneiss du Complexe de Tiris. L'observation de l'USGS, au niveau de la bordure sud-ouest de la fosse n°2 de Mhaoudat, a confirmé la présence d'une zone de faille avec un fort pendage NE, au sein de schistes altérés en chlorite au niveau du mur sud-ouest de la fosse, évoluant en un quartzite faiblement ferrugineux et un schiste vert, puis en des FFR mésorubanées, sur une distance d'environ dix mètres (Fig. 23). L'alignement disparaît sous les grès du Groupe de Char, au sud-est, et, sur la base des données audio-magnétotelluriques (AMT) et aéromagnétiques, se prolonge à l'intérieur du socle de Taoudeni sur environ quinze 15 kilomètres (Bronner et Chauvel, 1979 ; Bronner et Fourno, 1992 ; Finn et Anderson, à paraître, Fig. 24). Les données AMT permettent d'imaginer que la Formation de Mhaoudat se prolonge sous la couverture de régolite sur six kilomètres supplémentaires, au-delà de l'affleurement nord-ouest de l'alignement. Les failles inverses est et ouest à fort pendage fusionnent environ dix kilomètres au nord-ouest de l'extrémité nord-ouest de l'alignement, plaçant le Complexe de socle nord-est archéen de Tiris au-dessus du socle archéen sud-ouest (Bronner et Fourno, 1992).

Figure 23. Vue en direction du sud-est, au niveau d'une zone de failles dans le mur sud-ouest de la fosse n°2 de Mhaoudat.

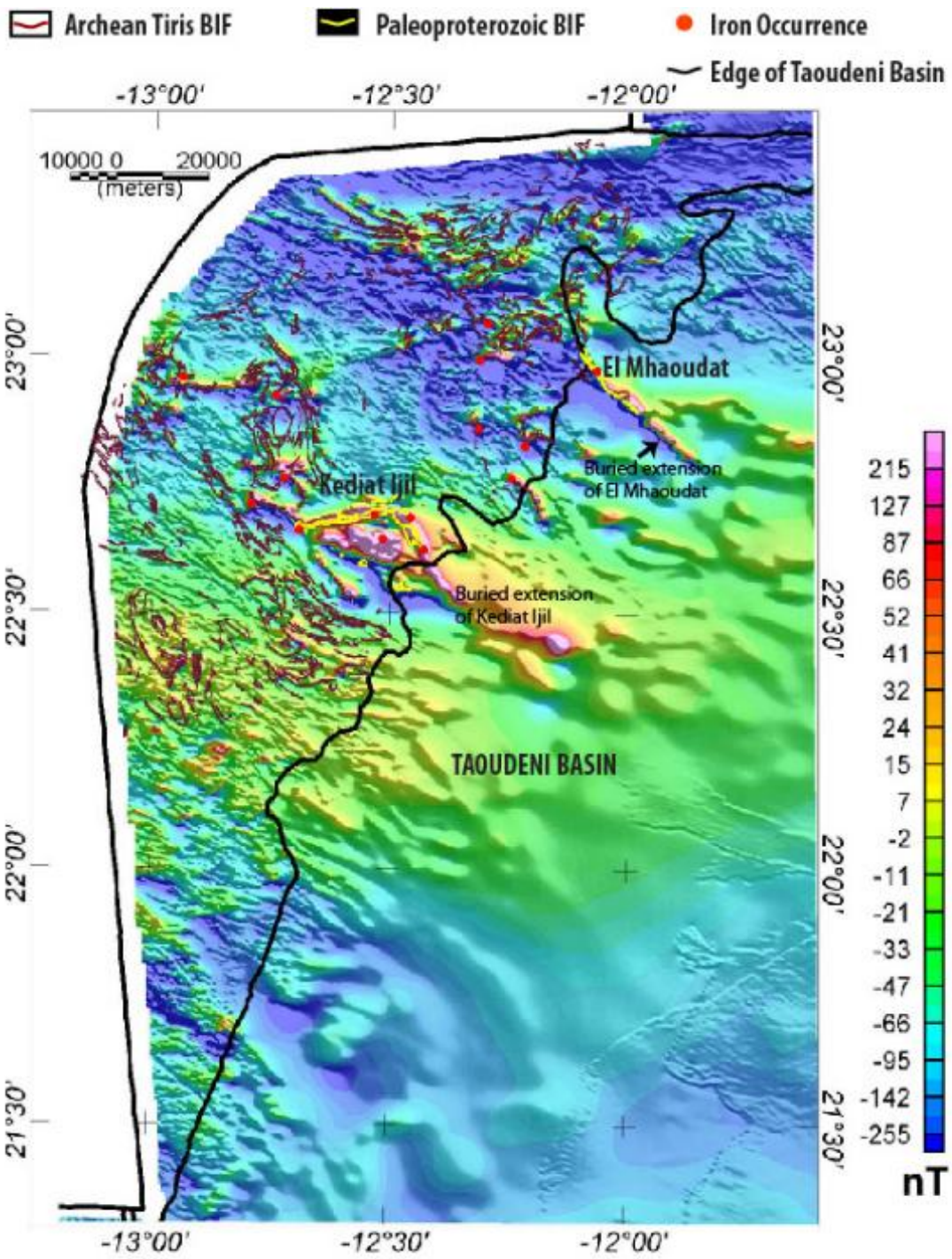

Figure 24. Image en relief ombrée en couleur des données magnétiques réduites au pôle du Complexe de Tiris (extrait de Finn et Anderson, à paraître) avec les unités de FFR cartographiées et les emplacements des présences de fer. On remarque le prolongement, à la fois des formations de fer de Kediat Ijil et du Guelb El Mhaoudat, sous la bordure du Bassin de Taoudeni.

Dans le détail, l'alignement du Guelb El Mhaoudat est divisé en une série de segments courts, et relativement linéaires, de deux à quatre kilomètres, qui sont séparés par des interruptions topographiques ou

des cols traversant l'alignement. Bronner (1988), ainsi que Bronner et Fourno (1992), ont signalé que les emplacements des cols correspondent aux zones d'amincissement de la Formation d'El Mhaoudat et à la disparition du jaspe rouge au sein des quartzites ferrugineux. De façon significative, ces cols sont également des sites d'enrichissement des FFR en minerai hématitique à haute teneur, et sont les principaux sites miniers à travers l'alignement (Fig. 22). L'amincissement de la Formation d'El Mhaoudat, et ensuite la dissolution de la silice, l'oxydation, et l'enrichissement au niveau de ces sites des FFR, ont été attribués à des forces tectoniques en tension, le métamorphisme de l'alignement produisant la formation de boudins d'échelle kilométrique. Une étude AMT le long des quatre profils traversant l'alignement, complétée par des données de forages, suggère que la faille inverse à l'est de Mhaoudat présente un pendage relativement uniforme vers le nord-est, d'une valeur de 75 à 85 degrés, suivant la direction de l'alignement (Bronner et Fourno, 1992). Toutefois, la faille inverse de l'ouest présente un pendage initialement fort, mais devient progressivement moins important, rejoignant la faille inverse de l'est à des profondeurs croissantes le long de l'alignement en allant du nord-ouest vers le sud-est (Fig. 25). Le résultat est une lentille de la Formation d'El Mhaoudat présentant un pendage important, et qui devient plus profonde et plus large le long de l'alignement jusqu'à ce qu'elle disparaisse sous le bord du Bassin de Taoudeni, au niveau de l'extrémité sud-est de l'alignement. Sur la base de leurs études, Bronner et Fourno (1992) ont estimé que l'épaisseur verticale (profondeur de la surface) de la Formation d'El Mhaoudat est d'environ 500 mètres au niveau du profil P2, 700 mètres au niveau de P3, et 900 mètres au niveau de P4 (Fig. 25). Les études géophysiques de l'USGS laissent supposer que l'essentiel des extensions couvertes de l'alignement repose à moins de 700 mètres de profondeur (Fig. 26, Finn et Anderson, à paraître).

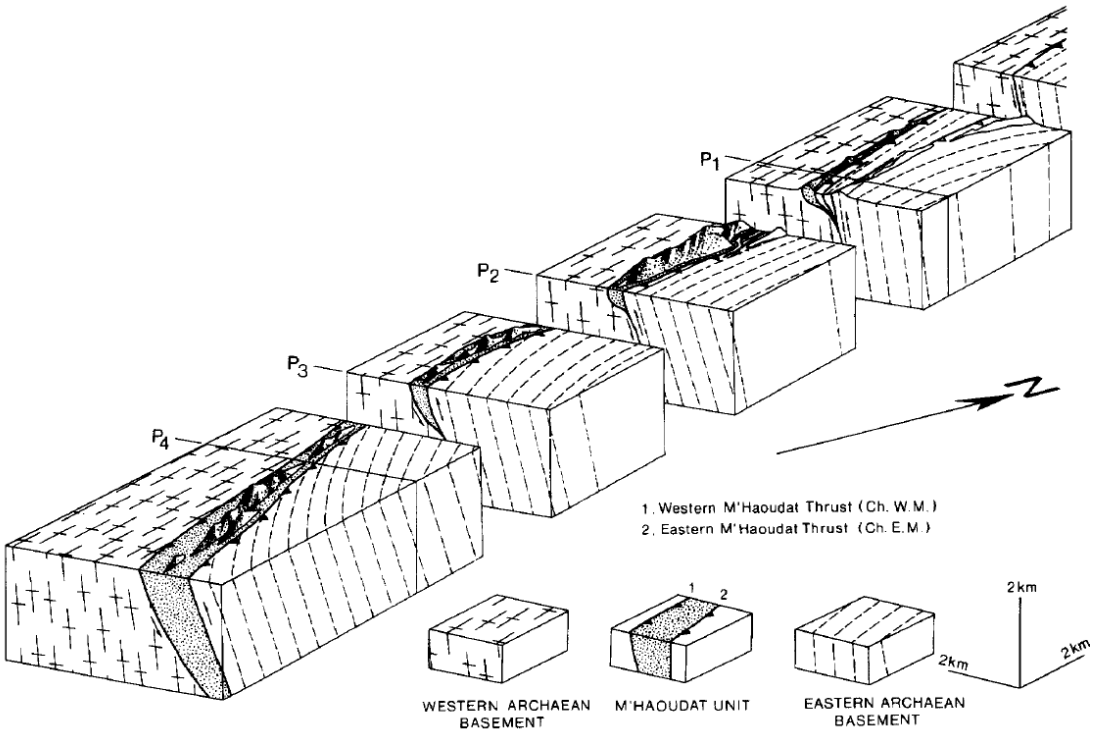

Figure 25. Interprétation géologique en trois dimensions montrant la géométrie des failles en chevauchement, de même que la profondeur et l'épaisseur de la Formation d'El Mhaoudat, sur la longueur du massif du Guelb El Mhaoudat (extrait de Bronner et Fourno, 1992).

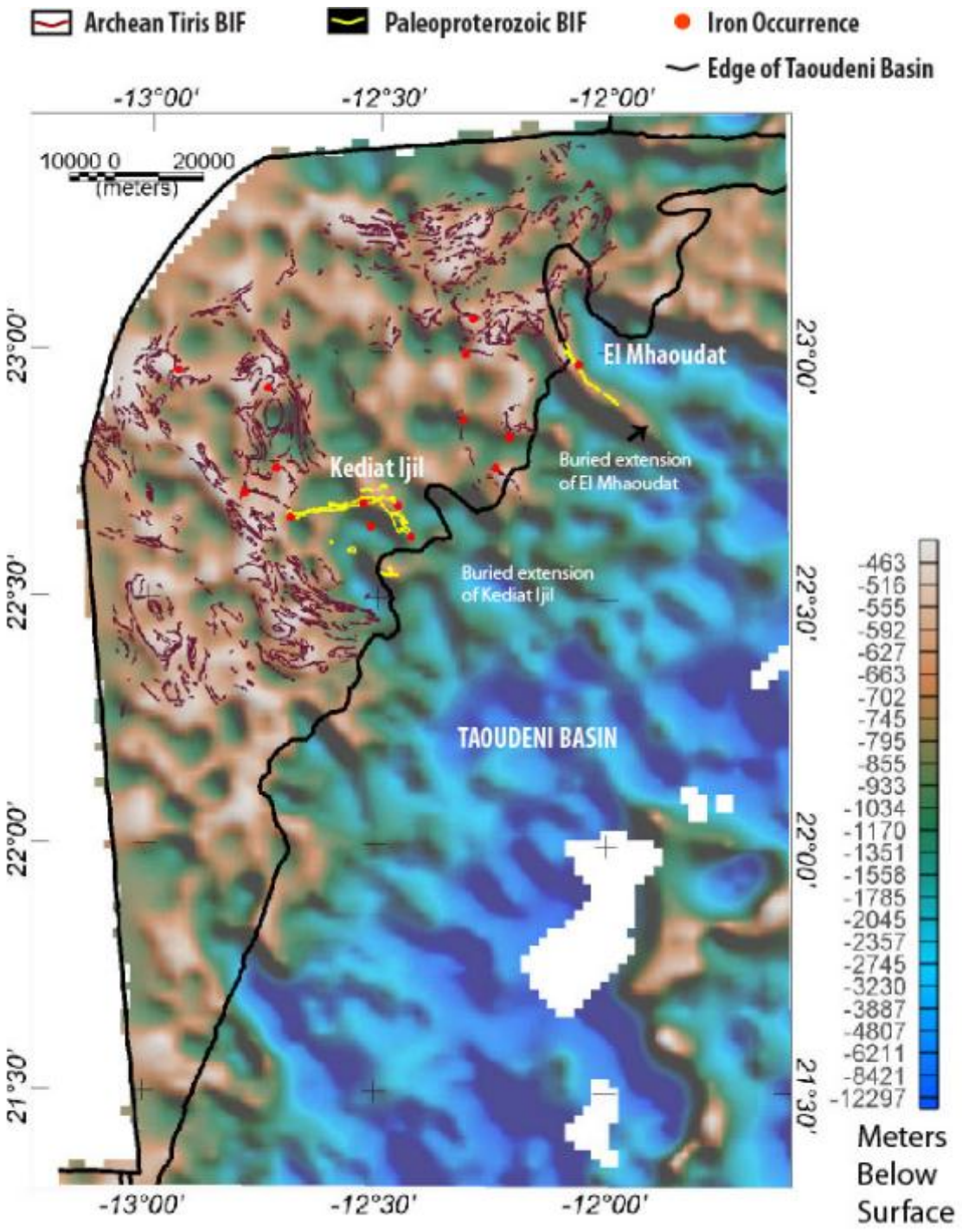

Figure 26. Image en relief ombrée en couleur des estimations de profondeurs quadrillées, utilisant la méthode d'Euler étendue (Phillips 2002). Un indice structural de 1, et une taille de fenêtre de 7 (1 225 m) ont été utilisés pour les unités de FFR cartographiées et les emplacements de présences de fer (extrait de Finn et Anderson, à paraître).

5.1.3 Ceinture de Sfariat et du Guelb Zednes

Une zone supplémentaire potentielle de FFR de type Lac Supérieur en Mauritanie est formée par la Ceinture paléoprotérozoïque de Sfariat, environ à 180 kilomètres au nord-est de Zouérate et par le Guelb Zednes. Quatre présences connues de fer sont hébergées au sein d'écailles ou d'une klippe de formation de fer, le long de la zone de suture entre les roches mésoarchéennes et paléoprotérozoïques du Bouclier de Rgueibat. Trois présences, Bouderga, Sfariat 1, ainsi qu'une présence non dénommée, sont réparties le long de la ceinture de direction nord-ouest – sud-est de Sfariat, et sont imbriquées avec les roches granitiques paléoprotérozoïques des Suites d'Adam Anajim et de Sfariat, ainsi qu'avec le Complexe de Rich Anajim. Marot et al. (2003) décrivent la Ceinture de Sfariat comme une zone majeure de cisaillement et d'imbrication de l'ensemble de ces roches constituantes, qui sont d'environ 175 kilomètres de long et jusqu'à 13 kilomètres de large. La prospection minérale au sein de la ceinture, principalement à la recherche d'or, s'est concentrée sur les couches de quartzite ferrugineux du Complexe de Rich Anajim. Une quatrième présence de fer apparaît au niveau du Guelb Zednes, environ 225 kilomètres à l'est – nord-est de Zouérate. Le Guelb Zednes représente un inselberg reposant pratiquement à plat, composé de roches sédimentaires d'une formation de fer de la Formation du Guelb Zednes, appartenant au Complexe de Rich Anajim, qui recouvre de manière allochtone les roches mésoarchéennes du Complexe de Temmimichate Tsabya, à proximité de l'extrémité sud-est de la Suite de Sfariat (Fig. 27).

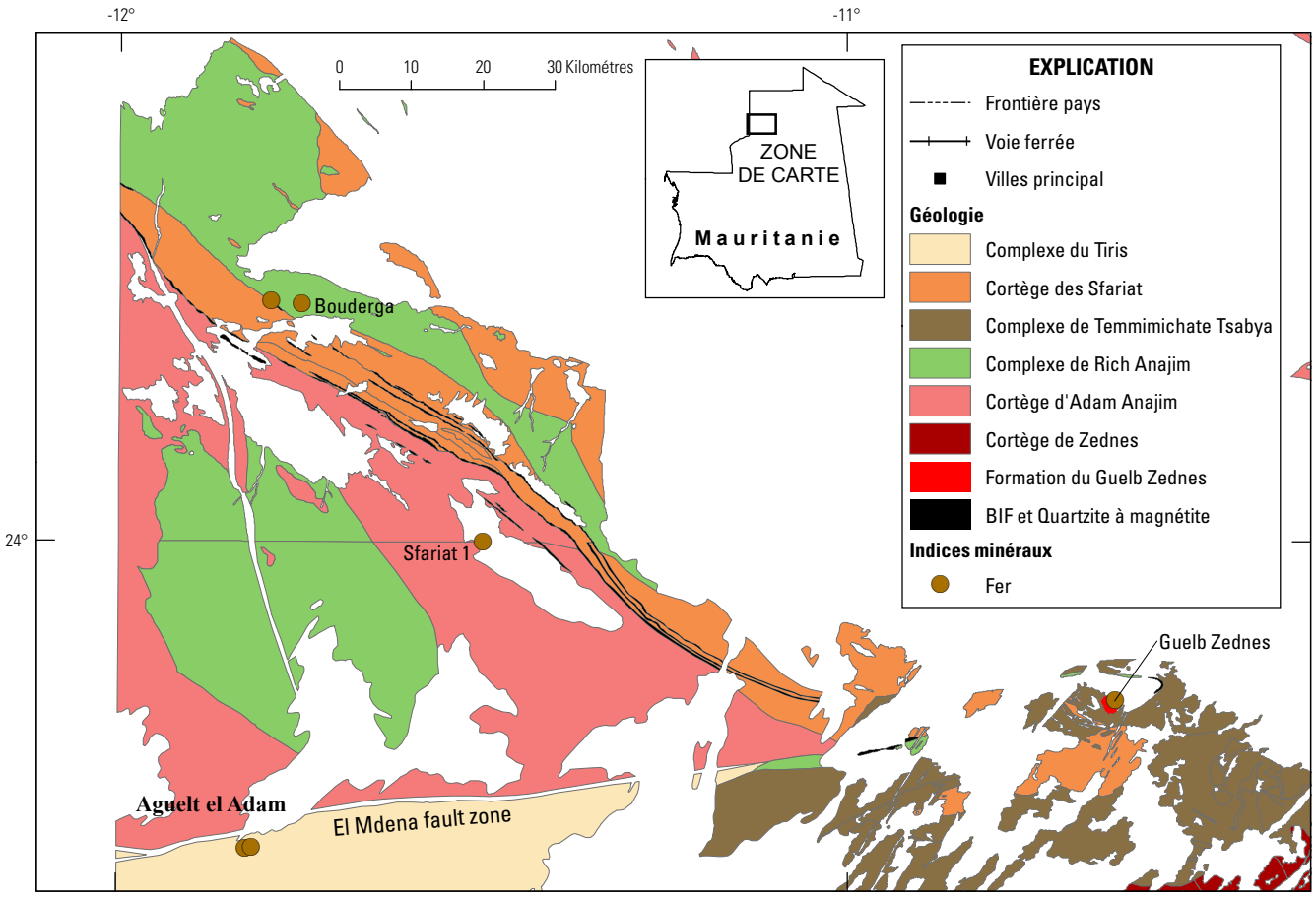

Figure 27. Géologie simplifiée de la Ceinture de Sfariat et du Guelb Zednes, montrant des emplacements de présences de fer de type Lac Supérieur.

Le Complexe de Rich Anajim est un groupe du Birimien précoce (> 2 150 Ma) ayant subi un métamorphisme, composé essentiellement de roches volcanosédimentaires métamafiques formées de métapyroxénites, d'amphibolites, de marbres dolomitiques, de quartzites à magnétite, et de paragneiss migmatitique, qui constituent de vastes zones cartographiées des deux côtés du Birimien moyen de la suite de la Ceinture de Sfariat, dans la partie sud-ouest du Bouclier paléoprotérozoïque. La zone d'affleurement sud repose entièrement au sein des roches granitiques de la Suite d'Adam Anajim, et l'affleurement nord repose entre la Ceinture de Sfariat du Birimien le plus tardif, et les roches granitiques de la Suite de Gleibat Tenebdar. Le Complexe de Rich Anajim peut être divisé en ensembles lithostratigraphiques formés de gabbros et de basaltes, dont on imagine qu'ils sont d'origine d'arrière arc, un ensemble de quartzites ferrugineux et de marbres étroitement associés, ainsi qu'une suite de paragneiss dérivant de grès pélitiques et calcaires. Les quartzites ferrugineux forment des collines résistantes, qui varient de deux à dix mètres de largeur, et sont principalement composées de magnétite, de quartz, et d'hématite. La teneur en fer de ces unités de FFR varie de 30 à 35 pourcents (Lahondère et al., 2003).

La Suite de Sfariat, du Birimien le plus tardif (2 020 - 2 000 Ma), consiste principalement en des granitoïdes migmatitiques, qui sont interprétés comme ayant été formés par fusion anatectique des roches supracrustales plus anciennes de Rich Anajim. Elles affleurent essentiellement entre les hauteurs de

quartzite ferrugineux du Complexe de Rich Anajim, et consistent en des couloirs mylonitisés de granodiorites et de granites déformés à biotite, grenat, et cordiérite, pénétrants. La foliation de ces roches est généralement subverticale et de direction ouest – nord-ouest à est – sud-est, parallèle aux hauteurs de quartzite ferrugineux (Lahondère et al., 2003).

Les quartzites ferrugineux (unité cartographique RAqz; Lahondère et al., 2003) forment des collines de couleur sombre, résistantes, qui sont généralement de deux à dix mètres d'épaisseur, et d'une longueur très variable, avec des affleurements cartographiés approchant les 70 kilomètres de longueur. Elles sont habituellement étroitement associées avec des marbres dolomitiques impurs, qui atteignent des épaisseurs de plusieurs dizaines de mètres, mais qui présentent des interruptions latérales. Les quartzites ferrugineux sont généralement à grain fin, mais peuvent atteindre des tailles de grain de plusieurs centimètres. La minéralogie consiste en du quartz, de l'hématite et de la magnétite, de l'apatite mineure, ainsi qu'un zircon détritique peu commun (Bronner, 1992). Les quartzites ferrugineux présentent un micro à mésorubanement (d'échelle millimétrique à centimétrique) correspondant à des variations de la proportion de quartz par rapport aux minéraux opaques (Lahondère et al., 2003).

Le Guelb Zednes représente une partie détachée du Complexe de Rich Anajim, reposant en discordance sur les gneiss fortement inclinés du Complexe mésoarchéen de Temmimichate Tsabya. Le guelb s'élève à environ 160 mètres au-dessus de la plaine de régolite alentour, et est formé des roches sédimentaires de la Formation du Guelb Zednes, présentant un faible pendage vers le sud-est (unité cartographique RAgz ; Lahondère et al., 2003). Comme pour Kediat Ijil, le contact inférieur de la Formation du Guelb Zednes avec le socle mésoarchéen sous-jacent est fortement cisaillé, laissant supposer que le Guelb Zednes est une klippe allochtone ou un inselberg. La caractéristique distinctive de la Formation du Guelb Zednes est la présence d'une unité de plus de cent mètres d'épaisseur de quartzites riches en magnétite, formant les deux tiers supérieurs du Guelb. Le tiers inférieur est composé de schistes à quartz-mica-grenat-kyanite, de métagabbros bréchiés, d'amphibolites, et de métaconglomérats (Lahondère et al., 2003 ; Schofield et Gillespie, 2007).

Marot et al., (2003) ont attribué un faible potentiel à la découverte de dépôts de fer d'intérêt économique, citant la valeur généralement basse de teneur en fer et l'épaisseur peu significative de la formation de fer. Toutefois, Marot et al., (2003) indiquent d'anciennes descriptions de Sougy (1952) et Rocci (1957) concernant des segments potentiellement plissés de formation de fer au sein de la Ceinture de Sfariat, atteignant une épaisseur de 80 et 100 mètres respectivement. Ils notent par ailleurs que la couche riche en magnétite, au niveau du Guelb Zednes, dépasse 100 mètres d'épaisseur (jusqu'à 130 mètres). Blanchot (1975) a estimé que le Guelb Zednes pouvait renfermer approximativement 300 millions de tonnes de minerai de fer à faible teneur au sein d'une formation de fer à magnétite, hématite, et quartzite.

Une incertitude existe concernant l'attribution de la formation de fer, au sein de la Ceinture de Sfariat, soit au type Algoma, soit au type Lac Supérieur. Certains des premiers travaux sur la ceinture (Sougy, 1952 ; 1953 ; Rocci, 1957) l'ont attribué au type Algoma, sur la base d'un âge mésoarchaéen supposé des roches granitiques alentour. Le travail actuel du BRGM a établi un âge du Birimien précoce pour les roches hôtes supracrustales du Complexe de Rich Anajim (Lahondère et al., 2003), et Marot et al. (2003) situent la formation de fer dans un contexte de type Algoma, sur la base de leurs observations de terrain dans la ceinture, pendant la campagne de terrain du BRGM. Un contexte de type Algoma est également en cohérence avec la nature volcanosédimentaire du Complexe de Rich Anajim, dont on a imaginé qu'il avait un faible potentiel pour les dépôts de métaux de base au sein de sulfures massifs volcanogéniques (Taylor et Giles, à paraître). En cohérence avec un environnement tectonique océanique, ou d'arrière arc, concernant les roches volcanosédimentaires du Complexe de Rich Anajim, la géochimie des amphibolites et des métagabbros, au sein de la Formation du Guelb Zednes, correspond à une ride médio-océanique normale jusqu'à des signatures de basaltes de transition (Lahondère et al., 2003).

Au contraire, Bronner (1992), et plus récemment Schofield et al. (2006), ainsi que Schofield et Gillespie (2007), ont attribué une origine de type Lac Supérieur à la formation de fer de la Ceinture de Sfariat, sur la base des descriptions de protolites dolomitiques et pélitiques de calcaires marins peu profonds de la séquence supracrustale de Rich Anajim, ainsi que sur la corrélation entre la formation de fer de la Ceinture de Sfariat et celles du Guelb El Mhaoudat et de Kediat Ijil. Schofield et Gillespie (2007) imaginent une imbrication et un transport tectonique des ensembles extérieurs des terrains de la marge passive birimienne, en tant qu'inselbergs allochtones renfermant une formation de fer de type Lac Supérieur, vers leur emplacement actuel, le long de la bordure du bouclier mésoarchéen, et recouvrant le Complexe de Tiris vers le sud-ouest. Pour les besoins de la présente synthèse, la formation de fer de la Ceinture de Sfariat et le Guelb Zednes sont considérés favorables aux dépôts de fer de type Lac Supérieur. Toutefois, des études complémentaires sont nécessaires pour discerner si elles sont de type Algoma ou supérieur.

5.2 Dépôts de fer de type Algoma en Mauritanie

Dans l'importante région de production de fer autour de Zouérate, les dépôts de FFR de magnétite-quartzite de type Algoma sont hébergés dans le Complexe mésoarchéen de Tiris. Bien qu'il ait initialement été célèbre pour l'abondance des minerais de fer hématitiques à haute teneur, expédiés à partir des dépôts de type Lac Supérieur de la région de Kediat Ijil et du Guelb El Mhaoudat, les réserves déclinantes de FFR font que l'avenir de l'exploitation du fer en Mauritanie dépendra de la bonne exploitation des abondants dépôts de type Algoma. Le dépôt du Guelb El Rhein, 25 kilomètres au nord de Kediat Ijil, fournit actuellement l'essentiel de la production de minerai de magnétite. Toutefois, les plans destinés à exploiter les dépôts nord du Guelb El Aouj et d'Askaf fourniront des minerais de magnétite supplémentaires pour les années qui viennent.

Au Sud du Complexe de Tiris, les gneiss mésoarchéens et les granulites du Complexe d'Amsaga contiennent des FFR de type Algoma, tout comme les roches métavolcaniques mésoarchéennes du Groupe de Lebzenia (Lebtheinia), au sein des ceintures de greenstones des terrains de Tasiast-Tijirit, à l'ouest. Les roches métavolcaniques de l'Archéen tardif, et du Néoprotérozoïque du secteur d'Inchiri, à proximité d'Akjoujt, hébergent également des FFR potentiels. Ces roches comprennent les groupes de Saouda et d'Oumachouema, au niveau du Guelb Tamagot, ainsi qu'au niveau d'El Khader, respectivement, et font actuellement l'objet d'une exploration par une société indonésienne (PT Bumi Resources Minerals Tbk) qui a obtenu une licence d'exploitation. El Khader est inhabituel en ce sens qu'il est formé d'un chapeau de goethite au-dessus d'un potentiel de cuivre-or d'oxyde de fer (voir ci-dessous). Un second projet au sein de la FFR du Groupe de Saouda, environ 45 km au sud-est d'Akjoujt, est actuellement mis en valeur par TransAfrika Resources, au niveau de leur projet de Kaouat. Ils estiment une ressource de 370 millions tonnes, à 30 pourcents de fer, sur la base de forages, et à environ 1,2 milliards tonnes de FFR en place, sur la base de la cartographie géologique, des études gravitaires, et des relevés magnétiques. Des présences supplémentaires de FFR néoprotérozoïques de type Algoma sont connues au sein du massif d'Ijjibitene, au sud-est de l'empilement de nappe d'Akjoujt. Enfin, bien que n'étant pas actuellement d'intérêt économique, une formation de fer néoprotérozoïque corrélée est présente dans les roches métavolcanosédimentaires des Groupes de Gueneiba et de Gadel, dans les Mauritanides du sud.

5.2.1 Complexe mésoarchéen de Tiris

Le Complexe de Tiris, au sein du centre du Bouclier de Rgueibat, est une région bien connue pour son important potentiel de ressources de fer à magnétite, nécessitant un enrichissement pour atteindre une

teneur en fer acceptable pour l'exportation. Le Complexe de Tiris est un faciès de granulite de terrains métamorphiques mésoarchéens, marqués par l'omniprésence d'une formation de fer de type Algoma. En général, le complexe consiste en des dômes de granite et des barres occasionnelles de roche supracrustales, recoupées par des ceintures linéaires de plissement étroit, et de textures à fort pendage. Le complexe est évalué comme constitué d'environ 70 pourcents de granite, avec des roches supracrustales formées d'un mélange de paragneiss alumineux renfermant de la cordiérite et de la biotite, des roches calco-silicatées, des métamafites, des quartzites, et des FFR à magnétite-quartzite (Schofield et al., 2012).

La cartographie géologique du Complexe de Tiris, réalisée par le BGS (O'Connor et al., 2005), divise le Complexe en trois unités lithodémiques, définies comme les Formations d'El Gheicha, de Mirikli, et d'El Khadra. Bien que la correspondance des unités ne soit pas exacte, l'unité TRla de la cartographie du BRGM correspond à la Formation d'El Khadra, et l'unité TRle du BRGM (Lahondère et al.) correspond aux Formations Mirkli et El Gheicha. Le travail du BGS (O'Connor et al., 2005) prolonge l'identification des unités cartographiables de la formation de fer de type Algoma (unité TRfe), qui sont très répandues dans l'ensemble des Formations de Mirikli et de El Khadra, mais sont rares dans les gneiss à prédominance alumineuse de la Formation d'El Gheicha. La Formation d'El Khadra est complètement enfermée au sein de la Formation de Mirikli, et est présente dans la Complexe nord de Tiris. Elle est très semblable à la Formation de Mirikli, et est formée de roches métamagmatiques et métasédimentaires calcosilisatées et quartzo-feldspathiques à lithologie variable, mais se distingue par une proportion plus importante de roches métasédimentaires, ainsi que la présence très répandue de rubanements de FFR, généralement peu espacés (Schofield et al., 2012).

Un âge de roche totale Rb-Sr de 2 779 ± 84 Ma a été obtenu sur la Formation de Mirikli Formation par Vachette et Bronner (1975), au niveau du Guelb El Rhein, et est interprétée comme l'âge de migmatisation des roches de la région. Un travail récent au sein du Complexe de Tiris laisse supposer qu'il y a eu deux phases principales d'activité intrusive, à 2 950 à 2 870 et 2 690 à 2 650 Ma, impliquant le recyclage d'un matériau de croûte plus ancien qu'approximativement 3 250 Ma (Schofield et al., 2012). Les roches supracrustales du Complexe de Tiris, y compris les FFR de type Algoma, ne peuvent donc pas être plus récentes qu'environ 2,95 Ga. Un tectonisme précoce, antérieur au premier épisode intrusif, a engendré une texture métamorphique de degré élevé, reposant à plat avec des plis allongés (Schofield et al., 2012). Bronner (1992) a émis l'hypothèse que ce plissement isoclinal précoce, et l'imbrication du chevauchement d'un relativement faible nombre d'horizons de FFR, sont responsables de leur large répartition à travers l'ensemble du Complexe de Tiris.

Les quartzites ferrugineux sont très répandus et faciles à distinguer, en raison de leur réponse aéromagnétique, ainsi que par leur tendance à former des collines basses et des guelbs qui sont échelonnés, en termes de type d'affleurement, comme de simples collines linéaires de bas relief, pouvant être suivie sur plusieurs kilomètres, jusqu'à des ensembles étroits et complexes plissés, formant des guelbs avec des hauteurs accidentées, et des pics s'élevant de plusieurs centaines de mètres au-dessus de la plaine environnante, et bordées d'étendues plates en larges talus. Les différentes unités sont typiquement de plusieurs mètres d'épaisseur, mais vont de quelques centimètres jusqu'à dix mètres d'épaisseur (O'Connor et al., 2005). Les dépôts d'intérêt économique sont présents là où les unités épaisses de FFR sont doublées ou triplées, à la suite de l'empilement du chevauchement ou du plissement. La délimitation de telles cibles peut être effectuée de manière efficace, en filtrant les données aéromagnétique, comme présenté à la figure 28, et expliqué dans la section ci-dessous. De nombreuses cibles, à la fois dans les affleurements, et sous une mince couverture, restent à explorer.

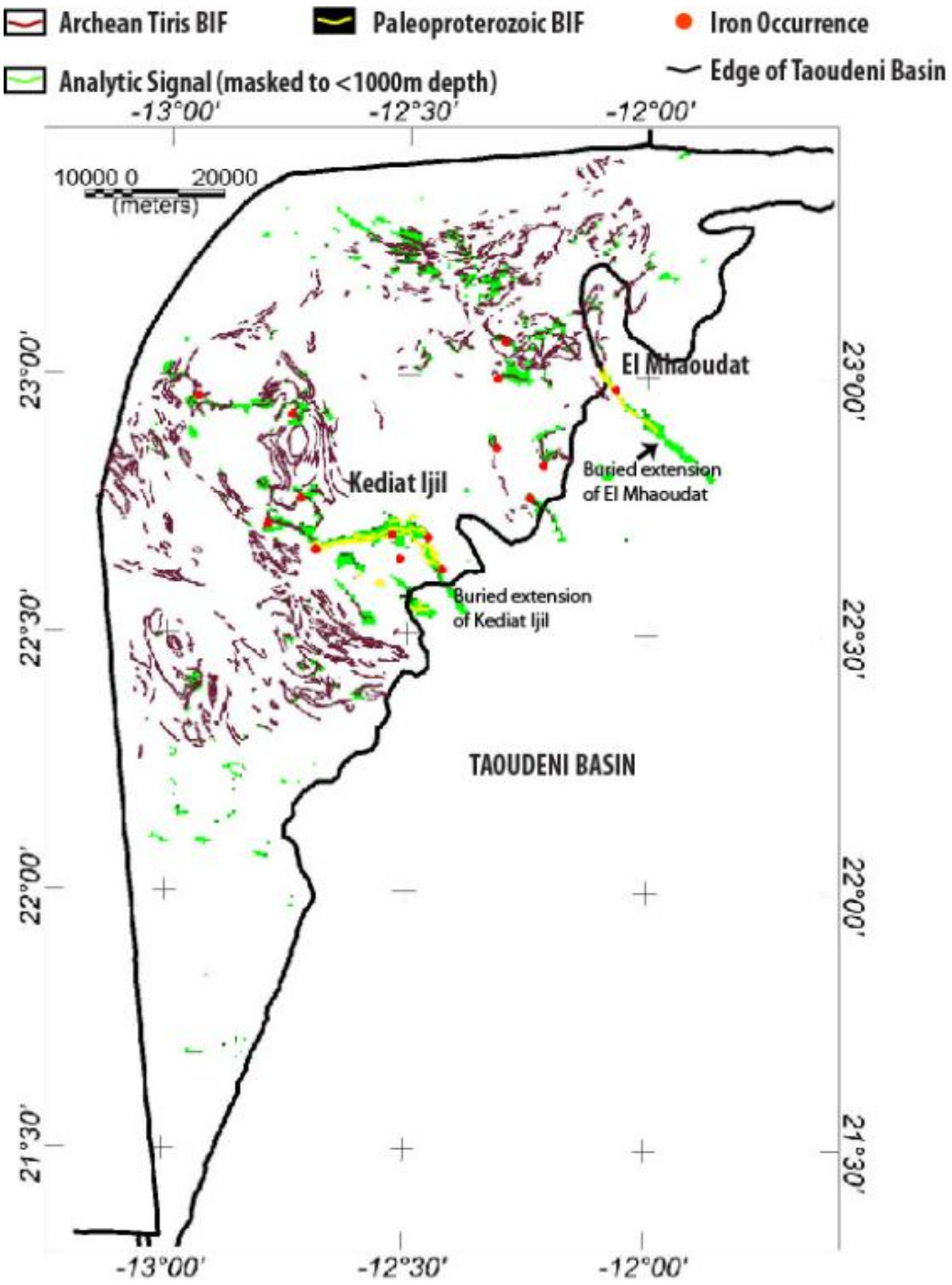

Figure 28. Signal analytique des données magnétiques de champ total au-dessus de 0,75 (vert) au-dessus des régions où la profondeur jusqu'au socle magnétique (Fig. 26) est inférieure à 1 000 mètres, avec les unités de FFR et les emplacements de fer cartographiées. Les zones vertes montrent de nouvelles zones et le prolongement de zones cartographiées de FFR sous la couverture.

Il existe un grand nombre de présences connues de FFR de type Algoma, au sein du Complexe de Tiris, citées par la Base de données nationale des dépôts minéraux de Mauritanie (Marsh et Anderson, à

paraître), en plus de la mine en exploitation au niveau du Guelb El Rhein, et du dépôt presque en exploitation au niveau du Guelb El Aouj. Celles-ci comprennent les présences du Guelb Azouazil, du Guelb Bou Derga, et du Guelb Atomai, qui ont généralement été désignées comme les présences de l'ouest, ainsi que les présences du Guelb Merizet, du Guelb Oum Arwagen, du Guelb El Meis et Tizerrhaf, désignées comme les guelbs de l'est. Quatre présences supplémentaires, non dénommées, sont situées environ 60 à 75 kilomètres au nord-est de la présence de Tizerrhaf, au sein des roches indifférenciées de l'unité TRle (Fig. 4). L'ensemble de ces présences possède de courtes descriptions similaires, indiquant qu'elles consistent en des rubanements, ou en des couches plissées de FFR à magnétite-quartzite, hébergées au sein du gneiss de degré élevé du Complexe de Tiris. La plupart des présences sont décrites comme « petits gisements », plusieurs desquels ayant fait l'objet d'une exploitation artisanale. Les présences de Tizerrhaf et du Guelb El Meis sont peut-être les plus petites. La plus significative de ces présences est probablement celle du Guelb Oum Arwagen, située à l'est du Guelb El Rhein, environ à mi-distance entre Zouérate et le Guelb El Mhaoudat. Des descriptions au sein de la Base de données nationale des dépôts minéraux de Mauritanie (Marsh et Anderson, à paraître) indiquent que cette présence peut avoir été étudiée pour être exploitée, avant l'exploitation de mines au niveau du Guelb El Mhaoudat. Aucune information supplémentaire n'est disponible concernant ces présences.

Figure 29. Vue en direction du sud-ouest, au niveau du Guelb el Rhein. La fumée au premier plan provient des installations de concentration magnétique de la magnétite et d'autres bâtiments.

Le dépôt du Guelb El Rhein est un ensemble topographique en hauteur, situé environ à 25 kilomètres au nord-est de Zouérate (Fig. 29). Le dépôt consiste en un seul rubanement de quartzite ferrugineux, qui a été déformé en une série de plis étroits d'échelle kilométrique, formant maintenant la crête et le cœur du guelb. Le quartzite ferrugineux est hébergé au sein des gneiss migmatitiques de la Formation de Mirikli, du Complexe de Tiris. Une interprétation structurale de Bronner (1992), montre le plissement de l'horizon de FFR au sein de trois couches empilées (Fig. 30). Les couches plissées forment une structure synclinale

grossièrement orientée nord-sud, plongeant doucement, et s'ouvrant quelque peu vers le nord. L'ensemble des trois rubanements empilés est actuellement exploité au niveau du Guelb El Rhein, en une série de mines à ciel ouvert, dans des niveaux de profondeurs croissantes au sein du Guelb (Fig. 31).

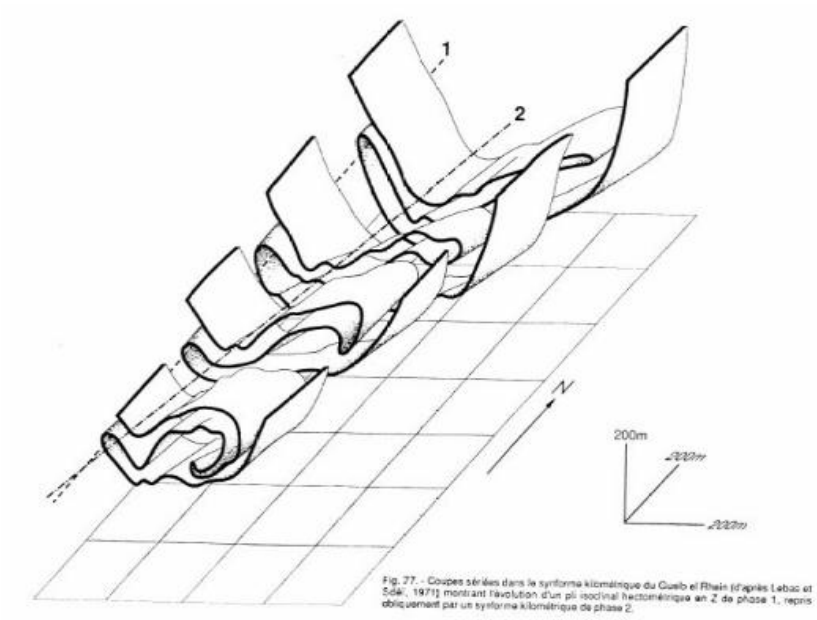

Figure 30. Interprétation structurelle montrant une géométrie à plissement multiple de la formation de fer à quartz-magnétite au niveau du Guelb el Rhein (extrait de Bronner et al., 1992).

Figure 31. Vue de la principale mine à ciel ouvert nord-sud, au niveau du Guelb el Rhein, à partir de l'extrémité nord de la fosse, en direction du sud vers la crête du guelb.

Par opposition avec le minerai de fer du Guelb El Mhaoudat, et dans la région de Kediat Ijil, le minerai au niveau du Guelb El Rhein est de relativement faible teneur, avec une moyenne d'environ 34 à 37 pourcents de fer, et il n'a pas été enrichi par lessivage ou oxydation pour produire des minerais hématitiques. Un profil d'oxydation de surface est présent, et s'étend communément de 30 à 50 mètres en dessous de la surface actuelle, et peut s'étendre jusqu'à des profondeurs aussi importantes que 200 mètres (Szymon Oksengorn, communication orale, octobre 2007 ; Fig. 32 et 33). L'hématite forme bien un profil d'oxydation de surface au détriment de la magnétite, mais cela est défavorable à la récupération du minerai de fer, puisque les minerais oxydés superficiels ont une moins bonne réponse au traitement de séparation magnétique. En général, la formation de fer au niveau du Guelb El Rhein est massive, et non rubanée (Fig. 34). Elle consiste en approximativement des proportions égales de magnétite et de quartz à grains relativement grossiers (3 à 5 mm), équants. Elle est accompagnée par des quantités mineures d'amphibole accessoire, de pyroxène relique, et de rares traces de minéraux de sulfures. La magnétite est séparée de la gangue par broyage, pour libérer les cristaux de magnétite, puis par une séparation magnétique à sec, produisant un concentré de 65 pourcents de fer (O'Connor et al., 2005). La production annuelle de minerai brut est d'environ dix millions de tonnes, pour un volume annuel d'expédition d'environ quatre millions de tonnes de concentré. Les plans pour installer une seconde installation de concentration magnétique au niveau du Guelb El Rhein prévoient de doubler ces chiffres (Tecsult International Ltd., 2009).

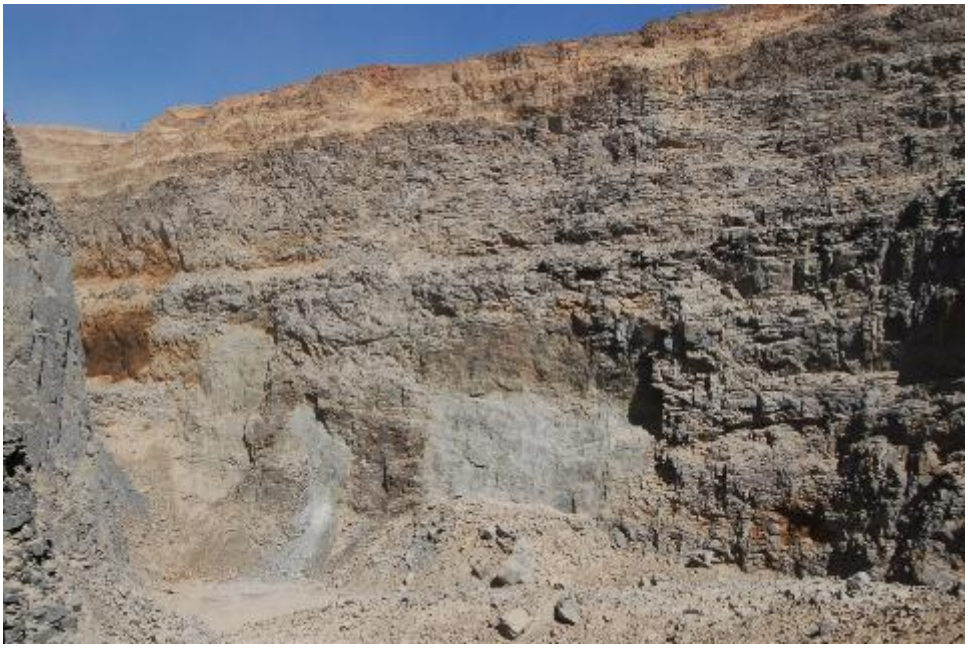

Figure 32. Mur nord-est, vu depuis le plancher de la fosse du Guelb El Rhein. On remarque un profil oxydé orange léger dominant, se prolongeant vers le bas d'environ 30 à 50 mètres à partir de la surface.

Figure 33. Vue en direction du nord-ouest, à partir du sommet de la fosse du Guelb El Rhein.

Figure 34. Formation de fer non oxydée, massive, et non rubanée, dans le mur ouest de la fosse du Guelb El Rhein. On remarque la présence d'une roche verdâtre renfermant du pyroxène dans le mur de la base, à gauche.

En 2001, la SNIM a constitué une coentreprise avec la société australienne Sphere Investments, pour étudier les options de mine à ciel ouvert, et d'enrichissement, concernant l'exploitation à ciel ouvert et l'enrichissement du dépôt de magnétite au niveau du Guelb el Aouj (Sphere Investments Ltd, 2003 ; Sphere Minerals Ltd., 2012). Le dépôt du Guelb el Aouj est situé au milieu des guelbs de l'ouest, à environ 35 kilomètres au nord-ouest de Zouérate (Fig. 4). Il consiste en trois hauteurs distinctes (est, centre et ouest) de magnétite-quartzite et de roches associées, s'élevant à une hauteur approximative de 200 mètres au-dessus de la plaine environnante. Un programme de forage au diamant de 2 200 mètres a été entrepris en 2004, pour compléter des forages antérieurs de la SNIM datant de 1989 et 1990, au titre de première étape d'une étude de faisabilité financière. L'attention s'est d'abord portée sur la partie sud d'un synforme isoclinale étroit, au niveau d'El Aouj, dans un lieu où la FFR du flanc sud-ouest du synforme est de 100 à 200 mètres d'épaisseur, le long d'une direction en ligne droite de 2,4 kilomètres. Le flanc sud-ouest reste ouvert en profondeur, le long de la totalité de la direction des structures. Une FFR supplémentaire, à teneur de minerai, est signalée au niveau des flancs nord-est et nord-ouest de la synforme, qui demeure également ouverte à des profondeurs supérieures à 50 mètres (O'Connor et al., 2005). L'est du Guelb el Aouj présente aussi une structure synclinale, avec un affleurement de magnétite-quartzite le long d'une direction en ligne droite de quatre kilomètres sur son flanc ouest le plus épais. L'ouest du Guelb el Aouj possède des affleurements de quartzite à magnétite significatifs, sur une distance en ligne droite de plus de trois kilomètres, avec des structures de plissement favorables, et une forte signature aéromagnétique (O'Connor et al., 2005).

Les données de cartographie de surface, et de forage, montrent qu'il existe trois principaux types de minerais : 1) massifs, non rubanés, et généralement à grains grossiers, 2) bien rubanés, et typiquement à grains fins, et 3) d'un type intermédiaire, constitué de magnétite-quartzite à la fois à grains fins et grossiers, et présentant des vestiges discontinus de rubanement. Le minerai de magnétite-quartzite a été oxydé, jusqu'à une profondeur d'environ 40 mètres, de telle façon que la couverture altérée non magnétique est relativement mince. Les autres types de roches, étroitement associés avec des FFR au niveau du centre du Guelb el Aouj, sont un métagranite (leptynite) de la base (mur de la base), un quartzite à magnétite, ainsi qu'un quartzite stérile gris, et localement un gneiss à grenat amphibolitique, riche en magnétite dans le centre (éponte supérieure) de la synforme. Le flanc sud-ouest est localement caractérisé par la présence d'ensembles granitiques concordants minces (moins de six mètres d'épaisseur), au sein de la principale unité de magnétite-quartzite, particulièrement dans sa partie supérieure. Deux dykes basaltiques quasi verticaux, et une grande faille normale à la base du bloc nord, recoupent le dépôt. La présence d'amphibolite, ainsi que la gamme de lithologies renfermant de la magnétite et du quartzite stérile, sont une caractéristique assez constante au sein des guelbs de l'ouest (O'Connor et al., 2005 ; Xstrata, 2011a).

Sphere Investments a obtenu une licence d'exploitation de trente ans pour le Guelb El Aouj en mars 2008. Les réserves et les ressources en conformité avec le JORC, communiquées en 2009 par Sphere Investments, indiquent des réserves prouvées et présumées, au niveau de l'est du Guelb el Aouj, de 429 millions de tonnes, avec une teneur de 35,5 % en fer. Des ressources supplémentaires (mesurées + indiquées + présumées) au niveau de l'est de Guelb el Aouj se montent à un total de 701 millions de tonnes, avec une teneur de 36,3 % de fer, et une valeur de coupure de 25 pourcents de fer. Les ressources présumées sont signalées pour le centre du Guelb el Aouj comme étant de 225 millions de tonnes, avec une teneur de 36 pourcents de fer, et une valeur de coupure de 20 pourcents de fer (Sphere Minerals Ltd., 2012). À la mi-2009, Sphere Investments et la SNIM avaient prévu d'exploiter une nouvelle mine de fer, une installation d'enrichissement, et une installation de production de nodules, pour l'exportation à partir de trois dépôts de magnétite du Guelb el Aouj (centre, est et ouest). La production prévue était de 7 Mt/an de nodules présentant une teneur à réduction directe (Mining Journal, 2006). Deux présences complémentaires de magnétite-quartzite vers le sud du Guelb el Aouj, au niveau du Guelb Bou Derga (Fig. 4) et de Tintekrate

(Fig. 35) ont été exploitées by Sphere Investments, avec une ressource potentielle de 800 à 1 050 millions de tonnes de minerai de fer de magnétite-quartzite, avec une moyenne située entre 35 et 37 pourcents de fer. Sphere Investments Ltd. a été rachetée par Xstrata en 2010, en même temps que des projets dans les régions voisines de l'Askaf et de Lebtheinia, au sein des terrains de Tasiast-Tijirit. En décembre 2011, l'étude de faisabilité financière du Guelb el Aouj était examinée par Xstrata (Xstrata, 2011a). Les rapports actuels font état d'activités de forage au niveau du Guelb Bou Derga et de Tintekrate, de même qu'une poursuite de l'évaluation du projet de l'Askaf. Le projet de l'Askaf comprend une série de guelbs à magnétite-quartzite, à l'est et à l'ouest de la piste menant à F'Derik à partir du sud, environ 20 à 35 kilomètres au sud de F'Derik (Fig. 36). Les ressources indiquées (conformes aux normes du JORC), au sein de la zone du projet de l'Askaf, sont de 394 millions de tonnes de minerai de magnétite-quartzite, d'une teneur en fer de 35,7 % au niveau du guelb du nord de l'Askaf. Soixante-quatorze pourcent de cette ressource appartiennent aux catégories mesurées et indiquées, et il y a dans la région cinq guelbs supplémentaires qui sont en cours d'évaluation (Xstrata, 2011b).

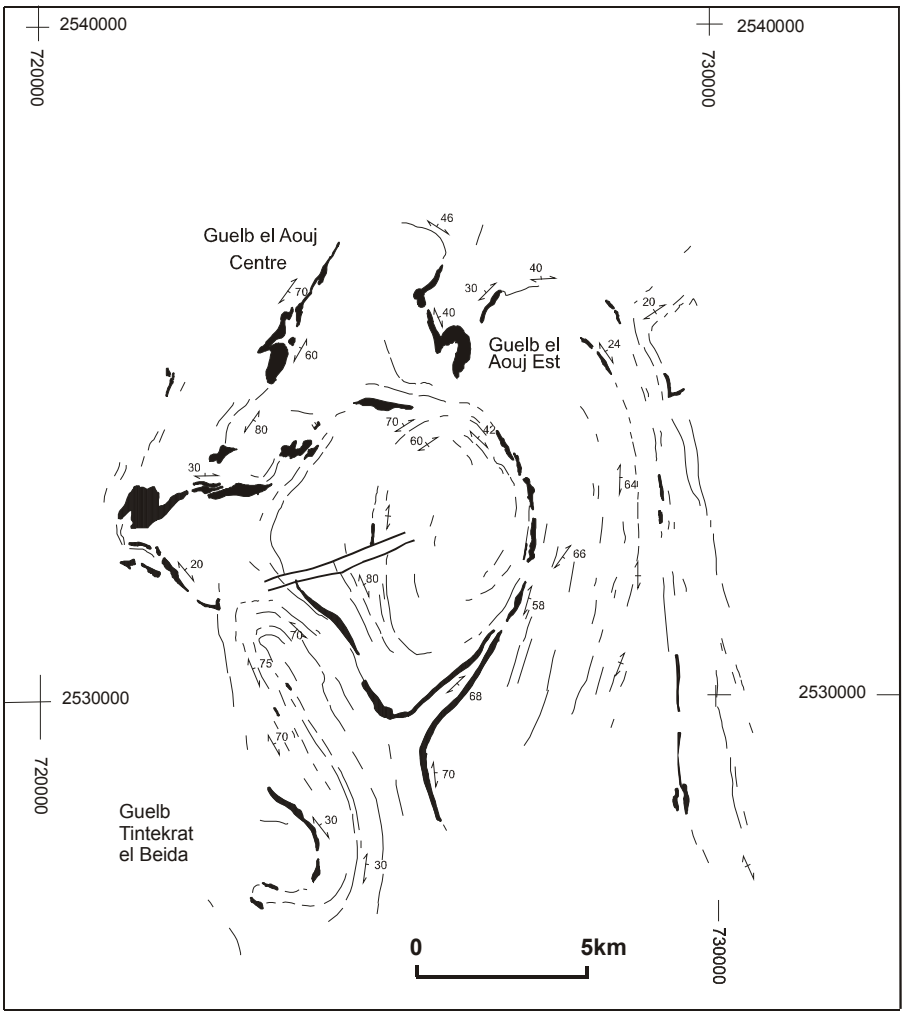

Figure 35. Carte schématique de la région du Guelb el Aouj, montrant les principaux affleurements de formations de fer de type Algoma en noir, ainsi que les directions structurelles. L'emplacement de la présence de fer de Tintekrat est également indiquée (extrait de O'Connor et al., 2005).

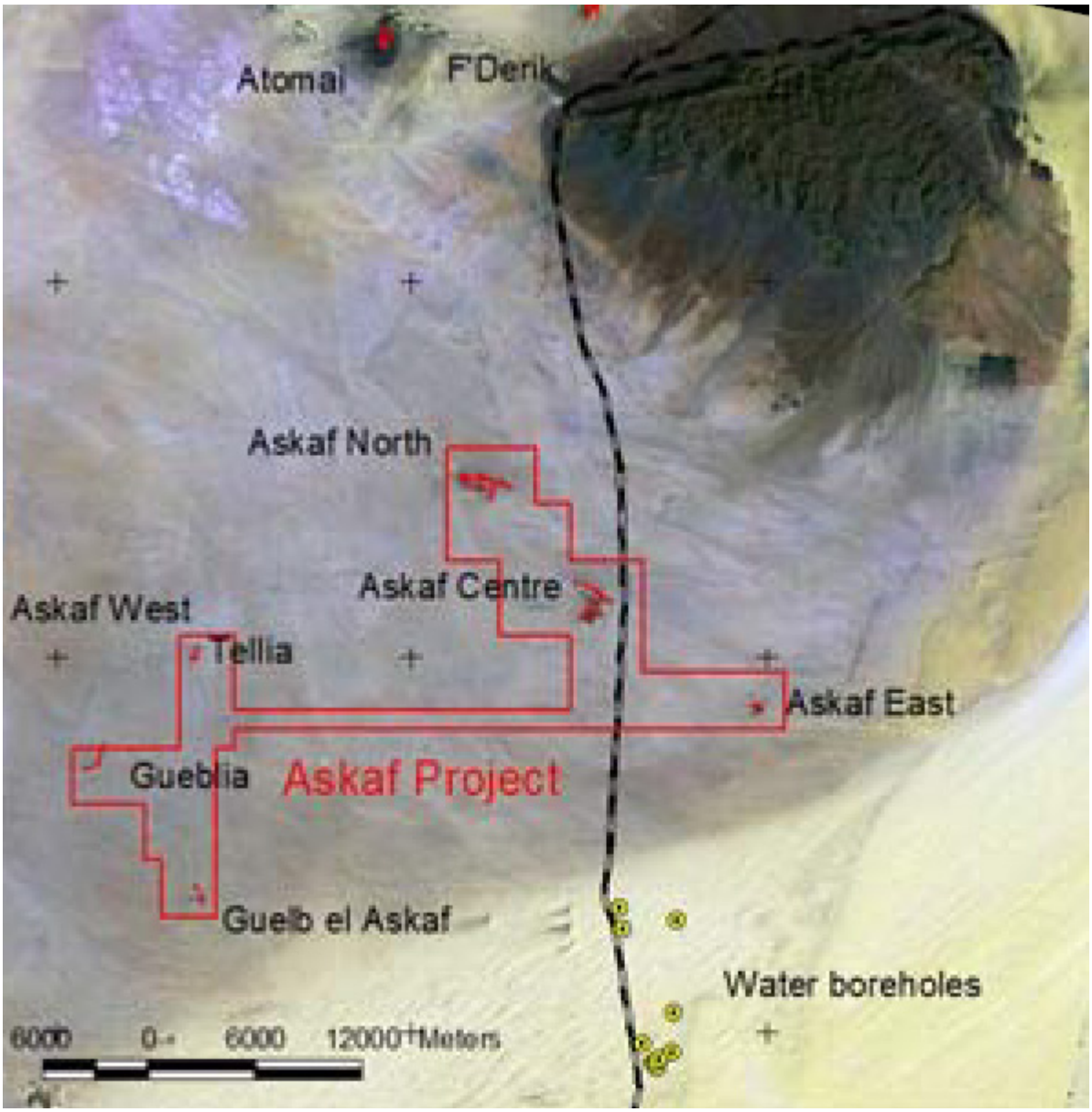

Figure 36. Emplacement, et limite approximative, de la zone du projet d'Askaf, de Xstrata (extrait de Xstrata, 2011b).

ArcelorMittal, basé au Luxembourg, a également établi un partenariat avec la SNIM en 2008, et il était fait état de forages, à la recherche de minerais de magnétite au niveau du Guelb Agareb, situé au nord-est de Zouérate, ainsi qu'au nord du Guelb el Mhaoudat. Bronner (1992) décrit deux Guelbs Agareb (est et ouest) comme étant plissés de manière synforme, avec des rubanements de magnétite-quartzite d'échelle kilométrique, grossièrement orientés nord-est – sud-ouest, au sein d'un petit ensemble de collines dénommées Kedia Leghnem. Des « ressources » de plus d'un milliard de tonnes de magnétite-quartzite pourraient être présentes (Taib, 2010).

Délimitation géophysique de la formation de fer rubané (FFR)

Les principales cibles de l'exploration du fer sont les formations de fer rubané (FFR). Celles-ci peuvent être clairement identifiées au niveau des données aéromagnétiques de la surface, ou sous une couverture sédimentaire jusqu'à des profondeurs de plus de deux kilomètres. Les données radiométriques peuvent contribuer à délimiter les FFR superficielles. Les FFR à magnétite sont extrêmement magnétiques, avec des susceptibilités mesurées de pratiquement 1 SI (Finn et Anderson, à paraître), pouvant dépasser 2 SI (Clark, 1997), et produire des anomalies magnétiques positives réduites au pôle caractéristiques, courtes (des dizaines de kilomètres), avec une amplitude élevée, étroite et changeante (> 500 - 3 000 nT) (Finn et Anderson, à paraître). Les FFR se comportent comme des marqueurs structuraux au sein des ceintures de greenstones non magnétiques, et peuvent ainsi représenter des plis. Les estimations de la profondeur, jusqu'au sommet du socle cristallin, ont été calculées à partir des données magnétiques (Finn et Anderson, à paraître). Par comparaison avec la cartographie géologique, ces estimations tendent à exagérer les profondeurs, d'un ordre de grandeur de 100 à 300 mètres.

L'amplitude du signal analytique en trois dimensions du champ magnétique total, produit des maximums au-dessus des contacts magnétiques, quelle que soit la direction de minéralisation. L'absence de direction de magnétisation, au niveau de la forme des anomalies de signal analytique, est une caractéristique particulièrement intéressante pour l'interprétation des données de champ magnétique à proximité de l'équateur magnétique. Bien que l'amplitude du signal analytique soit dépendante de la force de la magnétisation, et de la direction des structures géologiques par rapport au vecteur de magnétisation, cette dépendance est plus facile à traiter lors de l'interprétation de l'amplitude du signal analytique, que dans les données de champ total d'origine, ou de champ magnétique réduit au pôle. Des amplitudes élevées de signal analytique sont associées avec des FFR. En comparant le signal analytique et la géologie cartographiée, il a été possible de développer un seuil de signal analytique, tel que les valeurs plus importantes que le seuil (avec des différences entre les régions) étaient clairement associées avec des FFR relativement épaisses.

Un autre outil pour la cartographie des FFR est la spectrométrie aux rayons gamma. La série de désintégration du potassium, de l'uranium et du thorium, possède des radio-isotopes qui produisent des rayons gamma d'énergie et d'intensité suffisantes pour être mesurés par spectrométrie aux rayons gamma. La profondeur de pénétration des données des radioéléments est d'environ 30 cm. Il s'agit donc d'un outil particulièrement précieux comme outil cartographique de la géochimie superficielle.

Les présences de fer, au sein du Complexe de Tiris, sont liées aux valeurs élevées de hautes amplitudes (Fig. 24). Les valeurs magnétiques élevées les plus visibles, sont associées avec les couches chevauchantes paléoprotérozoïques, et les FFR de type Lac Supérieur en recouvrement, particulièrement dans les régions de Kediat Ijil et du Guelb El Mhaoudat, ainsi que leurs extensions sous le Bassin de Taoudeni. Les estimations de profondeur laissent supposer que de grandes parties des roches paléoprotérozoïques sont présentes à moins de 700 mètres de la surface (Fig. 26). La totalité du reste du réseau linéaire de la carte d'anomalie magnétique réduite au pôle est liée aux FFR du Complexe archéen de Tiris (Fig. 24). Le fer apparaît dans des régions où les anomalies magnétiques sont de relativement grande amplitude (Fig. 24). Afin de déterminer les régions favorables aux formations contenant du fer, nous utilisons les données de signal analytique au-dessus d'un seuil (> 0,75), de manière à identifier les anomalies qui correspondent à des FFR épaisses. Nous avons également utilisé des masques de données, pour isoler les anomalies dont les sources sont inférieures à 1 000 mètres de profondeur (Fig. 28). Les données de signal analytique masquées montrent que la région de Kediat Ijil et d'El Mhaoudat, ainsi que leurs extensions enfouies, coprrespondent aux formations de fer sous forme de magnétite. Certaines des FFR du Complexe de Tiris peuvent aussi être suffisamment épaisses pour être d'intérêt économique (Fig. 28).

De nombreuses présences de fer sont associées avec des zones de faibles concentrations en uranium, thorium, et potassium, en particulier au sein des couches chevauchantes paléoprotérozoïques (couleurs

bleues, Fig. 37). Au contraire, les FFR associées avec le Complexe de Tiris sont principalement liées avec des éléments radiométriques relativement enrichis (jaune et blanc, Fig. 37), la plupart reflétant probablement un socle granitique/gneissique, plutôt qu'une mince couche de FFR. Les zones avec de faibles concentrations en éléments radiométriques ne correspondent pas toujours aux valeurs magnétiques élevées liées aux FFR (Fig. 24 et 37), et sont par conséquent un indicateur moins fiable de la présence de FFR que les données magnétiques.

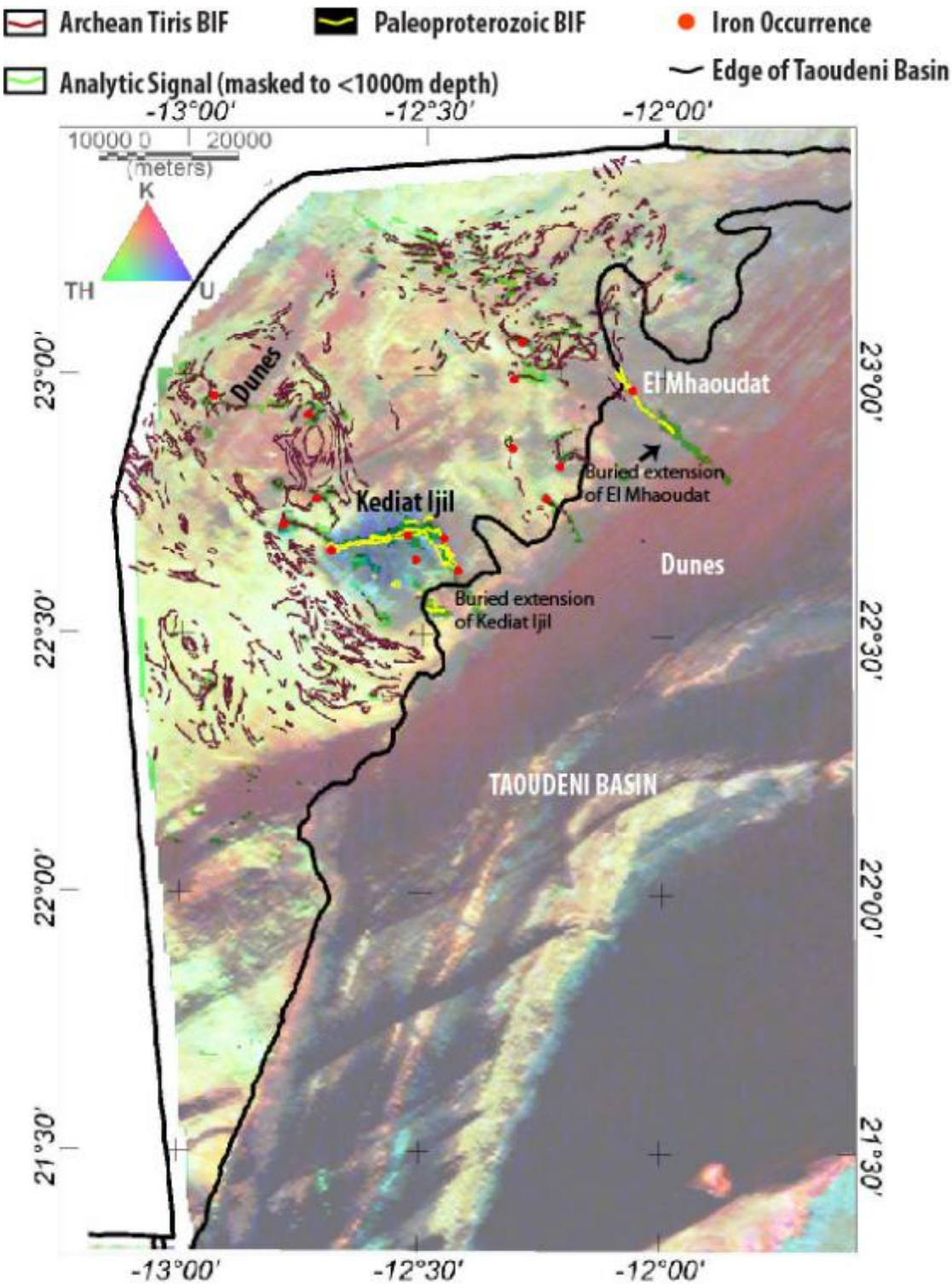

Figure 37. Image composite en couleur - rouge = K, vert = Th et bleu = U, avec les unités de FFR cartographiées et les emplacements des présences de fer.

Les susceptibilités des FFR à hématite sont généralement beaucoup plus faibles que celles des FFR à magnétite. Si les parties à hématite, et les parties à faible susceptibilité des FFR, étaient étendues et épaisses, elles produiraient des points bas magnétiques au sein des points hauts produits par les FFR à magnétite (Fig. 26). Ces points bas ne sont pas observés, ce qui laisse supposer que les régions de FFR démagnétisées sont petites par rapport à l'espacement des lignes des relevés magnétiques (700 m).

5.2.2 Complexe mésoarchéen d'Amsaga

Une formation de fer rubané à magnétite-quartzite de type Algoma, d'âge mésoarchéen, est également présente au sein du Complexe d'Amsaga des terrains de Choum-Rag el Abiod, à l'ouest d'Atar (Fig. 38). Le Bouclier de Rgueïbat, au nord-ouest de la Mauritanie est formé de la partie archéenne visible du Craton Ouest Africain. Une cartographie récente du BGS (Pitfield et al., 2004 ; O'Connor et al., 2005) divise cette partie du Bouclier en deux terrains, séparés par une zone de cisaillement majeure arquée, de direction nord nord-est à nord, dénommée zone de cisaillement de Tacarat-Inemmaudene (TISZ, Key et al., 2008). Les terrains est de Choum-Rag el Abiod consistent principalement en des roches métamorphiques à faciès de granulite du Complexe d'Amsaga, qui sont aussi anciens que 3 500 Ma. Ces roches sont recoupées par des ensembles granitiques majeurs, et moins communément par des ensembles mafiques-ultramafiques, qui s'échelonnent de 3 000 à 2 700 Ma. De plus anciens fragments de matériaux de croûte préservée, formés de vestiges de greenstones (amphibolites) au sein de gneiss migmatitiques, datent probablement d'environ 3 200 Ma. Cette région est interprétée comme une zone racine démembrée, et retravaillée, d'un assemblage typique de granite-greenstone (Gunn et al., 2004).

La majorité des terrains de Choum-Rag El Abiod est formée de roches présentant des faciès d'amphibolite à granulite du Complexe d'Amsaga, ayant été remaniées tectoniquement. Un cisaillement ductile est tellement répandu, que la plupart des affleurements ont une forme de losange, sont formés de lithologies superposées tectoniquement, et sont migmatitisés à un degré plus ou moins important. Un gneiss quartzofeldspathique friable, à biotite, représente la lithologie dominante, au sein de laquelle il existe de nombreux, généralement petits, ensembles elliptiques d'amphibolite schisteuse, et des roches secondaires carbonatées finement laminées, pouvant représenter des métabasaltes, des pyroxénites, des métagabbros, des roches calco-silicatées rubanées, des FFR à quartzite et magnétite, des brèches à dunite et carbonate, des gneiss charnockitiques, des couches d'anorthosite, ainsi que d'autres ensembles ultramafiques non spécifiés, ayant subi un cisaillement. Les différents losanges, d'une lithologie donnée, sont généralement d'une dimension allant jusqu'à plusieurs centaines de mètres de long, et des dizaines de mètres d'épaisseur (Pitfield et al., 2004). Les différentes unités cartographiables de mylonite et d'ultramylonite apparaissent au niveau d'une série de longs et minces losanges, formant un motif sinueux jusque dans la partie centrale et est du Complexe d'Amsaga, à partir du contact chevauchant sud avec les roches néoprotérozoïques en recouvrement du secteur d'Inchiri, jusqu'à la frontière nord, à proximité de Choum. Ces mylonites sont des « structures en fleur » (Pitfield et al., 2004) liées aux TISZ, qui constitue la limite ouest des terrains (Fig. 38 et 39).

Il n'existe pas actuellement de présence de fer connue au sein de la Base de données nationale des dépôts minéraux (Marsh et Anderson, à paraître) qui soit située au sein du Complexe d'Amsaga, et les affleurements de formation de fer ne sont pas aussi nombreux, épais, et continus, qu'une formation de fer du Complexe de Tiris, au nord. Toutefois, la présence d'une formation de fer associée avec d'autres roches supracrustales, comme des amphibolites, des carbonates, des métapélites, et différentes roches ultramafiques, permet de supposer que le Complexe d'Amsaga devrait être considéré favorable à une formation de fer de type Algoma.

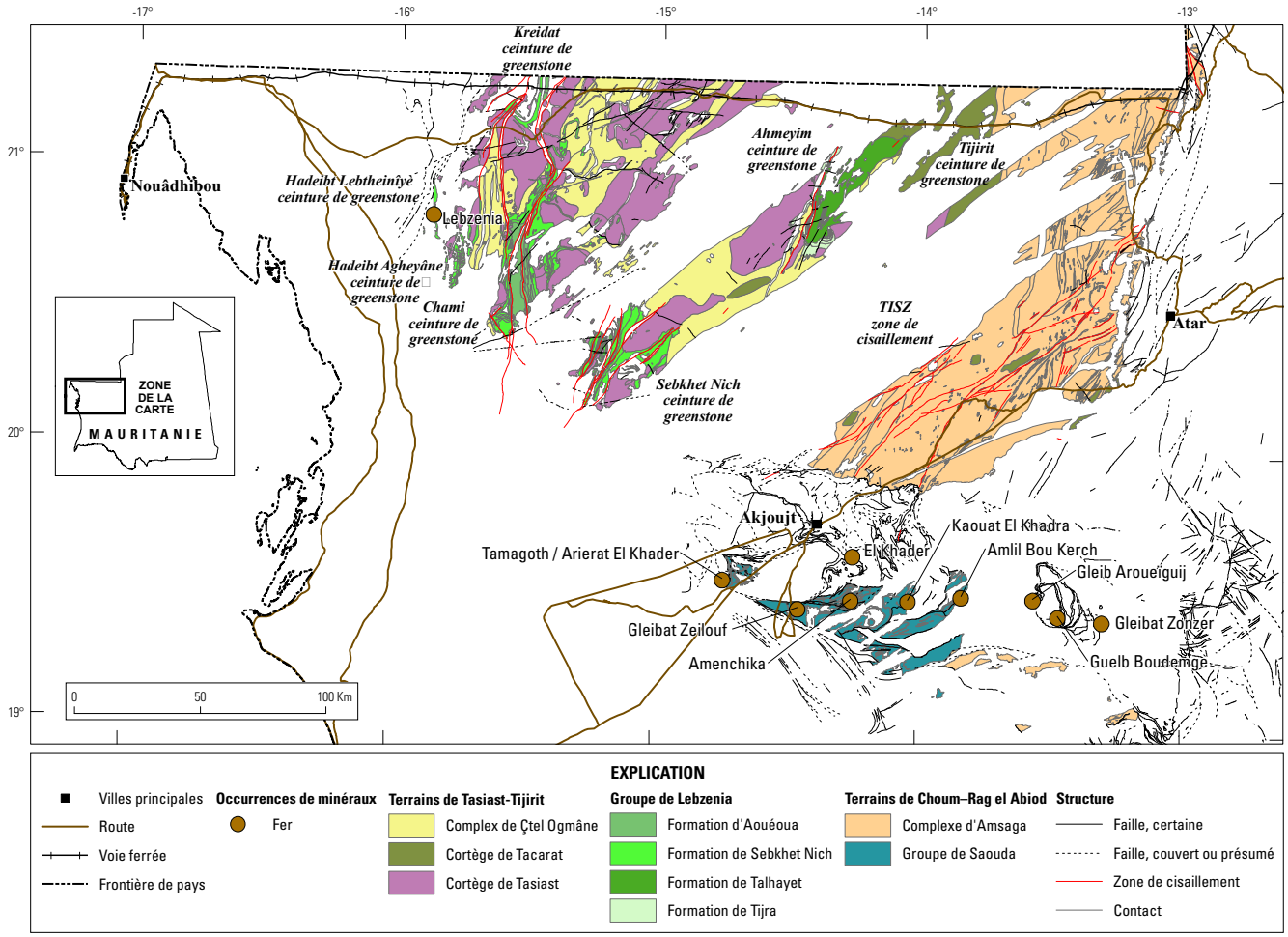

Figure 38. Carte géologique simplifiée du Bouclier sud-ouest de Rgueïbat, montrant les terrains de Choum-Rag el Abiod et de Tasiast-Tijirit. Les principales ceintures de greenstones et de FFR de type Algoma évoquées dans le texte sont présentées.

Les formations de fer sont cartographiées comme des unités distinctes, au sein du Complexe d'Amsaga, principalement dans la moitié sud du Complexe, et jusqu'à l'est des structures de fleur de mylonite (Fig. 39.). Elles sont présentes sous la forme de collines basses allongées, parallèles à la foliation, et comme des collines arrondies dans des zones de fermetures de plis, habituellement en association avec des amphibolites, et de façon moins commune avec des marbres. L'épaisseur de la formation de fer est difficile à estimer, en raison de la déformation. Elle est toutefois en général de dizaines de mètres d'épaisseur, tout en restant bien inférieure à cent mètres d'épaisseur. Chaque colline peut être suivie jusqu'à des distances pouvant atteindre huit kilomètres. Une FFR non altérée du Complexe d'Amsaga est fortement magnétique, et est formée d'un rubanement d'échelle centimétrique de magnétite et de chaille. Les affleurements altérés sont formés de brèches massives à spongieuses de quartz-limonite, avec des clastes consistant en des fragments d'une taille inférieure à 30 centimètres (Pitfield et al., 2004).

Les données aéromagnétiques devraient montrer des extensions des formations de fer cartographiées dans les parties recouvertes. L'examen des données aéromagnétiques met en valeur la présence d'une grande anomalie magnétique dans le socle du sous-bassin de Taoudeni, à l'est de l'escarpement d'Adrar, au

sud d'Atar. L'épaisseur stratigraphique des roches sédimentaires en recouvrement est probablement inférieure à 200 mètres (Fig. 40).

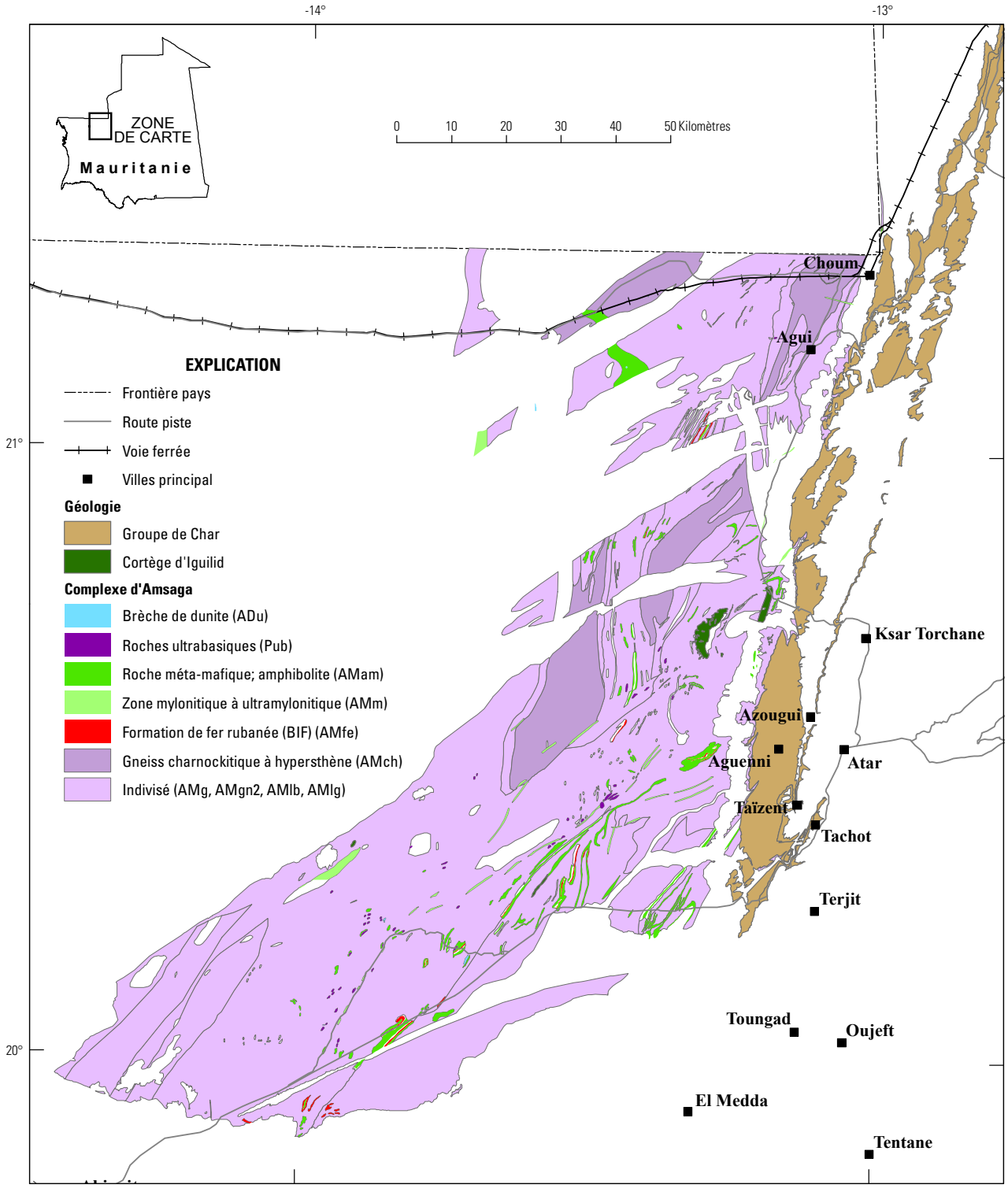

Figure 39. Carte géologique simplifiée du Complexe d'Amsaga, montrant la répartition des roches supracrustales, et de la formation de fer à magnétite-quartzite.

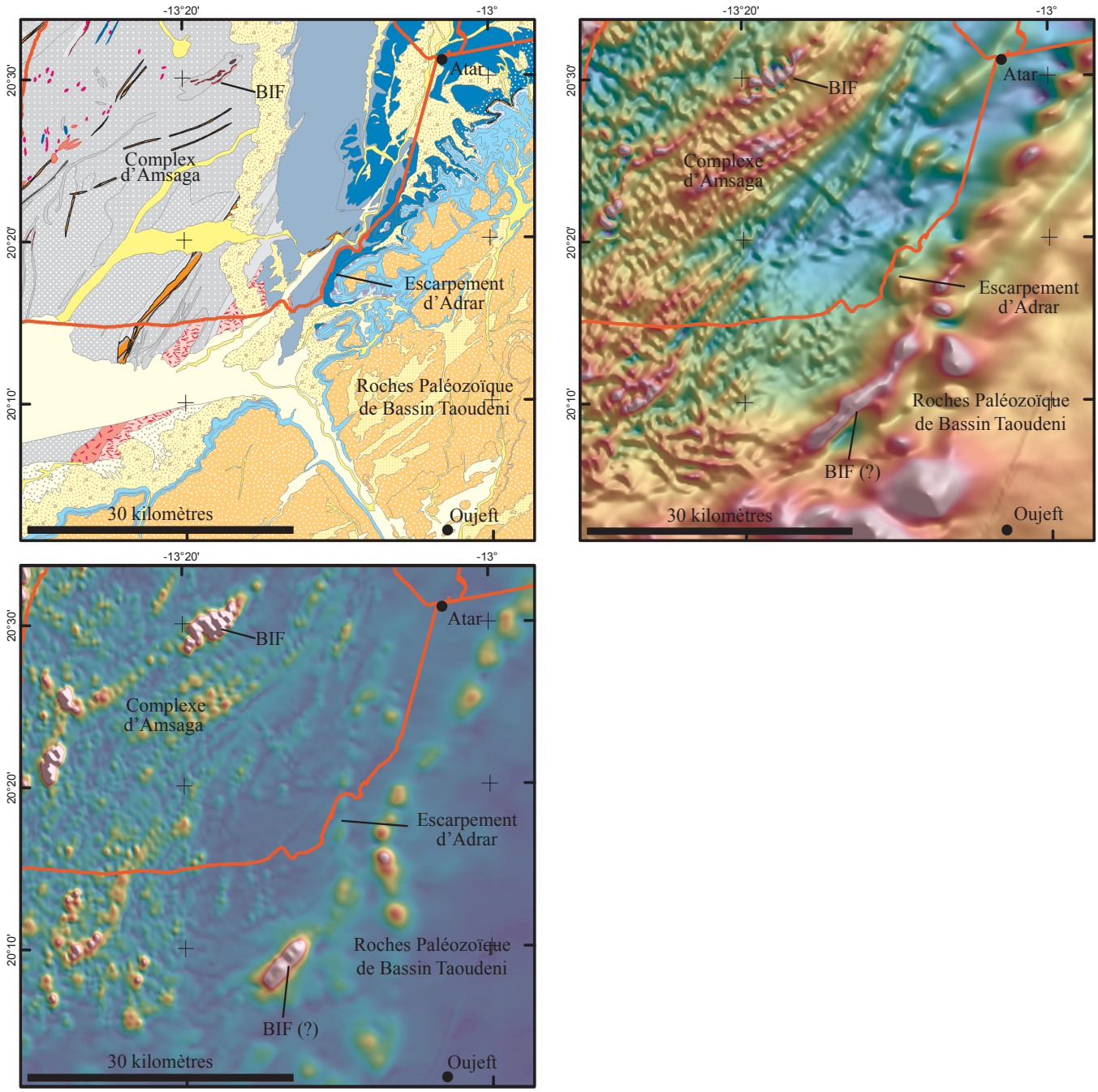

Figure 40. Données aéromagnétiques montrant une importante anomalie magnétique dans le socle sous le Bassin de Taoudeni, à l'est de l'escarpement d'Adrar, au sud d'Atar, probablement générées par des FFR au sein du socle. L'épaisseur stratigraphique des roches sédimentaires en recouvrement est probablement inférieure à 200 mètres.

Les données aéromagnétiques, recueillies à des distances de lignes de survol espacées de 500 mètres, au-dessus du Complexe d'Amsaga, montrent un motif compliqué d'anomalies magnétiques (Fig. 41). La carte RTP montre de larges anomalies magnétiques positives associées avec le gneiss à charnockite, en contraste avec les anomalies négatives associées avec le gneiss quartzofeldspathique à grenat. Les anomalies

positives linéaires, de direction nord-est, sont corrélées avec les FFR à magnétite-quartzite cartographiées, et les unités d'amphibolite, tandis qu'une anomalie magnétique de direction nord est corrélée avec l'unité de métacarbonate. Plusieurs ensembles ultramafiques cartographiés sont grossièrement corrélés avec des anomalies RTP positives. Le métagabbro associé avec le massif d'Iguilid accompagne une forte anomalie RTP positive incurvée.

Le signal analytique calcule le gradient de champ magnétique, et peut être utilisé pour simplifier l'interprétation des anomalies magnétiques (Nabighian, 1972 ; Roest et al., 1992). Le signal analytique, au-dessus du Complexe d'Amsaga, montre plusieurs anomalies positives, qui indiquent les zones où le champ magnétique change rapidement. Les anomalies positives du signal analytique sont corrélées avec le métagabbro du massif d'Iguilid, l'unité de métacarbonate linéaire et les FFR. Plusieurs des plus petites unités ultramafiques cartographiées sont également corrélées avec des anomalies positives du signal analytique. Plusieurs anomalies positives isolées du signal analytique sont visibles au sein du gneiss quartzofeldspathique à grenat, qui peut indiquer la présence dans la région d'autres FFR ou roches ultramafiques que celles figurant sur les cartes géologiques (Fig. 41).

Des anomalies magnétiques avec des amplitudes supérieures à 1 000 nanoteslas ont été identifiées le long des lignes de vol. De telles anomalies peuvent représenter des matériaux magnétiques comme des FFR ou des roches ultramafiques, au sein de matériaux moins magnétiques. Il existe un risque que de fortes anomalies magnétiques puissent être masquées au cours du traitement en quadrillage. Il est donc préférable d'utiliser les données d'origine des lignes de vol pour cartographier leur répartition. L'ensemble des anomalies magnétiques identifiées est corrélé avec les anomalies positives du signal analytique. Ces zones peuvent être davantage détaillées, en choisissant les régions de présence d'anomalies positives du signal analytique où l'essentiel des unités magnétiques est présent. En comparant la géologie cartographiée, la RTP, le signal analytique, et les pics d'anomalie magnétique, on peut trouver une indication des zones les plus favorables aux FFR au sein du Complexe d'Amsaga (Fig. 41).

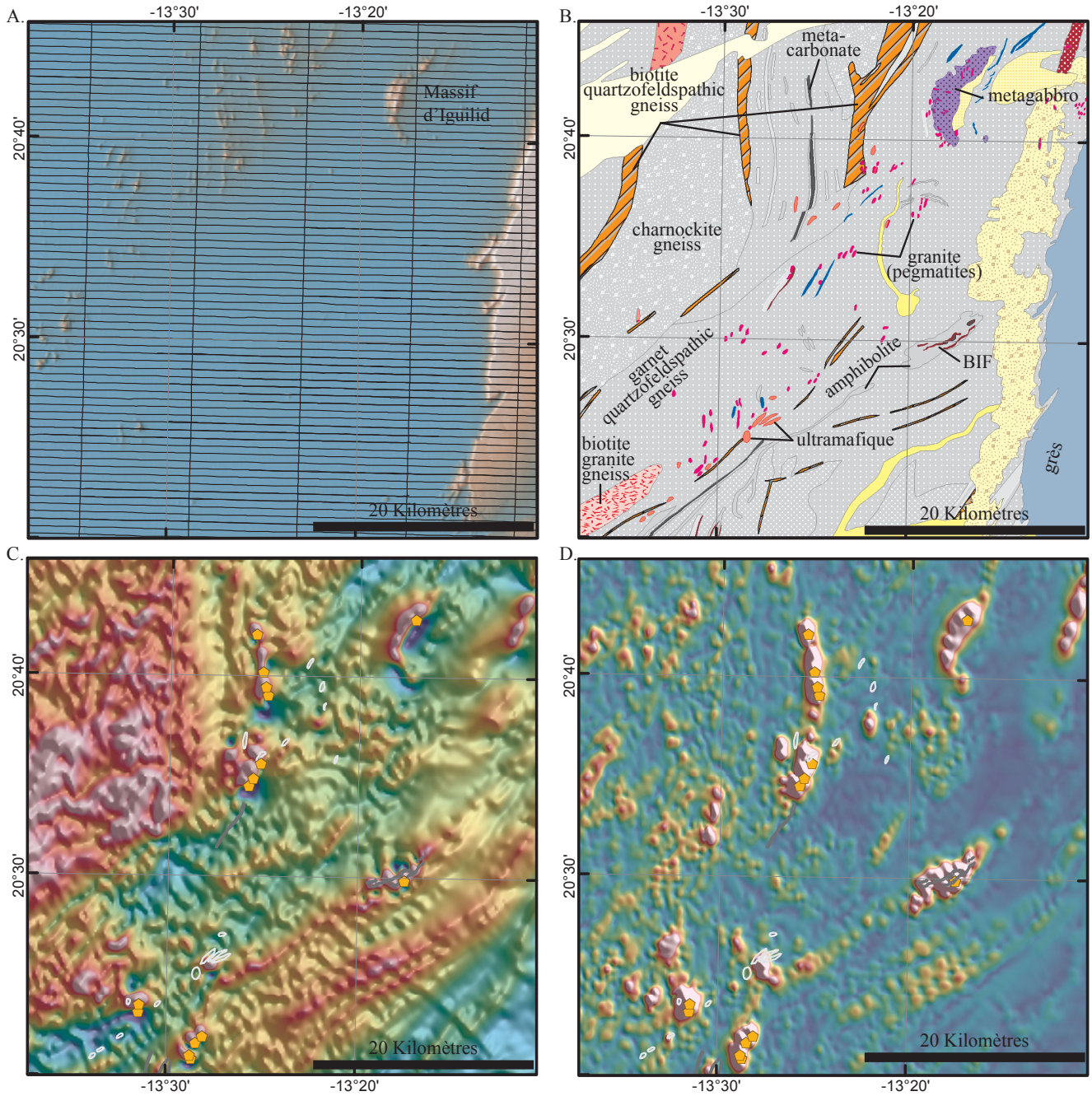

Figure 41. Géologie généralisée, réduite au pôle (RTP), et cartes des signaux analytiques au-dessus du Complexe d'Amsaga. A) Modèle numérique de terrain à relief ombré, et emplacement des lignes de vol pour la région. B) Carte de la géologie généralisée montrant la répartition de FFR à magnétite-quartzite, principalement au sein du gneiss quartzofeldspathique à grenat. C) Carte RTP montrant une large anomalie positive magnétique, associée à l'ouest avec le gneiss à charnockite. Plusieurs anomalies magnétiques linéaires sont corrélées avec les unités de FFR (polygones gris) et les roches ultramafiques (polygones blancs). Les marques orange indiquent des anomalies magnétiques > 1 000 nanoteslas le long des lignes de vol. Les anomalies positives et négatives sont présentées sous la forme de couleurs chaudes et froides, respectivement. D) Le signal analytique mettant en valeur plusieurs zones où le champ magnétique change rapidement. Les marques orange indiquent des anomalies magnétiques > 1 000 nanoteslas le long des lignes de vol. Les anomalies positives et négatives du signal analytique sont représentées sous la forme de couleurs chaudes et froides, respectivement.

5.2.3 Terrains mésoarchéens de Tasiast-Tijirit

Une formation de fer rubané à magnétite-quartzite, de type Algoma, d'âge mésoarchéen, est également présente au sein des terrains de Tasiast-Tijirit, dans la partie nord-ouest du Bouclier mésoarchéen de Rgueibat (Fig. 38). Comme décrit ci-dessus, une cartographie récente du BGS (Pitfield et al., 2004 ; O'Connor et al., 2005) divise cette partie du Bouclier en deux terrains, séparés par une zone de cisaillement majeure, arquée nord nord-est à nord, et dénommée zone de cisaillement de Tacarat-Inemmaudene (TISZ, Key et al., 2008). Les terrains ouest de Tasiast-Tijirit sont formés d'un assemblage typique de granite-greenstone archéen, visible à des niveaux plus superficiels que les terrains de Choum-Rag el Aboid, et ont donc beaucoup moins subi de cisaillement et de tectonisme que les roches d'âge similaire à l'est. Les plus anciennes roches sont des gneiss à degré de migmatisme variable, recoupés par des phases granitiques plus récentes, qui sous-tendent tectoniquement et en discordance, les ceintures de greenstones (Fig. 38).

Les terrains de Tasiast-Tijirit consistent en trois groupes lithologiques majeurs : 1) des gneiss migmatitiques du Complexe de Çtel Ogmâne, qui représentent les plus anciennes roches au sein des terrains, et sous-tendent les ceintures de greenstone, 2) les lithologies des ceintures de greenstones, et 3) des intrusions plus récentes de granitoïdes, formés de granites gneissiques, de tonalites-granodiorites à biotite (y compris des roches avec une épidote secondaire abondante), de même que de granites xénolithiques, leucocratiques, à biotite, tardifs, de la Suite de Tasiast, et les granites gneissiques de la Suite de Tacarat (Fig. 38).

Les principales ceintures de greenstones au sein des terrains de Tasiast-Tijirit sont dénommées, d'est en ouest, Tijirit, Ahmeyim, Sebkhet Nich, Kreidat, et Chami. Deux plus petites ceintures de greenstones, à l'ouest de la ceinture de Chami, sont dénommées Hadeibt Agheyâne et Hadeibt Lebtheinîyé, et sont collectivement désignées comme les ceintures de greenstone de Lebzenia (Fig. 38). Il est à remarquer que les multiples orthographes des noms propres Lebzenia, Lebtheinîyé, et Lebtheinia sont utilisées dans différentes littératures. Nous avons choisi Lebzenia comme désignation du Groupe, suivant l'usage du BGS (Pitfield et al., 2004), de même que pour la présence de fer citée dans la Base de données nationale mauritanienne des dépôts minéraux (Marsh and Anderson, à paraître). Toutefois, nous utilisons Lebtheinia pour les différents projets et noms de présences utilisées dans la littérature de la société Xstrata (voir ci-dessous). Ces ceintures de greenstones sont formées de manière prédominante de roches métasédimentaires mafiques, métavolcaniques, et silicoclastiques, métamorphosées à des degrés faibles à intermédiaires. Des roches de formation de fer rubané (FFR), et ultramafiques, sont localement répandues, et les roches métavolcaniques intermédiaires à felsiques sont rares. Les ceintures de greenstones sont localement intensément cisaillées, particulièrement le long des contrastes de compétence entre unités lithologiques, et d'importantes zones de cisaillement ductile contrôlent à la fois la forme actuelle des ceintures, et le plissement au sein des ceintures.

Les ceintures de greenstones sont caractérisées par des assemblages minéraux métamorphiques de degré faible à intermédiaire, au sein de strates métasédimentaires et métavolcaniques. Des basaltes et des gabbros altérés, qui incluent des schistes à amphibolite, des roches silicoclastiques, et des roches ferrugineuses rubanées, dominent les différentes ceintures de greenstones. Les roches ultramafiques sont localement communes (par exemple ceinture de greenstone de Sebkhet Nich). Les quartzites ferrugineux et les roches ferrugineuses rubanées, sont fréquents au niveau des ceintures de greenstones de Sebkhet Nich, Chami, et Lebzenia. Les schistes à actinolite sont les plus courants à proximité des contacts avec des intrusions de type syénites, gabbros, et granites de stade tardif. Les roches métasédimentaires sont localement recristallisées en schistes à actinolite-chlorite-quartz, et schistes à séricite-quartz. Les ceintures sont localement intensément cisaillées, avec chaque zone de cisaillement suivant préférentiellement des lithologies spécifiques.

Les lithologies au sein des différentes ceintures de greenstones sont regroupées dans le Groupe de Lebzenia. Quatre formations sont reconnues au sein de ce groupe, et comprennent : la Formation de Talhayet et la Formation de Tijraj au sein de la ceinture de greenstones d'Ahmeyim, la Formation d'Aouéoua, au sein de la ceinture de greenstones de Chami, et la Formation de Sebkhet Nich, appartenant à la ceinture de greenstones du même nom. Les Formations de Tijraj et d'Aouéoua sont dominées par les roches métasédimentaires, avec une composante volcanique felsique à intermédiaire significative. Les Formations de Talhayet et Sebkhet Nich sont caractérisées par des greenstones basaltiques, et des roches ultramafiques avec des couches intrusives synvolcaniques. La Formation de Talhayet et la Formation de Tijraj, au niveau de la ceinture de greenstones d'Ahmeyim, ne sont pas connues pour renfermer d'épaisseurs significatives de FFR. Elles ne seront par conséquent pas examinées plus en détail. La Formation d'Aouéoua constitue un cœur de synforme, limité par une faille contre les ceintures de greenstones contiguës de Chami et de Kreidat, et semble recouvrir les roches mafiques-ultramafiques de la Formation de Sebkhet Nich. Dans la ceinture de greenstones de Sebkhet Nich, la séquence de greenstones est caractérisée par des unités métasédimentaires, structurellement surmontées de laves métabasaltiques et de couches mafiques, qui sont à leur tour surmontées de roches ultramafiques. Cette même association de greenstones borde la Formation d'Aouéoua, au niveau des ceintures de Chami et de Kreidat, et caractérise également la succession volcanosédimentaire au niveau des ceintures de greenstones de Hudeibt Agheyâne et de Hadeibt Lebtheinîyé. De ce fait, la séquence de dépôt la plus probable, en faisant l'hypothèse d'une absence de chevauchement ou d'inversion, placerait la Formation de Sebkhet Nich sous la Formation d'Aouéoua (datée à 2 968±2Ma, Pitfield et al., 2004).

Les quartzites ferrugineux et les roches ferrugineuses rubanées sont suffisamment épais au niveau des ceintures de greenstone de Sebkhet Nich, Chami, et Lebzenia, pour apparaître comme des unités cartographiables. Elles tendent à former des hauteurs et des collines basses de roche ferrugineuse compétente, riche en quartz, avec une magnétite abondante. La formation de fer est habituellement formée de quartz équigranulaire, séparé en rubanements allant jusqu'à plusieurs centimètres d'épaisseur, par des rubanements d'oxyde de fer de quelques millimètres d'épaisseur. L'hématite, aussi bien que la magnétite, sont présentes au sein des rubanements d'oxyde de fer, avec un remplissage de fracture d'hématite secondaire. Le rubanement est généralement plissé sous la forme de microplis, et il est localement lenticulaire. Un plissement entrecroisé du rubanement est fréquent. Des ruptures de roches sont généralement remplies de silice secondaire (quartz et chailles). De la limonite secondaire est commune comme remplacement des oxydes de fer. Les sulfures sont généralement absents, que ce soit comme minéraux primaires ou secondaires (Pitfield et al., 2004). Toutefois, les FFR de type Algoma sont une roche hôte connue à travers le monde pour être favorable aux dépôts d'or orogénique, et il s'agit de l'un des plusieurs types de roches hébergeant la minéralisation d'or au niveau de Tasiast, dans la ceinture de greenstones de Chami. Le minerai d'or de faible teneur (0,5 à 1,0 gramme par tonne), dans les FFR de Tasiast, renferme de la pyrrhotite, et le carbonate se substitue au rubanement de magnétite (Kinross Gold Corp., 2011 ; Goldfarb et al., à paraître).

Actuellement, seule une présence de fer dans les terrains de Tasiast-Tijirit, dénommée Lebzenia, est citée dans la Base de données nationale mauritanienne des dépôts minéraux (Marsh et Anderson, à paraître). La présence est présentée comme située dans la ceinture de Hadeibt Lebtheinîyé, environ à mi-distance entre les extrémités nord et sud de la sous-unité de formation de fer de la Formation de Sebkhet Nich (Fig. 42). Cette présence fait partie du projet de minerai de fer de Lebtheinia, initié par Sphere Investments et la SNIM, à la suite de leur accord de coopération de 2001, et maintenant détenu par Xstrata. En octobre 2009, Sphere a annoncé des ressources indiquées et présumées, conformes aux normes du JORC, de 2 179 et 354 millions de tonnes, respectivement, de FFR à magnétite non oxydée (avec une teneur de 32,3 et 32,4 % de fer, respectivement) et une ressource présumée supplémentaire de 209 millions de tonnes de minerai de

magnétite partiellement oxydée, avec une teneur de 30,7 % de fer concernant le dépôt du centre de Lebtheinia (Sphere Investments Ltd., 2009 ; 2012). Le dépôt du centre de Lebtheinia est l'une des quatre cibles de formation de fer à magnétite dans le périmètre des zones de licence détenues par Sphere, y compris les cibles du nord, du centre, et du sud de Lebtheinia, situées au niveau de la ceinture de greenstones de Hadeibt Lebtheinîyé, et la cible de l'est de Lebtheinia, au niveau de la ceinture de greenstones de Chami, au nord de la mine de Tasiast (Fig. 42).

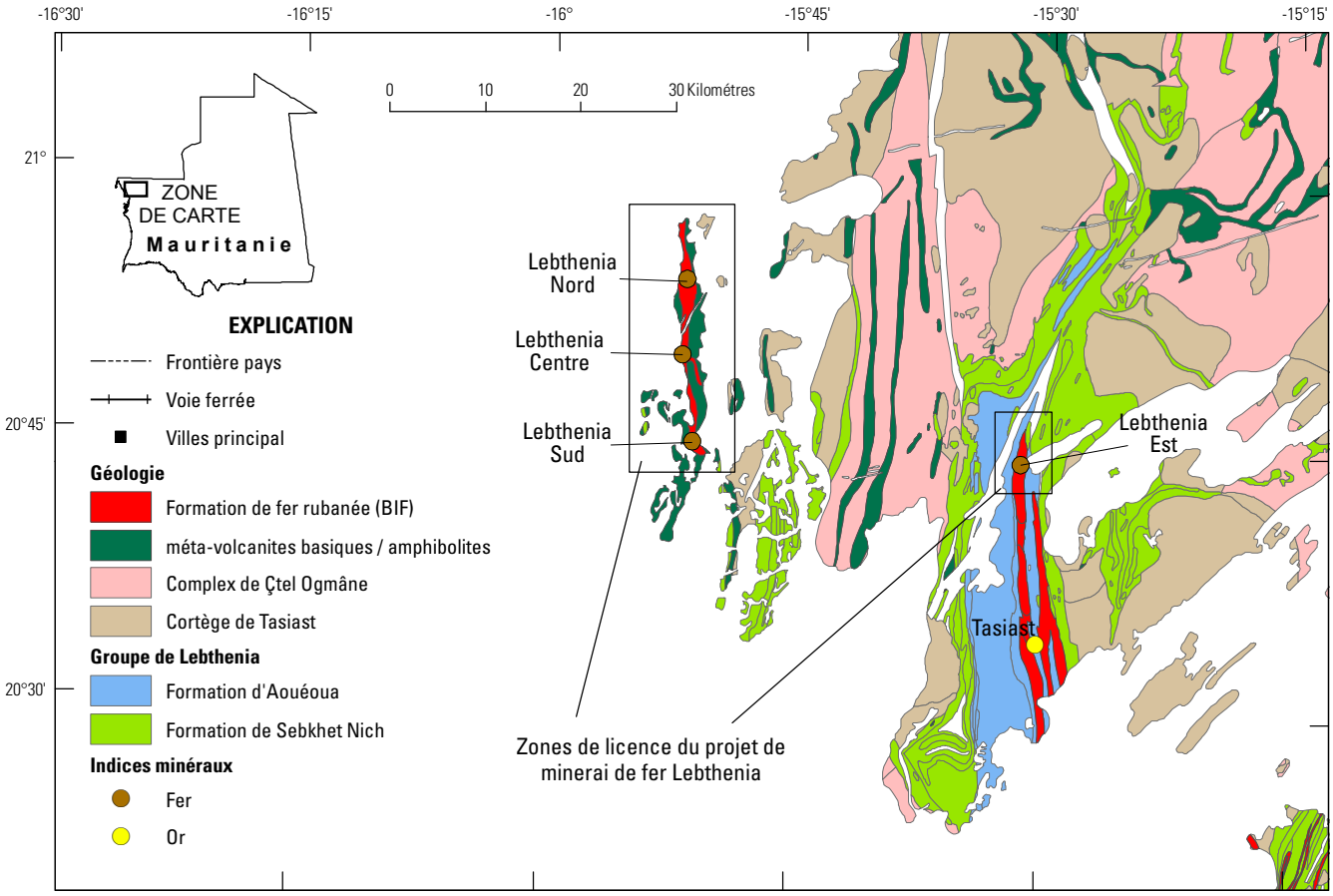

Figure 42. Géologie simplifiée et emplacement des cibles du projet nord, centre, sud, et est, de Lebtheinia, en lien avec la formation de fer cartographiée, et la mine d'or de Tasiast.

Dans la ceinture de greenstones de Hadeibt Lebtheinîyé, la sous-unité de formation de fer de magnétite de la Formation de Sebkhet Nich, est orientée nord-sud, et est visible sur une distance en ligne droite d'environ 24 kilomètres. Une courbe légèrement en échelon sépare la présence du nord et le dépôt du centre, en segments d'environ dix kilomètres de long chacun, tandis que la présence du sud est formée d'un affleurement distinct et beaucoup plus petite de FFR d'environ trois kilomètres de long (Fig. 42). L'unité de FFR ne forme pas de caractéristiques topographiques proéminentes, et en général le terrain est peu accidenté, avec d'importantes parties du dépôt du centre de Lebtheinia couvertes par de la latérite et des colluvions formées principalement de fragments de FFR (Sphere Minerals Ltd., 2012). Dans la ceinture de greenstones de Chami, la FFR est présente sous la forme d'une sous-unité de la Formation d'Aouéoua, et

constitue plusieurs affleurements persistants de direction nord-sud. La FFR la plus à l'ouest a environ 33 kilomètres de long, et contient de dépôts est de Lebtheinia, qui constitue essentiellement les 5 à 7 kilomètres les plus au nord de la FFR plus au nord. La mine d'or de Tasiast est hébergée dans la FFR et les roches métamorphiques mafiques de la Formation d'Aouéoua, environ 15 kilomètres au sud de la présence de fer de Lebtheinia.

La formation de fer à magnétite, au niveau du dépôt du Centre de Lebtheinia, présente en moyenne environ 240 mètres d'épaisseur (avec un maximum de 320 mètres), et présente un pendage uniforme vers l'ouest d'environ 40 degrés, entre une éponte supérieure de quartzite, d'amphibolite, d'amphibolite altérée (argile /saprolite), et de rhyolite, et un plancher de quartzite ou d'amphibolite (Sphere Minerals Ltd., 2012). La formation de fer est bien rubanée (mésorubanée, de 5 à 10 mm), et le rubanement est homogène à l'échelle de l'affleurement, et en profondeur, comme confirmé par les forages de 2008. Le forage montre que la FFR, à teneur de minerai, s'étend verticalement jusqu'à une profondeur de 400 mètres en dessous de la surface, et reste ouverte en profondeur. La principale unité de FFR se divise en deux unités dans la partie sud du dépôt, où elle est séparée par environ 25 mètres de quartzite grise et de schiste mylonitisé leucocratique à quartz-feldspath. La FFR est également recoupée par une série de dykes basaltiques subverticaux, de direction nord-est - sud-ouest à nord nord-est ou sud sud-ouest, qui sont visibles au niveau de la surface, et ont été révélés lors du forage comme persistant en profondeur (Sphere Minerals Ltd., 2012).

La profondeur d'oxydation au niveau du Centre de Lebtheinia est variable, et présente des moyennes d'environ 50 mètres. Généralement, les zones de topographie de FFR plus élevées sont recouvertes par de la latérite. Le degré d'oxydation dans le profil altéré est variable, comme exprimé par la mesure des susceptibilités magnétiques, avec les deux tiers inférieurs du profil montrant des réponses magnétiques plus élevées. Cette zone inférieure d'oxydation constitue une ressource supplémentaire présumée de 209 millions de tonnes de minerai de magnétite partiellement oxydé, avec une teneur de 30,7 % de fer (Sphere Investments Ltd., 2009 ; Sphere Minerals Ltd., 2012).

5.2.4 Le secteur d'Inchiri

Le secteur d'Inchiri est défini par un ensemble de dépôts minéraux de la région d'Akjoujt, qui, pour les besoins de la présente étude, est considérée comme faisant partie des Mauritanides centrales. Les roches hôtes minéralisées du secteur sont de façon dominante néoprotérozoïques, jusqu'aux roches supracrustales du Paléozoïque inférieur, formées de métabasaltes, de roches métasédimentaires, de formation de fer rubané, et de roches métavolcaniques intermédiaires inférieures à felsiques du Groupe d'Oumachoueïma. Ces roches renferment un grand nombre de présences de cuivre et d'or, dont on pense qu'elles sont de type cuivre-or-oxyde de fer (IOCG), y compris la mine du Guelb Moghrein, qui est actuellement exploitée (se référer à Fernette, à paraître). D'autres présences de minéraux au sein du secteurs d'Inchiri comprennent du tungstène et des pegmatites (Marsh et Anderson, à paraître), et le secteur est considéré comme favorable à l'or orogénique, aux sulfures massifs volcanogéniques, et aux dépôts de Cu-Ni-éléments du groupe du Platine-Cr (Goldfarb et al., à paraître Taylor et Giles, à paraître ; Taylor et al., à paraître). De la même façon que le sud des Mauritanides, cette région a été affectée par une déformation panafricaine hercynienne qui a produit une zone structurellement complexe de nappes en chevauchement, désignée globalement comme l'empilement de nappes d'Akjoujt. Cette disposition juxtapose des écailles du socle mésoarchéen et des roches supracrustales associées avec des écailles de séquence supracrustale protérozoïque (Fig. 43). Plusieurs unités de FFR différentes d'âge mésoarchéen et néoprotérozoïque sont présentes dans le secteur, et sont suffisamment épaisses pour apparaître sous la forme d'unités cartographiables distinctes (Pitfield et al., 2004). Toutefois, il n'existe pas actuellement de présence de fer connue citée au sein de la Base de données nationale mauritanienne des dépôts minéraux (Marsh et Anderson, à paraître) au sein des roches

néoprotérozoïques de l'empilement de nappes d'Akjoujt. Par opposition, trois présences connues (Gleib Aroueiguil, Guelb Boudemge, et Gleibat Zonzer) sont hébergées au sein des FFR néoprotérozoïques du Groupe d'Ijjibitene, et six présences (Tamagoth/Arierat El Khader, Gleibat Zeilouf, Amenchika, Kaouat El Khadra, Amlil Bou Kerch, et Aftout De Faye) sont hébergées au sein de la FFR du Groupe mésoarchéen de Saouda. Par conséquent, l'ensemble des unités de FFR, de manière prédominante à magnétite-quartzite au sein du secteur d'Inchiri, est considéré comme favorable aux dépôts de fer de type Algoma. Des évaluations récentes d'une société privée de la formation de fer de type Algoma, au niveau du Guelb Tamagot, Kaouat El Khadra, ainsi que d'un inhabituel chapeau de fer riche en goethite de la présence de cuivre-or-oxydes de fer, au niveau d'El Khader, laisse imaginer que les dépôts de minerai de fer d'intérêt économique pourraient être présents au sein du secteur.

La perception actuelle des contraintes d'âge sur les roches supracrustales du secteur est contradictoire, et permet d'imaginer qu'à la fois la roche hôte et les présences minérales pourraient être aussi anciennes que le Mésoarchéen, et pouraient néanmoins être aussi jeunes que le Néoprotérozoïque. Jusqu'à ce que l'âge de ces roches soit connu, la question de relation des Mauritanides centrales avec soit les ceintures de greenstone des terrains de Tasiast-Tijirit, soit avec les roches plus jeunes du nord des Mauritanides, reste non résolue.

Les roches du secteur d'Inchiri sont un ensemble allochtone formé de gneiss mésoarchéen à paléoprotérozoïque, et de roches volcanosédimentaires métamafiques au sein d'une fenêtre tectonique, elle-même insérée dans un empilement de nappes supracrustales imbriquées de roches paléoprotérozoïques à néoprotérozoïques d'une grande variété de lithologies. Cet ensemble structurellement allochtone (Pitfield et al., 2004) s'est mis en place sur des roches autochtones à para-autochtones du Complexe d'Amsaga, et sur les roches sédimentaires de bassin d'avant-pays du Bassin de Taoudeni, pendant l'orogénie mauritanide panafricaine à hercynienne. L'ensemble allochtone consiste en trois nappes imbriquées en interne (Fig. 43).

Le Groupe d'Agoualilet, constitué d'un mélange mafique associé avec des roches sédimentaires silicoclastiques, forme la zone racine, et la nappe de base de dimension régionale de l'ensemble allochtone. Il constitue un bloc ouest, au niveau de la bordure sud-ouest de l'empilement de nappes d'Akjoujt, et un bloc est bien au sud-est de la Nappe d'Ijibbitene (Fig. 43). Bien que ces roches soient considérées comme favorables aux dépôts de sulfures massifs volcanogéniques (Taylor et Giles, à paraître), elles présentent une absence totale de FFR au niveau du bloc ouest, et ne contiennent seulement que de rares FFR, situées au sein de la Formation de Treïfiyat, dans le bloc est. Les roches de la nappe de base ne sont donc pas considérées favorables à la présence de dépôts de fer de type Algoma, et ne feront pas l'objet d'une discussion plus détaillée.

La fenêtre de socle, ou insertion tectonique, de Tamagot, associée avec la Nappe de Bou Kerch, est située le long de la bordure est de la zone racine du Groupe d'Agoualilet, au sud-ouest, et au sud, du village d'Akjoujt. Ces roches se composent de l'orthogneiss de Tamagot et de roches magmatiques mafiques, de formations de fer rubanés (FFR), et de roches sédimentaires du Groupe de Saouda, qui présentent toutes les caractéristiques d'une association archéenne granite-greenstone. Ce sont les roches les plus anciennes au sein de l'ensemble allochtone, et elles sont considérées comme représentant une section sud, transportée vers l'est, des terrains mésoarchéens de Tasiast-Tijirit. Dans la Nappe de Bou Kerch, les roches du Groupe de Saouda surmontent tectoniquement, et sont imbriquées avec, les métasédiments quartziques du Groupe d'Agoualilet (Fig. 43; Pitfield et al., 2004).

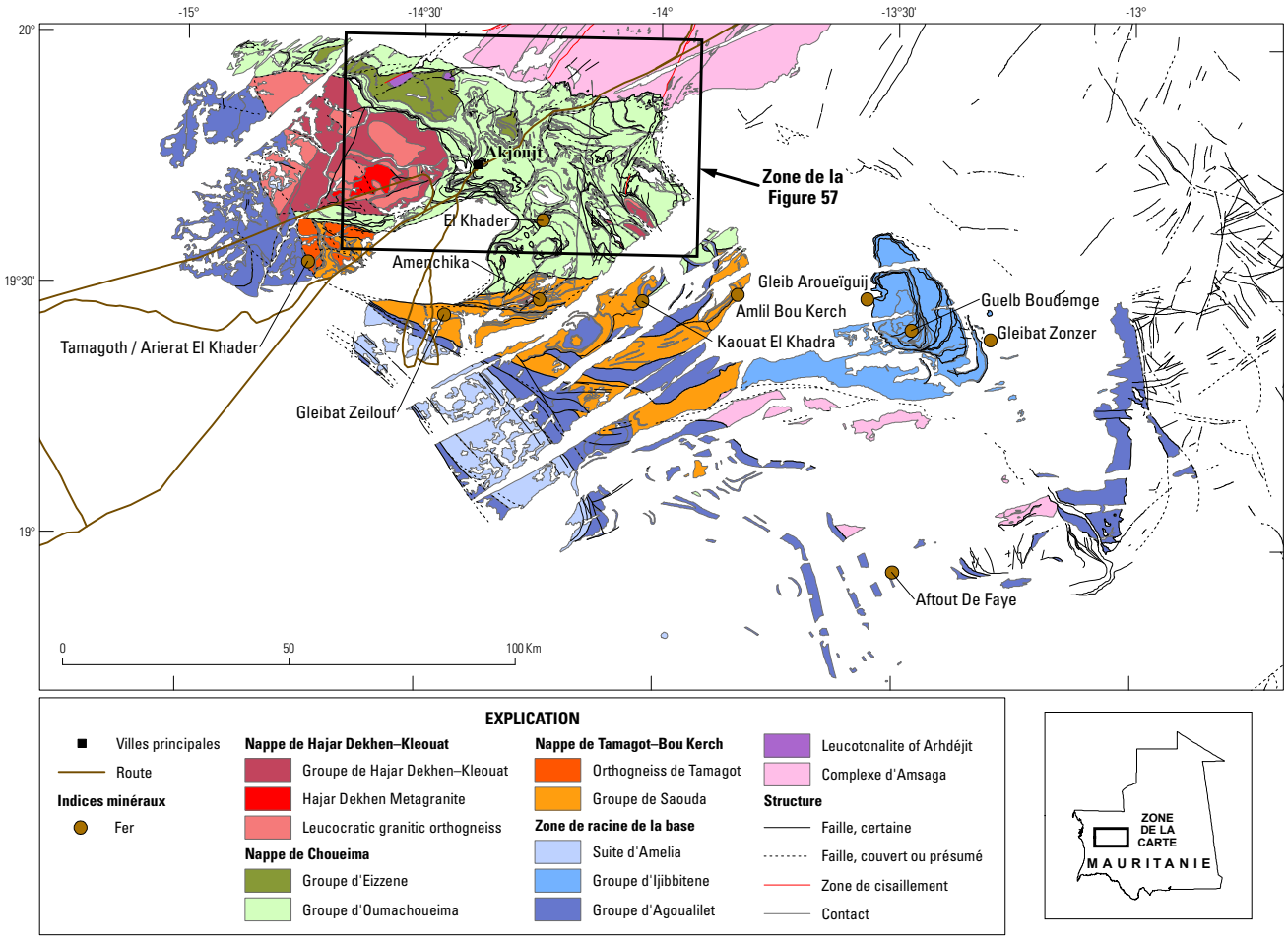

Figure 43. Géologie simplifiée du secteur d'Inchiri, montrant les différentes nappes et fenêtres tectoniques de l'empilement de nappes d'Akjoujt, ainsi que les dépôts et les présences minérales examinées dans le texte.

La perception actuelle du Groupe de Saouda, au sein de la fenêtre de Tamagot, et la nappe de Bou Kerche (Fig. 43) laissent supposer que ces roches métavolcaniques, à dominante mafique, avec une FFR omniprésente, représentent une séquence archéenne (?) de granite-greenstone pouvant être en lien avec les terrains de Tasiast-Tijirit. La géométrie de type granite-greenstone est avant tout fondée sur la nature entrecroisée complexe des plis de greenstones du Groupe de Saouda, avec des orthogneiss au sein de la fenêtre de Tamagot, et est extrapolée à la succession métavolcanosédimentaire mafique de la nappe de Bou Kerche. Les données géochronologiques disponibles sur ces roches sont rares, et limitées à des études ^{40}Ar-^{39}Ar (Dallmeyer et Lecorche, 1990). Un âge de gaz total de 2 035 ± 11 Ma a été obtenu à partir d'un concentré d'amphiboles des roches du Groupe de Saouda, appartenant à la nappe de Bou Kerche. La datation à l'argon de muscovites provenant d'un micaschiste à grenat et d'un gneiss leucocrate du Groupe de Saouda a produit des âges mêlés mésoprotérozoïques et paléozoïques supérieurs. Toutefois, ces données montrent un spectre interne discordant, qui suggère une perturbation thermique de systèmes minéraux d'un âge pouvant atteindre 2 600 Ma (Pitfield et al., 2004). La corrélation de roches métavolcaniques mafiques au sein de la fenêtre tectonique de Zemzem, du sud des Mauritanides, avec le Groupe de Saouda, du secteur d'Inchiri, ainsi qu'un âge U-Pb de zircon de 2 683 ± 22 Ma, sur une métamicrogranodiorite associée de Zemzem, renforce la probabilité que les roches de la nappe de Bou Kerche soient au moins d'âge

néoarchéen (Pitfield et al., 2004). Toutefois, comme évoqué ci-dessus, les successions de greenstones des terrains de Tasiast-Tijirit sont d'âge mésoarchéen, et environ 300 millions d'années plus anciens que les roches du Groupe de Saouda. De ce fait, la probabilité d'une association des greenstones du Groupe de Saouda avec des roches comparables au sein des terrains de Tasiast-Tijirit est mince. Aucune donnée géochimique n'est disponible pour comparer.

Il existe actuellement six présences connues de fer de type Algoma, hébergées par des roches du Groupe de Saouda (Marsh et Anderson, à paraître). L'assemblage à dominante métamafique renferme deux lithologies majeures, à savoir amphibolites et métamafites, et schistes chloritiques. La présence de FFR très répandues, minces, et non continues, ainsi que de couches moins importantes de métachailles au sein des deux assemblages lithologiques majeurs, indique que les processus exhalatifs de plancher océanique à l'origine de la formation de fer de type Algoma étaient à l'œuvre pendant le dépôt de la succession volcanosédimentaire mafique. Par conséquent, la totalité du Groupe de Saouda doit être considérée comme favorable aux dépôts de fer de type Algoma.

Comme synthétisé par Gunn et al. (2004), l'exploration du minerai fer dans le secteur d'Inchiri remonte aux années 1950, et a coïncidé avec la recherche de ressources en cuivre supplémentaires, semblables au Guelb Moghrein. Le Bureau Minier de la France d'Outre-Mer (BUMIFOM) a été impliqué de manière intermittente dans l'exploration du fer de la région de Tamagot, le long de la partie sud-ouest de l'empilement de nappes d'Akjoujt, et au niveau d'El Khader, entre 1951 et 1957. En 1955 des relevés aéromagnétiques de basse résolution, effectués par le BUMIFOM pour rechercher des dépôts de cuivre renfermant de la magnétite, ont révélé une présence très répandue de FFR dans l'ensemble du secteur d'Inchiri, de même que des potentiels supplémentaires de cuivre et de tungstène (Gunn et al., 2004). L'exploration de surface de cette période a conduit à un travail plus approfondi au niveau du potentiel de cuivre-or-(fer) d'El Khader (décrit ci-dessous) dans la région de Legleitat El Khader au sud-est d'Akjoujt (Allon, 1957).

Sur les six présences du Groupe de Saouda (Tamagoth/Arierat El Khader, Gleibat Zeilouf, Amenchika, Kaouat El Khadra, Amlil Bou Kerch, et Aftout De Faye) l'activité en cours se situe au niveau des présences de Tamagoth/Arierat El Khader et Kaouat El Khadra. La présence de Tamagoth/Arierat El Khader tire son nom d'une figure topographique en relief, facilement visible, environ trois kilomètres au nord-ouest de la voie rapide Nouakchott-Akjoujt, et environ 41 kilomètres au sud-ouest d'Akjoujt. La zone de licence est actuellement détenue par une société indonésienne (PT Bumi Resources Minerals Tbk, ci-après dénommée Bumi Minerals), qui cherche à exploiter le minerai de fer à partir d'un total de trois zones, comprenant Tamagot, Tamagot Ouest, et Sfariat-Zednes (pour des superficies respectives de 1 298, 1 440, et 1 238 kilomètres carrés). Les chiffres de ressource communiqués par Bumi Minerals dans leurs rapports annuels (PT Bumi Resources Minerals Tbk, 2010; 2011) font état pour les trois zones d'un « inventaire minéral estimé » cumulé de 100 millions de tonnes, avec une teneur d'environ 58 pourcents de fer. Bumi Minerals projette d'exploiter du minerai de fer à expédier directement, à partir d'une mine à ciel ouvert de la région de Tamagot, ne demandant pas d'enrichissement supplémentaire sur place. Les analyses d'échantillons provenant de leurs potentiels Otoy Main et Kabayan, dans la région de Tamagot, laissent supposer des teneurs en fer entre 46 et 58 pourcents. La production à partir de la mine à ciel ouvert, couvrant ces deux potentiels ainsi qu'un troisième, Otoy Nord, doit être acheminée par camions vers le port de Nouakchott, en suivant les routes existantes, puis expédiée à partir de nouvelles infrastructures de chargement spécialement construites (PT Bumi Resources Minerals Tbk, 2010).

Figure 44. Vue en direction du nord, le long du côté ouest du Guelb Tamagot, environ 41 kilomètres au sud-ouest d'Akjoujt, dans le secteur d'Inchiri. Les blocs de couleur foncée au premier plan sont formés des FFR du Groupe de Saouda

Une incertitude existe, au moment de la rédaction du présent rapport, concernant le lieu exact des activités d'exploration de Bumi Minerals, et des potentiels du secteur d'Inchiri. Nous faisons l'hypothèse que les trois potentiels cités ci-dessus dans la région de Tamagot correspondent à la présence de Tamagoth/Arierat El Khader, citée dans la Base de données nationale mauritanienne des dépôts minéraux (Marsh et Anderson, à paraître). Nous faisons également l'hypothèse que l'emplacement de la zone de licence de Tamagot, détenue par Bumi Minerals, ainsi que les différents potentiels cités, et les présences citées ci-dessus, correspondent à la figure topographique du Guelb Tamagot, s'élevant de 50 à 75 mètres au-dessus du régolite (Fig. 44). Le Guelb Tamagot s'élève à 50-75 mètres au-dessus de la plaine de régolite alentour, et est constituée d'un affleurement de FFR épaissi, de direction nord-sud, du Groupe de Saouda, au sein de la fenêtre tectonique de Tamagot (Fig. 45). Une courbure vers l'est au sein de la partie visible cartographiée de la FFR, au niveau du Guelb Tamagot, peut indiquer un plissement, avec pour résultat un épaississement de la FFR au niveau du Guelb. La FFR est formée de magnétite méso à microrubanée, et de quartzite ferrugineux. Le rubanement de magnétite est partiellement remplacé par de l'hématite (Fig. 46). Un horizon de brèche de 1 à 2 mètres d'épaisseur, à proximité de la base du guelb, est d'origine incertaine, et peut représenter un plan de faille quasi horizontal (Fig. 47).

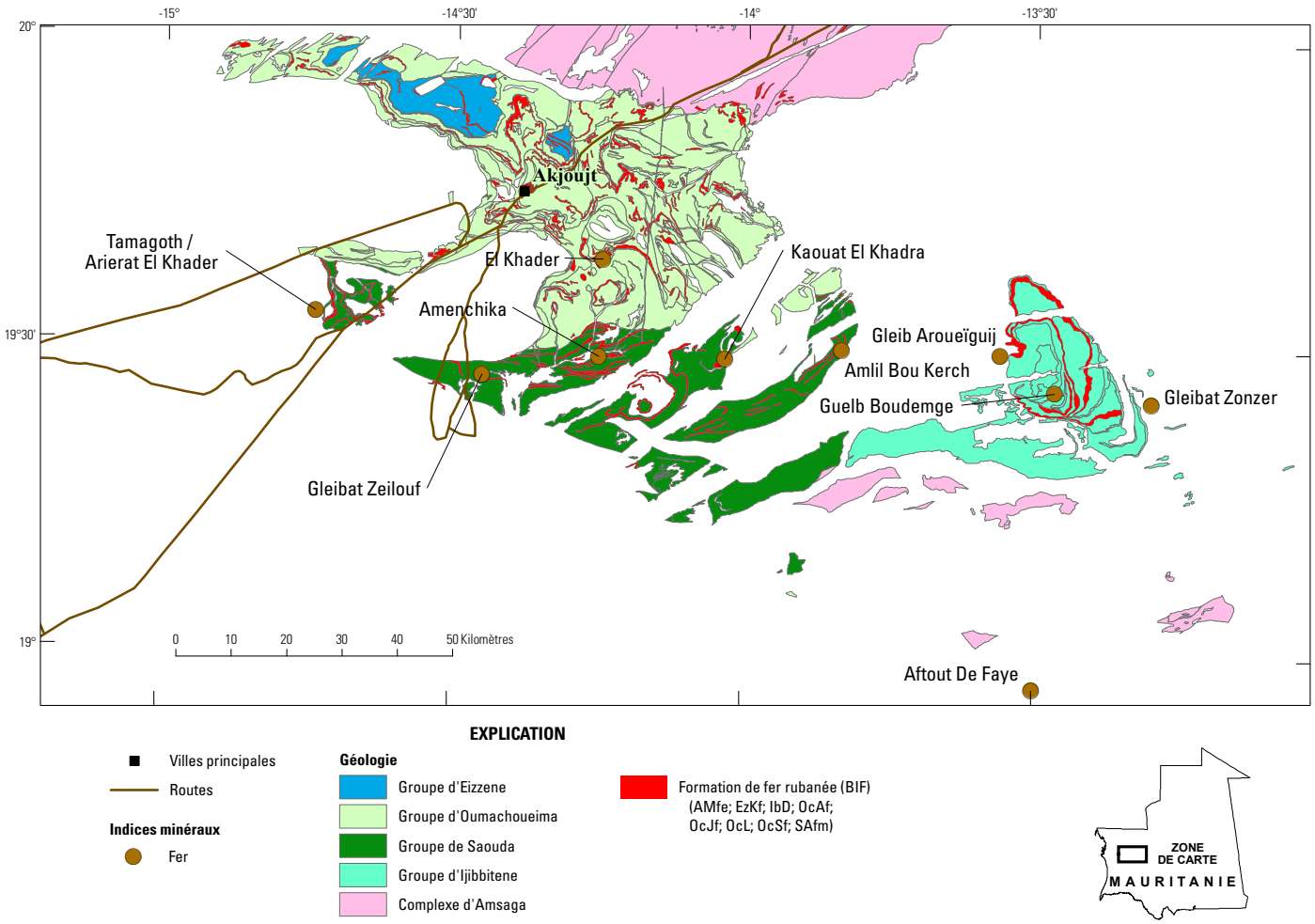

Figure 45. Besoin d'ajouter une figure montrant plus en détail les différentes unités de FFR présentes dans le secteur d'Inchiri. Nécessaire de créer cette figure à partir de mon SIG existant.

Figure 46. Vue rapprochée montrant des FFR méso à microrubanés du Groupe de Saouda, au Guelb Tamagot.

Figure 47. L'horizon de brèches à proximité de la base du Guelb Tamagot est d'une origine incertaine, et peut représenter un plan de faille quasi horizontal au sein des FFR du Groupe de Saouda.

Régionalement, la FFR du Groupe de Saouda est un élément caractéristique très répandu du Groupe de Saouda. Elle se compose de manière dominante de FFR à faciès d'oxyde riche en magnétite, avec du carbonate subordonné, et des assemblages de faciès de sulfures. La FFR à faciès d'oxyde est une unité se manifestant de façon caractéristique, au sein des greenstones du Groupe de Saouda, et elle est habituellement associée avec des métaquartzites à lauzes jusqu'à des métaquartzites massifs. Les horizons de FFR sont d'une épaisseur allant d'une échelle métrique jusqu'à une échelle décamétrique (au maximum trente mètres), et sont formés de fer gris à noir, de quartzite ferrugineux sinueux mésorubané à finement laminé, et d'oxydes de fer. La FFR à faciès de carbonate, renfermant de la magnétite, est localement présente au niveau du plancher de FFR à faciès d'oxydes de silice, plus résistantes à l'érosion, rarement d'une épaisseur supérieure à quelques mètres. La carte géologique à l'échelle 1:200 000e du BGS montre simplement les affleurements de FFR les plus épais. Toutefois, de minces couches de FFR (de 1 à 4 mètres d'épaisseur) sont omniprésentes dans l'ensemble du Groupe de Saouda, et représentent environ cinq pourcent de la séquence (Pitfield et al., 2004).

La présence de Kaouat El Khadra est située environ 47 kilomètres au sud-est d'Akjoujt, au sein de la FFR du Groupe de Saouda, appartenant à la nappe de Bou Kerche (Fig. 43). Une information descriptive dispersée laisse entendre que la présence est formée d'un quartzite à magnétite-hématite, avec des traces de chalcopyrite et de malachite, au sein du schiste et de l'amphibolite du Groupe de Saouda (Marsh et Anderson, à paraître). La présence est située au sein du périmètre de la licence d'exploration 273B1, correspondant à un bloc allongé est-ouest, couvrant une superficie de 130 x 11 kilomètres, et détenue par Transafrika Resources Limited (ci-après désignée comme Transafrika - Transafrika Resources Limited, 2010 ; 2011). La licence comprend la zone de la présence de Gleibat Zeilouf, à proximité de sa limite ouest, avec la présence de Gleibat Zonzer, du côté est du massif d'Ijjibitene, à proximité de sa limite est (Fig. 43 et 48). Au sein du périmètre de cette licence, Transafrica a identifié une zone de 11 x 6 kilomètres, au niveau, et à l'ouest, de la figure topographique de 200 mètres de haut de Kaouat el Khadra, qui comprend cinq affleurements cartographiés distincts de la FFR du Groupe de Saouda. Cette partie de la licence est désignée par Transafrika comme le projet de fer de Kaouat (Fig. 49). Les affleurements dans les parties sud et ouest du projet sont formés de FFR à faible pendage et à plissement modéré, tandis que les affleurements au nord (Zerga et extension de Zerga) ont un pendage d'environ 45 degrés vers le nord, et consistent en une FFR et des brèches de FFR (Fig. 49). Un troisième type de roche ferrugineuse présente est formée de schiste renfermant de la magnétite. La minéralogie est principalement formée d'hématite, de magnétite, de goethite, et de quartz (Transafrika Resources Limited, 2010). En avril 2010, Transafrika avait réalisé une cartographie d'environ 60 kilomètres carrés, des relevés gravitaires et magnétiques au niveau de la partie est du projet, vingt forages à circulation inverse dans les parties ouest, centrale, et est du projet, et neuf forages au diamant au sein de l'extension de Zerga, de façon à tester les brèches de FFR. Sur la base de ce travail, Transafrika a laissé espérer une ressource potentielle de 1,2 milliard de tonnes de FFR, à une teneur moyenne de 30 pourcents de fer (Transafrika Resources Limited, 2010).

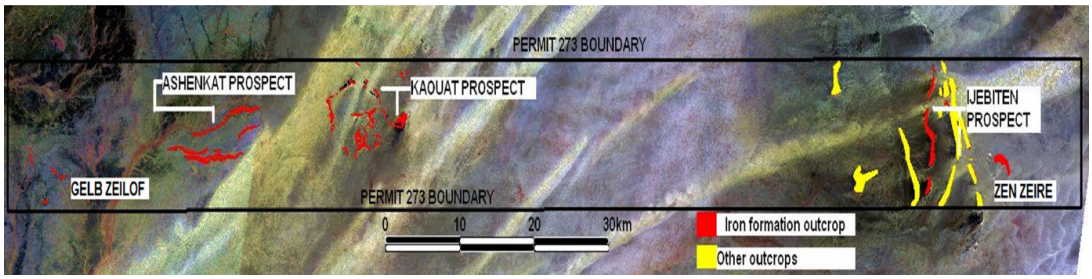

Figure 48. Image satellite de la licence d'exploration 273B1, montrant l'emplacement du projet de minerai de fer de Kaouat et d'autres présences dans le sud du secteur d'Inchiri (extrait de Transafrika Resources Limited, 2011).

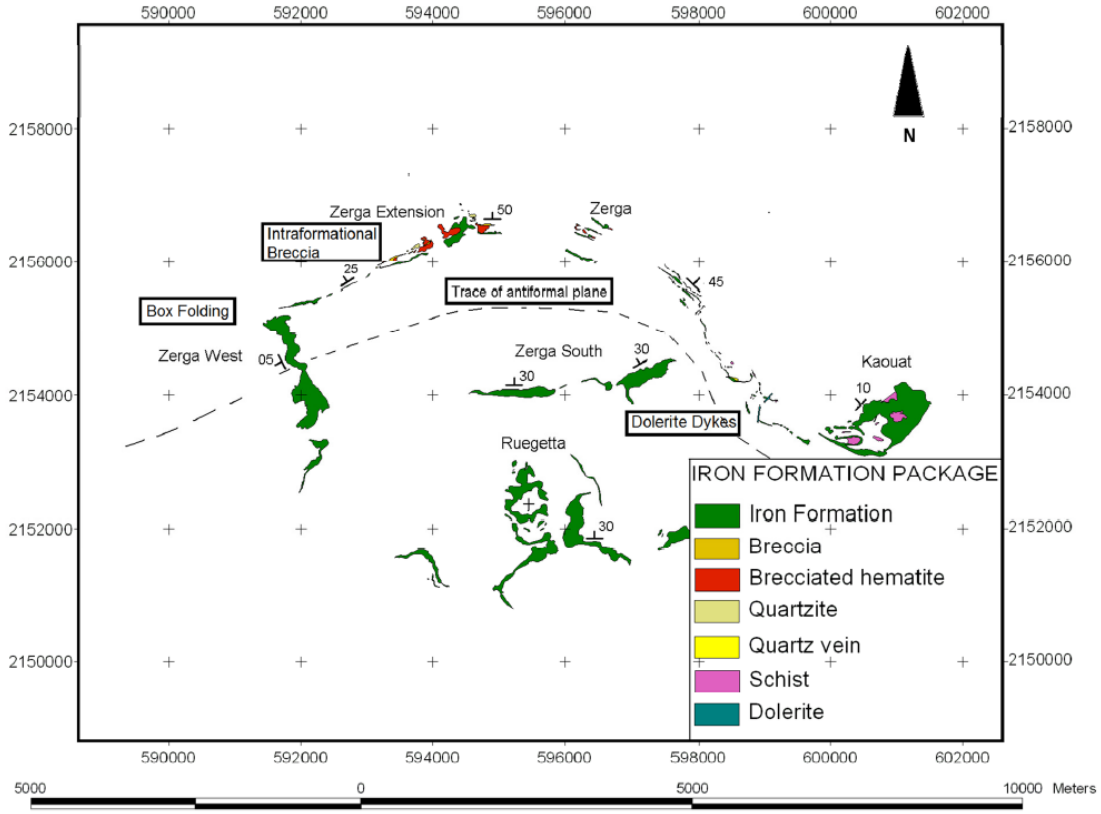

Figure 49. Carte géologique du périmètre du projet de minerai de fer de Kaouat (extrait de Transafrika Resources Limited, 2011).

L'exploration menée par la suite par Transafrica au sein de la zone de licence a signalé la présence de quatre potentiels supplémentaires, dénommés (d'ouest en est) Gelb Zeilof et Adhem Ashenkhat, à l'ouest du projet de fer de Kaouat, ainsi que les projets d'Ijebiten et de Zen Zeire, à l'ouest, à l'intérieur, et à l'extérieur de la bordure sud-est du massif d'Ijjibitene (Fig. 48, Transafrika Resources Limited, 2011). La comparaison des emplacements des potentiels de Transafrica avec les présences citées au sein de la Base de données nationale mauritanienne des dépôts minéraux (Fig. 43, Marsh et Anderson, à paraître) permet de faire l'hypothèse que les potentiels du Guelb Zeilof et d'Adhem Ashenkhat, hébergés au sein de la FFR du Groupe de Saouda, correspondent aux présences de Gleibat Zeilouf et d'Amenchika. Il n'existe pas de présence de Transafrika correspondant à l'emplacement de la présence d'Amlil Bou Kerch, à l'est de Kaouat El Khadra. L'emplacement du potentiel de Zen Zeire correspond à la présence de Gleibat Zonzer, hébergée au sein des roches protérozoïques du Groupe d'Ijjibitene, à l'extérieur de la bordure sud-est du massif d'Ijjibitene. Le potentiel d'Ijebiten est décrit comme étant constitué d'un certain nombre d'affleurements discontinus de formation de fer, certains étant formés de roche à quartz-hématite, d'environ onze kilomètres de long, situé 80 kilomètres à l'est du projet de fer de Kaouat (Transafrika Resources Limited, 2011). Ce potentiel peut inclure la présence du Guelb Boudemge, qui est également hébergée au sein des roches protérozoïques du Groupe d'Ijjibitene, au sein du massif d'Ijjibitene. Le contexte d'implantation des FFR, au sein du Groupe d'Ijjibitene, est brièvement décrit au sein de la section ci-dessous concernant les FFR protérozoïques.

Sur la base du travail mené en 2011, Transafrika a émis l'hypothèse que le périmètre de la licence 273B1 avait le potentiel de renfermer jusqu'à cinq milliards de tonnes de FFR, à une teneur moyenne de 30 pourcents de fer (Transafrika Resources Limited, 2011). Le plus important potentiel d'exploitation d'un dépôt d'intérêt économique est situé au niveau du projet de fer de Kaouat (décrit ci-dessus), et au niveau du potentiel d'Adhem Ashenkat. Au niveau d'Adhem Ashenkat, l'affleurement de FFR du Groupe de Saouda apparaît de manière continue pendant plus de neuf kilomètres en ligne droite, amenant Transafrika à faire l'hypothèse d'une cible d'exploration de 400 millions de tonnes de FFR, à des teneurs semblables à celles rencontrées au niveau du projet de fer de Kaouat. Les données aéromagnétiques sont interprétées par Transafrika comme suggérant qu'il puisse y avoir onze kilomètres supplémentaires de FFR enfouis sous le sable, entre le projet de fer de Kaouat et le potentiel d'Adhem Ashenkat. Transafrika a établi une cartographie géologique, et effectué un prélèvement d'échantillons au niveau des potentiels de Gelb Zeilof et d'Adhem Ashenkhat, ainsi qu'un travail de reconnaissance au niveau des potentiels d'Ijebiten et Zen Zeire (Transafrika Resources Limited, 2011).

Un travail supplémentaire d'exploration au niveau de la licence d'exploration 792, un périmètre de 960 kilomètres carrés immédiatement au nord et adjacent au projet de fer de Kaouat, est actuellement mené par Charter Pacific Corporation Limited (ci-après désigné comme Charter Pacific), qui fait référence au périmètre de la licence comme « Kaoua El Khadhra » (Charter Pacific Corporation Limited, 2012). De façon semblable à la licence 793B1, la licence 792 est un bloc allongé est-ouest, d'une taille d'environ 60 x 18 kilomètres. Une grande partie de l'extrémité ouest du périmètre est recouverte par le sable du champ de dunes de direction nord-est d'Amatlich, et l'extrémité est comprend la partie nord-ouest du massif d'Ijjibitene (Fig. 50). La géologie du périmètre est complexe, et comprend des parties de la Nappe de Chouiema, au nord-ouest et au centre, de la Nappe de Bou Kerche au sud-ouest et au centre-sud, et de la Nappe d'Ijjibitene, dans les parties est du périmètre de la licence. Tout comme Transafrika, Charter Pacific cherche à mettre en valeur les FFR à magnétite-quartzite de tous les âges, pouvant être concentrées et transportées par camion vers la côte pour être exportées. Par conséquent, le travail actuel d'exploration est centré sur des potentiels situés aussi bien dans les FFR mésoarchéens du Groupe de Saouda, que dans les FFR néoprotérozoïques du Groupe d'Ijjibitene (décrit ci-dessous).

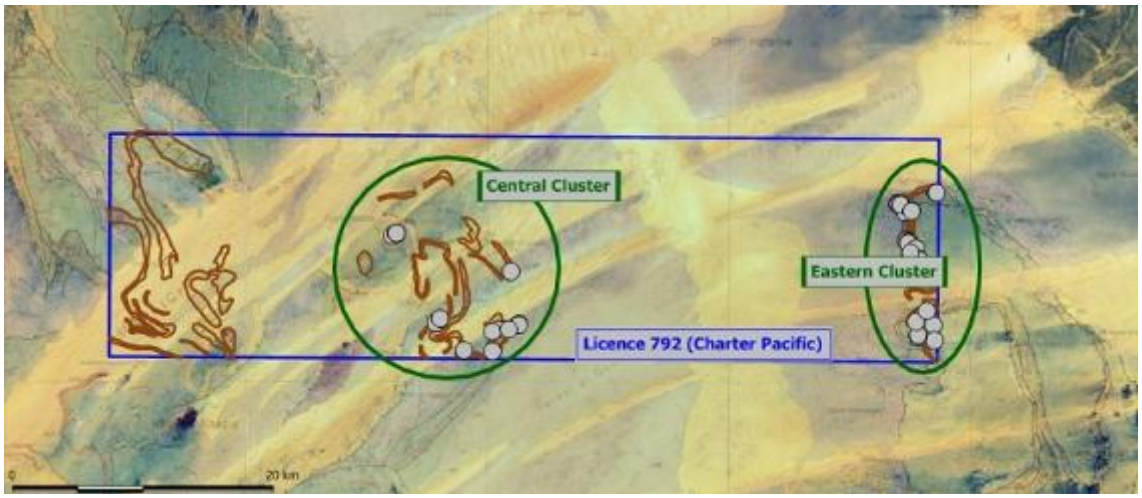

Figure 50. Image satellite de la licence d'exploration 792, montrant les emplacements des regroupements de FFR au sein du périmètre du projet Charter Pacific de Kaoua El Khadhra, au Sud du secteur d'Inchiri (extrait de Charter Pacific Resources Limited, 2012).

Au cours de 2012, Charter Pacific a effectué des relevés magnétiques détaillés du sol dans le périmètre de la licence, conduisant à une extension des FFR affleurant de façon intermittente sous la couverture au niveau de leur regroupement central, au sein des roches du Groupe de Saouda, et au niveau de leur regroupement est, au sein des FFR néoprotérozoïques du Groupe d'Ijjibitene. L'emplacement de prélèvement d'échantillon au sein du regroupement central correspond approximativement à l'emplacement de la présence d'Amlil Bou Kerch, citée dans la Base de données nationale mauritanienne des dépôts minéraux (Marsh et Anderson, à paraître). Des cibles magnétiques supplémentaires ont été identifiées sous la couverture sableuse, dans la partie ouest du périmètre de la licence. Les visites de site dans la zone est ont permis l'observation d'une importante formation de fer (riche en hématite ?) non magnétique, au niveau d'un affleurement de deux kilomètres carrés, au sein du néoprotérozoïque des Groupes de Jbeliat et de Teniagouri Groups (Byrne, 2012). Cette cible est située environ à trois kilomètres au nord d'une présence de fer connue, que nous supposons être la présence de Gleib Aroueiguil (Fig. 43; Marsh et Anderson, à paraître). Si les prélèvements d'échantillons confirment la présence d'une teneur élevée en fer dans ces roches, cela augmentera de manière significative le potentiel d'exploration des Groupes de Jbeliat et Teniagouri en matière de ressources en fer. Ces groupes de roches n'étaient pas connus jusqu'à présent en Mauritanie comme renfermant des présences significatives de fer. Sur la base de leurs études magnétiques récentes au niveau du sol, et de leurs analyses des échantillons recueillis, Charter Pacific émet l'hypothèse que leur licence contient potentiellement de 2,6 à 4,4 milliards de tonnes de FFR, à des teneurs de 18 à 39 pourcents de fer (Byrne, 2012 ; Charter Pacific Corporation Limited, 2012).

On connait très peu de choses des présences de fer hébergées dans le Groupe de Saouda, au niveau de Gleibat Zeilouf, Amenchika, Amlil Bou Kerch, et Aftout De Faye. La Base de données nationale mauritanienne des dépôts minéraux (Marsh et Anderson, à paraître) contient de brèves descriptions laissant supposer que toutes sont formées de FFR à faciès d'oxyde, renfermant de la magnétite et de l'hématite, incluses de manière variable au sein des schistes verts, des amphibolites, et des quartzites. Amlil Bou Kerch consiste apparemment en un horizon de quartzite ferrugineux, surmontant des roches carbonatées. Gleibat Zeilouf et Amenchika ont été découvertes dans le milieu des années 1950, et Amlil Bou Kerch et Aftout De Faye dans le milieu des années 1960 (Marsh et Anderson, à paraître). Comme décrit ci-dessus, nous imaginons que l'essentiel, sinon la totalité de ces présences est actuellement en cours d'exploration, sous différents noms, par Transafrika et Charter Pacific.

À l'est et au nord, la fenêtre de Tamagot, et la Nappe de Bou Kerch, sont recouvertes en chevauchement par la Nappe de Choueima, qui comprend les roches hôtes volcanosédimentaires de nombreuses présences minérales du secteur d'Inchiri. La nappe est centrée sur le village d'Akjoujt (Fig. 43) et est formée des Groupes d'Eizzene et d'Oumachoueïma, séparés par une discordance angulaire. Le Groupe d'Eizzene le plus ancien est formé d'une séquence inférieure de roches volcaniques mafiques, la Formation de Raoui, surmontée par la Formation de Khmeiyat. La Formation de Khmeiyat est caractérisée à la base par une FFR d'importance régionale (Fig. 51 et 52), suivie par une succession entièrement métasédimentaire, caractérisée par de faibles teneurs, des phyllites-schistes pélitiques à semi-pélitiques, avec des subgrauwackes psammitiques, des quartzites, et de minces FFR intermittentes (Pitfield et al., 2004).

La seconde succession volcanosédimentaire de la nappe de Choueima est formée du Groupe d'Oumachoueïma (Fig. 43), qui renferme la majorité des présences minérales connues du secteur d'Inchiri. Il s'agit de l'unité pétrographique visible à la surface la plus importante présente dans le secteur, et occupe l'essentiel de la partie centrale, du nord, et du nord-est de l'empilement de nappes d'Akjoujt (Fig. 43). Elle recouvre les terrains d'Amsaga, au-dessus d'une faille inverse majeure isolée, le long de la bordure nord du secteur, et est en contact de chevauchement avec la nappe en recouvrement de Hajar Dekhen-Kleouat, le long d'une limite ouest curvilinéaire. En partant de son contact discordant de la base avec la Groupe d'Eizzene, le Groupe d'Oumachoueïma passe vers le haut, de roches sédimentaires silicoclastiques à

pélitiques, vers des clastes volcaniques dérivant d'andésite-dacite et des roches volcaniques proximales, suivies par des écoulements basaltiques sous-marins et des intrusions synvolcaniques. Les unités de FFR apparaissent à plusieurs niveaux stratigraphiques au sein du Groupe (Pitfield et al., 2004).

Figure 51. Affleurement du Groupe d'Eizzene, FFR de la Formation de Khmeiyat, environ 14 kilomètres au nord-ouest d'Akjoujt.

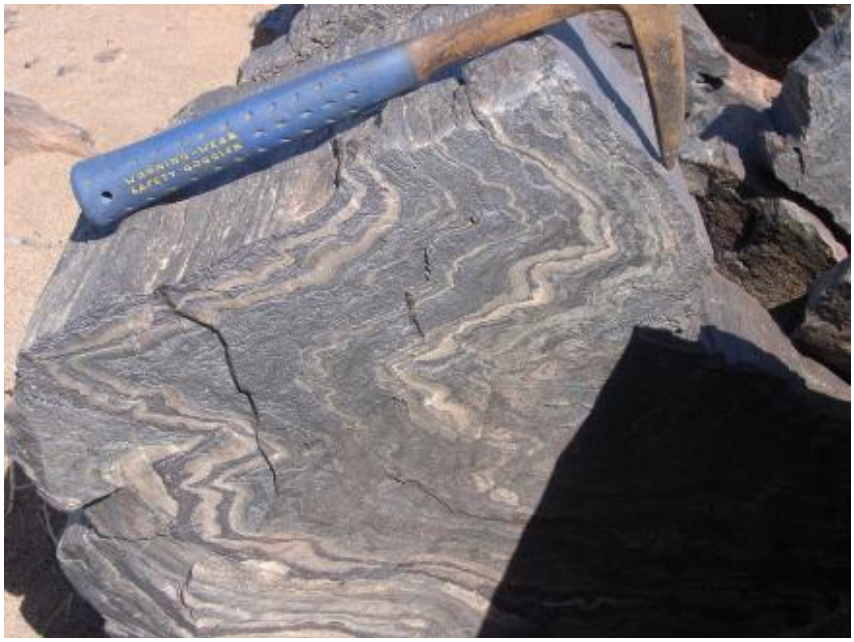

Figure 52. Vue rapprochée du Groupe d'Eizzene, FFR de la Formation de Khmeiyat, montrant des silicates méso à microrubanés et des FFR à faciès d'oxydes.

Le Groupe d'Oumachoueïma débute avec le membre du quartzite d'Atilis, de la Formation clastique d'Irarchene El Hamra, puis évolue vers les schistes à dominante de quartz-chlorite ± muscovite. La Formation d'Irarchene El Hamra est surmontée par les roches sédimentaires volcanogéniques et les FFR de la Formation d'Atomai, qui est formée de manière dominante de siltite volcanogénique et de grauwacke, ayant subi un métamorphisme vers des schistes à chlorite ± séricite + quartz ± carbonate, avec des horizons de FFR à quartz-carbonate-magnétite, atteignant plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Les FFR varient en composition, mais sont dominés par des carbonates à fer et quartz, avec une magnétite distribuée de façon inégale. Un carbonate à Fe-Mg ankéritique, à grains grossiers, tabulaire à podiforme ± quartz et magnétite, est présent de façon sporadique au sein, ou adjacent, des formations de fer (Fig. 53 et 54). Les FFR à hématite-magnétite-quartzite à grains fins, massives, à faciès d'oxyde, à rubanement d'échelle millimétrique à centimétrique ± muscovite, chlorite, et tourmaline sont également présentes, et renferment de la calcite et des carbonates de fer introduits. De minces unités de métabasaltes, localement sous forme de pillow-lava, ainsi que des sills de métamicrogabbro, sont sporadiquement présents dans la partie supérieure de la Formation (Pitfield et al., 2004).

Figure 53. Grande lentille de carbonate à Fe-Mg ankéritique à grains grossiers ± quartz et magnétite, occupant le contact entre la formation de fer à chailles finement rubanées du Groupe d'Oumachouiema, la Formation d'Atomai (à gauche des véhicules), et les roches volcanosédimentaires en recouvrement de la Formation de Ste.-Barbe (non visible sur la photographie).

Figure 54. Grande lentille de carbonate à Fe-Mg ankéritique à grains grossiers ± quartz et magnétite, occupant le contact entre la formation de fer à chailles finement rubanées du Groupe d'Oumachouiema, la Formation d'Atomai, et les roches volcanosédimentaires en recouvrement de la Formation de Ste.-Barbe.

La Formation d'Atomai est surmontée par des roches volcaniques proximales à volcanoclastiques distales, présentant la composition à dominante intermédiaire de la Formation de Sainte-Barbe (Fig. 54). La Formation de Sainte-Barbe est coiffée par une unité repère très répandue, formée de chailles et de FFR de la Formation de Lembeitih. La Formation de Lembeitih (Fig. 55 et 56), qui est généralement inférieure à dix mètres d'épaisseur, et varie de chailles pyritiques recristallisées, dans la mine du Guelb Moghrein, jusqu'à une formation de fer à quartz-magnétite, ou hématite, vers Loueibda, et une formation de fer rubané à quartz-carbonate-magnétite, au sein de la zone d'El Joul-El Khader. La stratigraphie se conclut vers le haut par un empilement monotone de basaltes sous-marins, et des roches intrusives microgabbroïques associées de la Formation d'Akjoujt (Pitfield et al., 2004). La géologie détaillée de l'empilement de nappes d'Akjoujt est présentée à la Figure 57. La stratigraphie de l'empilement d'Akjoujt, et les corrélations possibles avec d'autres roches décrites au sein de la présente section, sont présentées à la Figure 58.

La nappe structurellement la plus haute, au sein de l'empilement de nappes d'Akjoujt, est la Nappe de Hajar Dekhen-Kleouat, qui surmonte la Nappe de Cheouima, essentiellement à l'ouest d'Akjoujt (Fig. 43). Les roches du Groupe de Hajar Dekhen-Kleouat sont constituées d'un faciès à amphibolite supracrustal et métamorphique, ainsi que de roches granitiques, et ne sont pas connues comme renfermant de FFR de type Algoma. En pensant auparavant qu'elle était formée de socle charrié, la nappe renferme également des roches des groupes d'Eizzene et d'Oumachoueïma. La corrélation des roches au sein de la Nappe de Hajar Dekhen-Kleouat dépend de l'âge et de la corrélation du Groupe d'Eizzene (Pitfield et al., 2004).

Une nappe supplémentaire est située à l'est de l'empilement de nappe d'Akjoujt, et est formée de roches métavolcanosédimentaires du Groupe d'Ijibbitene (Fig. 43). Les roches du Groupe d'Ijibbitene, au sein de la Nappe d'Ijibbitene, peuvent probablement être corrélées avec la partie inférieure de la Nappe de Choueima (c'est-à-dire le Groupe d'Eizzene - Pitfield et al., 2004). Les descriptions des formations qui composent le Groupe d'Ijjibitene indiquent que la Formation d'El Mbehteh, et particulièrement la

Formation de Bou Demje renferme des FFR à magnétite-quartzite connues pour héberger des présences de fer.

Figure 55. Affleurement du Groupe d'Oumachouiema, FFR de la Formation de Lembeitih, environ six kilomètres au nord nord-est d'Akjoujt.

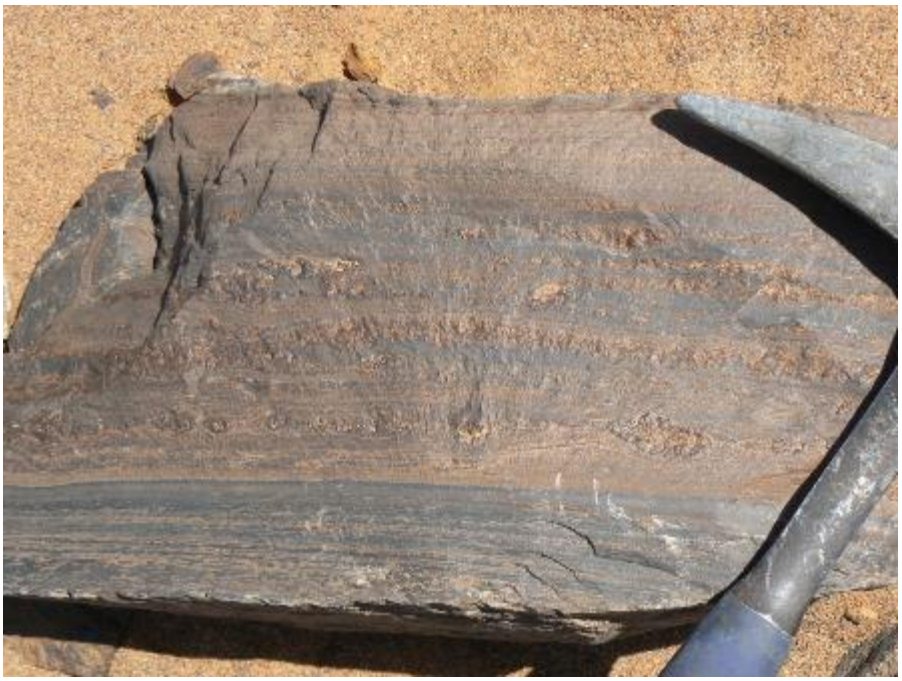

Figure 56. Vue rapprochée du Groupe d'Oumachouiema, FFR de la Formation de Lembeitih, montrant des FFR à faciès d'oxydes microrubanés, avec des nodules de carbonate de fer d'échelle centimétrique.

En dépit de la présence très répandue de la formation de fer à de multiples niveaux stratigraphiques des Groupes d'Eizzene et d'Oumachouiema, à travers l'ensemble de la Nappe de Chouiema, il n'existe actuellement pas de présences de fer connues hébergées par des FFR dans la nappe. Autant que l'on puisse le savoir, il n'y a eu, dans le passé, que très peu d'intérêt pour l'exploration au sein des FFR néoprotérozoïques de l'empilement de Nappe d'Akjoujt. De la même manière, à une exception près, l'ensemble de l'exploration actuelle du fer se concentre sur les FFR mésoarchéennes du Groupe de Saouda, et la FFR néoarchéenne présumée du Groupe d'Ijjibitene. L'exception est le chapeau d'oxyde de fer inhabituellement épais et bien exposé au-dessus de la présence de Cu-Au d'El Khader, située au niveau d'un alignement de collines environ 19 kilomètres, au sud-est d'Akjoujt, et désignée du nom de Legleitat El Khader (Fig. 43; Marsh et Anderson, à paraître). Comme décrit ci-dessus, El Khader a été découverte par BUMIFOM lors d'une recherche de dépôts de fer et de cuivre-or semblables au Guelb Moghrein, au début des années 1950. Bien qu'évaluée initialement comme une ressource de fer, l'exploration principale au niveau d'El Khader, au cours des 50 dernières années, a concerné les dépôts d'oxydes de fer cuivre-or. El Khader est située au sein du périmètre de Tamagot, détenu par Bumi Minerals, et la ressource de fer y a été incorporée au sein des chiffres de la ressource estimés par Bumi Minerals, concernant leurs propriétés en Mauritanie. Gunn et al. (2004) fournissent une excellente description de la présence de Cu-Au d'El Khader, ainsi que du dépôt de fer, qui s'appuie sur leur examen des travaux précédents et du travail de terrain effectué au cours du programme du BGS, en 2003. La description ci-dessous est basée sur leur travail, et est complétée par des observations supplémentaires provenant du travail de terrain de l'USGS, datant d'octobre 2007.

Le dépôt de fer d'El Khader est situé au sein d'une structure en dôme, au niveau de l'intersection d'une antiforme asymétrique de direction nord-est, avec une antiforme de direction nord - nord-ouest, appliquée sur un système complexe de couches en chevauchement empilées précoces. Le dôme (Legleitat El Khader) a approximativement d'une dimension de quatre kilomètres, et s'élève d'environ cent mètres au-dessus de la plaine alentour. Le dôme est bordé au sud-est par une métasiltite et une grauwacke de la Formation d'Irarchene el Hamra, et au sud-ouest, à l'ouest, et au nord-ouest, par des FFR et des siltites tufacées de la Formation d'Atomai. Le côté nord-est du dôme est limité par des roches volcanoclastiques felsiques altérées en quartz-séricite, attribuées à la Formation de Sainte-Barbe. Un métamicrogabbro est largement présent au niveau du cœur du dôme, bien que l'affleurement soit obscurci par de grandes surfaces de roche ferrugineuse supergène. La présence de Cu-Au est principalement liée à une zone de réseaux ou de veinage de carbonate de Fe-Mg, qui s'étend jusqu'à deux kilomètres au maximum. Une oxydation supergène de ce carbonate a donné naissance à un chapeau d'oxyde de silice-fer massif, allant jusqu'à 60 mètres d'épaisseur, formé essentiellement de goethite et d'hématite. En profondeur, l'abondance du carbonate diminue, et est limité à des veines étroites au sein de la roche régionale, composée de métamicrogabbro. L'altération sodique du microgabbro est présente sous la forme d'andésine massive, presque pure au niveau des zones de contact, avec du carbonate et de l'albite disséminée à l'écart des veines. L'altération à quartz-séricite est très répandue au sein des roches volcanoclastiques felsiques, avec une silicification et un veinage de quartz importants à l'échelle locale (Gunn et al., 2004).

L'exploration moderne a débuté au niveau d'El Khader en 1953, lorsque la région a été étudiée comme source potentielle de minerai de fer. Entre 1953 et 1957, environ 75 puits ont été creusés (pour une profondeur totale de 1 843 mètres), et neuf forages au diamant (810 mètres) ont été creusés, conduisant à la définition d'une ressource prouvée de 11 Mt, à une teneur de 51 pourcents de fer. Il n'existe pas de données disponibles sur les teneurs en Au et Cu de cette ressource. Des forages et des puits supplémentaires, réalisés par la MICUMA en 1958, ont montré une ressource possible estimée de 18 Mt (Maurin, 1993). Par la suite, Charter Consolidated a conduit un prélèvement d'échantillons de surface, et réalisé des tranchées à la recherche de cuivre en 1970. De nouveaux forages ont été réalisés par la SNIM en 1975 (Gunn et al., 2004).

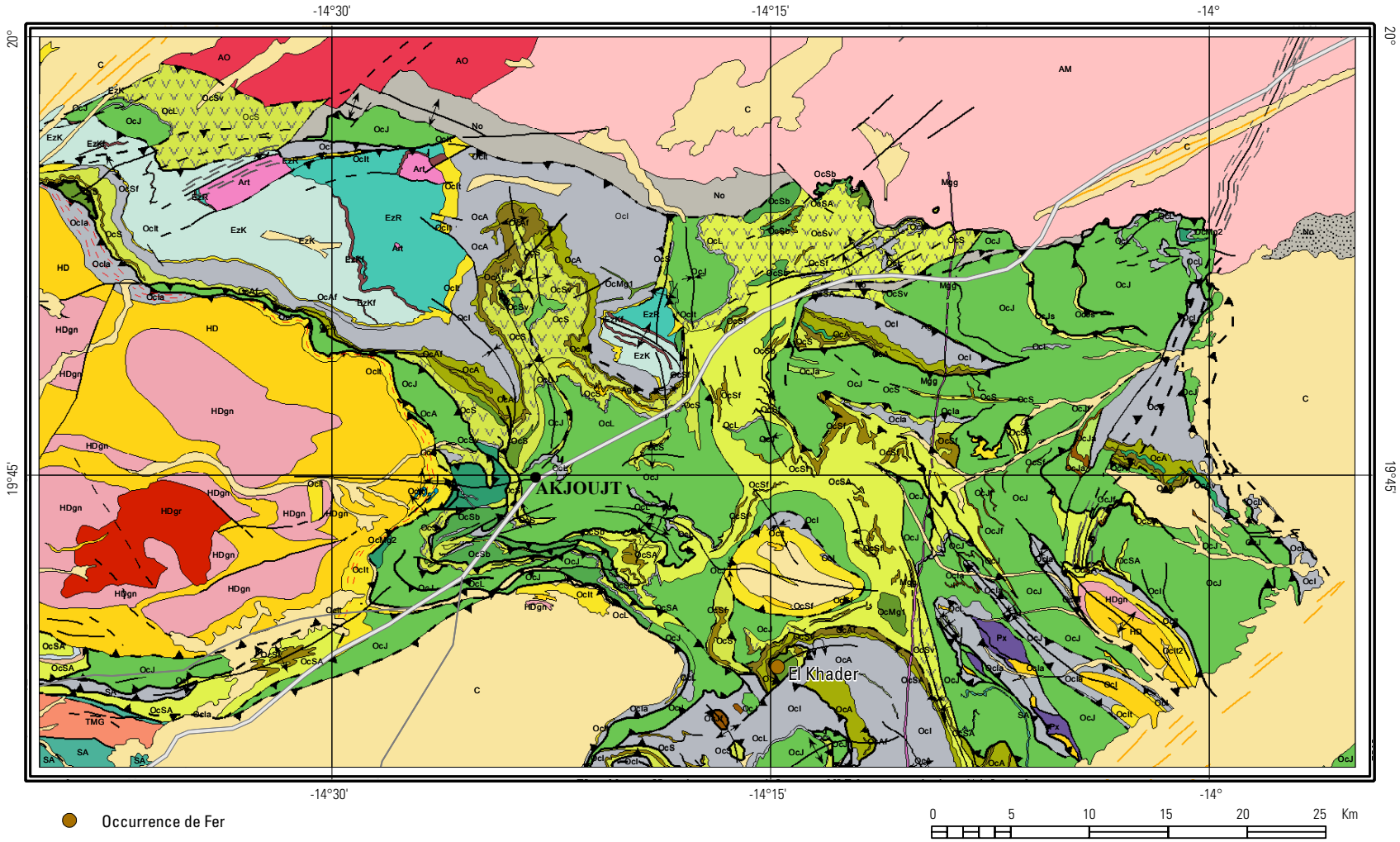

Figure 57. Géologie détaillée de l'empilement de nappes d'Akjoujt (extrait de Pitfield et al., 2004).

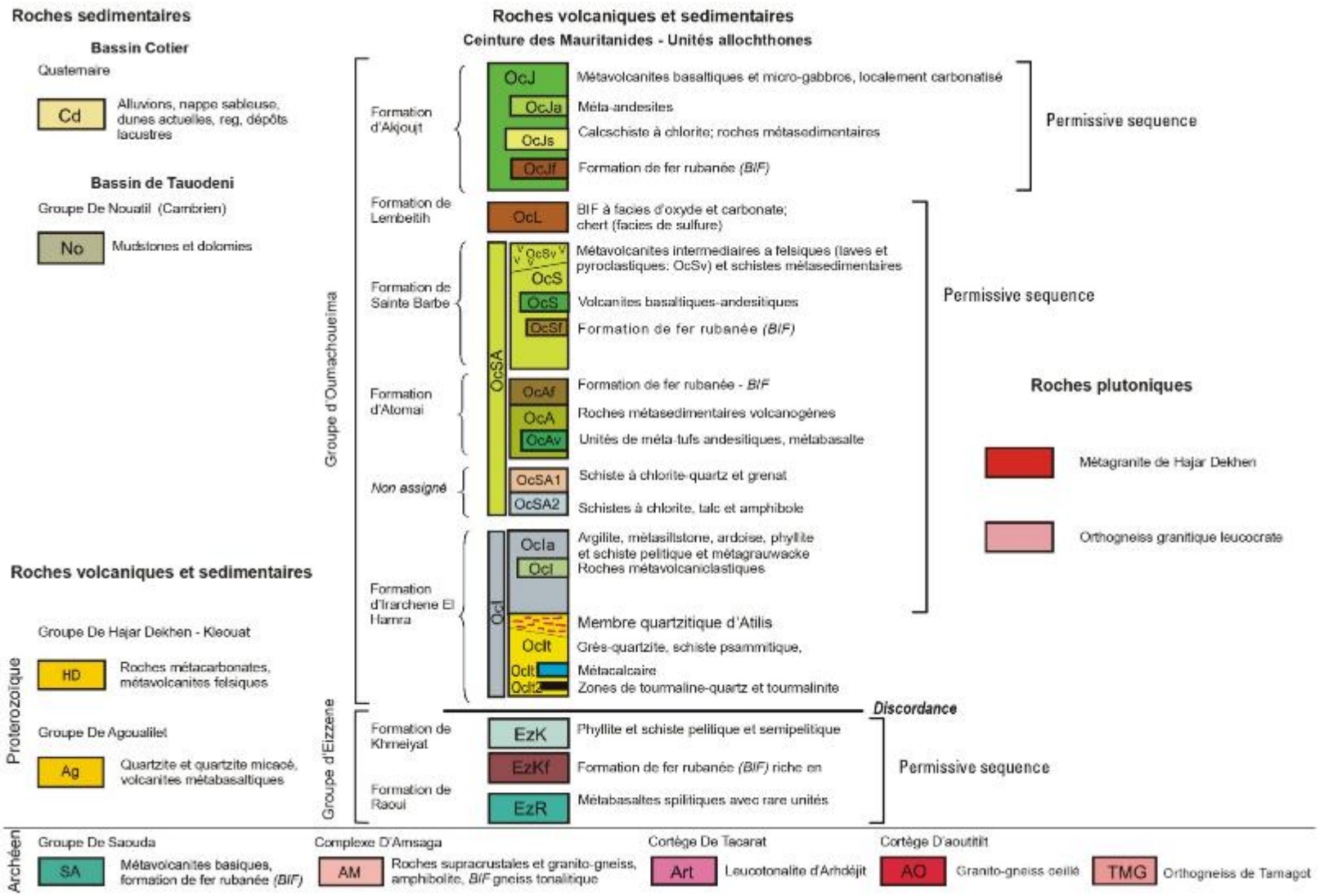

Figure 58. Section stratigraphique et diagramme de corrélation des roches de l'empilement de nappes d'Akjoujt (extrait de Pitfield et al., 2004).

Les recherches suivantes, du BRGM en 1992, du BRGM en association avec l'OMRG en 1995 et 1997, et du consortium OMRG-BRGM-GGISA en 1997, se sont concentrées sur l'Au, ainsi que sur le Cu et le Co associés. Ces études sont examinées plus en détail dans le contexte de l'exploration des oxydes de fer cuivre-Au menée ailleurs (Gunn et al., 2004 ; Fernette, à paraître). Toutefois, la présence de scheelite et de tourmaline, dans les échantillons de sédiments provenant des oueds drainant le dôme, ainsi que les valeurs élevées de Cu, Mo, W, As et Sn dans les échantillons de roche provenant du secteur nord du dôme vont dans le sens de l'interprétation selon laquelle la présence de Cu-Au d'El Khader est différente des autres présences supposées d'oxydes de fer Cu-Au au sein du secteur, et indiquent qu'une intrusion felsique sous-jacente peut être présente (Gunn et al., 2004 ; Pitfield et al., 2004). Toutefois, le forage de 1997, dans le secteur nord du dôme, a recoupé une succession de schistes, schistes quartzeux et quartzites ferrugineux, avec des quantités variables de carbonate, sous-tendus par des « métadiorites » vertes. L'activité la plus récente au niveau d'El Khader, avant la phase actuelle de recherche du fer, conduite par Bumi Minerals, a consisté, en 2000, en un programme de forage limité, et non couronné de succès, à la recherche d'une minéralisation primaire de Cu-Au dans le secteur nord, mené par Normandy LaSource (Strickland et Martyn, 2002 ; Gunn et al., 2004).

En octobre 2007, une équipe de terrain de l'USGS a réalisé une traversée d'un kilomètre de long de Legleitat El Khader, le long d'un oued sec ayant son exutoire au niveau de la limite ouest du point le plus haut du dôme, environ 300 mètres au sud des emplacements indiqués de présence de Cu-Au (Marsh et Anderson, à paraître). La roche régionale au début de la traverse est constituée de siltites finement litées de la Formation d'Atomai, qui s'étend immédiatement au sein d'une zone de réseaux de veines de quartz-carbonate, et de brèches de FFR riches en hématite sur le côté du dôme (Fig. 59). Des quantités mineures de malachite verte, de brochantite (sulfate de cuivre hydraté), tétrahédrite ou chalcocite, et hématite noire apparaissent sous forme de matrice, au sein de brèches riches en quartz. Un réseau de veines de quartz-carbonate et de blocs bréchiés des FFR de la formation, et de siltite mêlées de fragments de veines de quartz blanc, persiste sur une distance d'environ 50 à 100 mètres à l'intérieur du dôme, puis est couvert par le chapeau développé d'oxyde de silice-fer qui caractérise l'ensemble des affleurements visibles vers le sommet du dôme (Fig. 60). De nombreux sites de prélèvement d'échantillon, de colliers de forages, de courtes galeries et des puits, de routes de forage, ainsi que différentes zones de perturbation de surface, sont visibles au niveau de l'essentiel des pentes supérieures du dôme (Fig. 61), témoignant de plus de 50 ans de recherche du fer comme des ressources en Cu-Au au niveau d'El Khader. Au niveau de l'affleurement, et des spécimens recueillis à la main, le chapeau est formé d'un mélange noir à marron-rouge massif, dense jusqu'à très poreux, de silice, d'hématite, et de goethite (Fig. 62). Les textures minérales s'échelonnent de regroupements lamellaires à fibreux, et fréquemment botryoïdaux, avec des boules de goethite individualisées d'échelle centimétrique à décimétriques (Fig. 63). Toutefois, les affleurements ocre, massifs à légèrement poreux rouge-brun d'oxyde de fer-silice caractérisent l'essentiel du chapeau.

Comme décrit ci-dessus, il existe trois présences (Gleib Aroueiguil, Guelb Boudemge, et Gleibat Zonzer) hébergées au sein des FFR du Groupe néoprotérozoïque d'Ijjibitene, situé au sud-est de l'empilement de nappes d'Akjoujt, au sein de la Nappe d'Ijjibitene (Fig. 43). De façon semblable au contexte tectonique de l'empilement de nappes d'Akjoujt, la Nappe d'Ijjibitene est un ensemble allochtone de roches supracrustales néoprotérozoïques, ayant été charriées vers l'est contre la bordure ouest du Bassin de Taoudeni, au cours des orogénies panafricaines et hercyniennes. La présence de FFR est indiquée au niveau de deux unités du Groupe d'Ijjibitene. Il s'agit d'une caractéristique fréquente de la Formation d'El Mbehteh, et correspond à une composante majeure de la Formation de Bou Demje. Les FFR massives distinctes ont rarement plus de cinq mètres d'épaisseur. Toutefois, des horizons de FFR de plusieurs dizaines de centimètres, ou d'échelle métrique, apparaissent fréquemment au sein d'un intervalle

stratigraphique donné. Ils présentent fréquemment des schistes ferrugineux de transition au niveau de leur plancher (Pitfield et al., 2004).

Figure 59. Veines de réseaux de quartz-carbonate et de brèches au sein des siltites de la Formation d'Atomai, au niveau de la marge de Legleitat El Khader.

Figure 60. Vue en direction de l'ouest, au niveau de la marge ouest de Legleitat El Khader et de la couverture étendue d'oxyde de fer recouvrant l'ensemble des affleurements à l'intérieur du dôme.

Figure 61. Vue en direction du nord, à travers la couverture de silice d'oxydes de fer de Legleitat El Khader, à partir du sommet du dôme. On remarque les têtes de forage cimentées de couleur claire, au premier plan à gauche, et au centre, le cadre métallique dans la partie supérieure du centre, et les nombreuses zones brun clair des prélèvements d'échantillon du quadrillage.

Figure 62. Affleurement de silice-oxyde de fer massif à poreux au sommet de Legleitat El Khader.

Figure 63. Goethite botryoïdale au sein de la couverture de silice-oxydes, au niveau de Legleitat El Khader.

Les FFR sont composées de rubanements alternés d'épaisseur millimétrique à centimétrique, recristallisés siliceux, de couleur blanche et marrons, ou noirs, riches en fer. La formation de fer à faciès d'oxyde riche en magnétite est particulièrement commune en association avec une FFR à faciès de sulfure peu commun, renfermant de la pyrite +/- pyrrhotite, apparaissant sous la forme de minces unités inférieures à 0,5 m d'épaisseur. Les FFR à faciès de carbonate, du type présent au sein de l'empilement de nappes d'Akjoujt (Formation d'Atomai) n'ont pas été signalés. Les unités épaisses, à faciès d'oxyde, présentent fréquemment une évolution vers le haut de FFR schisteuses (ou en plaques), avec des compartimentations de muscovite et de biotite ferrugineuse, vers des FFR massives à dallées, et finement lamellaires. La structure schisteuse est communément associée à un cisaillement le long du plancher (Pitfield et al., 2004).

La présence du Guelb Boudemge (Marsh et Anderson, à paraître) est située à proximité du centre du massif d'Ijjibitene, au sein des schistes et des quartzites de la Formation d'Ed Dab'a. Une courte information descriptive laisse imaginer que la présence est formée de quartzites ferrugineux. Aucune information supplémentaire n'est disponible. De la même manière, il n'existe que peu d'information descriptive concernant les présences de Gleibat Zonzer et de Gleib Aroueiguil. La présence de Gleibat Zonzer est située sur une zone cartographiée comme étant un régolite quaternaire, à l'écart de la bordure sud-est du massif d'Ijjibitene, et est décrit comme formé de quartzites ferrugineux au sein d'une séquence de quartzites et de schistes du Groupe d'Ijjibitene (Marsh et Anderson, à paraître). De manière intéressante, la présence de Gleib Aroueiguil est située juste à l'extérieur de la partie ouest du massif, dans une zone

cartographiée comme étant des roches volcanosédimentaires indifférenciées et des tillites des Groupes de Teniagouri et de Jbeliat. Une information descriptive éparse laisse imaginer que la présence est formée de quartz, d'hématite spéculaire et amorphe, ainsi que de fluorite au sein des roches métasédimentaires du Groupe de Teniagouri (Marsh et Anderson, à paraître). Aucune autre information n'est disponible.

En résumé, les unités de FFR au sein du secteur d'Inchiri qui sont favorables aux dépôts de fer de type Algoma comprennent le Groupe mésoarchéen de Saouda, ainsi que les horizons de FFR néoprotérozoïques au sein de la Formation de Khmeiyat, de la Formation d'Atomai, de la Formation de Sainte-Barbe, de la Formation de Lembeitih, et de la Formation d'Akjoujt, au sein de l'empilement de nappes d'Akjoujt, ainsi que les Formations d'El Mbehteh et de Bou Demje, au sein de la Nappe d'Ijjibitene. Six présences de fer connues sont présentes au sein des FFR du Groupe de Saouda, avec les présences enregistrées au niveau de Tamagoth/ Arierat El Khader et Kaouat El Khadra, qui sont l'objet actuellement de projets d'évaluation. Il n'existe actuellement aucune présence de fer connue définie au sein des nombreux horizons de FFR néoprotérozoïques au sein de l'empilement de nappes d'Akjoujt. Bien que les FFR des Formations de Khmeiyat et de Lembeitih soient de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, et d'extension régionale, avec des unités traçables, elles ne forment aucun guelb ou relief connu à des quantités exploitables, qui seraient présentes en raison du plissement, d'une duplication de charriage, et d'un épaississement, comme dans la région de F'Derik. Les FFR des Formations d'Atomai, de Sainte-Barbe, et d'Akjoujt, en dépit d'une épaisseur de dizaines de mètres, renferment des minéraux à faciès de sulfure et de carbonate en plus de faciès d'oxydes, et sont donc d'une plus faible teneur en fer, et pas intéressants sur le plan économique. Le dépôt d'hématite-goethite-silice recouvrant la présence de Cu-Au, au niveau d'El Khader, est un type inhabituel de dépôt de fer, sans lien avec des FFR de type Algoma. Des unités de FFR au sein de la Nappe d'Ijjibitene hébergent trois présences connues de formation de fer de type Algoma, et font actuellement l'objet d'une recherche de la part d'une société privée.

5.2.5 Mauritanides du sud

Bien que ne faisant pas actuellement l'objet d'une recherche de ressources en fer par des sociétés privées, une formation de fer néoprotérozoïque est présente au sein des roches métavolcanosédimentaires des Groupes de Gueneiba et de Gadel, appartenant au Complexe de Gorgol Noir, dans le sud des Mauritanides. La région mentionnée ici sous le terme de Mauritanides du sud est formée de l'orogène des Mauritanides, depuis environ une latitude de 17° nord, jusqu'à la frontière avec le Sénégal. Les roches hôtes au sein des Mauritanides du sud sont à dominante néoprotérozoïque, à travers les unités cambriennes métasédimentaires et métavolcaniques s'étant accrétées contre, et ayant été charriées sur la marge continentale du Gondwana, durant le tectonisme paléozoïque précoce panafricain de l'Afrique de l'Ouest. La collision avec le craton nord-américain, au cours de la période hercynienne (approximativement 330-270 Ma), a réactivé nombre des structures issues de cet orogène de collision antérieur, et a formé la ceinture appalachienne-mauritanienne, qui s'est par la suite disloquée durant la distension du Trias.

Les Mauritanides du sud sont formées d'un empilement d'écailles de charriage de direction nord-sud, d'unités allochtones et parautochtones, juxtaposées aux roches néoprotérozoïques à paléozoïques de la séquence d'avant-pays de l'ouest du Bassin de Taoudeni (Le Page, 1988 ; Pitfield et al., 2004). La zone parautochtone repose entre l'avant-pays et la zone structurelle allochtone à l'ouest, et est formée de roches sédimentaires déformées du Supergroupe d'Adrar, imbriquées avec les couches intercalaires locales du socle, ou des fenêtres tectoniques (telles que la fenêtre de Zemzem). La zone structurelle allochtone est formée d'ophiolites imbriquées, d'un faciès de rift de marge continentale, et de complexes magmatiques calco-alcalins. Deux divisions tectonostratigraphiques majeures sont reconnues au sein du sud des Mauritanides : 1) le côté ouest de l'allochtone est formé de roches supracrustales calco-alcalines

métavolcaniques et métasédimentaires, avec principalement des assemblages minéraux de faciès schiste vert, désignés collectivement comme le Supergroupe de Mbout, et 2) une ceinture est, constituée d'un mélange tectonique et des roches métavolcaniques et intrusives associées, désignées comme étant le Complexe de Gorgol Noir, représenté par des assemblages minéraux de faciès de schiste vert à amphibolite à haute pression (Fig. 64, Pitfield et al., 2004). Le Supergroupe de Mbout ne contient pas de quantités appréciables de formation de fer, et ne fera pas l'objet de description plus détaillée.

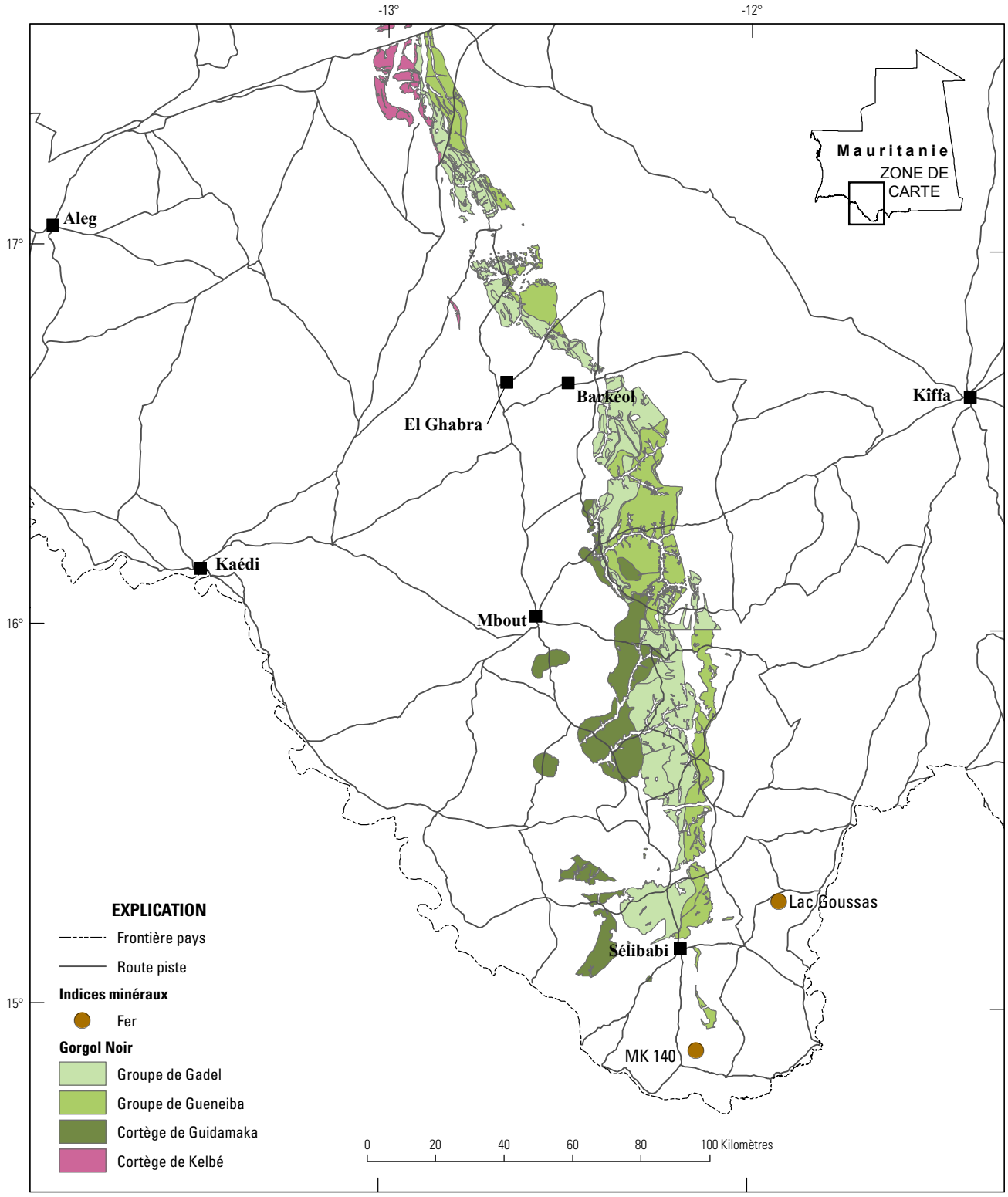

Figure 64. Géologie simplifiée du Complexe de Gorgol Noir, au sud des Mauritanides.

Le Complexe de Gorgol Noir est constitué d'ophiolites et de séquences de faciès de rift de marge continentale, divisé en trois groupes tectoniquement imbriqués, chacun avec des lithologies caractéristiques (Fig. 64). Tout d'abord, la Suite supérieure ouest de Guidamaka est formée de gabbros massifs, et de roches intrusives associées plus felsiques. La suite intrusive possède de nombreuses caractéristiques d'une association de plagiogranite, mais est altérée métasomatiquement, et présente un certain héritage de croûte. Cette suite intrusive ne possède pas de potentiel de formation de fer, et ne sera donc pas examinée plus en détails. Ensuite, le Groupe inférieur est d'El Gueneiba est constitué d'une association à faciès de schiste vert, intermédiaire à élevé, lithosphérique océanique, ou ophiolitique, dominée par des roches métabasaltiques. Les roches métabasiques possèdent des caractéristiques de basalte tholéïtique sous-marin, mais présentent une composition chimique alcaline ou transitionnelle intraplaque. Enfin, le Groupe central de Gadel est interprété comme étant un mélange composé d'un ensemble de lithologies comprenant de la serpentinite et du quartzite (Pitfield et al., 2004). Il est formé d'un faciès d'amphibolite intermédiaire à bas, imbriqué en interne, association de faciès de rift de marge continentale, renfermant de gros éléments tectoniques détachés du Groupe d'El Gueneiba. Le mélange est tectoniquement intercalé dans l'extrême sud, avec des roches sédimentaires para-autochtones déformées du Bassin de Taoudeni. Le mélange du Groupe de Gadel apparaît structurellement en dessous, aussi bien qu'au-dessus, du Groupe d'El Gueneiba, ce qui laisse imaginer que les roches métavolcaniques constituent une ou plusieurs très grandes unités sous la forme de klippes frontales au sein du mélange (Pitfield et al., 2004).

Les lithologies au sein du Groupe de Gadel consistent en deux associations majeures : 1) une association à dominante magmatique comprenant des roches ultramafiques (serpentinites), des métabasaltes, des jaspilites ferrugineuses, des amphibolites à grenat, des albitites, des métagabbros, des schistes verts, et des roches métacarbonatées, et 2) une association métasédimentaire silicoclastique constituée de quartzites à muscovite et kyanite, avec ou sans grenat et staurolite, et de schistes à micas pélitiques. Puisque le Groupe de Gadel est un mélange tectoniquement imbriqué, aucune succession lithostratigraphique, ou tectonostratigraphique, ne peut être définie. Toutefois, en général, on note une succession simplifiée de serpentinites, associée avec des talcschistes, des schistes verts, des quartzites ferrugineux, des amphibolites, et des jaspilites, au sein d'une transition d'ouest vers l'est en des micaschistes et des quartzites à kyanite-staurolite-grenat quartzites, un quartzite à muscovite, des schistes à muscovite, ainsi que des amphibolites locales (Pitfield et al., 2004). Les ensembles de serpentinite forment les zones principales de relief élevé au sein du Groupe, et possèdent une grande variété d'apparences, ainsi qu'une minéralogie primaire et secondaire variable. Ils sont fréquemment surmontés de chapeaux de fer birbiritiques, présentant des chailles secondaires, et des fractures à remplissage de carbonate séparant les clastes de la serpentinite hôte. Les serpentinites sont généralement encadrées de quartzites mylonitiques, à teneur variable en fer, et/ou de schistes à quartz-muscovite/séricite. Les talcschistes forment toujours des ensembles lenticulaires qui sont rarement plus longs que quelques centaines de mètres, et sont systématiquement enfermés dans de la serpentinite. Les profils géochimiques des serpentinites permettent de supposer un environnement de formation intraplaque, non lié à un arc. Les jaspilites ferrugineuses, et les FFR subordonnées, sont communes au sein du mélange du Groupe de Gadel, et constituent des collines basses altérées en noir, et résistantes. Elles sont principalement associées aux schistes pélitiques, et à des roches mafiques et ultramafiques (Pitfield et al., 2004).

Aucune datation directe U-Pb du zircon n'est signalée concernant les roches du Groupe de Gadel. Des âges de libération incrémentale $^{40}Ar/^{39}Ar$, concernant les concentrés de hornblende et de muscovite, permettent de faire l'hypothèse qu'un refroidissement postmétamorphique est intervenu à la suite d'évènements tectonothermiques néoprotérozoïques distincts, aux environs de 700 à 720 Ma et 640 à 650 Ma (Dallmeyer et Lécorché, 1989). L'épisode le plus récent est lié à la première collision continentale panafricaine, et correspond grossièrement aux datations U-Pb obtenues pour les suites de granitoïdes syn- à

postcinématiques de Guidamaka (665Ma) et de Selibabi (637 Ma, Pitfield et al., 2004). La muscovite au sein des lithologies du Groupe de Gadel s'est refroidie à la température de fermeture de l'argon, entre environ 570 et 595 Ma (Pitfield et al., 2004). Le mélange du Groupe de Gadel est interprété comme représentant une suture tectonique majeure. Les roches ultramafiques représentent une lithosphère océanique affectée par la tectonique. Elles sont fréquemment associées avec des jaspilites ferrugineuses, et des roches métacarbonatées. Les roches mafiques montrent deux genèses distinctes : une suite est comparable aux roches métabasaltiques du Groupe d'El Gueneiba (décrites ci-dessous), avec une composition chimique d'intraplaque, tandis que les amphibolites présentent une composition plus typique d'une dérivation d'arc volcanique liée à une subduction. Leur association avec des turbidites distales est cohérente avec leurs origines océaniques (Pitfield et al., 2004).

Le Groupe d'El Gueneiba est imbriqué et localement incorporé dans le Groupe de Gadel (Fig. 64). Il est caractérisé par des schistes calco-chloritiques, des schistes à chlorite ± talc ± amphibole, et des métabasaltes déformés (pillow-lavas et brèches), métamorphosés, de faciès schiste vert intermédiaire à supérieur. Le Groupe demeure indifférencié dans le sud des Mauritanides, à l'exception des suites intrusives de la Suite de Guidamaka (Fig. 64). Des lithologies moins communes comprennent des phyllites à quartz-séricite, des schistes à chlorite-quartz, des métabasaltes déformés, avec des ségrégations de quartz-carbonate associées avec des brèches de pillow-lavas, des jaspilites ferrugineuses, des métakératophyres, et du marbre massif, à grain fin, avec des épaississements pyritiques. Des intercalations locales de lithologies de FFR sont présentes, et sont formées de filons riches en fer, d'épaisseur millimétrique, avec de la magnétite et/ou de l'hématite, séparés par des rubanements siliceux plus épais de quartz et de chailles. Les veines de quartz sont extrêmement fréquentes, et un placage de graviers à veines de quartz recouvre des parties importantes de la zone d'affleurement (Pitfield et al., 2004).

Les profils géochimiques de lithologies majeures du Groupe d'El Gueneiba montrent de grandes variations de motifs, en cohérence avec des contextes alcalins, et tectoniques d'intraplaque, jusqu'à des caractéristiques d'arc volcanique lié à une subduction. La présence de pillow-lavas dans les roches volcaniques métabasaltiques laissent supposer un dépôt au sein d'un contexte sous-marin. Le Groupe d'El Gueneiba est interprété comme consistant en une ophiolite fragmentée, cohérente avec le reste du Complexe de Gorgol Noir. Les relations intrusives (?) avec les roches granitiques datées de la Suite de Guidamaka permettent de faire l'hypothèse d'un âge minimum de 665 ± 2,7 Ma (Pitfield et al., 2004).

Sur la base des descriptions ci-dessus, il existe de nombreuses caractéristiques des roches des Groupes de Gadel et d'El Gueneiba, telles que les basaltes en pillow-lavas, les ensembles intrusifs mafiques et ultramafiques cogénétiques, les jaspilites ferrugineuses, les FFR, les roches volcanoclastiques renfermant de la malachite, et les schistes pélitiques, qui sont favorables à des processus exhalatifs de plancher océanique, et spécifiquement à une formation de fer de type Algoma. La présence de nombreuses présences connues de Cu ± Au, interprétées comme représentant des présences de sulfures massifs volcanogéniques (Taylor and Giles, à paraître) augmentent la probabilité de séquences de roches favorables.

De nombreuses présences minérales métalliques apparaissent au sein du sud des Mauritanides, et comprennent des types de dépôts minéraux variés, tels que des sulfures volcanogéniques massifs (se référer à Taylor et Giles, à paraître) de l'or orogénique (se référer à Goldfarb et al., à paraître), des oxydes de fer cuivre-or de type Guelb Moghrein (se référer à Fernette, à paraître), des dépôts de sulfures magmatiques à Cu-Ni-éléments du groupe du platine, et des dépôts podiformes de chromite ± éléments du groupe du platine (se référer à Taylor et al., à paraître). En raison du potentiel reconnu de la région, la zone a été l'objet de nombreuses campagnes d'exploration, remontant aux premières études du BRGM, au milieu des années 1960, jusqu'au milieu des années 1970, suivies par différentes collaborations de l'OMRG avec le BRGM et une société privée allemande, Otto Gold, pendant le milieu des années 1990. En 1995, les droits d'exploration de la concession M40, représentant un ensemble de 20 000 kilomètres carrés du sud des

Mauritanides, depuis immédiatement le nord des présences de Bou Zrabie et Kadiar, jusqu'à la frontière avec le Sénégal. Leur travail a inclus des concentrés à la battée de sédiments de cours d'eau, et des études d'échantillons d'or extractible par lessivage global (BLEG), ainsi que des études détaillées de 28 potentiels, utilisant un prélèvement d'échantillons de sol peu profond, des tranchées/puits, un prélèvement d'éclats de roches, des relevés géophysiques, et une cartographie géologique. Des forages en circulation inverse (51 forages, pour un totale de 4 180 mètres) ont été réalisés au niveau de plusieurs cibles, avec des forages au diamant limités (5 forages, pour un total de 808 mètres) au niveau de quelques emplacements. Plus de 20 000 échantillons géochimiques ont finalement été recueillis et analysés (Gunn et al., 2004). A ces différents programmes, les relations géologiques de base ont été identifiées au niveau de nombreuses présences minérales parmi les plus importantes. Gunn et al. (2004) fournissent d'excellentes descriptions de nombreux potentiels connus, sur la base d'une synthèse des travaux antérieurs, et du travail de terrain effectué lors du programme du BGS, en 2003.

En dépit des multiples périodes d'exploration des Mauritanides du sud, à la recherche d'un grand nombre de types de dépôts minéraux différents, il n'existe pas de présences de fer au sein des Mauritanides du sud au sein du recensement de la base de données nationale mauritanienne des dépôts minéraux (Marsh et Anderson, à paraître). Cependant, la présence largement répandue des FFR au sein des roches des Groupes de Gueneiba et de Gadel, appartenant au Complexe de Gorgol, indique qu'elles sont favorables aux dépôts de fer de type Algoma. Des zones favorables ont donc été tracées sur ces unités, mais elles sont toutefois considérées comme ayant un faible potentiel de présence de dépôts de fer d'intérêt économique.

5.3 Présences de fer oolithique en Mauritanie

Du fer oolithique phanérozoïque est présent au niveau de deux sites de Mauritanie. Les accumulations les plus importantes de ce type sont situées sur le flanc sud du Bassin de Tindouf. Les sous-bassins de Zenmour Noir et de Yetti Nord, appartenant au Bassin de Tindouf contiennent tous deux du fer oolithique au sein des séquences des roches sédimentaires de plateforme du Silurien et du Dévonien. Au sein du sous-bassin de Zenmour Noir, des présences de roches ferreuses existent au niveau de Bir Aidiate, Tighirt, Oumat el Ham, et Khang Leghouat. Le sous-bassin nord de Yetti renferme la partie ouest du dépôt ouest de Gara Djebilet, appartenant au champ de Gara Djebilet, qui traverse la frontière avec l'Algérie. Une seconde présence est située à proximité de la frontière avec le Sahara Occidental, au niveau de l'Oued el Hamra. Une seconde zone de roche ferrugineuse oolithique est présente sur la bordure ouest du Bassin de Taoudeni, au nord de Tidjikja.

5.3.1 Fer oolithique du Bassin de Tindouf

Le Bassin de Tindouf est un bassin asymétrique postsilurien, de direction ouest sud-ouest à est nord-est, couvrant plus de 120 000 kilomètres carrés, lié au nord avec les montagnes marocaines de l'Anti-Atlas, au sud par le Bouclier de Rgueibat, à l'ouest par la dépression d'El Aioun, et à l'est par la dépression d'Erg Chech. L'essentiel du bassin est situé en Algérie, avec certaines parties dans le Sahara Occidental, au Maroc, en Algérie, en Mauritanie, et en Libye. Le bassin est formé de roches sédimentaires marines cambro-ordoviciennes à carbonifères, surmontées par des roches sédimentaires crétacées continentales, et une couverture cénozoïque (Guerrak, 1989). De nombreux dépôts de roche ferrugineuse oolithique sont présents au sein des roches sédimentaires du Silurien et du Dévonien, le long de la marge sud plongeant doucement vers le nord du bassin. Dans leur ensemble, elles définissent la ceinture de roche ferrugineuse oolithique paléozoïque nord-africaine, qui s'étend sur environ 3 000 kilomètres le long du flanc nord du Bouclier de

Rgueibat, à partir du sous-bassin de Zenmour Noir jusqu'à la Lybie (Guerrak, 1989). De petites parties de la bordure la plus au sud du Bassin de Tindouf sont présentes au sein du territoire mauritanien, dans le sous-bassin de Zemmour Noir, au nord-ouest de Bir Moghrein, et dans la partie nord du sous-bassin de Yetti, à l'extrême pointe nord de la Mauritanie, le long de la route de Tindouf, en Algérie. Guerrak (1989) a évalué que la ceinture de roche ferrugineuse pourrait renfermer jusqu'à 10,7 milliards de tonnes (1,5 milliard au sein des roches siluriennes, et 9,2 milliards dans les roches dévoniennes) de formation de fer oolithique.

Sur les différents dépôts majeurs de roche ferrugineuse oolithique situés le long de la bordure sud du Bassin de Tindouf, seul le champ de Gara Djebilet renferme des ressources situées sur le territoire mauritanien. Le champ de Gara Djebilet est le plus à l'ouest de petits dépôts du nord du sous-bassin de Yetti, séparés par des soulèvements (Fig. 65). Le dépôt de Djebilet s'est mis en place sur le flanc ouest du soulèvement d'Aouinet. Le champ de Gara Djebilet s'est construit au sein de la Formation de Gara Djebilet (algérienne) du Dévonien précoce (Lochkovien et Pragien), s'étendant d'est en ouest sur une distance d'environ 60 kilomètres. Les ressources de roche ferrugineuse oolithique apparaissent dans la partie supérieure du cycle du Dévonien précoce de la Formation de Gara Djebilet (Fig. 66), au sein de trois dépôts principaux, à savoir Gara Djebilet ouest, centre, et est. Le dépôt de l'ouest de Gara Djebilet se prolonge au-delà de la frontière Algérie-Mauritanie, et s'étend en ligne droite en Mauritanie sur environ treize kilomètres (Figure 67). Le dépôt ouest de Gara Djebilet (en Algérie) est d'une taille d'environ 14 x 4 kilomètres, pour une épaisseur de 6 à 30 mètres (Guerrak, 1988).

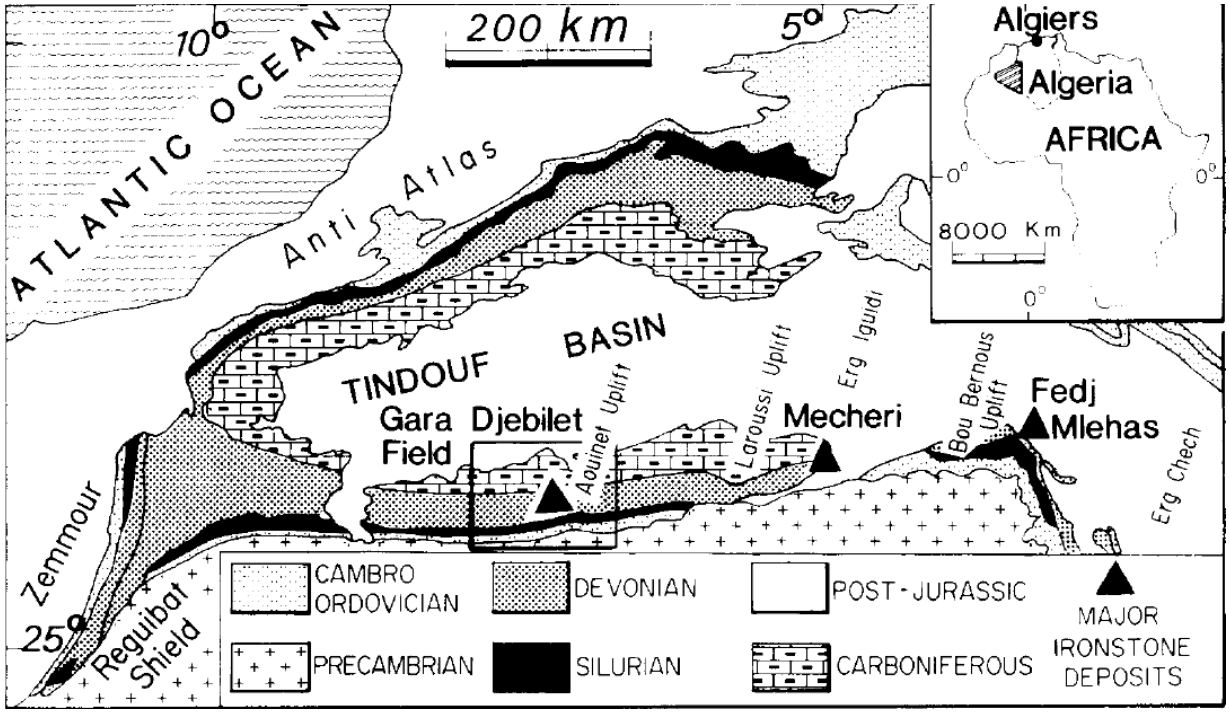

Figure 65. Emplacement du Bassin de Tindouf et des principaux dépôts de roches ferrugineuses oolithiques du sud de l'Algérie. Le champ de Gara Djebilet est présent des deux côtés de la frontière avec la Mauritanie (extrait de Guerrak, 1988).

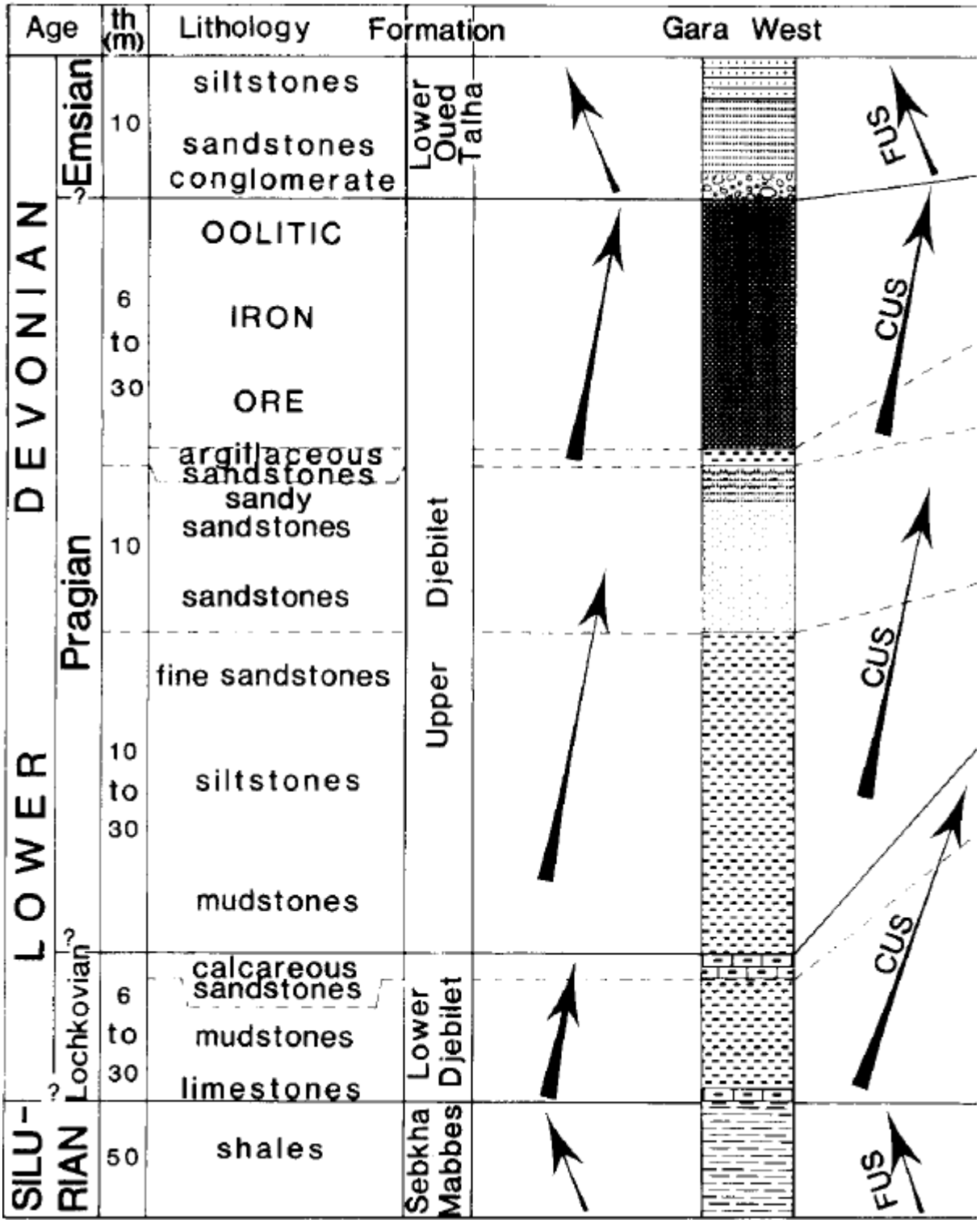

Figure 66. Colonne lithostratigraphique au niveau du dépôt ouest de Gara Djebilet. CUS = séquence devenant plus grossière vers le haut, FUS = séquence devenant plus fine vers le haut (extrait de Guerrak, 1988).

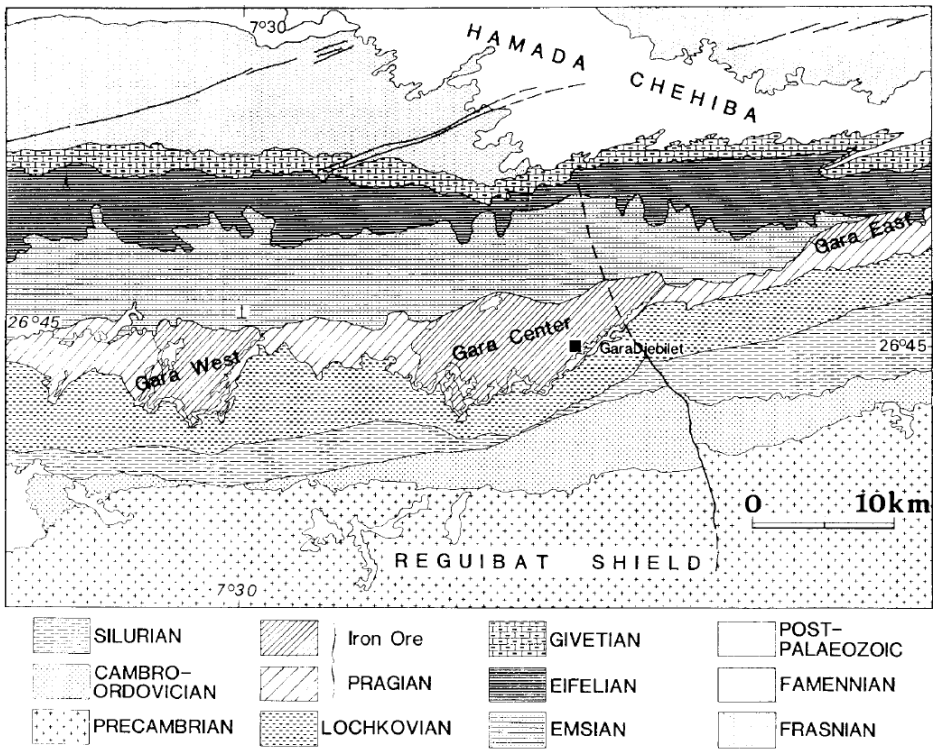

Figure 67. Carte géologique du champ de Gara Djebilet, dans le sud de l'Algérie et au nord de la Mauritanie. Le dépôt de l'ouest de Gara Djebilet est présent des deux côtés de la frontière entre l'Algérie et la Mauritanie (extrait de Guerrak, 1988).

La Formation de Gara Djebilet est constituée de trois cycles, devenant plus grossiers vers le haut, de roches sédimentaires argileuses à sableuses, entre des séquences plus fines vers le haut, formées de schistes du Silurien supérieur de la Formation de la Sebkha Mabbes, au niveau de la base, ainsi que des conglomérats, des grès, des siltites du Dévonien inférieur de la Formation de l'Oued Talha au niveau du sommet (Guerrak, 1988, Fig 66). Les roches ferrugineuses oolithiques du champ de Gara Djebilet se présentent sous la forme de lentilles au sommet du cycle le plus élevé, alterné avec des arénites quartziques chloritiques à ferrugineuses. Guerrak (1988) interprète chaque cycle devenant plus grossier vers le haut comme représentant une séquence de dépôt de barrière insulaire, avec des variations de faciès au sein de chaque cycle, représentant différentes parties de la barrière insulaire. Les roches sédimentaires littorales, le long de la partie orientée vers la mer des îles, sont constituées de grès ferrugineux à laminations, avec une faible teneur en coquilles. Les grès de plage sableuse en recouvrement contiennent des lits entrecroisés planaires tabulaires de taille moyenne. Le litage entrecroisé planaire tabulaire à grande échelle (ensembles de 1 à 1,5 mètre d'épaisseur) caractérise un faciès de dune éolienne riche en végétaux fossiles. De tels faciès de dune éolienne sont une caractéristique très répandue du champ de Gara Djebilet. Le dernier cycle recouvrant le faciès de dune commence avec des grès argileux à laminations parallèles, représentant un environnement d'avant littoral intérieur, évoluant vers le haut en des roches ferrugineuses oolithiques. La roche ferrugineuse possède une teneur en quartz décroissant vers le haut, et est interprétée comme indicatrice d'un contexte de dépôt de lagon ou de baie. Au sein des lentilles de roches ferrugineuses, les faciès de roches ferrugineuses quartziques sont visibles au plus près de la barrière, alors que le faciès de roche ferrugineuse non détritique intervient au-dessus ou vers la terre (Guerrak, 1988).

La minéralogie des lentilles de roches ferrugineuses oolithiques est caractérisée par de la magnétite, de l'hématite, de la goethite, de la maghémite, de la chamosite, de la sidérite, de l'apatite, et du quartz. Trois

principaux types de minerais sont visibles, et répartis verticalement au sein de chaque lentille. Elles consistent en un faciès de minerai inférieur non magnétique, d'un faciès magnétique, et d'un faciès supérieur non magnétique. Sur le plan pétrographique, les minerais se différencient en trois types, à savoir les types cimentés, détritiques, et non détritiques. Les moyennes de données géochimiques pour la totalité du champ montrent des différences de teneur en fer entre les trois types de minerai. Les faciès inférieurs non magnétiques, magnétiques, et supérieurs non magnétiques renferment respectivement 54,6, 57,8, et 53,0 % de fer. Le minerai magnétique représente une ressource potentiellement d'intérêt économique, et contient 4,9 % de SiO_2, 4,2 % d'Al_2O_3, 61,4 % de Fe_2O_3, 19,2 % de FeO, et 1,8 % de P_2O_5. Pour une valeur de coupure de 57 pourcents de fer, une ressource de 985 millions de tonnes, à une teneur de 57,8 % de fer a été signalée (Guerrack, 1988).

La corrélation de la Formation de Gara Djebilat (en Algérie) en Mauritanie, à travers la frontière, est quelque peu problématique, en raison du caractère dispersé des informations descriptives concernant les roches ferrugineuses de Mauritanie. Toutefois, des descriptions d'unités de roches sédimentaires d'âges du Silurien supérieur, et du Dévonien inférieur, au sein des sous-bassins de Zenmour Noir et du Nord Yetti, par le BRGM (Lahondère et al., 2003), enregistrent la présence de cycles régressifs d'eau peu profonde, renfermant des roches phosphatiques, des oolithes, et des grès ferrugineux qui sont semblables aux roches du même âge décrites par Guerrak (1988 ; 1989) au sein du champ de Gara Djebilet en Algérie.

Plus spécifiquement, la séquence devenant plus fine vers le haut des ardoises du Silurien supérieur sous-tendant la Formation de Gara Djebilet, en Algérie, est probablement possible à corréler avec le Groupe de Gara Bouya Ali, situé dans le Bassin mauritanien de Tindouf. Le Groupe de Gara Bouya Ali est décrit comme surmontant en conformité les roches sédimentaires glaciogéniques et les tillites du Groupe de Garat el Hamoueid, de la fin de l'Ordovicien, et est marqué par une transition brutale vers des ardoises argileuses noires, renfermant des graptolites, alternées avec des calcaires malodorants et fossilifères, qui évoluent vers le haut en un calcaire massif, bleu-noir, et également fossilifère. L'intégralité de l'unité est d'une épaisseur uniforme de 80 à 90 mètres, et on imagine qu'elle représente un environnement sédimentaire de plateforme distale (extérieur au plateau) (Lahondère et al., 2003).

Le Groupe de Gara Bouya Ali est surmonté en concordance par les cycles régressifs marins dévoniens du Groupe de Zemmour. Cette unité est constituée d'environ 1 100 mètres de grès, d'argillites, et de calcaires qui sont subdivisés en trois sous-groupes, chacun représentant un cycle régressif. Le sous-groupe 1 du Groupe de Zemmour, dont on établi dans le présent travail qu'il est corrélé avec la Formation de Gara Djebilet, est décrit comme possédant une section de base d'argiles non fossilifères (environ 150 mètres d'épaisseur) suivie par des calcaires marneux entrecroisés et d'horizons de coquinas, riches en faune diversifiée (trilobites, brachiopodes, orthocères, lamellibranches, crinoïdes, etc…). Cette section est recouverte par des grès argileux non fossilifères (25 mètres), et un grès mince, riche en coquilles, renfermant des nodules phosphatiques (10 mètres). Vers le haut, ce sous-groupe devient argileux, avec plusieurs horizons de cent mètres d'épaisseur de calcaire coquillier présentant des brachiopodes. La séquence évolue ensuite vers des grès plus terrigènes, plus grossiers, intercalés avec des horizons de calcaire coquillier plus minces. Le sommet de cette unité a été enlevé par l'érosion, et elle est signalée par la présence de conglomérat à grains fins, avec des clastes phosphatiques qui marquent le début du sous-groupe suivant. Cette séquence marine est considérée comme ayant été initiée au Silurien le plus tardif, et est interprétée comme un cycle régressif, caractérisé par le développement de faunes benthiques, et une séquence devenant plus grossière vers le haut de faciès argileux à gréseux. La discordance au sommet du sous-groupe est considérée comme liée à la fin des mouvements tectoniques calédoniens (Sougy, 1964 ; Hollard, 1967 ; Lahondère et al., 2003). Bien que non souligné dans leurs descriptions, Lahondère et al. (2003) indiquent que le développement de grès terrigènes plus grossiers vers le sommet est parfois accompagné par des quartzites ferrugineux.

En général, la stratigraphie des unités du Paléozoïque inférieur, le long de la marge sud du Bassin de Tindouf, en Mauritanie, est semblable et corrélable avec les sous-bassins de Zemmour Noir et de Nord Yetti. L'ensemble des unités devient quelque peu plus mince d'ouest en est, le long de la marge (Lahondère et al., 2003).

La vérification de la cartographie en cours, au sein des roches du Silurien-Dévonien du sous-bassin de Nord Yetti (Lahondère et al., 2003), et les présences connues de fer au sein de la Base de données nationale mauritanienne des dépôts minéraux (Marsh et Anderson, à paraître), montrent que deux présences existent, et sont situées dans les roches du Groupe de Gara Bouya Ali (Fig. 68). La présence ouest de Gara Djebilet est décrite brièvement comme une couche de fer minéralisé, renfermant des lentilles d'oolithes riches en fer et des calcaires sableux renfermant une faune (spirifère) indicatrice d'un âge du Dévonien inférieur (Emsien). La présence est interprétée comme un prolongement ouest du dépôt de Gara Djebilet, en Algérie, et est formé d'une couche riche en hématite, magnétite, maghémite, et minéraux du phosphate. L'extension de ce dépôt en Mauritanie se prolonge sur environ treize kilomètres, à une épaisseur d'environ dix mètres. La teneur en fer est signalée comme plus basse (de 46 à 47 pourcents de fer) que le dépôt algérien, de même que de plus mauvaise qualité et plus discontinue. Aucune évaluation formelle n'a toutefois été réalisée, mais la présence pourrait renfermer plusieurs centaines de millions de tonnes de roches ferrugineuses (Marsh et Anderson, à paraître).

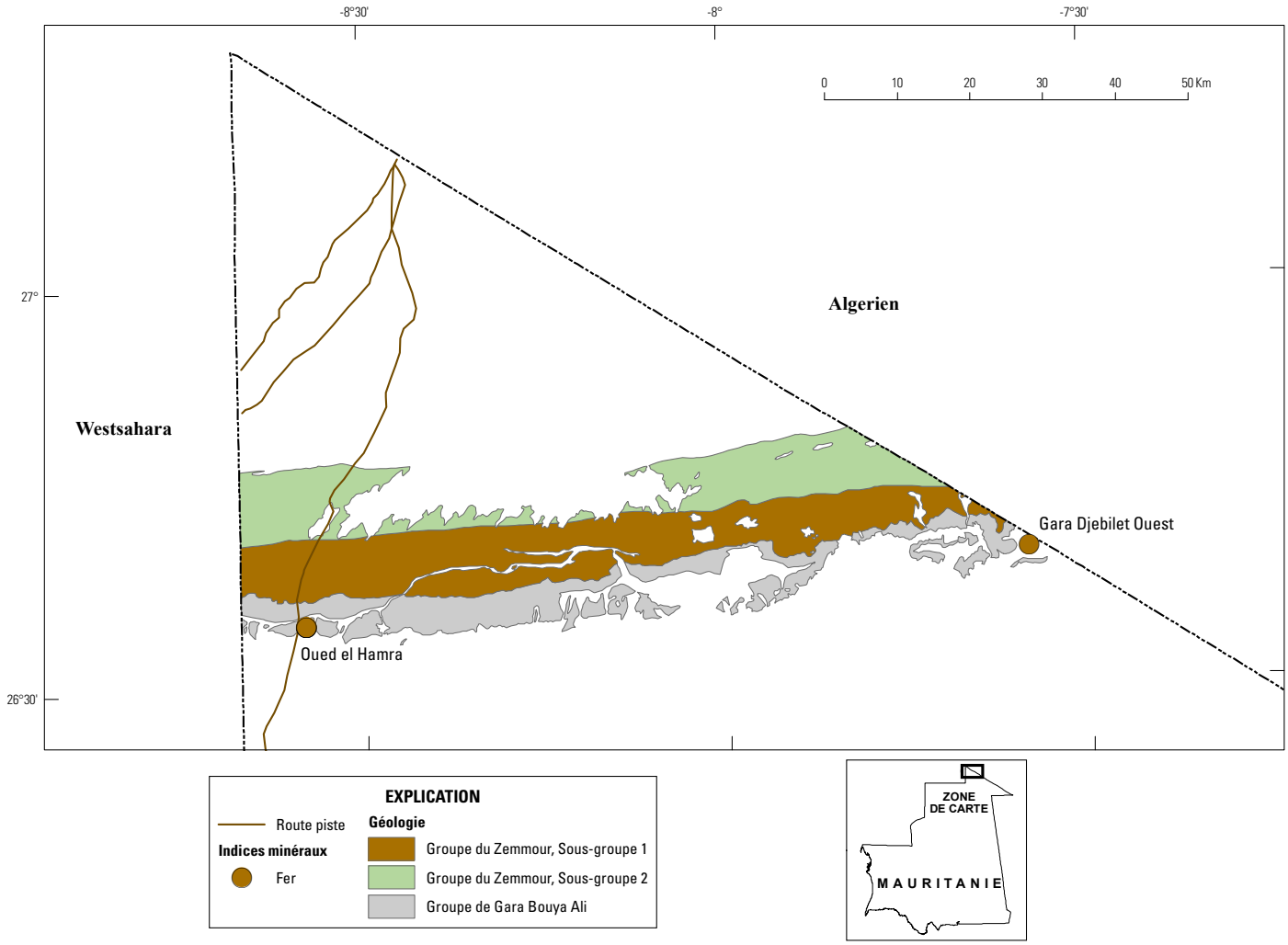

Figure 68. Géologie et emplacement des présences phanérozoïques de roches ferrugineuses oolithiques du sous-bassin de Nord Yetti, appartenant au Bassin de Tindouf, en Mauritanie.

Une seconde présence est également située au sein du Groupe de Gara Bouya Ali, dans le sous-bassin de Nord Yetti, à proximité de la frontière avec le Sahara Occidental (Fig. 68). La présence de l'Oued el Hamra est rapidement décrite comme une couche continue de roche ferreuse, d'environ un à deux mètres d'épaisseur, et de 20 à 25 kilomètres de long, à la base d'une falaise calcaire bioclastique à la partie nord de l'Oued el Hamra. La présence d'une faune d'orthocères établit l'âge des roches hôtes comme étant du Dévonien inférieur (Seigonien inférieur, Marsh et Anderson, à paraître). Aucune autre information n'est disponible pour cette présence.

Des présences supplémentaires de roches ferrugineuses phanérozoïques oolithiques sont connues au sein du sous-bassin de Zemmour Noir, appartenant au Bassin de Tindouf, en Mauritanie. Du sud au nord, il s'agit des présences de Bir Aidiate, Tighirt, Oumat el Ham, et Khang Leghouat (Fig. 69). Les présences de Bir Aidiate, Tighirt, et Khang Leghouat sont toutes hébergées au sein des roches du Groupe de Zemmour, sous-groupe 1, sur la base de la cartographie actuelle (Lahondère et al., 2003). La présence d'Oumat el Ham est cartographiée au niveau d'un affleurement du Groupe de Zemmour, sous-groupe 2, approximativement sept kilomètres à l'ouest nord-ouest de la présence de Tighirt, et une cinquième présence de fer est située au

sein des roches du Groupe ordovicien d'Oumat el Ham, environ 18,5 km à l'est de la présence de Khang Leghouat, et dénommée présence de Gara Bouya Ali. On connait peu de choses de ces présences en dehors de ce qui est brièvement signalé au sein de la Base de données nationale mauritanienne des dépôts minéraux (Marsh et Anderson, à paraître). La présence de Bir Aidiate est décrite comme un calcaire oolithique renfermant une couche d'un mètre d'épaisseur, caractérisée par la présence de phosphate, de goethite, et de chamosite. L'analyse géochimique indique que la couche contient 42 pourcents de Fe et 1,2 % de P_2O_5. Les présences de Tighirt et Khang Leghouat sont décrites comme des horizons de taille inconnue, renfermant de l'hématite et de la goethite au sein de roches sédimentaires détritiques paléozoïques. La présence d'Oumat el Ham est décrite comme un horizon argileux au sein de roches sédimentaires siluriennes (Gothlandien), renfermant des ocres à pyrite, du gypse, et de l'alunite. Enfin, la présence de Gara Bouya Ali est décrite comme une couche de la base du Groupe d'Oumat el Ham, reposant directement sur la discordance précambrienne, et constituée de grès, de pélites renfermant du quartz, des oxydes de fer, de la glauconite, du phosphate, et des illites. La description est vague, et laisse imaginer que l'horizon peut être assez épais, et qu'il pourrait contenir des tonnages significatifs de ce matériau (Marsh et Anderson, à paraître).

En résumé, les sous-bassins de Zemmour Noir et de Nord Yetti comportent tous deux des présences connues de roches ferrugineuses oolithiques phanérozoïques, dans les roches du Silurien supérieur et du Dévonien inférieur, du Groupe de Gara Bouya et du Groupe de Zemmour, sous-groupe 1. Ces roches hôtes sont considérées comme corrélables avec des roches semblables en Algérie, et suggèrent donc une ceinture de roches ferrugineuses oolithiques paléozoïques d'Afrique du Nord (Guerrak, 1988 ; 1989). Toutefois, les présences de Mauritanie semblent constituées de fer à faibles teneurs, sur des superficies limitées, et dans certains cas une incertitude existe concernant leur âge ou le type de dépôt. Pour les besoins de la présente étude, le Groupe de Gara Bouya Ali G et le Groupe de Zemmour, sous-groupe 1, sont tous les deux considérés comme ayant un potentiel pour la découverte de ressources supplémentaires de roches ferrugineuses oolithiques phanérozoïques. Toutefois, le potentiel de découverte de dépôts d'intérêt économique de ce type est considéré comme faible.

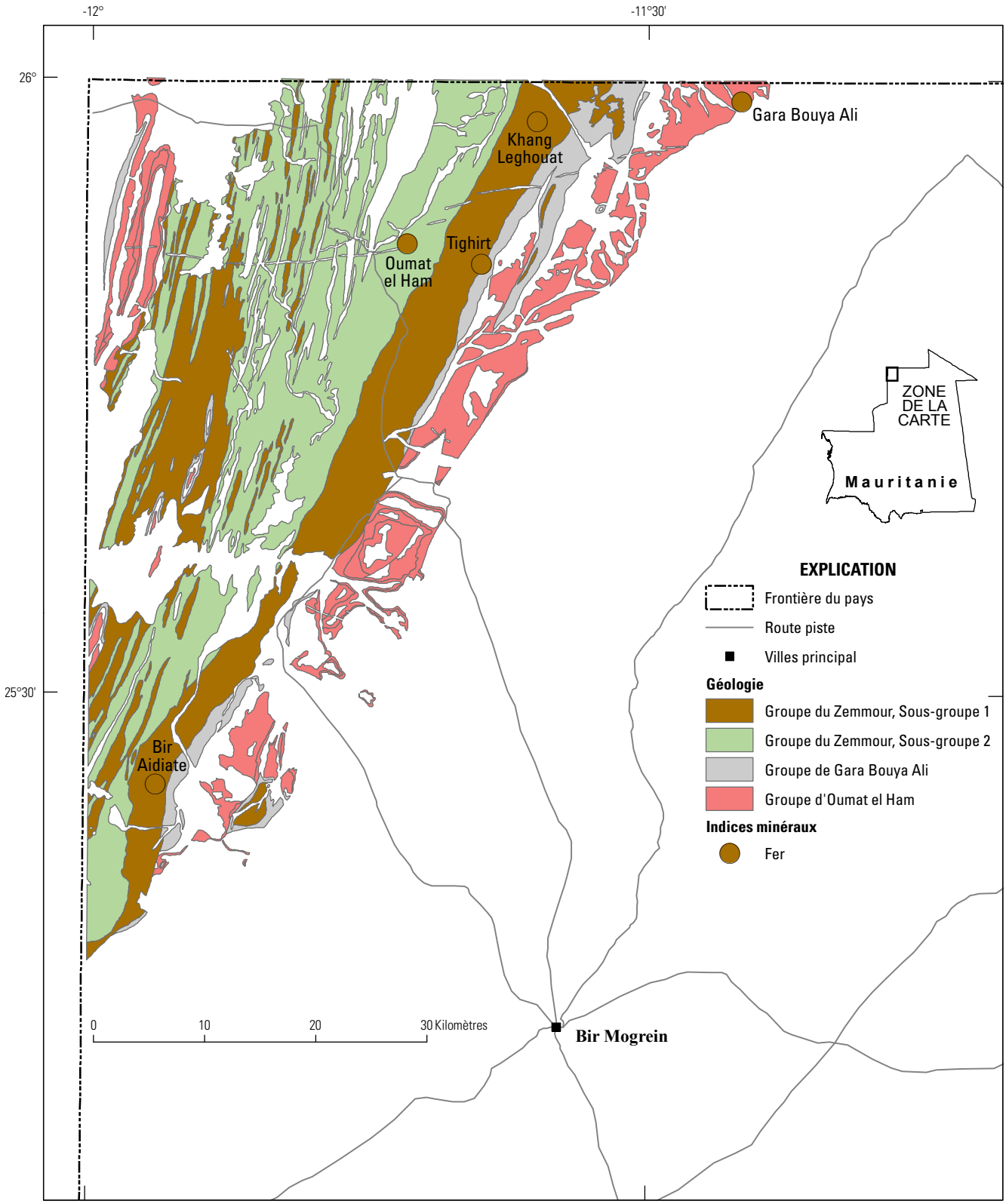

Figure 69. Géologie et emplacement des présences phanérozoïques de roches ferrugineuses oolithiques au sein du sous-bassin de Zemmour Noir, appartenant au Bassin de Tindouf, en Mauritanie.

5.3.2 Roches ferrugineuses oolithiques du Bassin de Taoudeni

Il n'existe que quelques présences connues de fer au sein des roches sédimentaires paléozoïques du Bassin de Taoudeni, et l'information descriptive les concernant est extrêmement limitée. La présence de Chegga est située dans la partie la plus au nord-est du Bassin de Taoudeni, en Mauritanie, à environ 35 kilomètres au sud - sud-est du village portant le même nom. La présence est décrite comme une roche ferrugineuse de type inconnu, ou comme une minéralogie située au niveau du contact avec une couche de calcaire surmontée par du grès d'âge cambrien (Marsh et Anderson, à paraître). Les lentilles de roches ferrugineuses ont 100 mètres de long, 50 mètres de large et d'une épaisseur inconnue. La présence est considérée comme ayant un potentiel non significatif en termes de futures ressources en fer de la Mauritanie (Marsh et Anderson, à paraître).

La cartographie géologique actuelle identifie les roches hôtes au niveau de la présence de Chegga comme étant des grès à grains grossiers, et des pélites du sous-groupe 1 du Groupe néoprotérozoïque de Cheikhia. Lahondère et al. (2003) décrivent le Groupe de Cheikhia comme une séquence transgressive de roches silicoclastiques littorales à fluviatiles, composée de grès, siltites, et marnes, et où chaque unité lithologique est d'une épaisseur d'environ 100 mètres. Un âge approximatif de 610 Ma est attribué au groupe, sur la base d'une faune semblable à celle de l'Édiacarien (médusoïdes). Le long de la marge nord du Bassin de Taoudeni, le Groupe de Cheikhi est corrélé latéralement avec les grès de Bir Amran, aussi bien qu'avec le Groupe silicoclastique d'Assabet el Hassiane. Ni le grès ferrugineux, ni le faciès oolithique ferrugineux, ne sont décrits au sein de l'une de ces roches. Sur la base de l'insignifiance de la présence de Chegga, et de l'absence de roche ferrugineuse décrite dans les autres unités néoprotérozoïques, le long de la bordure du Bassin de Taoudeni, ces unités ne sont pas considérées comme favorables au dépôt de roches ferrugineuses oolithiques, et ne font donc pas l'objet d'un examen plus détaillé.

La seule présence de fer hébergée dans des sédiments du Bassin de Taoudeni à être citée par la Base de données nationale mauritanienne des dépôts minéraux (Marsh et Anderson, à paraître) est la présence du Lac Goussas, dans le sud de la Mauritanie, située environ à treize kilomètres à l'ouest sud-ouest du village de Bouly. Des données descriptives suggèrent que la présence est un schiste ferrugineux au sein de grès à grains fins ou de dolomites. La cartographie actuelle (Lahondère et al., 2005) place la présence au sein du sous-groupe de Tichilit et Beida, appartenant au Groupe néoprotérozoïque-cambrien de Teniagouri. La teneur en fer du schiste ferrugineux est d'environ vingt pourcent. De façon semblable aux roches du même âge décrites au niveau de la présence de Chegga, la séquence néoprotérozoïque-cambrienne du sud du Bassin de Taoudeni est considérée comme tout aussi défavorable à une formation de fer oolithique, et ne sera donc pas décrite plus en détail. Marot et al. (2003) mentionnent l'existence d'une présence de fer au sein de sédiments au niveau d'Oum Akka Denach, sur la bordure nord du Bassin de Taoudeni, et indiquent qu'il s'agit d'une présence de type roche ferrugineuse oolithique, hébergée au sein des roches sédimentaires de l'Ordovicien supérieur. Toutefois, cette présence n'apparaît pas dans la Base de données nationale mauritanienne des dépôts minéraux (Marsh et Anderson, à paraître), et aucune information concernant l'emplacement ou l'environnement de la présence n'existent à la connaissance des auteurs de la présente étude.

Un travail récent du BRGM, dans la partie ouest centrale du Bassin de Taoudeni, permet d'imaginer qu'il existe un potentiel de roche ferrugineuse oolithique au sein des roches de l'Ordovicien le plus tardif, du Silurien supérieur, et du Dévonien inférieur, dans une zone à l'est du secteur d'Inchiri. Des couches ferrugineuses sont décrites au sein de la Formation de Khneg Ten Titane, du Groupe de Tichit, de la fin de l'Ordovicien, qui représente la dernière d'une série d'unités glaciaires ordoviciennes qui se sont déposées pendant le retrait des glaciers ordoviciens. La Formation de Khneg Ten Titane marque une transition entre le faciès glaciaire des formations sous-jacentes, et le faciès pélitique du Groupe d'Oued Chig. Il est caractérisé par une bioturbation et les premiers fossiles. La transition s'exprime de deux manières

différentes : un faciès littoral quartzique, ou une succession sablo-argileuse, partiellement glaciomarine. Dans la région de l'Adrar et du nord de Tagant, la Formation apparaît sous la forme d'une unité quartzique de un à vingt mètres d'épaisseur, qui coiffe systématiquement les affleurements du Groupe de Tichit. Le contact de la Formation de Khneg Ten Titane avec le Groupe de l'Oued Chig est localement marqué par un faciès ferrugineux conforme, qui est interprété comme étant un précipité chimique (Lahondère et al., 2008). Cet horizon est généralement de 0,2 à 4 mètres d'épaisseur, et renferme des quantités variables de quartz détritique, et d'horizons d'oxyde de fer présentant des bioturbations de deux à dix centimètres d'épaisseur, des nodules phosphatiques, de même que des pseudo-oolithes (cœurs de chamosite, avec une enveloppe ferrugino-phosphatique). Cet intervalle est interprété comme un faciès condensé indiquant des profondeurs d'eau croissantes, de la dernière partie de l'Ordovicien final jusqu'à la transgression silurienne. L'étape d'inondation maximale est représentée par des mudstones et des graptolites du groupe en recouvrement de l'Oued Chig (Lahondère et al., 2008).

Le Groupe de l'Oued Chig est transgressif à l'intérieur des grès glaciaires du Groupe de Tichit, et représente une série condensée de 50 à 100 mètres d'épaisseur de mudstones à teneur variable en sable, avec des graptolites dont les faunes représentent différentes étapes du Silurien. Au niveau des cartes géologiques à l'échelle 1:200 000e de Far' aoun et d'El Moinan, le BRGM a divisé le Groupe de l'Oued Chig en une unité de la base (Og1), correspondant à l'intervalle hétérolithique reposant sur le Groupe de Tichit, et une unité supérieure (Og2), correspondant à l'intervalle argileux comportant des graptolites et des insertions sableuses. Des barres de sable localement présentes reposent entre les deux unités (Og 1^{1}). L'unité de la base (Og1) forme une cuesta de plusieurs mètres d'épaisseur, recouverte d'épaisses barres de sable formées de grès quartzique mal classé et de conglomérats (Og1^{2}), qui constituent des projections morphologiques. Au niveau de la carte géologique de Far' aoun, à l'échelle 1:200 000e, ces grès pélitiques de nature très variée sont localement des dépôts ferrugineux (hématitiques) oolitiques (unit Og1^{1}), formant localement d'épaisses lentilles (de 5 à 8 mètres dans le secteur d'Akadnech - Nagel, 2008 ; Lahondère et al., 2008).

Au moment de la présente rédaction, le rapport du BRGM, établi par Nagel (2008) n'était pas encore disponible aux auteurs de ces lignes, et le travail de terrain de l'USGS en octobre-novembre 2007 ne s'est pas rendu dans cette zone du Bassin de Taoudeni. Les co-auteurs mauritaniens de la présente étude ont fourni des communications orales (juin 2012) indiquant que deux présences de roches ferrugineuses oolithiques ont été localisées et définies dans cette zone, désignées des noms de Far'aoun et Akadnech. Toutefois, aucune mention de ces noms n'est notée dans la Base de données nationale mauritanienne des dépôts minéraux (Marsh et Anderson, à paraître), et aucun détail supplémentaire sur leurs coordonnées exactes, la taille, ou la composition de ces présences n'est fournie. Il est à remarquer que la dénomination de la présence d'Akadnech est proche de celle d'Oum Akka Denach, signalée par Marot et al. (2003). Comme aucun emplacement, et peu de détails existent, concernant la présence d'Oum Akka Denach, il est fait ici l'hypothèse que la présence d'Akadnech, décrite ici, est probablement dans Nagel (2008).

Le Groupe de l'Oued Chig est recouvert en quasi-concordance par le Groupe du Dévonien inférieur de Tenemouj. Le Groupe de Tenemouj est divisé en trois formations : les grès de la Formation d'Aouïnet Zbel (80 mètres), les calcaires de la Formation de Dhlaïet el Ateuch (100 mètres), et les grès de la Formation d'El Ahguid (localement jusqu'à 400 mètres). La Formation d'Aouïnet Zbel est constituée de grès grossier, sableux, et ferrugineux, renfermant des brachiopodes, d'âge du Dévonien inférieur (Coblencien : Siegenien bien daté et Emsien daté avec imprécision, Lahondère et al., 2008). Cette unité est également considérée comme constituée de dépôts phanérozoïques favorables de roches ferrugineuses oolithiques.

Dans la partie la plus au sud de la région d'Adrar, dans la partie sud-ouest de la carte géologique de Far' aoun, à l'échelle 1:200 000e, le Groupe de Tenemouj est d'une épaisseur d'environ 50 mètres. La Formation d'Aouïnet Zbel apparaît sous la forme de larges dalles, fréquemment recouvertes de sable éolien,

surmontant les mudstones siluriennes du Groupe de l'Oued Chig. Sur la feuille de la carte géologique de Far' aoun, à l'échelle 1:200 000e, la formation constitue une cuesta continue d'environ dix mètres de grès à la base, localement recouverte par un horizon oolithique ferrugineux. Vers l'ouest – sud-ouest, la partie supérieure de la formation est formée d'un faciès de mudstone verdâtre micacé, avec des lentilles bioclastiques sableuses. Dans ce secteur, la Formation d'Aouïnet Zbel est caractérisée par des grès blancs à jaunâtres, grossiers, sableux, ferrugineux, et quartziques, alternés avec des horizons oolithiques ferrugineux d'échelle métrique. Aucune présence de fer n'a été définie au sein de la Formation d'Aouïnet Zbel. Toutefois, l'âge du Dévonien inférieur, et la présence de roches ferrugineuses oolithiques, laisse supposer une similitude avec d'autres unités visibles au sein de la ceinture de roches ferrugineuses oolithiques d'Afrique du Nord. La Formation d'Aouïnet Zbel est donc incluse dans la zone favorable de roches ferrugineuses oolithiques phanérozoïques de la bordure ouest du Bassin de Taoudeni (Fig. 70).

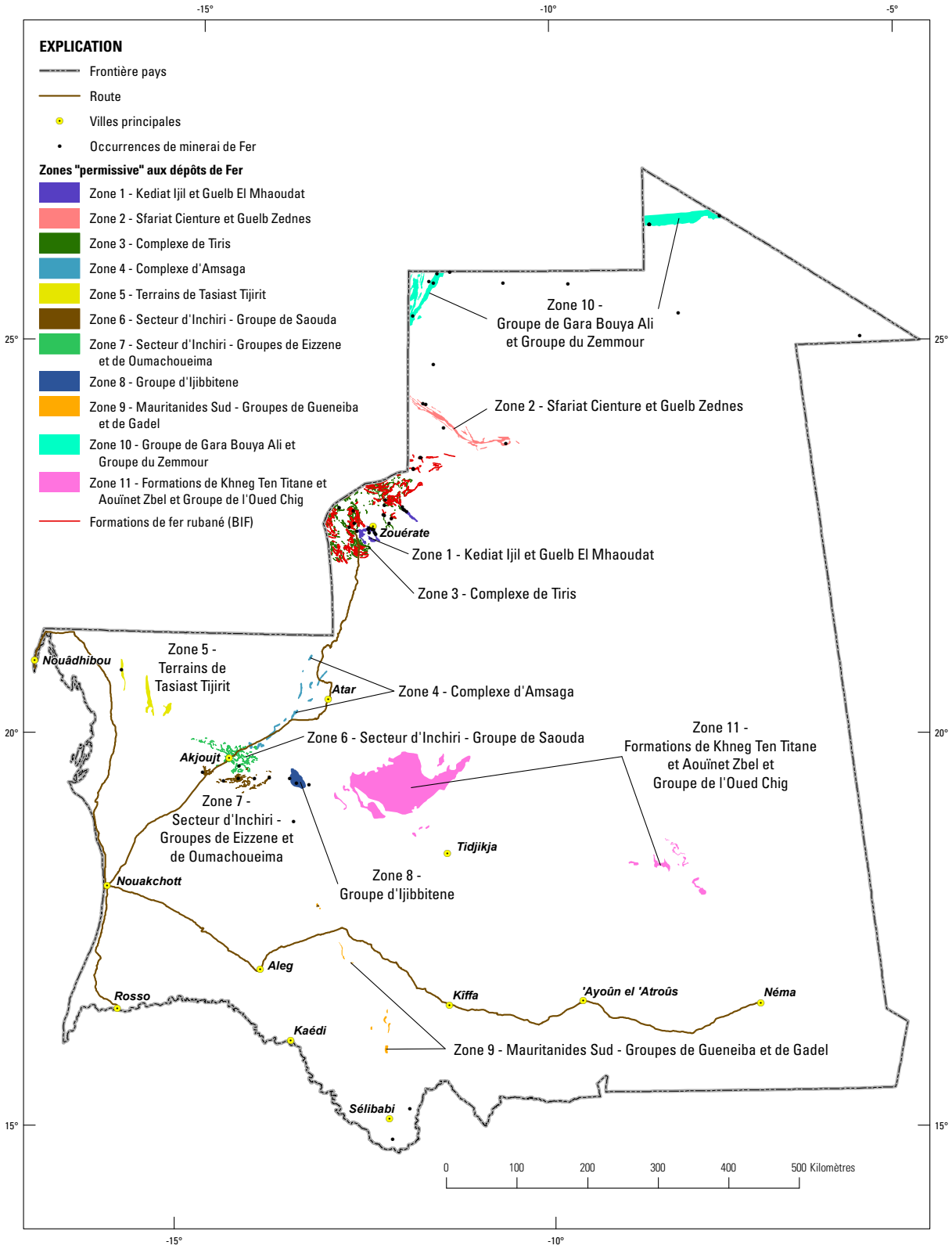

Figure 70. Zones favorables aux dépôts, classés comme formation de fer de type Algoma et supérieur, et dépôts de fer oolithique phanérozoïque, en Mauritanie.

6 Secteurs favorables aux dépôts de fer de type Algoma, supérieur et oolithique, en Mauritanie

Sur la base de la synthèse de l'USGS des données du PRISM concernant le potentiel de fer de Mauritanie, les zones considérées favorables aux dépôts, classés comme formation de fer de type Algoma et supérieur, ainsi qu'aux dépôts de roches ferrugineuses oolithiques phanérozoïques, sont présentées sur la Figure 70. Les critères pour la délimitation de ces zones s'appuient sur la géologie favorable, telle que décrite par les rapports du BGS (Gunn et al., 2004 ; Pitfield et al., 2004 ; O'Connor et al., 2005) et du BRGM (Lahondère et al., 2003 ; Marot et al., 2003 ; Lahondère et al., 2005 ; Lahondère et al., 2008), et sont principalement divisés au niveau du groupe, du sous-groupe, et, lorsque cela est possible, de la formation. Un second critère majeur de sélection des zones est la répartition des présences de fer connues, lorsqu'elles sont localisées au sein de roches hôtes favorables. Les mines actuellement en exploitation, les dépôts connus, et les présences de fer de Mauritanie sont énumérés au sein de la Base de données nationale mauritanienne des dépôts minéraux (Marsh et Anderson, à paraître).

Onze zones sont ainsi définies comme suit :

1. Au sein des roches allochtones à parautochtones paléoprotérozoïques en recouvrement, ou imbriquées, au niveau de la marge nord-est du Bouclier mésoarchéen de Rgueïbat, une zone est repérée comme étant favorable aux dépôts de fer, de type Lac Supérieur, au sein des séquences supracrustales de Kediat Ijil et du Guelb El Mhaoudat. De manière plus précise, la Formation de Tazadit, ainsi que la Formation corrélée de Mhaoudat, englobent l'ensemble des protominerais de FFR de type Lac Supérieur actuellement connus, de même que l'ensemble des mines actuellement en exploitation et des dépôts connus de formation de fer sous forme d'hématite à haute teneur. Cette zone est prolongée sous la couverture du Bassin de Taoudeni en utilisant la carte régionale aéromagnétique (se référer à Finn et Anderson, à paraître). La limite sud-est de la zone a été tracée là où des anomalies magnétiques linéaires liées aux dépôts de FFR de type Lac Supérieur ne pouvaient plus être identifiées, de même que là où la profondeur de la couverture au-dessus du socle mésoarchéen est inférieure à 1 000 mètres.
2. Une seconde zone de FFR, de type Lac Supérieur, est tracée au niveau d'unités de FFR de la ceinture de Sfariat et du Guelb Zednes, incluant quatre présences connues de magnétite paléoprotérozoïque, et de FFR renfermant de l'hématite. Les roches hôtes qui définissent la zone sont principalement situées au sein du Complexe de Rich Anajim, et comprennent la Formation du Guelb Zednes, ainsi que les quartzites ferrugineux désignés par RAqz.
3. Une zone est tracée au niveau des FFR mésoarchéennes, de type Algoma, du Complexe de Tiris, qui inclut la mine en exploitation au niveau du Guelb el Rhein, le dépôt du Guelb El Aouj, ainsi que onze potentiels et présences supplémentaires. De nombreux affleurements de FFR de type Algoma (désignés par TRfe) sont indiqués, et sont prolongés sous la couverture grâce à l'utilisation des données aéromagnétiques.
4. Une seconde zone de FFR mésoarchéenne, de type Algoma, est tracée au niveau des affleurements visibles de FFR (repérés par AMfe), au sein du Complexe d'Amsaga, et est prolongée sous la couverture, sur la base des données aéromagnétiques. Il n'existe actuellement aucune présence connue de fer au sein du Complexe d'Amsaga.
5. Une troisième zone de FFR mésoarchéenne, de type Algoma, est tracée au niveau des affleurements de FFR visibles, hébergés au sein du Groupe de Lebzenia, dans les ceintures de greenstones des terrains de Tasiast Tijirit. Plus précisément, la zone est tracée au niveau

d'affleurements cartographiés de FFR, au sein des Formations de Sebhket Nich et d'Aouéoua, et est prolongée sous la couverture sur la base des données aéromagnétiques.

6. Une quatrième zone de FFR mésoarchéenne, de type Algoma, est tracée sur les affleurements visibles de FFR présentes au sein du Groupe de Saouda, dans le secteur d'Inchiri. Il existe six présences connues hébergées dans la FFR du Groupe de Saouda.
7. Une zone est tracée au niveau de la FFR néoprotérozoïque, de type Algoma, des Groupes d'Eizzene et d'Oumachouiema, au sein de la Nappe de Chouiema, appartenant à l'empilement de Nappes d'Akjoujt, dans le secteur d'Inchiri. Plus précisément, la FFR à la base du Groupe d'Eizzene, la Formation de Khmeiyat, les unités de FFR au sein du Groupe d'Oumachouiema, ainsi que les Formations d'Atomai et Lembeitih. De minces unités de FFR, au sein du Groupe d'Oumachouiema, de même que des Formations de Sainte-Barbe et d'Akjoujt ne sont pas considérées comme assez étendues pour être enregistrées comme favorables à des dépôts de fer. Il n'existe aucune présence de fer connue associée avec la FFR, de type Algoma, appartenant aux Groupes d'Eizzene et d'Oumachouiema. Toutefois, une couverture inhabituelle de silice-oxyde de fer de la présence de Cu-Au au niveau d'El Khader représente un dépôt inhabituel de goethite-hématite.
8. Une seconde zone de FFR néoprotérozoïque, de type Algoma, est tracée au niveau d'un affleurement du Groupe d'Ijibbitene, au sein de la Nappe d'Ijjibitene. Plus particulièrement, deux unités, à savoir les Formations d'El Mbehteh et de Bou Demje sont formées ou renferment des quantités significatives de FFR. Toutefois, les emplacements et la description disponible concernant trois présences de la région sont vagues, ce qui conduit la totalité du Groupe d'Ijjibitene à être considéré comme favorable aux présences néoprotérozoïques de fer de type Algoma. Des rapports concernant une présence au sein de roches sédimentaires indifférenciées des Groupes de Teniagouri et de Jbeliat peuvent indiquer des présences potentielles de fer d'un type non précisé.
9. Une FFR néoprotérozoïque, de type Algoma, est également présente en minces horizons, au sein des Groupes de Gueneiba et de Gadel, appartenant au Complexe de Gorgol Noir, du sud des Mauritanides. Toutefois, en raison du fait que les unités de FFR au sein de ces Groupes pétrographiques ne sont pas cartographiées comme unités géologiques distinctes, les données aéromagnétiques ont été utilisées pour tracer des zones au niveau des roches des Groupes de Gueneiba et Gadel, interprétées comme renfermant des épaisseurs de FFR plus importantes. Ces zones sont considérées comme quelque peu spéculatives, et sont perçues comme ayant un faible potentiel de découverte de dépôts de fer, de type Algoma, ayant un intérêt économique.
10. Les sous-bassins de Zenmour Noir et de Nord Yetti, appartenant au Bassin de Tindouf, contiennent tous deux des roches ferrugineuses oolithiques au sein des séquences de roches sédimentaires de plateformes siluriennes et dévoniennes des Groupes de Gara Bouya Ali et de Zemmour. Des zones, au sein de l'un et de l'autre des sous-bassins, sont tracées au niveau de ces groupes de roches. Quatre présences distinctes sont situées au sein de la zone du sous-bassin de Zenmour Noir, et deux présences sont situées au sein du sous-bassin de Nord Yetti.
11. Enfin, une large zone est tracée au niveau de la Formation de Khneg Ten Titane, du Groupe de la fin de l'Ordovicien de Tichit, du Groupe en recouvrement de l'Oued Chig, ainsi que de la Formation d'Aouïnet Zbel, appartenant au Groupe du Dévonien inférieur de Tenemouj, à la bordure ouest de la partie du Bassin de Taoudeni au nord de Tidjikja, et au centre du bassin, à l'est de Tidjikja.

7 Références

Allon, A., 1957, *Mission de prospection de l'Inchiri, campagne 1956-1957*, Rapport spécial sur la zone de Legleitat el Khader, Bureau Minier de la France d'Outre Mer, A.O.F., 11 p.

Bekker, Andrey, Slack, J.F., Planavsky, Noah, Krapez, Bryan, Hofmann, Axel, Konhauser, K.O., et Rouxel, O.J., 2010, *Iron formation: The sedimentary product of a complex interplay among mantle, tectonic, oceanic, and biospheric processes:* Economic Geology, v. 105, p. 467-508.

Beukes, J.B., et Gutzmer, J., 2008, *Origin and paleoenvironmental significance of major iron formations at the Archean-Paleoproterozoic boundary:* Reviews in Economic Geology, v. 15, p. 5-48.

Blanchot, A., 1975, *Mineral Plan of the Islamic Republic of Mauritania*, BRGM éditeur, Direction des recherches et du développement minier, 554 p.

Bronner, G., 1970, *Plissement, cisaillement, boudinage et laminage : mécanismes essentiels de la formation de la Brèche d'Ijil (Précambrien de la Dorsale de Reguibat, Fort-Gouraud, Mauritanie septentrionale)* : Service carte géol., Alsace-Lorraine Bull., v 23, p. 51-76.

Bronner, G., 1988, *La Chaîne de M'Haoudat (Mauritanie)*, Géologie, Architecture, Minéralisations ferrifères riches associées : Rapp. Inéd., SNIM, 33 p.

Bronner, G., 1992, *Structure et évolution d'un craton archéen : la dorsale Rgueïbat occidentale (Mauritanie) ; tectonique et métallogénie des formations ferrifères*, Thèse de doctorat, Univ. Aix-Marseille III, Marseille, France, BRGM Doc. 02212536, N° 201, 449 p.

Bronner, G., et Chauvel, J.J., 1979, *Precambrian banded iron-formations of the Ijil Group (Kediat Ijil, Reguibat Shield, Mauritania)* : Economic Geology, v. 74, p. 77-94.Bronner, G., et Fourno, J.P., 1992, *Audio-magnetotelluric investigation of allochthonous iron formations in the Archaean Reguibat shield (Mauritania): structural and mining implications:* Journal of African Earth Sciences, v. 15, p. 341-351.

Byrne, David, 2012, *Report on Phase 2: Ground magnetic survey and rock chip sampling over Kaoua El Khadra (792) Tenement*, Mauritania, 34p, consulté à l'adresse : http://www.charpac.com.au/wp-content/uploads/2012/09/SEMS-Report-on-Ground-Mag-Survey-and-Rock-Sampling-for-Kaoua-20120907.pdf

Cannon, W.F. 1986, *Descriptive model of Algoma Fe*, *in* Cox, D.P., et Singer, D.A., éds., *Mineral Deposit Models*, U.S. Geological Survey Bulletin 1693, p.198.

Cannon, W.F. 1986, *Descriptive model of Superior Fe*, *in* Cox, D.P., et Singer, D.A., éds., *Mineral Deposit Models*, U.S. Geological Survey Bulletin 1693, p. 228.

Charter Pacific Corporation Limited, 2012, *High grade BIF rock chip sample results for Charter Pacific's Mauritania iron ore project*, 29 novembre 2012, 10 p. consulté à l'adresse : http://www.charpac.com.au/?page_id=1222.

Clark, D.A., 1997, *Magnetic petrophysics and magnetic petrology: aids to geological interpretation of magnetic surveys:* AGSO Journal of Australian Geology and Geophysics, 17, p. 83-103.

Cloud, P., 1973, *Paleoecological significance of the banded iron-formation:* Economic Geology, v. 68, p. 1135–1110.

Clout, J.M.F., et Simonson, B.M., 2005, *Precambrian iron formations and iron formation-hosted iron ore deposits*, *in* Hedenquist, J.W., Thompson, J.F. H., Goldfarb, R.J., et Richards, J.P., éds., Economic Geology ; 100th anniversary volume, 1905-2005, Society of Economic Geologists, Littleton, Colorado, États-Unis, p. 643-679.

Dallmeyer, R.D., et Lécorché, J.P., 1989, *$^{40}Ar/^{39}Ar$ polyorogenic mineral age record within the central Mauritanide orogen, West Africa:* Geological Society of America Bulletin, vol. 101, p. 55–70.

Dallmeyer, R.D., et Lécorché, J.P., 1990, *$^{40}Ar/^{39}Ar$ polyorogenic mineral age record in the northern Mauritanide orogen, West Africa:* Tectonophysics, vol. 177, p. 81–107.

Dalstra, Hilke, et Guedes, Sergio, 2004, *Giant hydrothermal hematite deposits with Mg-Fe metasomatism: A comparison of the Carajas, Hamersley, and other iron ores:* Economic Geology, v. 99, p. 1793-1800.

Davies, P.J., Bubela, B., et Ferguson, J., 1978, *The formation of ooids* : Sedimentology, v. 25, p. 703-730.

Fernette, Greg, à paraître, *Phase V: Deliverable 79: Iron Oxide Copper-Gold Deposits in Mauritania* : Second Project de Renforcement Institutionnel du Secteur Minier de la République de Mauritanie (PRISM II), U.S. Geological Survey Open-file Report, 29 p.

Finn, C.A., et Anderson, E.D., à paraître, *Synthesis of Geophysical Data : Phase V, Deliverable 55* : Second Project de Renforcement Institutionnel du Secteur Minier de la République de Mauritanie (PRISM II), U.S. Geological Survey Open-file Report, 60 p.

Goldfarb, R.J., Marsh, E.E., Anderson, E.D., Horton, J.D., Finn, C.A., et Beaudoin, Georges, à paraître, *Mineral potential tracts for orogenic, Carlin-like, and epithermal gold deposits in the Islamic Republic of Mauritania* : Second Project de Renforcement Institutionnel du Secteur Minier de la République de Mauritanie (PRISM II), U.S. Geological Survey Open-file Report, 21 p.

Gruner, J. W, 1930 *Hydrothermal oxidation experiments; their bearing on the origin of the Vermillion iron ores* : Economic Geology, v 32, p. 121-130

Guerrak, S., 1988 *Geology of the Early Devonian oolitic iron ore of the Gara Djebilet field, Saharan, Platform, Algeria:* Ore Geology Reviews, v. 3, p. 333-358.

Guerrak, S., 1989, *Time and space distribution of Palaeozoic oolitic ironstones in the Tindouf Basin, Algerian Sahara*, *in* Young, T.P., et Taylor, W.E.G., éds., *Phanerozoic ironstones*, Geological Society Sp. Pub., n. 46, p. 197-212.

Gunn, A. G., Pitfield, P.E.J., McKervey, J.A., Key, R.M., Waters, C.N., et Barnes, R.P., 2004, *Notice explicative des cartes géologiques et gîtologiques à 1/200 000 et 1/500 000 du Sud de la Mauritanie, Volume 2 – Potentiel Minier*, DMG, Ministère des Mines et de l'Industrie, Nouakchott.

Hollard, H., 1967, *Le Dévonien du Maroc et du Sahara nord-occidental, in* Oswald, D.H., éd., *International Symposium on Devonian System*, Calgary, p. 203-244.

James, H.L., 1954, *Sedimentary facies of iron-formation:* Economic Geology, v. 49, p. 235-293.

James, H.L., 1992, *Precambrian iron-formations: nature, origin, and mineralogic evolution from sedimentation to metamorphism*, in Wolf, K.H., Chilingarian, G.V., éds., *Diagenesis: III*, Developments in Sedimentology, v. 47, p. 543-589.

Key, R.M., Loughlin, S.C., Gillespie, M., Del Rio, M., Horstwood, M.S.A., Crowley, Q.G., Darbyshire, D.P.F., Pitfield, P.E.J., et Henney, P.J., 2008, *Two Mesoarchean terranes in the Reguibat shield of NW Mauritania* : Geological Society of London Special Pub. 297, p. 33-52.

Kinross Gold Corp., 2011, *Delivering disciplined growth, West Africa mine tour*, March 28-31, 2011, 65 p.

Lahondère, D., Thieblemont, D., Goujou, J.-C., Roger, J., Moussine-Pouchkine, A., LeMetour, J., Cocherie, A., et Guerrot, C., 2003, *Notice explicative des cartes géologiques et gîtologiques à 1/200 000 et 1/500 000 du Nord de la Mauritanie. Volume 1*, DMG, Ministère des Mines et de l'Industrie, Nouakchott.

Lahondère, D., Roger, J., Le Metour, J., Donzeau, M., Marchand, J., et Bouamatou, M., 2005, *Cartes géologiques à 1/200 000 de l'extrême sud de la Mauritanie*, 12 sheets, DMG, Ministère des Mines et de l'Industrie, Nouakchott.

Lahondère, D., Le Metour, J., Callec, Y., Roger J., Ghienne J.-F., et Gourvennec, R., 2008, *Notice explicative des cartes géologiques à 1/200 000 de la zone Centre de la Mauritanie*, DMG, Ministère des Mines et de l'Industrie, Nouakchott, Rapport BRGM/RC-56742-FR, 430 pages et annexe.

Le Page, A., 1988, *Rock deformation associated with the displacement of allochthonous units in the central segment of the Caledono-Hercynian Mauritanide Belt (Islamic Republic of Mauritania and eastern Senegal)* : Journal of African Earth Sciences, v. 7, p. 265-283.

Lobato, L.M., Figueiredo e Silva, R.C., Hagemann, Steffen, Thorne, Warren, Zucchetti, Marcia, 2008, *Hypogene alteration associated with high-grade banded iron formation-related iron ore* : Reviews in Economic Geology, v. 15, p. 107-128.

Marot, A., Stein, G., Artigan, D., et Milési J.-P., 2003, *Notice explicative des cartes géologiques et gîtologiques à 1/200 000 et 1/500 000 du Nord de la Mauritanie, Volume 2* – Potentiel Minier, DMG, Ministère des Mines et de l'Industrie, Nouakchott.

Marsh, E.E., et Anderson, E.D., à paraître, *Database of Mineral Deposits in the Islamic Republic of Mauritania* : Second Projet de Renforcement Institutionnel du Secteur Minier de la Republique Islamique de Mauritanie (PRISM-II), U.S. Geological Survey Open-file Report, 7 p.

Maurin, G., 1993, *Mission Or Inchiri, République islamique de Mauritanie, Compte rendu de mission de la première campagne de terrain du 28 octobre au 11 décembre 1992*, Rapport du BRGM R36432, 52 p.

Maynard, J.B., et Van Houten, F.B., 2004, *Descriptive model of oolitic ironstones*, *in Developments in Mineral Deposit Modeling*, Bliss, J.D., éd., US Geological Survey Bulletin 2004, 3 p. Disponible à l'adresse :

http://pubs.usgs.gov/bul/b2004/html/bull2004oolitic_ironstones.htm.

Mining Journal, 2006, *Saudi backs Sphere:* Mining Journal, 28 juillet, p. 1.

Mining-technology.com, 2012, SNIM, Mauritania. Disponible à l'adresse : http://www.mining-technology.com/projects/snim/.

Morey, G.B., 1999, *High-grade iron ore deposits of the Mesabi Range, Minnesota – Product of a continental-scale Proterozoic ground-water flow system:* Economic Geology, v. 94, p. 133-142.

Mucke, A., et Farshad, F., 2005, *Whole-rock and mineralogical composition of Phanerozoic ooidal ironstones: Comparison and differentiation of types and subtypes:* Ore Geology Reviews, v. 26, p. 227-262.

Nabighian, M.N., 1972, *The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation:* Geophysics, v. 37, no. 3, p. 507-517.

Nagel, J.-L., 2008, *Perspectives minières dans le centre de la Mauritanie*, Rapport BRGM/RC-56813-FR, 90 p.

O'Connor, E. A., Pitfield, P. E. J., Schofield, D. I., Coats, S., Waters, C., Powell, J., Ford, J., Clarke, S., et Gillespie, M., 2005, *Notice explicative des cartes géologiques et gîtologiques à 1/200 000 et 1/500 000 du Nord-Ouest de la Mauritanie*, DMG, Ministère des Mines et de l'Industrie, Nouakchott, 398 p.

Oksengorn, S., 1973, *Les gisements de fer de la région de Zouérate* (République de Mauritanie), Industial Minerals., v. 55, p. 338-351.

Pitfield, P E J., Key, R M., Waters, C N., Hawkins, M.P.H., Scholfield, D.I., Loughlin, S. et Barnes, R P., 2004. *Notice explicative des cartes géologiques et gîtologiques à 1/200 000 et 1/500 000 du Sud de la Mauritanie. Volume 1 – géologie*. DMG, Ministère des Mines et de l'Industrie, Nouakchott.

Powell, C. McA, Oliver, N.H.S., Li, Z. X. Martin, Mc.D, et Ronaszeki, J., 1999, *Synorogenic hydrothermal origin for giant Hamersley iron oxide ore bodies*, Geology, v. 27, p. 175-178.

PT Bumi Resources Minerals Tbk, 2010, *Unlocking our values*, Rapport annuel 2010, 246 p.

PT Bumi Resources Minerals Tbk, 2011, *Entering the next stage*, Rapport annuel 2011, 270 p.

Rocci, G., 1957, *Formations métamorphiques et granitiques de la partie occidentale du pays de Rgueïbat (Mauritanie du Nord)*, Bulletin de la Direction Fédérale des Mines et de la Géologie, A.O.F., Dakar, no. 21, Tome 1.

Roest, W.R., Verhoef, J., et Pilkington, M., 1992, *Magnetic interpretation using the 3D analytic signal:* Geophysics, v. 57, no. 1, p. 116-125.

Schofield, D.I., et Gillespie, M.R., 2007, *A tectonic interpretation of "Eburnian terrane" outliers in the Reguibat Shield, Mauritania*: Journal of African Earth Sciences, v. 49, p. 179-186.
Schofield, D.I., Horstwood, M.S.A., Pitfield, P.E.J., Crowley, Q.G., Wilkinson, A.F., et Sidaty, H. CH. O., 2006, *Timing and kinematics of Eburnean tectonics in the central Reguibat Shield, Mauritania* : Journal of the Geological Society, London, v. 163, p. 549-560.
Schofield, D.I., Horstwood, M.S.A., Pitfield, P.E.J., Gillespie, M.R., Darbyshire, F., O'Connor, E.A., et Abdouloye, T.B., 2012, *U-Pb dating and Sm-Nd isotopic analysis of granitic rocks from the Tiris Complex: New constraints on key events in the evolution of the Reguibat Shield, Mauritania*: Precambrian Research, v. 204-205, p. 1-11.
Siehl, A., et Thein, J., 1989, *Minette-type ironstones*, *in* Young, T.P., et Taylor, W.E.G., éds., *Phanerozoic ironstones*, Geological Society Sp. Pub., n. 46, p. 175-193.
Simpson, T.A., et Gray, T.R., 1968, *The Birmingham red-ore district, Alabama*, *in* Ridge, John, éd., *Ore deposits of the United States, 1933-1967* : New York, American Institute of Mining, Metallurgical, and Petroleum Engineers, v. 1, p. 187-206.
Sougy, J., 1952, *Rapport de reconnaissance sur le minerai de Fer de Sfariat (Mauritanie)*, Direction Fédérale des Mines et de la Géologie, Rapport BRGM.
Sougy, J., 1953, *Rapport géologique de fin de campagne 1951-1952 à Fort Trinquet (Mauritanie)*, Rapport Direction Fédérale des Mines et de la Géologie, AOF, Dakar, 65 p.
Sougy, J., 1964, *Les formations paléozoïques du Zemmour noir (Mauritanie septentrionale) : Étude stratigraphique, pétrographique et paléontologique*, Ann. Fac. Sci., Univ. Dakar, 15, Université de Nancy, Dakar, 695 p.
Sphere Investments Ltd., 2003, Rapport annuel 2003, 43 p.
Sphere Investments Ltd., 2009, ASX Announcement, *Updated Lebtheinia 2.74 billion tonne mineral resource*, 22 octobre 2009, 12 p.
Sphere Minerals Ltd., 2012, *Annual report for the 12 month period ended 31 December 2012*, 53 p.
Strickland, C.D. et Martyn, J.E., 2002. *The Guelb Moghrein Fe-oxide copper-gold-cobalt deposit and associated mineral occurrences, Mauritania*: *A geological introduction*, *in* Porter, T.M., (éd.), *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold & Related Deposits: A Global Perspective, 2*. PGC Publishing, Adelaide, p. 275-291.
Taylor, C.D., et Giles, S. A., à paraître, *Phase 5, Deliverable 77: Mineral potential for volcanogenic massive sulfide deposits in the Islamic Republic of Mauritania*: Second Project de Renforcement Institutionnel du Secteur Minier de la République de Mauritanie (PRISM II), U.S. Geological Survey Open-file Report, 94 p.
Taylor, C.D., Marsh, E.E., et Anderson, E. D., à paraître, *Phase 5, Deliverable 67: Mineral Potential for Ni, Cu, PGE, and Cr Deposits Hosted in Ultramafic Rocks in the Islamic Republic of Mauritania, Deliverable 87* : Second Project de Renforcement Institutionnel du Secteur Minier de la République de Mauritanie (PRISM II), U.S. Geological Survey Open-file Report, 114 p.
Taylor, D., Dalstra, H.J., Harding, A.E., Broadbent, G., et Barley, M.E., 2001, *Genesis of high-grade hematite orebodies of the Hamersley province, Western Australia*: Economic Geology, v. 96, p. 837-873.
Tecsult International Ltd., 2009, *SNIM's Guelbs II Project, Mauritania – Environmental and Social Impact Assessment – Summary 05-17309* - Avril 2009, 41 p.
Teyssen, T.A.L., 1984, *Sedimentology of the Minette oolitic ironstones of Luxembourg and Lorraine: a Jurassic subtidal sandwave complex*: Sedimentology, v. 31, p. 195-211.
Teyssen, T.A.L., 1989, *A depositional model for the Liassic Minette ironstones (Luxembourg and France), in comparison with other Phanerozoic oolitic ironstones*, *in* Young, T.P., et Taylor, W.E.G., éds., *Phanerozoic ironstones*, Geological Society Sp. Pub., n. 46, p. 79-92.

Transafrika Resources Limited, 2010, *Kaouat iron ore project*, Avril, 2010, 11 p. Consulté à l'adresse : *http://www.transafrikaresources.com/im/files/fs/transafrika_kaouat_iron_apr10.pdf*.

Transafrika Resources Limited, 2011, *Annual Report and Financial Statements 2011*, 48 p. Consulté à l'adresse : http://www.transafrikaresources.com/im/files/fr/TAR_2011.pdf

Tyler, S.A., 1949, *Development of Lake Superior soft iron ores from metamorphosed iron formation*, Geological Society of America Bulletin, v. 60, p 1101-1124.

Taib, Mowafa, 2010, *The mineral industry of Mauritania: 2008 Minerals Yearbook – Mauritania*: U.S. Geological Survey, 4p. Consulté à l'adresse : http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/country/2008/myb3-2008-mr.pdf

U.S. Geological Survey, 2012, *Mineral commodity summaries 2012*: U.S. Geological Survey, 198 p, Consulté à l'adresse :
http://minerals.usgs.gov/minerals/pubs/mcs/2012/mcs2012.pdf.

Vachette, M., et Bronner, G., 1975, *Âges radiométriques Rb/Sr de 2 900 et 2 700 Ma des series précambriennes de l'Amsaga et du Tiris, Dorsale de Réguibat (Mauritanie)*, 7ème Coll. Int. Geol. Afr., Firenze, 1973, Tra. Lab. Sci. Terre, St. Jérôme, Marseille, 1975, Série B, v. 11, p. 147-148.

Van Houten, F.B., et Bhattacharyya, D.P., 1982, *Phanerozoic oolitic ironstones - geologic record and facies model*: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 10, p. 441-457.

Van Houten, F.B., et Arthur, M.A., 1989, *Temporal patterns among Phanerozoic oolitic ironstones and oceanic anoxia*, *in* T.P. Young et W.E.F. Taylor, éds., *Phanerozoic ironstones* : Londres, Geological Society Special Publication 46, p. 33-49.

Xstrata, 2011a, *Mineral Resources and ore reserves as at 31 December 2011*, 48 p. Disponible à l'adresse : http://www.xstrata.com/content/assets/pdf/x_reserves_resources_201112.pdf.

Xstrata, 2011b, *Hitting our stride, Xstrata investor seminar – part two*, 6 December 2011, 60 p. Disponible à l'adresse:
http://www.xstrata.com/investors/speechesandpresentations/2011/12/06/12/.

Wikipedia, 2012, *Ironstone*, consulté le 28/08/2012 à l'adresse :
http://en.wikipedia.org/wiki/Ironstone.

Young, T.P., 1989, *Phanerozoic ironstones: an introduction and review*, *in* T.P. Young et W.E.F. Taylor, éds., *Phanerozoic ironstones* : Londres, Geological Society Special Publication 46, p. ix-xxv.